

Band 60  
der MITTEILUNGEN des  
Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark  
B. Wissenschaftliche Abhandlung

# GESTEINE DER STEIERMARK

VON  
FRANZ ANGEL

Mit 19 Tafeln

GRAZ 1924

Herausgegeben und verlegt vom Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark  
In Kommissionsverlag bei Ulrich Mosers (J. Meyerhoff) Buchhandlung in Graz

# Inhaltsverzeichnis.

## 1. Teil. Allgemeine Grundlagen.

	Seite
1. Gesteinsbegriff . . . . .	1
2. Gesteinsentstehung . . . . .	2
3. Ursachen der Verbandsgesetzmäßigkeiten . . . . .	2
4. Größe der Gesteinskörper als Baueinheiten . . . . .	3
5. Erstarrungsgesteine . . . . .	3
6. Sedimente oder Absatzgesteine . . . . .	6
7. Metamorphe oder umgewandelte Gesteine . . . . .	7
8. Verbindung von Massengesteinen etc. zu metamorphen Einheiten . . . . .	13
9. Tiefenstufen- oder Zonenlehre . . . . .	13
10. Erfahrungsgrundlagen der Zonenlehre . . . . .	14
11. Theorie der Zonenlehre . . . . .	16
12. Übersicht über sämtliche Metamorphosezonen . . . . .	28
13. Stoffwanderung und Stoffwechsel . . . . .	31
14. Festlegung der chemischen Stellung eines Gesteins durch Projektion etc. . . . .	31
15. Geometrische Gesteinsanalyse . . . . .	36

## 2. Teil. Spezielle Gesteinskunde.

### 1. Kapitel. Massengesteine der Steiermark.

16. Allgemeines . . . . .	37
17. Tiefengesteine . . . . .	37
18. Stoffliche Entwicklung von Magmen . . . . .	38
19. Magmenentwicklung innerhalb der beiden Reihen . . . . .	39

#### 1. Abschnitt (§ 20—38).

20. Steirische Intrusivkerne . . . . .	43
21. Der Gleinalpenkern . . . . .	54—55
Tiefengesteine . . . . .	44—46
Gangefolge . . . . .	47—49
Restlösungen . . . . .	49
Anhang . . . . .	50
Verteilung, Pölleralpen, Hochalpe, Stubalpe . . . . .	53
Chemismus . . . . .	54
22. Saure Intrusiva der Radegunder Gneisinsel . . . . .	55—56
23. Saure Intrusiva im Kulmgebiet . . . . .	56—58
(1. Gruppe: Gleinalmtypus, 2. Gruppe: Mürztaler Typus.)	
24. Granitisch-Dioritische Gesteine der Brucker Umgebung . . . . .	58—61
25. Bösenstein-Seckauerkern . . . . .	62—67
(1. Bösensteingebiet, Chemismus, Formen. — 2. Seckauertauern. — 3. Mugel—Hocheck.)	
26. Mürztaler Kern . . . . .	67
27. Mikroklinggranit und Augengneis von Birkfeld . . . . .	70
28. Rabenwald- Masenbergkern . . . . .	71

	Seite
§ 29. <b>Stubalpenkern</b> . . . . .	72—79
(Übersicht, Ammeringorthogneismasse. Gesteine. Gneispegmatit der Stubalpe.)	
§ 30. <b>Schladminger Kern</b> . . . . .	79—90
(1. Formenentwicklung, 2. Tiefengesteine, 3. Ganggesteine, 4. Injizierte Gesteine, 5. Chemismus, 6. Deutung der beobachteten Tatsachen, 7. Zur Frage alter Gneise etc., 8. Bauteileck-Ableger, 9. Augengneise.)	
§ 31. <b>Saure Intrusiva im oberen Murgebiet</b> . . . . .	9—91
§ 32. <b>Der Korralpenkern</b> . . . . .	91—93
(1. Massengesteine, 2. Gangfolge. Anhang: Intrusiva der Seetaler Alpen.)	
§ 33. <b>Bemerkungen zu Tabelle Nr. 11. Mineralien mittelsteirischer Pegmatite</b> . . . . .	94—95
§ 34. <b>Der Wechselkern</b> . . . . .	95
§ 35—37. <b>Überblick über die steirischen sauren Intrusivmassen</b> . . . . .	96—98
§ 38. <b>Zur Nomenklatur</b> . . . . .	98

#### 2. Abschnitt (§ 39—43).

§ 39. <b>Steirische Ergußgesteine. Allgemeines</b> . . . . .	98—101
§ 40. <b>Das oststeirische Vulkangebiet</b> . . . . .	101—121
1. Übersicht und Probleme . . . . . 101	
2. Gleichenberger Pazifiker . . . . . 103	
3. Pazifische Basalte . . . . . 111	
4. Die Olivinbomben . . . . . 114	
5. Oststeir. Atlantiker . . . . . 116	
§ 41. <b>Quarzkeratophyre und Metaquarzkeratophyre der Blasseneckserie</b> . . . . .	121—127
§ 42. <b>Andere steirische Quarzkeratophyre und Verwandte</b> . . . . .	128—129
(Brucker Umgebung, Sausal, Wechselgebiet.)	
§ 43. <b>Diabase und Metadiabase</b> . . . . .	129—136
1. Hochlantsch, 2. Grazer Umgebung, 3. Sausal, 4. Schladminger Gegend. Grünschiefer der Neumarkt-Murauer Mulde. Melaphyrituffe bei Graz.)	

#### 2. Kapitel. Metamorphe basische Massengesteine.

§ 44. <b>Allgemeine Übersicht</b> . . . . .	136
§ 45. <b>Serpentine</b> . . . . .	137—146
§ 46. <b>Steirische Talkschiefer nicht sedimentärer Natur und Begleiter</b> . . . . .	147—148
§ 47. <b>Saussuritgabbros und Verwandte</b> . . . . .	148—153
§ 48. <b>Amphibolite</b> . . . . .	153—182
Übersicht und Systematik . . . . . 153—155	
Orthoamphibolite der Gleinalm . . . . . 154—163	
Andere steirische Amphibolite . . . . . 163—182	
Grünschieferamphibolite . . . . . 177	
§ 49. <b>Eklogite und Verwandte</b> . . . . .	182—189
Allgemeines . . . . . 182	
Gleichungen . . . . . 183	
Eklogitminerale . . . . . 185—186	
Koralpen- und Wechselöklogite . . . . . 186—189	
Gleichgewichtswechsel . . . . . 189	

#### Anhang.

§ 50. <b>Über Metamorphe saurer Massengesteine und Gneise von nicht näher bekannter Stellung</b> . . . . .	190—194
--	---------

§ 51. <b>Optische Analysen steirischer Gesteine in Serien nebst</b>	
<b>Erörterungen</b> . . . . .	195—205
<b>Granite</b> . . . . .	196—197
<b>Stubalpen- und Gleinalpengebiet</b> . . . . .	198—203
<b>Oberes Murgebiet</b> . . . . .	203
<b>Amphibolgesteine der Stub-, Kor-, Gleinalpe und Seetaler Alpen</b>	204—205

### 3. Kapitel. Metamorphe Sedimente.

#### 1. Abschnitt.

§ 52. <b>Gefeldspatete Schiefer — Schiefergneise</b> . . . . .	206—214
<b>Allgemeines</b> . . . . .	206
<b>Schiefergneise der Stubalpe</b> . . . . .	207
<b>Koralpe</b> . . . . .	208
<b>Seetaler Alpen, Oberes Murgebiet, Nied. Tauern, Wechsel</b>	211—212
<b>(Granatgneisquarzite, Gneisquarzite)</b> . . . . .	212—214

#### 2. Abschnitt.

§ 53. <b>Metamorphe Tongesteine</b> . . . . .	214—239
<b>1. Tonschiefer-Abkömmlinge A.</b> . . . . .	214
<b>Mineralbestand</b> . . . . .	215
<b>Auswahl analysierter Typen</b> . . . . .	216—223
<b>Andere Vorkommen</b> . . . . .	223—231
<b>Überblick</b> . . . . .	231
<b>2. Tonschieferabkömmlinge B. — Allgemeines</b> . . . . .	232
<b>Rappoldglimmerschiefer</b> . . . . .	233
<b>Chloritführender Glimmerschiefer</b> . . . . .	235
<b>Grünschiefer sedimentärer Abkunft</b> . . . . .	236—239

#### 3. Abschnitt.

§ 54. <b>Abkömmlinge von Tonsandsteinen</b> . . . . .	239—242
<b>(Granatglimmerquarzite, Glimmerquarzite.)</b>	
§ 55. <b>Abkömmlinge von Quarzsandsteinen</b> . . . . .	242—244
<b>(Quarzite, Serizitquarzite.)</b>	

#### 4. Abschnitt.

§ 56. <b>Abkömmlinge von Mergeln</b> . . . . .	244—255
<b>1. Plagioklasschiefer</b> . . . . .	244
<b>2. Paraamphibolite</b> . . . . .	245
<b>3. Kalksilikatschiefer</b> . . . . .	250—255

#### 5. Abschnitt.

§ 57. <b>Rumpfit- und Talkschiefer als metamorphe Sedimente</b>	256—260
<b>1. Rumpfitschiefer</b> . . . . .	256
<b>2. Talkschiefer</b> . . . . .	259
<b>3. Leukophyllit</b> . . . . .	260

#### 6. Abschnitt.

§ 58. <b>Metamorphe Karbonatgesteine</b> . . . . .	260—267
<b>1. Marmore</b> . . . . .	260
<b>2. Dolomit-Magnesitgesteine</b> . . . . .	264
<b>3. Ankerit-Siderit-Reihe</b> . . . . .	267

### 4. Kapitel. Unveränderte oder wenig metamorphe Sedimente.

§ 59. <b>Tone, Tonschiefer, Schiefertone</b> . . . . .	268—271
§ 60. <b>Konglomerate, Breccien, Agglomerate</b> . . . . .	271—273
§ 61. <b>Sande und Sandsteine</b> . . . . .	273—274
§ 62. <b>Karbonatgesteine als Sedimente</b> . . . . .	274—276

## IV

	Seite
§ 63. <b>Salzgesteine</b> . . . . .	276—277
§ 64. <b>Anhang. Steirische Kohlen</b> . . . . .	277—278

### **3. Teil. Besondere petrographische Fragen.**

<b>1. Kapitel. Bedeutung und Wesen steirischer Mylonite</b> . . . . .	278—280
<b>2. Kapitel. Gesteinsbezeichnungen</b> . . . . .	280—282
<b>3. Kapitel. Gesteinsbestimmung mit freiem Auge</b> . . . . .	282—285
<b>4. Kapitel. Rückblick und Aufgaben</b> . . . . .	285—286

## Vorwort.

Die Niederschrift dieses Werkchens hat schwer auf mir gelastet, denn ich versah währenddessen einen ziemlich ausgedehnten Pflichtenkreis, ohne ihn einengen zu können. Daher gedenke ich mit aufrichtigem Dank jener Männer, die mich dabei geleiteten: Herrn Hofrat Prof. Dr. Scharizer als Vorstand des Min.-petrogr. Instituts der Universität, Reg.-Rat Prof. Doktor Hemmelmayr, meines Direktors an der Landesoberrealschule; ferner meiner Freunde Prof. Heritsch und Schwinner, Herrn Prof. Mohr, Herrn Dr. Machatschki, dem unermüdlichen Assistenten am mineralogisch-petrogr. Institut, Prof. Sigmund vom Joanneum, Freund Stiny (Bruck) und nicht zuletzt unserem eifrigen Schülerkreis.

Die Zeit wurde mir knapp, der vom Naturwissenschaftlichen Verein so reichlich und entgegenkommend bewilligte Rahmen war für die Fülle des Arbeitsstoffes ebenfalls eng. Im Hinblick auf diese beiden Umstände konnte vieles nur skizziert oder gar nur angedeutet werden. Immerhin versuchte ich wenigstens das steirische kristalline Gebirge breiter darzustellen, das ist ja jenes Wissensgebiet, in welches unser Freundeskreis seit geraumer Zeit tiefer einzudringen bemüht ist.

So möchte ich das Werk nicht als eine „Petrographie der Steiermark“ beurteilt wissen. Es ist vielmehr eine Materialsammlung, eine weitgreifende Auswahl und ein Programm.

Diesem Gedanken trägt die Stoffgliederung Rechnung. Sie betont den Unterschied zwischen den sauren Intrusivkernen einerseits, den metamorphen basischen Massengesteinen andererseits, und zeigt grell das Zurücktreten echter Orthogneise, indem diese Gesteine auch nicht selbständig behandelt werden, sondern ihre Besprechung gelegentlich eingeschaltet wird.

Die Ergußgesteine ließen sich leicht als eigenes Stoffgebiet behandeln.

Ebenso die Sedimentabkömmlinge unter den kristallinen

## VIII

Schiefern, wogegen die Sedimente selbst und etwa hierher Einzustellendes nur mehr knappsten Raum fanden, obwohl auch auf diesem Gebiete viel mehr zu sagen gewesen wäre.

Nun wünsche ich dem Büchlein viel Glück auf den Weg!  
Möchten recht viele Leser es mit Nutzen verwenden können!

Graz, 9. März 1924.

Dr. Franz Angel.

## Allgemeine Grundlagen.

### § 1. Gesteinsbegriff.

Gesteine sind Mineralgesellschaften, welche im geologischen Sinne selbständige Baueinheiten der Erdkruste darstellen. Der Art der Verbindung der einzelnen Mineralindividuen nach unterscheiden wir die losen und verbandfesten Gesteine. Zwischen den beiden Gruppen bestehen große Unterschiede.

Die verbandfesten Gesteine verdanken nämlich den innigen Zusammenhang ihrer Mineralindividuen dem Umstande, daß ein Kristallisationsvorgang unmittelbar zu ihrer Bildung führte. Sie waren also während ihrer Bildung in Berührung mit Flüssigkeiten, die praktisch als Lösungsmittel wirkten, und es ist gleichgültig, ob dabei das ganze Gestein, oder ob nur Teile davon jemals während der Bildung desselben (seiner Kristallisation) in Lösung waren. Die verbandfesten Gesteine sind daher im physikalisch-chemischen Sinne fest verbundene Mineralgesellschaften.

Die losen Gesteine bestehen aus Mineralsplittern, welche nicht Gelegenheit hatten, vermittels eines Lösungsmittels chemisch miteinander in Beziehung zu treten. Für sie gelten die chemisch-physikalischen Gesetze der im obigen Sinne festverbundenen Gesteine nicht.

Während wir bei der erstgenannten Reihe angeben können, ob ein bestimmtes Mineral am Aufbau der Mineralgesellschaft teilnehmen kann oder nicht, ist dies bei der zweiten Reihe nicht möglich.

Ein einfaches Gestein enthält nur ein Mineral als sogenannten Hauptgemengteil, ein gemengtes Gestein dagegen deren mehrere. Die Hauptgemengteile oder bestimmenden Gemengteile sind jene Mineralien, welche infolge ihrer Menge den Charakter des Gesteins ausprägen. Unter ihnen finden wir überall auf der Welt und auch bei uns besonders: Quarz, die Feldspäte: Orthoklas, Mikroklin, Sanidin, — Plagioklas von Albit (Ab) bis zum Anorthit (An); die Feldspatvertreter: Leuzit, Nephelin, Hauyn usw.; die Glimmer: Muskowit und Meroxen (z. B. Biotit); die Amphibole: Tremolit, Smaragdit, gemeine Hornblende; die Pyroxene: Diopsid, basaltischer Augit, Bronzit; ge-

meine Olivine; die Zoisitepidotgruppe: Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Orthit; aus der Granatgruppe: Almandin; Staurolith; Disthen; Chlorit; Serpentin; die Karbonate: Kalzit, Magnesit (Breunnerit), Siderit usw.

Häufig tritt eines dieser Mineralien neben der gesteinsbestimmenden Auswahl der obigen in geringer Menge auf, dann heißt es Übergemengteil.

Neben den aufgezählten Mineralien findet man in Gesteinen stets auch folgende Mineralien in äußerst geringer Menge und ohne nähere Beziehung zu den bestimmenden Gemengteilen: Apatit, Turmalin, Erze: Magnetit, Roteisen, Pyrit, Zirkon, Rutil, Ilmenit, Titanit, Chromit. Diese Mineralien heißen Nebengemengteile.

## § 2. Gesteinsentstehung (Genesis).

Ein Großteil unserer Gesteine entsteht durch die Kristallisation magmatischer Massen, das sind Oxydgemenge, die in schmelzflüssigem Zustande aus dem Erdinneren empordringen und entweder in der Erdkruste stecken bleiben oder bis zur Erdoberfläche gelangen. Diese Gesteine heißen Eruptiv-, Massen- oder Durchbruchsgesteine.

Ein anderer Teil entsteht durch Ablagerung unter den Bedingungen der Erdoberfläche, wobei Wind, Wasser, Eis, Organismen Pate stehen. Das sind die Absatzgesteine oder Sedimente.

Ein dritter, sehr bedeutender Teil von Gesteinen erhält sein heutiges Gepräge dadurch, daß Massen- und Absatzgesteine, im festen Zustand bereits vorliegend, umgewandelt werden. Solche Gesteine heißen Metamorphe Gesteine und dazu gehören die kristallinen Schiefer, die Kontaktgesteine und die pyrometamorphen Gesteine.

## § 3. Ursachen der Verbandsgesetzmäßigkeiten.

Welche Mineralgesellschaft ein Gestein aufbaut, wird von drei Faktoren bedingt: 1. Von der chemischen Zusammensetzung (Chemismus, Konzentration). 2. Vom Druck. 3. Von der Temperatur, alles bezogen auf die Zeit der Kristallisation.

Die Gesteine, welche wir zu Gesicht bekommen, sind zum allergrößten Teile nicht mehr unter denjenigen Drucktemperaturbedingungen, unter welchen sie kristallisierten. Daß sie sich inzwischen nicht verändert haben, verdanken sie dem Verluste des Lösungsmittels, welches in irgend einer Form stets die Kristallisation von Gesteinen ermöglicht (Schmelze, wässrige Lösungen, Dämpfe) und der Reaktionsträgheit.

Unsere heutigen Kenntnisse von den drei Faktoren gestatteten die Aufstellung eines bleibenden Gerippes für die Gesteinssystematik.

#### § 4. Größe der Gesteinskörper als Baueinheiten.

In Bezug auf den Gesteinsbegriff ist der Größe von Gesteinskörpern nach oben zu keine Grenze gesetzt. Andererseits gelten armdicke Platten eines Pegmatites oder Aplites, zum Beispiel, wie sie bei uns häufig vorkommen, noch immer als Gestein. Verteilt sich eine solche Pegmatit- oder Aplitmasse adrig in Schiefen, so bildet sie mit der von ihr förmlich durchtränkten Schiefermasse eine Einheit, genannt Arterit oder Adergneis. Es haben also in diesem Falle zwei Gesteine, Pegmatit (Aplit) und Schiefer, ihren selbständigen Charakter eingebüßt und sind aufgegangen in einem neuen, eben dem Arterit. — Gehören Pegmatitgerölle neben anderen zum Beispiel einem Konglomerat an, so trägt nun letzteres den Gesteinscharakter, nicht mehr das einzelne Gerölle.

Mylonite. Eine besondere Stellung nehmen die Mylonite ein. Durch tektonische Prozesse werden vielfach Gesteine zermalmt, der so entstandene, aus eckigen Mineralbruchstücken bestehende Grus wird durch Druck zusammengehalten. Solche Gesteine sind in einem anderen Sinne verbandfest, als wie es eingangs beschrieben wurde. Im Verlaufe solcher tektonischer Prozesse können auch Teile zweier, sogar mehrerer Gesteinschichten miteinander verknetet werden. So entstehen neue Gesteine, die Mylonite. Sie sind „tektonische Gesteinsfazies“.

An die „tektonische Phase“, welche über die Mineralgesellschaft hinweggegangen ist, schließt sich mitunter eine Kristallisationsphase an: posttektonische Kristallisation. Diese kann den Mylonit wieder vereinfachen, so daß der beispielsweise ursprünglich aus zwei gesteinsbildenden Mineralgesellschaften gefügte Aufbau chemisch ausgeglichen wird. Das erschwert dann wesentlich die Erkenntnis der Herkunft eines solchen Gesteines.

Vom praktischen Standpunkt aus werden wir Mylonite als ein Gestein klassifizieren, auch dann, wenn sie aus mehreren Gesteinen hervorgegangen sind. Vgl. Fig. 2.

#### § 5. Erstarrungsgesteine.

Das Magma gelangt auf Bahnen, welche ihm von tektonischen Vorgängen in der Erdkruste vorgeschrieben werden, in dieselbe, wo es als Intrusion (Intrusivkörper) kristallisiert; oder durch die Kruste hindurch an die Erdoberfläche, wo es sich kristallin bis glasig verfestigt (Effusion, Extrusion, Erguß-

gestein, Lava). Man unterscheidet also Tiefen- und Ergußgesteine unter den Erstarrungsgesteinen.

### Kennzeichen der Erstarrungsgesteine.

**Chemismus.** Die chemischen Analysen der Erstarrungsgesteine zeigen mit großer Annäherung einen Aufbau aus 150 Oxyd-Molekülen mit 183 Metallatomen. Die Abweichungen von diesen Zahlen, die ja Durchschnittswerte darstellen, sind sehr gering. (Gesetz der Konstanz der Metallatome, von H. Rosenbusch.)

Nach einer graphisch-statistischen Methode von Becke lassen sich die Erstarrungsgesteine von den Sedimenten gut abgrenzen im Beckeschen Dreieck Si—U—L. Die Berechnung der Werte siehe später. Fig. 1.

**Textur.** Erstarrungsgesteine besitzen im allgemeinen massige Textur, das heißt auf Beanspruchung durch Zug, Druck oder Schlag reagieren sie nach jeder Richtung gleich. Ihr äußeres Gefüge ordnet sich nicht nach bevorzugten Richtungen. (Richtungslos.)

**Struktur.** Ihr inneres Gefüge (= Struktur) ist das Ergebnis eines Kristallisationsablaufes aus einer schmelzflüssigen, manchmal reichlich mit Wasser durchtränkten Lösung. Sie wird uns meist nur zugänglich durch das Studium der Gesteinsdünnschliffe unter dem Mikroskop. Man unterscheidet drei Hauptstrukturarten: 1. Die gleichmäßig-körnige, 2. die porphyrische, 3. die glasige (vitrophyrische) Struktur.

### Ausscheidungsfolge.

Ein Mineral A grenze vermittelt einer seiner Kristallflächen gegen ein Mineral B. Wir sagen dann A ist idiomorph gegen B., dieses selbst allotriomorph gegen A. Im allgemeinen betrachten wir den Idiomorphismus von A als Anzeichen der früheren Ausscheidung. Wir beurteilen die Ausscheidungsfolge aller das Gestein aufbauenden Mineralien unter diesem Gesichtspunkte.

Es gilt für die Ausscheidungsfolge eine allgemeine Regel:

Beginn der Kristallisation: Erze, Apatit, Zirken. — Dann: Olivin, Pyroxen, Amphibol, Biotit. — Basische Plagioklase — saure Plagioklase — Kalifeldspat (Vertreter Lenzit, Nephelin). Ende: Quarz.

Abweichungen davon sind gesetzmäßig erklärbar.

Zu solchen Abweichungen gehören die Ausscheidungsfolgen porphyrischer Strukturen. Einzelheiten zeigen die Figuren 3, 4, 5.

- Fig. 3. Quarzporphyr (Liparit). Beispiel porphyrischer Struktur. Eine „intratellurisch“ gebildete Einsprenglingsgeneration: Quarz, Sanidin, Plagioklas, Biotit in einer „Grundmasse“ teils aus denselben Elementen, teils aus Felsit, das heißt entglastem Quarz-Feldspatartig. Für solche Gesteine gilt im großen und ganzen dieselbe Ausscheidungsfolge.
- Fig. 4. Perlit. Natürliches Gesteinsglas mit konzentrischen Sprüngen. Kristallisation verhindert durch rasche Abkühlung.
- Fig. 5. Strukturbild von Granitit. A = Apatit, B = Biotit, P = Plagioklas, O = Orthoklas, Q = Quarz. Ausscheidungsfolge: Apatit — Biotit — basischer bis saurer Plagioklas — Orthoklas — Quarz. — Gleichmäßig körnige (hypidiomorphe körnige) Struktur.

### Die Plagioklase der Erstarrungsgesteine.

Die Plagioklase der Erstarrungsgesteine weisen normale Zonarstruktur auf, wenn sie nicht unzonar sind, was übrigens selten ist. Der Kern solcher Plagioklase ist stets der basischeste, das heißt anorthitreichste Teil der Kristalle. An diesen Kern lagern sich übereinander Schalen, die allmählich saurer (das heißt albitreicher) werden. Dazwischen kommen auch basischere Schalen, Rückfälle oder Rekurrenzen, vor.

Ein sehr hübsches Beispiel liefert der Dioritporphyr des Humpelgrabens bei Übelbach. Von der Plagioklase: Labradorit mit 50 % An, äußerster Rand Oligoklasalbit, 10 % An. Zwischen Kern und Rand allmählich saurere Hüllen mit Rekurrenzen. — Die Plagioklase der Grundmasse enthalten einen Andesinkern mit Oligoklasalbit. Daraus geht hervor, daß die Feldspate in diesem Gestein in folgender Weise ausgeschieden wurden. Erst die Kerne der Einsprenglinge bis zu den Andesinschalen, nun die Andesinschalen der Einsprenglinge und die Andesinkerne der Grundmasseplagioklase, dann die saureren Feldspatschalen um beide Generationen der Feldspate.

Diese streng gesetzmäßige Art der Plagioklasausscheidung, die normale Zonarstruktur, ist ein prächtiges Kennzeichen der Erstarrung aus einem Schmelzfluß, der seine Kristallisationsbahn ohne Störung durch Hinzutreten neuer Komponenten durchlaufen hat.

Läßt man im Laboratorium ein Gemenge, von je 50 % Anorthit und Albit, das heißt etwa gepulverten Labrador aus der Schmelze erstarren, so beginnt die Kristallisation beim Abkühlen mit Anorthit, um welchen sich immer saurere Schalen ansetzen. Die Kristallisation endet mit Albit! Die einzelnen Schalen, die in der Reihe:

Anorthit—Bytownit—Labradorit—Andesin—Oligoklas—Albit  
 100%      75%      50%      35%      25%      0% An  
 aufeinanderfolgen, zeigen also gewisse Bildungstemperaturen an! Je anorthitreicher die Schale, desto höher die Bildungstemperatur, Rekurrenzen lassen sich also aus Temperaturschwankungen er-

klären. Bei genügend langsamer Abkühlung würde die Zonarstruktur flauer werden und schließlich ein unzonarer, mittlerer Plagioklas sich ergeben. Die natürlichen Kristallisationsbedingungen sind offenbar in mehr als einer Beziehung von den Laboratoriumsbedingungen verschieden. Die Abkühlung ist weder so langsam, daß flauere Zonarstruktur entstände, noch auch so stetig, daß Rekurrenzen selten sein müßten. Möglicherweise sind die für Rekurrenzen nötigen Temperaturschwankungen die Kristallisationswärmen von zeitlich parallelen Ausscheidungen (Teile der Hornblende, beziehungsweise Biotitmenzen, deren Ausscheidung über jene der Plagioklaskerne übergreift). Im Hinblick auf die letzte Kristallisationsepoche eines solchen Gesteines, während welcher bereits niedrigere Temperatur herrscht, sind die Feldspatkerne im Sinne Eskola's *armoured relics* = umgürtete Relikte, das heißt durch angesetzte Krusten, die dem letzten Gleichgewichtszustande entsprechen, der Reaktion entzogene Überreste einer älteren, höher temperierten Kristallisationsepoche.

Rekurrenzen können aber auch zustande kommen durch Strömungen im Magma, wodurch abgekühlte Teile wieder in höher temperierte Umgebung absinken, emporsteigen und abermals sinken usw.

### § 6. Sedimente oder Absatzgesteine.

Das Material der Absatzgesteine besteht teils aus Zerstörungsprodukten aller möglichen Gesteine, teils aus Produkten, welche Tiere und Pflanzen liefern. Dieses Material wird meist von der Entstehungsstätte abtransportiert (durch Wind, Wasser, Eis) und irgendwo anders schichtig abgesetzt. Ein Teil der Absatzgesteine entsteht aus wässerigen Lösungen (Salzgesteine).

Ihre Verfestigung verdanken die Absatzmassen zumeist dem Prozeß der Diagenese. Ursprünglich lose Massen werden durch kalkige, kieselig-tonige oder seltener andere Bindemittel unter Drucken von etwa 1—600 Atmosphären und Temperaturen zwischen der Tagestemperatur und etwa 100° verkittet. Diese Verkittung ist begleitet von Kolloidauflösungen und Kristallisationen im Bindemittel in wässerigen Lösungen. In der Region des Tiefseeschlammes oder sonstigen tiefer liegenden Absatzmassen ist der Druck wohl auch höher als 600 Atmosphären.

So gebildete Gesteine besitzen eine schon primär schichtige Textur. Auf den Flächen beobachten wir Materialwechsel, wodurch auch die Kohäsionsverhältnisse sich ändern, so daß nach solchen bis in den Feinbau reichenden „Schichtfugen“ diese Gesteine plattig zerspringen. Doch ist auch sonst ein starker, grober Materialwechsel häufig. (Konglomerate, Breccien.)

Struktur. Der innere Feinbau der Sedimente besteht in Mineralsplittern, Geröllen, eckigen Trümmern, tierischen oder

pflanzlichen Überresten, tonig-staubigen Massen, eingebettet eventuell in kristallinische Verkittungsmassen (Karbonate), welche aber auch fehlen können. Im allgemeinen herrscht Trümmerstruktur, die in besonderen Fällen durch Diagenese ausgelöscht werden kann. (Riffkalke.)

Chemismus. Die Sedimente folgen nicht dem Rosenbusch'schen Gesetz von der Konstanz der Metallatomzahl und bilden sich im schon erwähnten Becke'schen Dreieck Si-U-L als mächtiges Absatzfeld ab. Ein Teil desselben überdeckt das Feld der Erstarrungsgesteine, doch wird dann die Frage, ob Sediment oder Erstarrungsgestein durch Auseinanderlegung der in L zusammengefaßten Werte erreicht, das heißt also Auseinanderlegung von Ca, K, Na.

Eine Ursache der Abweichung vom Rosenbusch'schen Gesetz liegt im Zufallsmoment der Komponenten, zum Beispiel Sandeinstreuung in kalkige Sedimente durch Meeresströmungen, die sich an einer Stelle geltend machen, an anderen aber nicht.

## § 7. Metamorphose oder umgewandelte Gesteine.

Herkunft. Die Geschichte eines Massengesteins schließt oft mit der Verfestigung aus dem magmatischen Schmelzfluß, die eines Sedimentes häufig mit der Diagenese. Aber ebenso oft und häufig geraten Vertreter beider Gruppen neuerlich unter Kristallisationsbedingungen. Diese bestehen in der tätigen Verbindung von Temperatur  $t$ , Druck  $p$  und Lösungsmittel, wirkend an einem Gesteinskörper.

Druck. Wie die Versuche von Adams gezeigt haben, wirkt Druck ohne höhere Temperatur und ohne Lösungsmittel lediglich zermalmend. Es entstehen verbandfeste Breccien ohne Neukristallisation.\* Der Vorgang dieser bis ins Innerste reichenden Zerkleinerung heißt Kataklase.

Die wichtigste Rolle spielt der Druck eben durch die Zerkleinerung der Gesteine. Durch diese wird nämlich das Gestein erst in reaktionsfähigen Zustand versetzt. Auch der Chemiker wendet für Versuche gepulverte Substanz an, weil sonst die Reaktionen sich nur an der Oberfläche der Substanz abspielen würden. Der Druck besorgt also die Aufbereitung eines Gesteins für die Umwandlungen, das heißt seine kristalline Mobilisation. Wir unterscheiden (hydro-)statischen Druck und Pressung (= gerichteten Druck, Streß, strain). Gerichteter Druck betätigt sich dann, wenn das Gestein eine Ausweichungsmöglichkeit hat. Normal darauf erreicht die Pressung ihren größten Wert. Die Größe des Streß ist an keine

---

\* Vielleicht gibt es davon Ausnahmen (Karbonat-Gesteine).

bestimmte Tiefe der Erdrinde gebunden. Er kann überall, selbst nahe der Oberfläche, sehr bedeutende Werte erreichen. Anders der statische Druck, welcher mit der Tiefe der Erdrinde wächst. Beide Druckkategorien werden in Atmosphären gemessen. Jedem Streß ist daher ein statischer Druck bestimmter Tiefe gleich!

**Temperatur.** Allein, das heißt ohne Druckverschiebung und Lösungsmittel wirkt die Temperatur sich in molekularen Umstellungen, richtiger Gitterumstellungen im Sinne der Kristallographie aus. Hieher gehören im weitesten Sinne die Umwandlungen Mikroklin-Orthoklas, Leuzit-Pseudoleuzit, Quarz-Tridymit, Klinozoisit-Zoisit (?) usw.

Durch ausreichende Temperaturerhöhungen aber kommt es zur Bildung von Schmelzen und gasförmigen Lösungsmitteln.

Erhitzen wir beispielsweise Granat bis über den Schmelzpunkt, so kristallisiert aus der Schmelze nicht mehr Granat aus, sondern ein Gemenge von Mineralien, unter welchen Pyroxene eine bedeutende Rolle spielen. Die Schmelze stellt aber eben eine Lösung vor.

Erhitzt man einen feinkörnigen Kalkstein in CO<sub>2</sub>-Atmosphäre, so beobachtet man nach kurzem Glühen bedeutende Kornvergrößerung. Die Körner werden dabei augenfällig gleichmäßig groß. Man nennt den Vorgang **Sammel- oder auch Egalisierungskristallisation.** (Rinne.)

Der **Sammelkristallisation** verdanken wahrscheinlich unsere Marmore ihr gleichmäßiges Zuckerkorn. Ob dabei stets freie oder freigewordene Kohlensäure eine Rolle spielen muß, ist noch zweifelhaft.

**Lösungsmittel.** Allverbreitet als Lösungsmittel bei Gesteinsumwandlungen ist das Wasser. Berechnet man die aus chemischen Verbindungen eines Tongesteines abspaltbaren Wassermengen, so kommt man zu ungeheuren Zahlen. Vom hygroskopisch festgehaltenen Wasser muß man absehen, da dieses bei Temperaturanstieg schon entweicht, bevor es zu chemischen Reaktionen kommt. Die aus Verbindungen, schon bei höheren Temperaturen, freigewordenen Wassermengen zirkulieren auf Fugen, Spalten, Rissen und können überall, wo sie hinkommen, als Lösungsmittel wirken, gewisse Mengen davon treten auch wieder in chemische Bindung ein. Neben dem Wasser spielen mit ihm vergesellschaftete Stoffe, wie z. B. Borsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure, Fluor, Chlor usw., teils aus dem Magma, teils aus Sedimenten stammend, eine Rolle als Lösungsmittel. Borsäure und Phosphorsäure dazu noch in besonderer Form. (Als **Kristallisatoren**, d. h. Substanzen, welche fördernd auf Kristallwachtumsvorgänge einwirken.)

Durch das Zusammenspiel aller drei Faktoren entstehen

aus fertigen Unterlagsgesteinen die mannigfaltigen metamorphen Gesteine.

**Bodenkörper.** Lassen wir eine klare Lösung mehrerer Stoffe bei bestimmter Temperatur kristallisieren, so zeigt sich nach Ablauf einiger Zeit Ausscheidung von Kristallen, welche weiterzuwachsen bestrebt sind. Ändern wir die Temperatur, so tritt sehr häufig der Fall ein, daß sich nun aus der übriggebliebenen Lösung Kristalle anderer Zusammensetzung abscheiden. Hätten wir die zuerst abgeschiedenen Kristalle — die Bodenkörper — entfernt, so würde der Kristallisationsablauf bei geänderter Temperatur eine ganz bestimmte Richtung genommen haben. Sind aber die Bodenkörper drinnen geblieben, dann beeinflussen sie den Kristallisationsablauf, insofern sie nun instabil sind. Sie werden zum Teil gelöst (aufgezehrt) und verändern damit die Zusammensetzung der Lösung.

Aufs gleiche kommt es hinaus, wenn wir in eine solche Lösung „Bodenkörper“ einführen.

Daraus geht die große Bedeutung von Bodenkörpern für den Ablauf einer Kristallisation hervor.

**Kristalloblastese.** Während die Massengesteine ihre schließliche kristalline Entwicklung durch Kristallisation aus einem Schmelzfluß (Lösung ohne Bodenkörper!) erlangen, kristallisieren die Metamorpha aus Lösungen mit reichlichen Bodenkörpern. Die Menge des Lösungsmittels ist nie so groß, daß der Sand des zermalten Gesteins, das nun umkristallisieren soll, zunächst zur Gänze gelöst werden könnte. Immer geht die „metamorphe“ Kristallisation so vor sich, daß Teile des alten Mineralbestandes unter Neubildung (Neukristallisation) aufgezehrt werden, so daß die Spuren des alten Bestandes nur allmählich verschwinden. In manchen Fällen bleiben sie erhalten! Kennzeichnend für den Verlauf dieses Kristallisationsprozesses ist der Umstand, daß alle Gemengteile sich gegenseitig einschließen können, also keine den Massengesteinen vergleichbare Ausscheidungsfolge besteht. (Bei Gesteinen mit Ausscheidungsfolge ist nämlich der Einschluß das ältere Mineral, das einschließende Mineral eine jüngere Bildung.) Der geschilderte Kristallisationsvorgang wird Kristallsprossung oder Kristalloblastese genannt.

Die neugebildeten Kristalle heißen **Kristalloblasten**. Sie können sein: **Idioblasten**, wenn sie infolge ihrer größeren Kristallisationskraft in eigener Kristallform auftreten. (Rutil in unseren Amphiboliten usw. **Xenoblasten**, wenn sie ringsum keine Kristallflächen entwickeln konnten.) (Plagioklase, Epidote in Körnerform.)

**Porphyroblasten**, wenn sie bei auffallender Größe gegenüber anderen Gemengteilen eine relativ gute Entwicklung von Kristallformen zeigen. (Tremolite unserer Tremolitserpentine, Mikro-

klinaugen unserer Augengneise.) Porphyroklasten, wenn sie einigermaßen kenntlich sich von zerbrochenen ehemaligen Massengesteinseinsprenglingen ableiten lassen. Fig. 8.

Holoblasten sind Kristalloblasten, welche durch ihre Größe und ihre Unberührtheit in tektonischer Hinsicht auffallen. Von Porphyroblasten unterscheiden sie sich durch den Mangel kristallographisch deutbarer Umgrenzung. Sie stechen besonders hervor in kataklastischen Grundgeweben oder in feinschuppig-feinkörnigen, kristalloblastisch durchgebildeten Geweben. Besonders Albite in gefeldspateten Schiefen treten uns als Holoblasten entgegen.

Kristalloblastische Reihe. Die Ausscheidungsfolge wird in metamorphen Gesteinen ersetzt durch die kristalloblastische Reihe: Mineralien mit größerer „Kristallisationskraft“ zeigen die relativ bessere kristallographische Formentwicklung Rutil, Granat, Hornblende z. B. besser als Feldspat und Quarz.

### Die Plagioklase der Metamorphose.

Die metamorphen Gesteine besitzen Plagioklase mit in verser Zonarstruktur (Zoneninversion), d. h. der Kern enthält den sauersten, Ab-reichsten Teil des Kristalles, die Rinde den basischesten Teil desselben. Es ist also gerade umgekehrt wie bei den Erstarrungsgesteinen. Der Grund liegt vielleicht darin, daß die Gesteinskristallisation bei niederen Temperaturen beginnt und bei höheren (durch Ausgehen des Lösungsmittels) endet. Rekurrenzen sind anscheinend bis jetzt nicht beobachtet worden. Der Uebergang vom sauren Kern in die basischere Hülle erfolgt ganz allmählich, die Unterschiede im An-gehalt von Kern und Rinde betragen stets bloß wenige Prozente, was ebenfalls im Gegensatz zu den Erstarrungsgesteinen steht, wo diese Unterschiede an 100 Prozent betragen können. (Fig. 12 und 13.)

### Form des Vorganges der Gesteinsumwandlung.

Wie schon früher erörtert, liefert die Tätigkeit des Druckes, hauptsächlich des Streß ein kataklastisches Produkt, welches nun weiterhin mit Hilfe von Lösungsmitteln umkristallisieren kann. Ein solches kristallin mobilisiertes Gestein läßt nun in den allermeisten Fällen wichtige strukturelle und textuelle Veränderungen erkennen, die besonders von Bruno Sander systematisch untersucht worden sind.

Die Adams'schen Versuche\* haben gezeigt, daß in den Zerbrechungsprodukten der Gesteine sich gewisse Mineralien besser erhalten und sich in bestimmte Richtungen einzustellen versuchen. Ein Granit z. B. enthält nach der Pressung Glimmer-

\* Vgl. Versuchsergebnisse von Sorby, Tyndall, Daubrée: Kneten von Teigmassen mit Schüppchen-Mineralien.

plättchen, die sich parallel zum Druckminimum eingestellt haben. Andererseits zeigen die Trümmer der Feldspate bedeutende Verschiebung und Wälzung. Wir sagen: der Granit ist durchbewegt worden. Die Durchbewegung führt bei reichlichem Glimmergehalt zur Bildung glimmerreicher Lagen, welche parallel das Gestein durchziehen, aus der massigen Textur eine lagige machen und so in das Gestein Richtungen minimaler Beanspruchungswiderstände hineinragen. Diese zerlegenden Richtungen (Flächen) werden von Sander mit *s* bezeichnet. Im Falle des Granit ist das *s* ein auf tektonischem Weg (in der tektonischen Phase) erworbenes.

Geschichtete Gesteine haben schon von vornherein ein *s*, nämlich die Schichtung. Dieses *s* wird durch die tektonische Phase dann noch stärker herausgearbeitet. Fig. 18.

Umstellung von *s*. Wir haben auch in der Steiermark Beispiele dafür, daß Gesteine, welche bereits mit einem *s* versehen sind, in einem Winkel dazu ein jüngeres *s* ausbilden. Dies geschieht oft unter Benützung und Drehung des alten *s* bis zur völligen Ueberwältigung desselben. Dann spricht man von Umstellung des *s*.

In Sedimenten sehen wir oft eine Andeutung einer in engsten Abständen verlaufenden sogenannten Feinschichtung aus Erzen oder graphitisch-schungitischen Staub. Diese Feinschichtung bleibt vielfach als *s*, eben oder gefaltet über die tektonische Phase hinaus erhalten. Es folgt normalerweise aber auf die tektonische Phase eine Kristallisation, deren Beginn noch häufig mit der ausklingenden tektonischen Phase zusammenfällt. Wir sagen mit Sander: die Kristallisation schließt posttektonisch, bzw. die Durchbewegung ist präkristallin, ihr Ende parakristallin. Da nun schon in der parakristallinen Phase eine Reihe von Kristalloblasten bedeutende Größe erreichen, so stehen wir vor der Frage: was geschieht mit der Feinschichtung in letzter Linie? Zuerst durchsetzt das Feinschichtung andeutende *s* gleichmäßig das Gestein, dann bildet es die Durchbewegung in Form von Faltung, Stauung usw. ab. Die sprossenden Kristalloblasten nehmen solches aus Erz oder Graphit usw. gebildetes, oft in Falten gelegtes *s* nun gerne unverletzt in sich auf. Es zeichnen sich in dieser Hinsicht bei uns besonders aus: Almandin, Disthen, Staurolith, Chloritoid, Meroxen, lauter mit Vorliebe Porphyroblasten bildende Mineralien. Da tritt denn nun das *s* aus dem übrigen Gesteinsgewebe in den Porphyroblasten ein und wieder aus ihm heraus. Soweit es im Porphyroblasten ist, heißt es intern = *si*, soweit es außerhalb desselben ist, extern = *se*. Sehr häufig zeigen die Verschiebungen von *si* und *se* gegeneinander, daß die Porphyroblasten noch nachträgliche Verschiebungen und Wälzungen mitgemacht haben, vielfach sind da postkristalline Durchbewegungen erkennbar.

Fig. 9. Almandin in Glimmergebälk (Polygonalbögen) und Quarzgewebe. Aus Almandin-Disthenschiefeln der Stub- und Gleinalpe. *Si* gegen *se* unverlegt und ungestört.

Fig. 10. Almandin aus demselben Gestein. *Si* unverlegt gegen *se*, das ganze *s* jedoch feingefältelt.

Fig. 4. Almandin aus Hauensteiner diaphthoritischem Hellglimmerschiefern. *si* gegen *se* um  $90^{\circ}$  verlegt. *S* feingefältelt. Almandin postkristallin gewälzt.

Die Bedeutung der Polygonalbögen. In Gesteinen mit *s* sind Meroxene, Muskowite, Hornblenden häufig in sogenannten Polygonalbögen angeordnet, das heißt sie bilden im ganzen Kurven ab, deren Krümmung oft recht bedeutend ist. Trotzdem zeigen weder die einzelnen Glimmer, noch die Hornblenden Biegung, Spannung oder Knickung. (Vergl. Fig. 18.) Sander meint, daß hier der Verlauf gefalteter *s*-Flächen kristallin abgebildet wird, daher der Name Abbildungskristallisation. Die Spannung der tektonischen Phase wird also vollständig ausgelöscht. Die „größere Wegsamkeit“ für Lösungen in *s* verursacht die besondere Lagerung der Kristalle zu Bögen, die aus gebrochenen Linienzügen aufgebaut sind. Nach Becke wäre die Ursache für derartige Erscheinungen die Kristallisationschieferung: Nach dem Riecke'schen Prinzip wird von einem Körper, der sich unter Pressung befindet, an den Stellen des Druckmaximums Substanz gelöst und an den Stellen des Druckminimums auskristallisiert, wodurch also ebenfalls Einstellung in *s* erfolgen müßte.

Quarzgefüge-Regelung. In kataktastischen Quarziten wurde beobachtet, daß die Hauptachsen *c* der Quarzkörner sich häufig  $\perp$  *s* einstellen. Die Umordnung zu solchem geregeltem Gefüge geschieht nach Sander im Wege rupturer Differentialbewegung. (Das heißt bis ins kleinste reichender Brechung und Zerreißen.) Man faßt den Sachverhalt unter dem Namen Trennersche Regel. (Fig. 20.)

Textur. Die Textur der Metamorphose ist durch das den Feinbau regierende *s* im großen gegeben. Sie erscheint uns schiefrig. Im allgemeinen bauen sich geschieferte Gesteine auf aus körnigen, blättrigen und stengeligen Mineralien. Der mehr oder minder ebene Hauptbruch, parallel zur Schieferung, läßt die stengeligen und blättrigen Komponenten besonders herrschend hervortreten. Im Längsbruch erscheinen dieselben unverkürzt als Blätterquerschnitte oder Stengelquerschnitte, im Querbruch als Blätter- und Stengelquerschnitte. Der Querbruch besitzt das relativ gleichmäßig körnigste Aussehen.

Die Struktur bezeichnet man als kristalloblastische Struktur. Ihre charakteristischen Züge wurden weiter vorn abgehandelt.

## § 8. Verbindung von Massengesteinen und Metamorphen zu „metamorphen Einheiten“.

Als „metamorphe Einheit“ habe ich geologische Gebilde mit folgenden Eigenschaften bezeichnet:

1. Mit gesetzmäßigem Bau von innerer Geschlossenheit.
2. Kristallisation in einem abgrenzbaren Zeitintervall.
3. Kristallisation in einem abgrenzbaren Temperatur- und Druckintervall.
4. Mit chemischer Kontinuität, das heißt ungebrochener chemischer Austauschmöglichkeit.

Im allgemeinen besteht der gesetzmäßige Bau darin, daß solche metamorphe Einheiten einen „Kern“ von sauren Intrusivgesteinen besitzen und eine den Kern umschließende Schieferhülle, in welcher metamorphe basische Gesteine stecken können. Der Kern entsendet in die Hülle Ableger und sein Ganggefolge, sowie „Restlösungen“, das heißt wässrige Lösungen mit viel Kieselsäure und Alkalien, und ist so mit ihr zu einem Ganzen eng verbunden.

Für solche metamorphe Einheiten gilt der Satz von Eskola, dem ich folgende Fassung gebe:

Massengesteine, welche als Intrusiva mit ihrer Hülle gleichzeitig kristallisieren, tun dies im gleichen Temperatur-Druck-Intervall, wie die Hülle, und zeigen daher dieselbe Mineralassoziation, soweit dies stofflich möglich ist.

Dieser Satz hat eine sehr große Bedeutung, die im Verlaufe unserer Darlegung noch wiederholt hervortreten wird.

In unserer Steiermark finden wir eine namhafte Anzahl metamorpher Einheiten. Zum Beispiel die Korralpe, die Gleinalpe, das Ammering-Gebiet der Stub, die Schladminger-Masse, die Bösenstein-Seckauer-Masse, das Hochwechselgebiet, die Mürtal-Birkfeld-Pöllauer-Masse usf.

## § 9. Tiefenstufen- oder Zonenlehre.

Daß eine große Anzahl von Gesteinsbildnern auf Temperaturveränderungen durch Umwandlungen reagieren, ist eine experimentell geprüfte Tatsache. Daß auch der Druck diese Umwandlungen beeinflusst, ist aus Analogien mit dem Verhalten dafür experimentell geeigneter Verbindungen zu erschließen.

Da gegen das Erdinnere zu die Temperatur in der Kruste steigt und auch der Druck zunimmt, so ist zu erwarten, daß Gesteine, die in reaktionsfähigem Zustande allmählich von der Oberfläche nach unten verschoben werden, bis zur Erreichung des magmatischen Zustandes Umwandlungen ihres Mineral-

bestandes erleiden, daß somit jeder Krustentiefe eine ganz bestimmte Mineralassoziatiön entspricht, (trotz der stofflichen Konstanz, welche nur Wasser nicht mit einschließt). Wenn hohe Temperaturen und Drucke sich relativ nahe der Oberfläche betätigen, so herrschen dann dort die Kristallisationsverhältnisse einer sonst tieferen Krustenschichte. Hohe Temperaturen können durch vulkanische Prozesse bis an die Oberfläche kommen, hohe Drucke durch tektonische. (Streß bei Gebirgsbildung.)

Man könnte also statt Tiefenstufen (Krustentiefe) allgemein Temperatur-Druck-Zonen sagen. Wir behalten jedoch den Namen Tiefenstufen oder Zonen bei, da ja nach obiger Darlegung ein Mißverständnis ohnedies ausgeschlossen erscheint.

Wenn im Verlaufe unserer Darlegungen irgendwo angegeben wird, daß ein Gestein der mittleren Tiefenzone oder -Stufe angehört, so ist damit gemeint, daß es unter solchen Temperatur-Druckbedingungen kristallisiert hat, wie sie sonst in einer bestimmten Tiefe der Erdkruste anzufinden wären. In welcher Tiefe sich die Kristallisation tatsächlich abgespielt hat, wird damit nicht ausgedrückt. Zweifellos ist diese Tiefe oft geringer, als dem Tiefenstufenschema nach berechnetem hydrostatischen Druck und nach berechneter Temperatur (auf Grundlage der geothermischen Tiefenstufe) entsprechen würde.

Wir bringen durch unsere Bezugnahme auf die Krustentiefen-Bedingungen die verschiedenen Gesteine gleichsam auf eine gemeinsame, allgemein gültige Vergleichsbasis und ich wüßte den wertvollen Hilfsbegriff der Tiefenzonen oder -Stufen durch keinen besseren zu ersetzen.

Daß Gesteine tieferer Zonen über solchen höherer liegen können, berührt den Kern der Zonenlehre gar nicht, denn eine solche Erscheinung hat erkennbare, rein tektonische Ursachen.

### § 10. Erfahrungsgrundlagen der Zonenlehre.

Das **Becke'sche** Schema. Vergleicht man die Mineralbestände chemisch nächstverwandter Gesteine, zum Beispiel der Hohen Tauern einerseits, des niederösterreichischen Waldviertels anderseits, so treten die Unterschiede so deutlich hervor, daß Becke daraufhin eine Zweiteilung der Bestände vornahm.

**Untere Zone.** Hohe Temperatur, hoher Druck. Wesentlich hydroxylfreie Mineralien. Waldviertel.

**Obere Zone.** Niedere Temperatur, niedrigerer Druck. Wesentlich hydroxylhaltige Mineralien. Tauern.

**Grubenmanns** Schema. Dieses Schema ist dreistufig eingerichtet.

**Kata-Zone.** Zutiefst. Höchste Werte von p und t. Hydroxylfreie Mineralien.

**Meso-Zone.** Mittel. Mittlere Werte von p und t. Gewisse hydroxylfreie und hydroxyl-, beziehungsweise wasserarme Mineralien.

**Epi-Zone.** Zuoberst. Niederste Werte für p und t. Hydroxyl- und wasserreichste Mineralien.

Die Grundlage bot die Vergleichung zahlreicher alpiner und außeralpiner Gesteine.

Beispiele. Tiefste Zone. Waldviertel in Niederösterreich. — Eklogitgebiete der Sau- und Koralpe. Mittlere Zone: Zum Teil das „Morawische“ in Niederösterreich und Mähren, Teile des Altvatergebietes. — Gleinalpe. — Altkristallin im s der Tauern. Oberste Zone: Tauernschiefernhülle und Zentralgneis. — Teile der niederen Tauern, Fischbacher Alpen, des Hochwechsel, der Grauwacke usw. und des „Morawischen“ in Niederösterreich.

In diesen beiden Schemen ist die Mineralassoziation der sogenannten Pyrometamorphose (Metamorphose durch Ergußgesteine) nicht berücksichtigt und jene der Kontaktgesteine zum Teil eingestellt in die tiefste Zone.

**Escolas Schema.** Die Fortschritte in der Theorie und Praxis ermöglichten einen Ausbau dieser älteren Schemata. Vor allem wurden die für Kontaktmetamorphose charakteristischen Mineralien herausgehoben und ihnen eine besondere Stellung angewiesen. Ferner die Assoziation der Pyrometamorphose dem Gesamtschema eingefügt. So entstand ein fünfgliedriges Schema.

- |                                 |                                   |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Zone des Pyrometamorphismus. |                                   |
| 2. „ „ Kontaktmetamorphismus.   |                                   |
| 3. Oberste Tiefenstufe          | } Zonen des Dynamometamorphismus. |
| 4. Mittlere „                   |                                   |
| 5. Unterste „                   |                                   |

In den Zonen des Dynamometamorphismus spielt der Druck eine wichtige, wenn auch nicht alleinige Rolle. Er ist als Streß die Ursache der schiefrigen Textur, er ist verantwortlich dafür, ob sich spezifischer schwerere oder leichtere Modifikationen einer Mineralsubstanz ausbilden. Das vom Druck diktierte Volumsgesetz lautet: Unter höherem Druck kristallisiert jene Mineralgesellschaft, welche das kleinere Molekularvolum aufweist.

Unter Molekularvolumen einer Verbindung versteht man den Quotienten Molekulargewicht: Spezifisches Gewicht. Nun sind wir zwar imstande, die spezifischen Gewichte der Mineralien genau zu bestimmen, nicht aber die Molekulargewichte unserer gesteinsbildenden Mineralien. Was wir als Molekulargewicht dafür einstweilen angeben, ist die Summe der Molekulargewichte der Oxyde. Kürzen wir eine Formel etwa durch 2

(wenn die Kürzung wieder eine ganzzahlige Formel liefert), so ist das auf dieser Formel aufgebaute Molekulargewicht nur die Hälfte von jenem der ungekürzten Formel. (Zum Beispiel Albit  $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_6 \text{O}_{16}$  oder  $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$ !) Daher haften den Werten für das Molekularvolumen noch Unsicherheiten an, und das aus diesen Molekularvolumina gelieferte Bild wichtiger Zusammenhänge ist ein verzerrtes, damit aber noch nicht unverwendbares.

Den Namen Dynamometamorphismus (dynamometamorphe Gesteine usw.) wollen wir beibehalten. Es ist ja niemand der Meinung, daß damit ausgesprochen sei, der Streß allein sei die Ursache des Metamorphismus solcher Gesteine, wie sie in den dynamometamorphen Zonen zusammengefaßt werden.

In der Zone des Pyrometamorphismus ist hohe Temperatur der ausschlaggebende Faktor, in jener des Kontaktmetamorphismus neben hoher Temperatur auch ein mäßiger, anscheinend nur statisch wirkender Druck.

Fazies (Mineralfazies). Die Erfahrung hat nun weiterhin gezeigt, daß unter den häufigen und von uns wegen Mangels an Beobachtungstatsachen, die das Gegenteil beweisen würden, für stabil, das heißt beständig oder im chemischen Sinne für im Gleichgewicht befindlich gehaltenen Mineralgesellschaften sich auch eine Anzahl befinden, welche Mineralien aus zwei Zonen enthalten. Diese lassen sich immerhin auch in eine Zone einordnen, in welcher sie dann Grenzfälle darstellen können. Eine Zone besteht somit mineralisch aus einer bestimmten Anzahl von stabilen Mineralgesellschaften, welche Eskola Mineralfazies genannt hat.

Gesamtergebnis der Erfahrung. Auf wesentlich statistischem Wege sind wir zur Erkenntnis von fünf Zonen gelangt, welche sich durch charakteristische Mineralgesellschaften zu erkennen geben. Über die Zuteilung einiger wichtiger Mineralien sind auf diesem Wege keine eindeutigen Lösungen möglich gewesen. Verhältnisse aller Zonen der Dynamometamorphose können in verschiedenen Rindentiefen gefunden werden. Der Ausdruck Tiefenstufe muß im weiteren Sinne gebraucht werden.

Von größter Bedeutung ist die Erkenntnis, daß auch die Massengesteine dieselben fünf Zonengesellschaften entwickeln müssen, je nach den p-t-Bedingungen ihrer Kristallisation.

## § 11. Theorie der Zonenlehre.

### 1. Begründung der Dreistufigkeit des Schemas für die Dynamometamorphose.

Wir geben hier nunmehr ein Schema, wie es sich aus unseren gut übersehbaren steirischen Verhältnissen der Mineralvergesellschaftung ableiten läßt.

Tabelle 1. Zonenzuteilung gesteinsb. Mineralien.

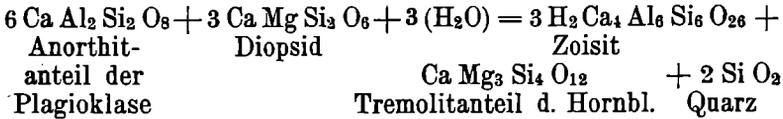
3. Zone (Tiefste Z.)	2. Zone (Mittlere Z.)	1. Zone (Oberste Z.)
Kalkspat	Dolomit, Ankerit	Siderit, Magnesit- Breunnerit
Diopsid	Tremolit	Talk
Anorthit- Andesin (Jadeit)	Zoisit	Klinozoisit-Epidot
	Oligoklas (Glaukophan)	Albit (Na-reiche Serizite)
Olivin	Syntagm.-Sil. d. Hornbl.	Amesit Serpentin } Chlorite
	Meroxen	
Orthoklas	Mikroklin (Perthite)	Muskowit Serizit (Pyrophyllit)
Disthen (Sillimanit)		
Almandin	Staurolith	Chloritoid
Rutil	Ilmenit	Titanit
Magnetit	Hämatit	Limonit usw.
Magnetkies	Pyrit	
Quarz, Turmalin, Apatit, Zirkon usw.		
Wasserfreie, mit größter Dichte	Wasserarme und -freie mit geringerer Dichte	Wasserreiche

Erklärung der Tabelle 1. Gesteine, gleichviel ob Massengesteins- oder Sedimentabkömmlinge, welche den Mineralbestand der ersten linken Kolonne haben, teilen wir der dritten Tiefenstufe zu. Es sind wasserfreie Mineralien mit kleinem Molekularvolum, angepaßt hohen Temperaturen und Drucken. — Gerät ein solcher Mineralbestand in den Temperatur-Druckbereich der mittleren Zone, so werden die alten Mineralien im Wege von Umwandlungen und Umsetzungen durch neue ersetzt.

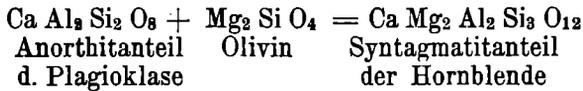
Orthoklas wandelt sich um in Mikroklin.

Die basischen Plagioklase mit 37—100% Anorthitanteil zerfallen unter Zoisitbildung. Der Plagioklas, welcher nun neu entsteht, ist Oligoklas. Dies kann auch so ausgedrückt werden: Die in allen Zonen beständige Albitsubstanz kann in der zweiten Zone nur mehr bis 37% Anorthitsubstanz zur Plagioklasbildung aufnehmen. Die Grenze 37% ist jedoch bloß eine vorläufige.

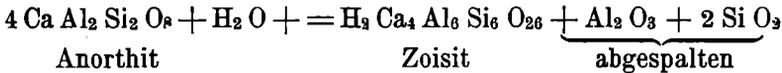
Parallel damit verläuft der Umbau von Diopsid zu Tremolit. Der Doppelprozess verläuft schematisch in folgender Weise:



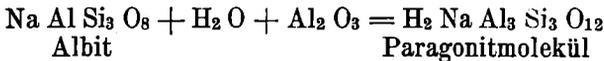
War noch Olivin zugegen, so reagiert auch dieser unter Hornblendebildung mit Anorthit:



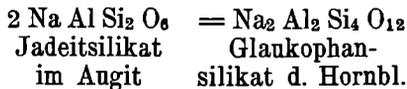
Enthielt das Gestein neben Anorthitsilikat weder Olivin noch Diopsidsilikat oder zu wenig Diopsidsilikat, um den für die Aufnahme des Syntagmatitanteils nötigen Tremolit zu liefern, so scheint die Zoisitbildung anders zu verlaufen:



Der abgespaltene Rest ist beim Aufbau von Muskowit, beziehungsweise irgendwelchen Alkaliglimmer-Molekülen beteiligt:



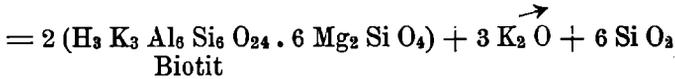
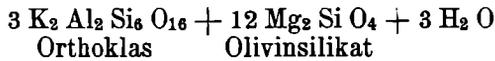
Enthielt das Gestein Jadeitsilikat, so wandelt sich dieses in Glaukophansilikat um und tritt als dritte Komponente in die Hornblende ein:



Unsere Hornblenden der mittleren Stufe enthalten demnach drei Komponenten: Tremolit-, Syntagmatit- und Glaukophansilikat. Außerdem tritt stets ein immerhin namhafter Betrag  $\text{H}_2 \text{ O}$  hinzu, das zum Teil als „freie Säure“ an  $\text{Si O}_2$  gebunden ausgerechnet wird, zum Teil aber in „fester Lösung“ angegliedert erscheint.

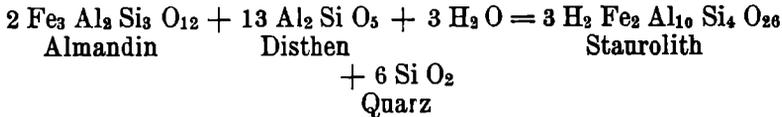
Orthoklas, welcher in der dritten Zone Albitsubstanz in fester Lösung beigemischt bis zu gewissen niederen Prozentsätzen enthalten kann, verliert diese Fähigkeit, indem er sich in Mikroklin umwandelt, wobei die Albitsubstanz sich in Form von Nadeln oder von Schnüren im Mikroklin ausscheidet. Diese Gebilde heißen Mikroklin-Mikroperthit.

Wir treffen bei uns nirgends Olivin und Orthoklas in Gesellschaft. Wohl aber könnte in zahlreichen Fällen aus dem Gesteinschemismus Orthoklas und Olivin errechnet werden. Statt dieser beiden Mineralien bildet sich in der zweiten Zone Biotit.



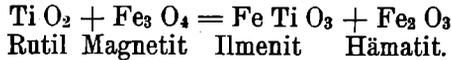
Bei diesem Prozeß wird  $\text{K}_2 \text{O}$  frei. Statt des Olivinsilikates könnte man Enstatitsilikat einsetzen, wodurch auf der rechten Seite der Gleichung noch mehr  $\text{SiO}_2$  neben  $\text{K}_2 \text{O}$  erscheinen würde. Diese beiden Stoffe dürften in den sogenannten Restlösungen eine große Rolle spielen. (Siehe später.)

Disthen und Almandin formen in der zweiten Stufe Staurolith.

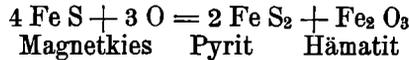


Der freiwerdende Quarz erscheint oft als Einschluß in Staurolith wieder. — Inwieweit Disthen in unseren Gesteinen durch Sillimanit ersetzt wird, ist noch ungeklärt, da dieser einerseits wegen der Kleinheit schwierig zu diagnostizieren ist, andererseits auch Kleinformen von Disthen bei uns eine Rolle spielen.

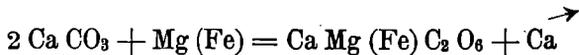
Rutil und Magnetit setzen sich um in Ilmenit und Hämatit



Magnetkies geht über in Pyrit und Hämatit



Endlich bedingt der Zutritt von Mg-, beziehungsweise Fe-Lösungen zu Kalziumkarbonat (als Kalkspat gegeben) wahrscheinlich schon in der mittleren Zone den Umsatz zu Dolomit, beziehungsweise Ankerit.



Die zutretenden Lösungen sind selbst unter anderen Karbonate, das austretende Kalzium geht dann ebenfalls als Karbonat weg.

Eine Reihe von Mineralien, wie Quarz, Albit, Turmalin, Apatit, Zirkon usw. sind in allen drei Zonen beständig (stabil). Solche nennt man Durchläufer.

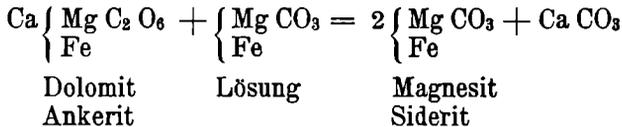
In den beiden Zonen heimische Mineralien enthalten neben Mg auch Fe, welches in stets geringen Grenzen das Mg isomorph vertritt. (Diopsid, Tremolit, Olivin, Meroxen usw.) Andererseits

wird das Fe im Almandin und Staurolith innerhalb bestimmter Grenzen durch Mg, Mn, Ca, beziehungsweise durch Mg allein ersetzt. Dadurch erleidet aber die Anwendbarkeit unseres Schemas keine Einbuße.

Endlich ist noch des Umstandes zu gedenken, daß die Umwandlungspunkte, beziehungsweise Umsetzungspunkte für die genannten Gleichungen nicht etwa gleich hoch liegen. Sie werden vielmehr durch ein Intervall eingefaßt, dessen Größe uns noch nicht bekannt ist, dessen Lage wir bei Drucken von 9000 bis 15.000 Atmosphären und 800–1600° vermuten.

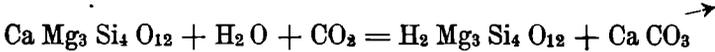
In analoger Weise stellen wir die Beziehungen zwischen mittlerer und oberster Zone dar.

Dolomit (Ankerit) wird umgesetzt in Magnesit (Siderit).



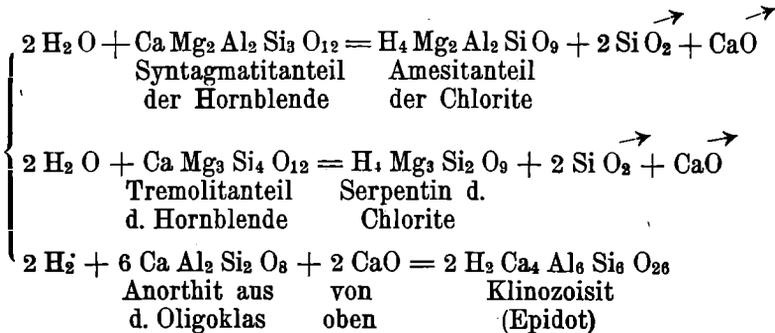
Etwas eisenhaltige Magnesite heißen Breunnerit.

Tremolit geht über in Talk, wobei Kalk weggeführt wird.



Zoisit lagert sich um in Klinozoisit. Entsteht Zoisitsilikat in solchen Gesteinen neu, so kristallisiert es unter geringer Eisenbeteiligung für Tonerde (!) als Epidot.

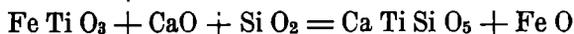
Albitsubstanz kann bloß noch wenige % Anorthitsubstanz aufnehmen, so daß nur mehr die sauersten Glieder der Plagioklasreihe bestandfähig sind. Der abgespaltene Anorthit geht mit dem Ca der Hornblendesilikate in Klinozoisit-Epidotbindung ein, während letztere selbst in Chlorit umgesetzt werden.



Falls von Natur aus kein Anorthit zur Verfügung steht, kann der Umsatz mittels Kohlensäure und Kaolin erfolgen.



Aus Ilmenit wird Titanit durch Mithilfe von Ca- und Si-Lösungen.



Fe O wird oxydiert und bildet Eisenhydroxyde (mit H<sub>2</sub> O).  
So auch Hämatit und Pyrit.

Auch in diesen Fällen haben wir schematisch vereinfacht, soweit dies erlaubt sein kann. Auch da liegt ein Intervall der Umsatz- und Umwandlungspunkte vor, etwa zwischen 500—800°, 7500—12.500 Atmosphären für die Mineralien der zweiten Zone, 100—500°, 2000—10.000 Atmosphären für jene der ersten Zone. Unter den Umsatzprodukten sind die wasserreichen Chlorite und Chloritoide charakteristisch.

Überblicken wir das ganze Schema, so tritt sehr deutlich hervor, daß die Dreistufigkeit von Natur aus vorgezeichnet ist. Man achte zum Beispiel auf die Stufen: Anorthit—Zoisit—Klinozoisit; Orthoklas—Mikroclin—Muskowit; Pyroxen—Hornblende—Chlorit; Diopsid—Tremolit—Talk. (In dieser Reihe steht in der dritten Stufe wie bei Plagioklas das kalkreichste Glied, Tremolit ist kalkärmer, Talk kalkfrei, umgekehrt ist es bezüglich der Magnesia.) Usw. Wir kennen keine mehr als dreigliedrigen Umsatzreihen!

## 2. Phasenregel.

Wir könnten nun erwarten, daß wir in unseren Gesteinen nur Vertreter der drei Zonengesellschaften finden würden. — Tatsächlich gibt es solche, allein ebensooft erscheinen Mineralien benachbarter Zonen gemischt, nebeneinander, ohne daß die eine Gesellschaft von der anderen abhängig erschiene.

Die Ursache hievon enthüllt uns die Phasenregel. In der für die Gesteinskunde praktischen Fassung von Goldschmidt lautet sie: Ein aus  $n$  chemischen Komponenten aufgebautes Gestein enthält maximal  $n$  Mineralien im Gleichgewicht.

Wir behandeln einen für das steirische Kristallin wichtigen Fall. In ziemlicher Verbreitung kommen bei uns Schiefer vor, welche Porphyroblasten von Almandin, Disthen und Staurolith enthalten. Ihr Grundgewebe besteht aus Quarz und dem Muskowit verwandten Alkaliglimmern. Nicht selten tritt auch etwas Merroxen porphyroblastisch hinzu, desgleichen ein basischer Oligoklas. Die Quarzmenge ist meist gering, fehlt aber nie ganz. Wir nennen sie Almandin-Disthen-(Staurolith)-Schiefer, beziehungsweise -Gneise.

Nun gehören nach unserem Stufenschema Almandin-Disthen in die dritte Zone, Quarz ist Durchläufer, die übrigen mit Ausnahme des „Muskowit“ gehören in die zweite Zone. Wir mußten

statt der Alkaliglimmer Mikroklin und Albit erwarten, welche sich jedoch wegen des zu geringen Alkaligehaltes nicht bilden können. Diese Alkaliglimmer binden soviel Tonerdeüberschuß ab, als auf Grund der Alkalien möglich ist. Der Rest des Tonerdeüberschusses bildet Disthen. Die Eisenoxydulmenge regelt die Menge von Almandin und Staurolith. Die kleinen Mengen Meroxen lassen wir zunächst beiseite.

Der Hauptpunkt der Betrachtung liegt also im Verhältnis Disthen-Almandin-Staurolith, für deren gegenseitiges Verhalten die übrigen Mineralien belanglos sind, da ihre Umsetzungsgleichung

Almandin + Disthen + Wasser = Staurolith + Quarz  
(wobei Quarz Durchläufer!) keine der übrigen Zonen-Mineralie enthält. (Die chemischen Formeln siehe oben, S. 19). Dieses System von Mineralien enthält vier Komponenten:  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Nach der Phasenregel können also Gesteine nur höchstens vier der fünf in der Gleichung enthaltenen „Phasen“ nebeneinander aufweisen, wenn Gleichgewicht bestehen soll. Es ergeben sich folgende Möglichkeiten:

1. Almandin, Disthen.
2. Almandin, Disthen, Wasser, Staurolith.
3. Almandin, Disthen, —, Staurolith, Quarz.
4. Almandin, —, Wasser, Staurolith, Quarz.
5. —, Disthen, Wasser, Staurolith, Quarz.
6. Almandin, Disthen, Wasser, —, Quarz.
7. —, —, —, Staurolith, Quarz.

Kombinationen, die Quarz nicht enthalten dürfen, wie 2, sind gesteinsbildend ausgeschlossen, sie spielen erfahrungsgemäß keine Rolle. In den Kombinationen, die Wasser als Phase aufweisen, werden wir dasselbe nach dem Vorgange von Niggli und Grubenmann als gesteinsbildendes „Mineral“ weglassen. In der Kombination 1, das ist die linke Seite der Umsatzgleichung, kann Quarz ohneweiters beigesetzt werden, da er mit Almandin und Disthen in der dritten Zone keine Umsetzung eingeht.

Die Kombination Almandin-Disthen-Quarz kommt also zweimal vor (1, 6). Wir werden den Fall 1 nun daran erkennen, daß neben Almandin-Disthen keine wasserhaltenden Mineralien vorkommen, wie zum Beispiel in den Granuliten des Waldviertels. Im Falle 6 dagegen können daneben wasserhältige Mineralien vorkommen. (Glimmer usw.)

Der Fall 3 Almandin-Disthen-Staurolith-Quarz stellt einen sogenannten Sammeltypus vor. Da wir Quarz als stetigen Begleiter aller Fälle ansehen müssen, erhalten wir nun folgendes vereinfachte systematische Schema:

Unterste Zone:	Almandin, Disthen	} Quarz
Sammeltyp:	Almandin, Disthen, Staurolith	
Mittlere Zone:	— — Staurolith	

Im Sammeltyp sind dann die Fälle Almandin-Staurolith (4) und Disthen-Staurolith (5) und der Fall 6 eingeschlossen. Der Sammeltyp nimmt eine Mittelstellung zwischen dritter und zweiter Zone ein. Da unsere Schiefer ansonst noch Biotit, beziehungsweise Meroxen und Oligoklas enthalten, welche beide für die zweite Zone charakteristisch sind, verweisen wir das ganze Gestein in die zweite Zone. Innerhalb derselben stellt es eine tiefere, der dritten Zone benachbarte Fazies dar. Es ist vollkommen im Gleichgewichte. Unsere Almandin-Disthen-Staurolith-Schiefer entsprechen also dem Sammeltyp.

Das wichtige allgemeine Ergebnis unserer Ableitung ist das, daß es zwischen den reinen Zonengesellschaften noch eine Reihe gesetzmäßiger Gesellschaften geben muß. Einen Teil davon wird man, wenn darin die betreffenden Mineralien überwiegen, der unteren, den entsprechenden anderen Teil in die oberen Zonen einstellen, den Sammeltypus wird man in eine Mittelstellung rücken.

Die in den reinen Zonengesellschaften auftretenden Mineralien, welche nicht Durchläufer sind, heißen typomorph für die betreffende Zone. (Almandin für die dritte, Staurolith für die zweite, Chloritoid für die erste Zone zum Beispiel.)

Die auf Grund der Phasenregel ableitbaren Gesellschaften sind Gleichgewichte im chemischen Sinne. Eskola hat hierfür den Namen Mineralfazies gewählt. Es ergeben sich zunächst zwei Faziesreihen: Primäre oder eruptive Fazies und metamorphe Fazies.

Eine Fazies baut sich aus einer Mineralgesellschaft auf, deren Glieder für die Fazies typisch genannt werden. Ein Teil davon kann auch in anderen Fazies vorkommen, besonders bei Gesteinen, welche im Sinne des oben erweiterten Zonenbegriffes in eine Zone fallen. Ein anderer kleiner Teil aber kommt in solcher Kombination bloß innerhalb einer Fazies vor. Dieser Teil enthält die sogenannten „kritischen“ Mineralien.

Somit ist die systematische Stellung eines Gesteines durch folgendes Schema gegeben. (Fig. 23.)

Das Gestein 1 gehört zu den primären Massengesteinen, etwa zum Diorit (Vertikalreihen geben die chemisch ermittelte Gesteinsfamilie an), kristallisiert in der dritten Tiefenzone, in deren Mineralfazies Nr. 3.

Gestein 2 ist ein metamorphes Massengestein etwa der Gabbrofamilie (Vertikalkolonne gibt den Chemismus) kristallisiert in der ersten Tiefenzone Fazies Nr. 2 usw.

Wir sind heute noch nicht so weit, daß wir dieses Schema vollständig ausfüllen könnten.

So wie zunächst auf Grund der Erfahrung die Gesellschaften der Tiefenstufen auseinandergelegt wurden, so muß dies auch bezüglich unserer Fazies erst noch geschehen, das heißt die wirklich bestehenden Fazies sind auf Grund statistischer Erfahrung erst noch aufzusuchen.

Die Theorie ermöglicht jedoch bereits die Kontrolle und es tritt klar hervor, daß die Fazieszahl keine allzugroße sein kann, da die Anzahl der gesteinsbildenden Mineralien keine allzugroße ist.

### 3. Gleichgewichte und Ungleichgewichte.

Die Feststellung der Fazies, beziehungsweise Zonenzugehörigkeit erfordert Mittel zur Erkenntnis, ob eine Mineralgesellschaft im Gleichgewichte ist oder nicht.

Als Ungleichgewichte bezeichnen wir Mineralgesellschaften, welche sichtlich einem bestimmten kristallinen Entwicklungszustand zustreben, ohne ihn erreichen zu können. Ursachen dieses Nichterreichens des angestrebten Gleichgewichtszustandes sind:

1. Vorzeitiger Verlust der flüssigen, für Umsetzungen nötigen Phase durch plötzliches Erstarren.
2. Vorzeitiger Verlust oder Mengenmangel der flüssigen, beziehungsweise gasförmigen Phase durch Abwandern oder Entweichen, beziehungsweise chemische Abbindung.
3. Abbruch der Umsetzungen durch Krustenbildung um Mineralien einer älteren Paragenese (Mineralgesellschaft).

In zahlreichen Ergußgesteinen tritt der Fall 1 ein. Die Glasbildung in der Grundmasse stellt die Reaktionen ein. Hier finden wir häufig noch den Fall 3. Die Opazitrandbildung und auffällige Kupfertönung der Hornblenden und Biotite ist eine Umsetzungserscheinung. Die Umsetzungsprodukte selbst bilden eine Schale um die genannten Mineralien, deren Kern dadurch erhalten bleibt. Solche Kerne heißen „umgürtete Relikte“.

In Tiefengesteinen finden wir nie Glasbildung, auch andere Unfertigkeiten sind in ihnen selten.

In metamorphen Gesteinen aber sind Unfertigkeiten der zweiten und dritten Kategorie recht häufig. Wir wollen nur einige wenige anführen.

Reste von Staurolith und Disthen in Glimmer-, beziehungsweise Glimmer-Chloritknäueln, Reste von Almandin in Chloritknäueln, oder Almandin mit Kelyphitrinde. Reste von Biotit in Chloriten, von Pyrit in Limonit, Chloritoid pseudomorph nach Staurolith, Titanitränder um Ilmenit, Rutil in Ilmenit übergehend, Chlorit aus Hornblende oder aus Pyroxenen hervorgehend, Serpentin und Talk, aus Olivin und Pyroxen, Tremolit aus Pyroxen



Leider liegen Analysen solcher Plagioklase nicht vor, so daß man über die chemische Natur des Glimmers nichts Sicheres aussagen kann. Da aber auch sonst großblättriger Muskowit in den Gesteinen vorkommt, so ist der Schluß naheliegend (aber nicht zwingend), es seien auch die winzigen Glimmereinschlüsse muskowitisch, das heißt Kali reichlich gegenüber Natron. Der relative Kalireichtum der Gesteine ist, wie wir aus den Analysen später zeigen werden, nicht immer zur Gänze primär.

Becke sieht in der Zerfallserscheinung eine Metamorphose, Weinschenk nicht; er meint vielmehr, es habe im Magma die Tendenz zur Ausbildung basischer Plagioklase bestanden, da aber die Erstarrung eine „Piezokristallisation“ gewesen sei, so hätte der Plagioklaszerfall unter Zoisit (Klinozoisitbildung) stattgefunden. — Nach unserer Auffassung läßt sich der Sachverhalt auch in folgender Weise darstellen:

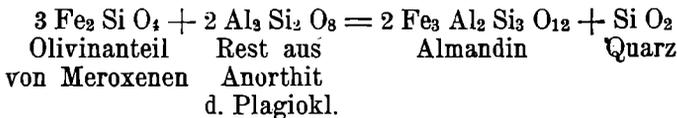
Das ursprüngliche Magma von dioritischer Natur hätte in tiefer Stufe zweifellos basische, normal zonare Plagioklase geliefert. Seine Kristallisation begann wohl mit der Ausscheidung von Biotit und den Plagioklaskernen. Nun stieg dieser Brei jedoch bis in die erste Tiefenzone empor, wobei er mit hinzutretendem Wasser, beziehungsweise auch Restlösungen mit K-Na-Gehalt durchtränkt wurde. Um diesen Zeitpunkt waren weder die Rinden der Plagioklase, noch Quarz oder Muskowit, Klinozoisit usw. ausgeschieden. Nun wurden anscheinend die ausgeschiedenen Plagioklase gelöst und es kam zu einer gleichzeitigen Ausscheidung von Klinozoisit, Muskowit und Albit. Der dabei freiwerdende Quarz erscheint als Einschluß im Albit. Die Albitkristallisation dauerte nach Abscheidung des Klinozoisit und Muskowit noch an, der entstehende Mikrolithenfilz beschleunigte und lokalisierte die Abscheidung der Albitkerne, um welche sich der Rand der Albite klar und einschlußfrei ansetzte. Dann folgte erst die Abscheidung der geringen Quarzmenge, welche deshalb, so wie die Albitrinde, frei von Einschlüssen wurde. Wir fassen also diese Art der kristallinen Entwicklung als eine besondere Modifikation einer magmatischen Kristallisation auf. Die Besonderheit besteht im Eintritt von namhaften Mengen Wasser als neue Komponente.

Dazu möchten wir auch die stetige Vergesellschaftung von Mikroklinmikroperthit mit Myrmeckit in Parallele stellen. Wenn man nämlich in solchen granodioritischen Gesteinen Mikroklin findet, so zeigt er stets zumindest Andeutung von Perthitstruktur (das heißt Ausscheidungen von sauren Plagioklasspindeln oder -lappen). Einschlüsse von Alkaliglimmern und im Rande eingesenkte runde Zapfen von Myrmeckit, das sind eisblumenartige Verwachsungen von Plagioklas (invers oder auch unzonar) mit Quarzstengeln. Je saurer dieser Plagioklas, desto weniger zahl-

reich die Quarzstengel! Nach außen zu setzt sich der Plagioklas oft fort in die Rindenzone größerer Plagioklase. Fig. 6.

Die Ausscheidungsfolge ist nun Albit-Mikroklin-Quarz. Da gleichzeitig mit der Albitkristallisation die Ausscheidung der umgesetzten Mengen Klinozoisit und Alkaliglimmer geht, und umsomehr Quarz dabei in Freiheit gesetzt wird, je basischer der Plagioklas war (siehe Gleichungen auf S. 20 f.), so ist auch die Menge eingeschlossenen Quarzes im Myrmeckit umso größer. Die eigentümlichen buchtigen Grenzen zwischen Myrmeckit und Mikroklin sprechen für ein Übereinandergreifen der Albitrest- und Mikroklinausscheidung. Übrigens zeigt auch der Mikroklin neben den Alkaliglimmereinschlüssen solche von tropfenförmigem Quarz. Diese Quarzeinschlüsse stehen mit dem gesteinsbildenden Quarz, der die Ausscheidungsfolge schließt, nicht im Zusammenhang. Das ist nur dann möglich, wenn sich die Vorgänge vom Zutritt des Wassers an in einem dicken Kristallbrei abspielen, wodurch ähnliche Verhältnisse geschaffen werden, wie bei der Metamorphose präexistenter Gesteine. So stellen wir uns den Vorgang auch vor.

Was die erwähnten Granateinschlüsse anlangt, so sind wir der Meinung, daß Almandin vorliegt.



Es würde ein Teil des Biotites unserer Gesteine in Muskowit und Ferrosilikat gespalten, welch letzteres mit dem Tonerderest der Anorthitsubstanz, die Klinozoisit liefert, in Almandinbindung eingeht.

Die wäre eine der zu prüfenden Möglichkeiten. Bis jetzt sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß diese winzigen Granaten zum Grossular gehören würden.

## § 12. Übersicht über sämtliche Metamorphose-Zonen. (Tab. 2.)

Vereinigen wir sämtliche fünf Zonen zu einem Bilde, so gewinnen wir unter Benutzung unserer Erfahrungen im Steirischen, ferner der Angaben von Becke-Grubenmann, Goldschmidt und Eskola ein Bild der Assoziationen typomorpher<sup>1</sup> Mineralien wie in Tabelle 2.

Diese weicht in mehrfacher Hinsicht vom Grubenmannschen Schema ab. Einmal schon in der Zuteilung einzelner Mi-

<sup>1</sup> Das sind Mineralien, welche für eine Zone charakteristisch sind. Die Aufstellung eines solchen Schemas kann vorläufig noch nicht endgültig sein, da experimentelle Daten dazu vielfach noch ausstehen und wir größtenteils noch statistisch arbeiten müssen.

neralien der drei Tiefenzonen, ferner durch die Sonderstellung der kontaktmetamorphen Mineralien.

Es muß bemerkt werden, daß Kontaktmetamorphose mit allen drei Tiefenzonen verknüpft auftritt. Sowie es ja auf Grund der Phasenlehre verständlich ist, daß die Tiefenzonen untereinander durch Übergänge verknüpft sind, so ist es auch in diesem Falle. Auf Grund solcher Beobachtungen sind sie wohl auch im Grubenmannschen Schema in die dritte Zone hineingeraten. Eskola beobachtete sie in Assoziation mit der zweiten Zone (in der nordischen Amphibolitfazies).

---

Tabelle 2. Zonengliederung der wichtigsten Gesteinsbildner.

	Si O <sub>2</sub>	Al	Al + Fe	Mg	Mg + Ca	Mg + Al	Ca	Ca + Al (Ca + Fe)	Ca Na + Al	K + Al	K, Na + Al Mg, Fe	K Na Al	K Na + Fe	Fe	Ti	Temper. u Druck.
Effusionszone	Tridymit Quarz	Sillimanit	—	Olivin Klinostenatit	Diopsid	Cordierit	Wollastonit	—	Plagioklas	Sandstein	—	Leuzit Nephelin	Aegirin	Magnetit	Perowskit	T = 500–1600° p = 1–500 At.
Normale u Pneumatolyt Kontaktzone	Quarz	Andalusit	—	Olivin Hypersthen- Enstatit Antofyllit	Diopsid	Cordierit	Wollastonit Calcit	Grossular Andradit Vesuvian	Plagioklas	Orthoklas	Phlogopit Biotit	—	—	—	—	T = 500–800–1200° p = 500–2000 At.
1. Tiefenzone	Quarz	—	Chloritoid	Antigorit Talk Breunnerit	Dolomit	Chlorit	Calcit	Epidot Klinozoisit	Albit	Muskowit	—	Muskowit- Paragonit Serizit	—	Goethit Limonit	Titanit	T = 100–500° p = 2000–10 000 At.
2. Tiefenzone	Quarz	—	Staurolith	—	Tremolit	—	Calcit	Zoisit	Oligoklas	Mikroklin	Biotit	Glaukophan	—	Pyrit Hämatit	Ilmenit	T = 500–800° p = 7500–12.500
3. Tiefenzone	Quarz	Disthen	Almandin	Olivin	Omphazit Diopsid	Pyrop	Calcit	Anorthit	Andes. Labrad. Bytown.	Orthoklas	—	Jadeit	—	Magnetit Magnetit	Rutil	T = 800–1600° P = 900–15.000 At. *

\* Diese Angaben verstehen sich als vorläufige, annähernde Werte, nach Goldschmidt und Becke. Siehe Lincks Fortschritte der Mineralogie usw.  
B. V./1918, S. 224 ff.

### § 13. Stoffwanderung und Stoffwechsel.

In metamorphen Einheiten stehen grundsätzlich alle tektonischen Baueinheiten miteinander im Stoffwechsel. Auf dem Wege von Lösungen wandern zudem, wie es scheint hauptsächlich nach Abschluß der tektonischen Geschehnisse beträchtliche Stoffmengen aus dem Gebiet der metamorphen Einheit heraus.

Saure Intrusiva befördern Kali, Natron\*, Kieselsäure in ihr Hangendes.

Bei der Metamorphose von Peridotiten und Pyroxemiten wird Mg-Karbonat in Lösungen weggeführt.

Sedimente liefern bedeutende Wasser und Kohlensäuremengen aus ihren Verbindungen (Kaolinit, Karbonate usw.)

Vielfach bemerkt man bei Diaphthorese von Gesteinen der zweiten Zone in solche der ersten Ersatz von Fe durch Mg. (Almandin, Staurolith werden in Chlorit umgewandelt!) Das Fe wird sichtlich ausgeführt.

### § 14. Festlegung der chemischen Stellung eines Gesteines durch Projektion errechneter Komponenten.

Methode von Becke. Wir führen die Berechnung an einem Beispiel durch.

Granitgneis vom Tauferer Schloßberg, Nr. 45 aus Becke, Chem. Analysen von kristallinen Gesteinen. Wiener Akademie, Math.-Natw. Klasse, 75. Halbband.

	Gew. %	Molek.-Quotienten × 1000		Projektionswerte			
		I.	II.				
Si O <sub>2</sub>	73·15	1211	1211	Si = 69·9	ca = .	a = 10·3	st. = 2·669
Ti O <sub>2</sub>	Spur	—	—	U = 18·3	mg = .	c = 4·1	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·78	135	270	L = 11·8	fe = .	f = 5·6	Berechneter Durchschnitt-Plagioklas: 30% An.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·47	9	18	100·0	al = 4·0	20·0	
Fe O	0·94	13	13	a <sub>0</sub> = 7·46	mg = 3·9	a' = 11·1	Beobachteter Plagioklas: 3% An.
Mn O	Sp.	—	—	c <sub>0</sub> = 1·49	fe = 2·1	c' = 3·7	
Mg O	0·66	16	16	f <sub>0</sub> = 1·05	S = 80·6	f' = 5·2	Beobachteter Plagioklas: 3% An.
Ca O	1·89	34	34	10·00	Sättigung	20·0	
Na <sub>2</sub> O	2·49	40	80	a' <sub>0</sub> = 7·77	= 68·65	T = 1·0	
K <sub>2</sub> O	4·26	45	90	c' <sub>0</sub> = 1·30	k = 1·68		
H <sub>2</sub> O	1·58	.	.	f' <sub>0</sub> = 0·93	Q = 29·6	Gew. %	
C O <sub>2</sub>	0·60	.	.	or = 4·4	a'' <sub>0</sub> = 7·0		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	.	.	ab = 3·9	c'' <sub>0</sub> = 1·4		
Summe	100·82	1503	1732	an = 1·7	f'' <sub>0</sub> = 1·6		

\* Die von solchen Prozessen gelieferten Feldspäte der Schiefergneise usw. sind nur zum Teil Albite, zum anderen Teil auch Oligoklasse. Woher der Anorthitanteil stammt, ist fraglich. Es mag sein, daß die erforderlichen Ca-Mengen schon im Schiefer enthalten waren vor der Injektion mit Alkalien, aber es ist auch möglich, daß etwas Ca aus dem Intrusiv mitgebracht wird.

Gang der Rechnung. Die erste Kolonne enthält die vom Analytiker gelieferten Gewichtsprocente. Aus der Rechnung scheiden sogleich aus:  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $P_2O_5$ . Sie haben rechnungsmäßig hier keine Bedeutung.

Kolonne 2 enthält die Molekularquotienten, praktisch mit 1000 multipliziert, also Gewichtsprozent: Molekulargewicht des betreffenden Oxydes.  $\times 1000$ .

Man rechnet dies tabellarisch in folgender Form:

$$\begin{aligned} 73.15:60.4 &= 1.211, & 13.78:102.2 &= 0.135, & 1.47:159.7 &= 0.009, \\ 0.94:71.8 &= 0.013, & 0.66:40.3 &= 0.016, & 1.89:56.1 &= 0.034, \\ 2.40:62.0 &= 0.040, & 4.26:94.2 &= 0.045. \end{aligned}$$

Kolonne 3 enthält die „Metallatomzahlen“. Die Werte von  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$  und  $K_2O$  werden aus Kolonne 2 durch Multiplikation mit 2 erhalten. Dann sind die Zahlen dieser Kolonne der Zahl der Metallatome proportional.

Alle Projektionswerte werden aus den genannten Kolonnen (in der Tabelle I und II) berechnet.

**Si-U-L.** Es werden aus II zusammengezählt und auf % berechnet.

$$\begin{aligned} Si + Ti &= 1.211:1.732 = 69.9 = Si \\ Al + Fe + Fe + Mn + Mg &= 317: \quad \quad = 18.3 = U \\ Ca + Na + K &= \frac{204}{1.732}: \quad \quad = \frac{11.8}{100.0} = L \end{aligned}$$

**a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub>:** aus Kolonne II auf 10 zu rechnen.

$$\begin{array}{r} K + Na = 170 \quad A_0 = 170:228 = 7.46 = a_0 \\ - Al \quad - 270 \quad C_0 = 34: \quad \quad = 1.49 = c_0 \\ \hline Al-Rest = 100 \quad F_0 = 24: \quad \quad = 1.05 = f_0 \\ : 2 \quad \quad \quad 50 \quad \quad \quad 228 \quad \quad \quad 10.0 \\ - Ca \quad \quad \quad 34 \\ \hline Al_2-Rest = 16 \\ Fe + Fe + Mn \quad + \quad 31 \\ \quad \quad \quad Mg \quad \quad \quad + \quad 16 \\ \hline \quad \quad \quad \quad \quad \quad 47 \\ : 2 \quad \quad \quad 24 \end{array}$$

**a'<sub>0</sub> c'<sub>0</sub> f'<sub>0</sub>** aus der Rechnung a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub>.

$$\begin{aligned} A_0 + Al_2 \text{ Rest} \cdot 2 &= 202:260 = 7.77 = a'_0 \\ Co &= 34: \quad \quad = 1.30 = c'_0 \\ Fo &= 24: \quad \quad = 0.93 = f'_0 \end{aligned}$$

**oraban.**

$$\begin{aligned} \text{aus Kol.} \{ K &= 90:204 = 4.4 = or \\ II \quad \quad \{ Na &= 80: \quad \quad = 3.9 = ab \\ \text{aus} \quad \quad \{ Ca &= 34: \quad \quad = 1.7 = an \\ a_0 \quad c_0 \quad f_0 & \quad \quad \quad 204 \quad \quad \quad 10.0 \end{aligned} \quad \begin{array}{l} \text{Hieraus Durchschnitts-} \\ \text{plagioklas } 1.7:5.6 = 30\% \text{ An.} \end{array}$$

Ca muß aus  $a_0 c_0 f_0$  entnommen werden, weil sehr oft bei der Subtraktion von Al und Ca nicht wie in unserem Falle ein Al-Rest, sondern ein Ca-Rest auftritt. Dieser Ca-Rest würde dann mit Fe und Mg in  $f_0$  zusammengefaßt werden, und die Berechnung von  $a'_0 c'_0 f'_0$  wäre dann überflüssig.

al fe mg aus  $a_0 c_0 f_0$ .

$$\begin{array}{r} \text{Rest Al}_2 \cdot 2 = 32:79 = 4\cdot0 = \text{al} \\ \text{Fe, Fe, Mn} = 31: \text{ } = 3\cdot9 = \text{fe} \\ \text{Mg} = 16: \text{ } = 2\cdot1 = \text{mg} \\ \hline 79 \quad 10\cdot0 \end{array}$$

$a''_0 c''_0 f''_0$  aus  $a_0 c_0 f_0$ , indem der  $\text{Al}_2$ -Rest als Al in die Gruppe  $f''_0$  eintritt.

$$\begin{array}{r} A_0 = 170:244 = 7\cdot0 = a''_0 \\ C_0 = 34:244 = 1\cdot4 = c''_0 \end{array}$$

S aus I.

1.211:1.503 =  $\frac{80\cdot6}{100}$  Mol. %  $\text{Si O}_2 = \text{S}$   
Sättigung nach der Becke'schen Formel

$$\frac{25 A_0}{10} + 50 = \frac{25 \cdot 0\cdot746}{10} + 50 = 68\cdot65 \text{ Mol. \%}$$

Al-Rest	32
fe	31
mg	16
	79

$$F''_0 = \frac{40}{244} : 244 = 1\cdot6 = f''_0$$

a c f aus I.

$$\begin{array}{r} K_2 + Na_2 = 85 \quad A = 85: \frac{166}{2} = 10\cdot3 \quad \text{Al}_2\text{-Rest. } 16:1503 = 1\cdot0 \text{ Mol. \%} \\ - \text{Al}_2 - 135 \\ \hline 50 \quad C = 34: \text{ } = 4\cdot1 \\ \text{Ca.} \quad 34 \quad F = 47: \text{ } = 5\cdot6 \\ \text{Al}_2\text{-Rest} \quad 16 \quad \frac{166}{20\cdot0} \\ \text{Mg} + \text{Fe} \quad 47 \end{array}$$

Die Werte a c f und  $a' c' f'$  werden nach Osann auf 20 berechnet, um in das Osann'sche Dreieck eingetragen werden zu können.

$a' c' f'$  aus a c f.

$$\begin{array}{r} A' = A + 16 = 101: \frac{182}{2} = 11\cdot1 \\ \\ C' = C \quad 34: \text{ } = 3\cdot7 \\ F' = F \quad 47: \text{ } = 5\cdot2 \\ \hline 182 \quad 20\cdot0 \end{array}$$

$$k = \frac{s}{s_0} = \frac{1211}{721} = 1\cdot68. \quad s \text{ aus I. } s_0 = 6 A' + 2 C' + F' = 721.$$

Q.  $\text{Si O}_2$  insgesamt: 1211 —  $\text{Si O}_2$  zur Sättigung (das ist  $s_0 =$ ) 721 = 490 Moleküle. Diese  $\times$  Mol.-Gewicht = % Quarz  
 $490 \cdot 60\cdot4 = 29\cdot6$  Gewichts % Quarz = Q.

Praktische Bedeutung. Wird ein Gestein der Verwitterung ausgesetzt, so werden erfahrungsgemäß K, Na, Ca aus demselben weggeführt, daher wir diese Metalle als L (Löslich) zusammenfassen. Al-Mg bleiben relativ stärker im Gestein zurück, daher werden sie in U (Unlöslich) vereinigt. Da der auf solche

Weise entstandene Gesteinsrest zerkleinert und auf Sedimente umgearbeitet wird, ist für eine ganze Gruppe von Gesteinen die Unterscheidbarkeit in Erstarrungsgestein und Sediment durch die Werte U und L, sowie Si als Maß der Gesteins-Azidität gewährleistet. Aber auch zahlreiche anders entstandene Sedimente (Kalk usw.) heben sich durch Si-U-L deutlich von den Erstarrungsgesteinen ab.

Die Werte Si-U-L haben somit die Aufgabe, festzustellen, ob irgend ein untersuchtes metamorphes Gestein im prämetamorphen Zustande ein Erstarrungsgestein oder ein Sediment war.

Ist der Sedimentcharakter nachgewiesen worden, dann hat eine weitere Untersuchung auf a, c, f keine Bedeutung mehr.

Ist dagegen aber Massengesteinscharakter nachgewiesen, dann kann aus der Berechnung der folgenden Werte sehr viel erschlossen werden.

$a_0$  entspricht der Bindung (K, Na) Al, das ist dem Basenverhältnis in Alkalifeldspaten (Orthoklas, Albit) oder deren Vertretern Leuzit, Nephelin.

$c_0$  enthält das Basenverhältnis  $Ca Al_2$  des Anorthites.  $f_0$  enthält Fe, Mn, Mg, sowie Ca-Überschuß über die für Feldspäte verrechnete Tonerde, das sind die Bestandteile der dunklen Gesteinsbildner Pyroxen, Amphibol, Olivin, beziehungsweise Olivinanteil des Merxens usw. (Siehe Fig. 28 u. 1.)

Tatsächlich sind die Feldspäte, Olivin und Pyroxen, eventuell noch Quarz, die im besonderen in der dritten Zone wichtigsten Gesteinsbildner. Durch diese Art der Berechnung werden somit alle Gesteine, aus welcher Zone sie auch stammen, auf die dritte Zone berechnet und dadurch untereinander gut vergleichbar.

Im Falle als sich ein Tonerdeüberschuß über die Feldspäte ergibt, kann man diesen als in Glimmern gebunden darstellen in der Form (H Al), den man dann logisch bei den Alkalienwerten unterbringen wird. So entstehen die Zahlen  $a'_0$ ,  $c'_0$ ,  $f'_0$ . Damit reduzieren wir jedoch nicht mehr auf die dritte Zone, sondern auf die zweite.

Man kann aber ohne Schwierigkeit doch auf die dritte Zone reduzieren, dort wird ein solcher Tonerdeüberschuß als Disthen und Almandin erscheinen. Für diesen Fall werden die Werte  $a''_0$ ,  $c''_0$ ,  $f''_0$  berechnet. Das ist das Verhältnis der Alkalifeldspäte: Anorthit: dunklen Gemengteilen, unter welchen letzteren nunmehr das Tschermak'sche Augitsilikat  $Mg Al_2 Si O_6$ , ferner Almandin-Pyrop  $(Fe, Mg)_3 Al_2 Si_3 O_{12}$  oder gar Disthen  $Al_2 Si O_6$  zusammengefaßt werden.

Eine tiefere Gliederung wird nun erreicht durch die Berechnung von or, ab, an, das ist Orthoklas: Albit: Anorthit im

betreffenden Gestein, woraus auch ein Durchschnittsplagioklas berechnet werden kann.

ca-mg-fe gibt den Bau des Pyroxens an, der in dem auf die dritte Zone berechneten Gestein auftreten müßte, wenn nämlich der schon früher erwähnte Ca-Überschuß über Tonerde vorhanden ist.

al-mg-fe wieder gibt den Bau der Tonerdesilikate unter den dunklen Gemengteilen wieder. In unserem Falle ist  $fe + mg = 6.0$   $al = 4$  oder  $al_2 = 2$ , das betreffende Tonerdesilikat entspricht daher genau der Granatformel  $(Mg, Fe)_3 Al_2 [Si_3 O_{12}]$ , und da  $fe:mg = 1:2$  läge ein Pyrop mit starker (33%) Almandinbeimischung vor.

Die Frage, ob und wieviel freier Quarz im Gestein auftritt, wird durch k und Q beantwortet. Aus der Zahl S entnehmen wir die absolute Zahl der  $Si O_2$ -Metallatomprozente, diese Zahl ist 80.6, wovon 68.65 hinreichen zur Absättigung in Plagioklas, Alkalifeldspat und dunklen Gemengteilen vom Bau  $R_2 Si_2 O_6$ , was auch für den Granat stimmt.  $(R_3 Si_3 O_9) + Al_2 O_3$ , Granat in allerdings ungewöhnlicher Schreibung hat dasselbe Verhältnis R:Si. (R = zweiwertiges Metall.)

Die Methode der Berechnung liefert somit eine große Anzahl von Angaben. Um sie mit einem Blicke übersehen zu können und auch Vergleiche rasch vor Augen zu führen, schreiten wir nunmehr zur Abbildung.

Fig. 28 zeigt das Dreieck für Si-U-L, von welchem gewöhnlich nur der Ausschnitt mit punktierter Grenze, der Deutlichkeit halber mit bedeutender Vergrößerung, dargestellt wird. Der gebogene Streifen im Inneren umgrenzt das Feld der Erstarrungsgesteine und deren Abkömmlinge. Rund herum die Sedimente, welche teilweise auch in das ebengenannte Feld eindringen. — Die Koordinaten U, von Si nach links auftragen und L, von Si nach oben, liefern den Projektionsort des Gesteins.

In Fig. 28 überblicken wir auch die Gesteinsplagioklase:  $a_0$  gibt die Abszisse, der berechnete (30) und beobachtete (3) Anorthitgehalt geben die Ordinate. Striche mit Pfeilen bedeuten Zonarstruktur der beobachteten Plagioklase. Die Pfeilspitze entspricht der Rinde, daher kann hier normale und inverse Zonarstruktur abgebildet werden. Sehr auffallend ist in unserem Fall der Unterschied zwischen Beobachtung und Berechnung. Hier ist jedenfalls ein anorthitreicher Plagioklas der prämetamorphen Epoche zu Albit einerseits, Klinozoisit andererseits umgebaut worden. Hier spricht sich also sehr deutlich der Gang der Metamorphose aus.

Fig. 28 enthält endlich an der Basis die Darstellung der Gesteinsazidität. Die Gerade, welche die Punkte 50—75 verbindet, entspricht der Sättigung aller Kombinationen  $a_0 c_0 f_0$  mit  $Si O_2$ .

Unser Wert  $S$  liegt über dem Sättigungsniveau, es ist daher freier Quarz im Gestein. Wäre unser  $S$  unter dem Niveau, dann müßten Olivin, Nephelin, Leuzit im Gestein vorkommen. Abszisse ist  $a_0$ , Ordinate  $S$ .

Darüber liegt das gleichschenkelige Dreieck  $a_0 c_0 f_0$ . Abszisse  $a_0$ , Ordinate  $+ f_0 - c_0$ . Daran das Feldspatdreieck  $or$   $ab$   $an$ . Abszisse  $an$ , Ordinate  $+ ab - or$ . Dann folgen die beiden Dreiecke der dunklen Gemengteile. In  $ca$   $mg$   $fe$  ist die Abszisse  $fe$ , die Ordinate  $+ mg - ca$ , in  $al$   $mg$   $fe$  ist die Abszisse  $fe$ , die Ordinate  $+ al - mg$ .

Darüber wird, mit  $a_0$  als Abszisse, noch das spezifische Gewicht aufgetragen. Gerade für diese Angaben ist, da die spezifischen Gewichte der unveränderten Gesteine bekannt sind, ein Überblick über die Wirkung der Metamorphose von Nutzen.

### § 15. Geometrische Gesteinsanalyse nach Rosiwal.

Für die Gesteinsvergleiche ist die durch Schliffausmessung erlangte Kenntnis der mineralischen Gesteinszusammensetzung, angegeben in % Raumteilen der Gesteinsbildner von großem Nutzen, wiewohl sie die chemische Analyse nicht ersetzen kann. Sie wird bei uns viel angewendet. Die Untersuchung geschieht mit Hilfe eines Okularmikrometers. Der Schliff wird mittels Schlitten am Objektisch so verschoben, daß man etwa 50 Schliffstellen von der Länge des Maßstabes kreuz und quer zu Gesicht bekommt und am Maßstab das Verhältnis der Längen, die die einzelnen Mineralien einnehmen, abnehmen kann. Der ganze, ausgemessene Linienzug wird *Indicatrix* genannt. Je nach praktischen Erwägungen wird man sie weit- oder engmaschig anlegen.

---

## 2. Teil.

# Spezielle Gesteinskunde.

## 1. Kapitel. Massengesteine der Steiermark.

### § 16. Allgemeines.

Die Massengesteine, auch Erstarrungs- oder Durchbruchsgesteine sind Kristallisationsprodukte des Magmas.

Erfolgt ihre Kristallisation in der Tiefe der Erdkruste, unter Bedeckung mit überlastenden Schichten, so heißen sie Tiefengesteine oder plutonische Gesteine. Gelangen sie an die Oberfläche der Erde in Form von Lavaströmen, Decken, Vulkanstielen, dann nennt man sie Erguß- oder Effusivgesteine. Auch die Ausdrücke *Intrusiva* und *Extrusiva* werden für Tiefen-, beziehungsweise Ergußgesteine gebraucht.

### § 17. Tiefengesteine.

Übersicht über die Strukturentwicklung. In je tieferem Niveau das Magma kristallisiert, desto gröberkörnig ist das Kristallisationsprodukt. Insgesamt erfolgt die Abgrenzung der einzelnen Körner nach der Ausscheidungsfolge. Irgend ein Glied der Kette der Gesteinsbildner ist idiomorph gegen das nächste, und xenomorph gegen den Vorgänger.

Je höher das Erstarrungsniveau, desto feinkörniger wird das Gestein. Die Hauptursache dürfte die Durchbewegung sein. Falls nämlich die kristallisierende Magmamasse bis — nehmen wir gleich den Grenzfall — in die erste Tiefenzone kommt, wird in vielen Fällen die Temperatur bereits so niedrig sein, daß der werdende Gesteinskörper in zwei Phasen zerfällt: eine feste (Kristallbrei) aus dunklen Gemengteilen, Akzessorien, und hellen Gemengteilen (Feldspäte) bestehende, und eine flüssige, das heißt ein Schmelzrest mit Kieselsäure und Alkalien durchtränkt mit zutretendem juvenilen Wasser. Daher wird nun vielfach der Mineralbestand des Kristallbreies, der in der Tiefe mit wenig oder gar keinem Wasser, aus nahezu „trockener“ Schmelze, kristallisierte, nunmehr Gelegenheit haben, sich so zu verändern, daß seine Kristallisationsprodukte der ersten Zone angepaßt werden: Zum Beispiel Muskowit statt Orthoklas (Mikroklin) bilden, Chlorit statt Biotit, Klinozoisit statt Anorthit. Anderer-

seits dürfen wir uns in dieser Zone die Durchbewegung heftig genug denken, um im Kristallbrei durch Pressung verspreizter Körner und Säulen Zerbrechung hervorzubringen.

Das Schema wäre etwa folgendes:

1. Aufsteigendes Magma.
2. Kristallbrei aus trockener Schmelze.
3. Zutritt juvenilen Wassers. Gleichzeitig Zerbrechung.
4. Ende der Kristallisation in erster Tiefenzone.

Die kristalline Entwicklung erfolgt in einem Zuge, sie wird aber in diesem Zuge abgeändert durch zutretendes Wasser, immerhin ist die Kristallisation noch magmatisch.

Die Gesteinszerbrechung in Gesteinen, welche das Ende der Kristallisation noch nicht erreicht haben, heißt **Protoklase**.

Der in unserem Falle in der ersten Stufe mehr oder minder erreichte kristalline Endzustand ist zustande gekommen durch teilweise Umsetzung einer bereits verfestigten Mineralgesellschaft. Man kann den Tatbestand auch so beschreiben: Da während der Kristallisation Temperatur- und Konzentrationsänderungen auftreten, die nicht dem normalen, mehr oder minder trockenen Ablauf der Magmenkristallisation entsprechen, muß während der Kristallisation ein Umsetzungsprozeß laufen, der schließlich zu einer Mineralkombination führt, welche der ersten Stufe angepaßt ist.

Solche in Bezug auf die Gesamtperiode der Kristallisation interne Umwandlungsprozesse werden wir nicht als Metamorphose bezeichnen. Von einer Metamorphose sprechen wir vielmehr dann, wenn die Umwandlung das Gestein erst betrifft, sobald dasselbe eine Kristallisation vollständig durchgemacht hat.

In unserem Falle wird nun auch die schließlich erreichte Struktur Züge aufweisen, die von Kristalloblastese nicht zu unterscheiden sind, vermischt mit Zügen normaler Erstarrungsstruktur.

Eine Reihe von Tiefengesteinen weisen auch holokristallin porphyrische Struktur auf. Es schwimmen größere, idiomorphe „Einsprenglinge“ in einer Grundmasse, der Glas absolut fehlt. Solche Gesteine treten häufig gangförmig auf. Endlich treten auch Massengesteine gangförmig auf, die sich durch schiffgranitische Verwachsungen von Quarz und Feldspäten und durch besonders großes Korn auszeichnen. (Pegmatite.)

## § 18. Stoffliche Entwicklung von Magmen.

Soweit wir bis jetzt die Gesteine überblicken, lassen sich deutlich zwei große Reihen unterscheiden. Der Unterschied bezieht sich sowohl auf den Mineralbestand als auch auf den Gesamt-

chemismus. Wir bezeichnen diese Reihen als Pazifische (Kalkalkalireihe) und Atlantische (Alkalireihe) Sippe.

Pazifisch	Gemeinsam	Atlantisch
	Quarz	
Orthoklas	Orthoklas	Leuzit
Albit-Anorth.	Albit-Anorth.	Nephelin
—	—	Cancrinit, Sodalith, Nosean
Diopsid	—	Titanangit
Rhomb. Pyroxene	—	Alkalipyroxene: Aegirin, Akmit
	Olivin	
Gem. Hornbl.	—	Alkali amphibole: Riebeckit, Arfvedsonit
Biotit	—	Lepidomelan

Diese kleine Tabelle zeigt, daß neben Orthoklas in Atlantikern Leuzit auftreten kann, in Pazifikern nicht. Analog ist es mit Nephelin. In den dunklen Gemengteilen sind die Unterschiede vorzüglich ausgeprägt.

Das Becke'sche Dreieck Si-U-L zeigt ebenfalls sehr deutlich die Trennung der beiden Reihen. Für die Atlantiker sind bei sonst ähnlichen Zügen die Werte für L höher wie bei den Pazifikern.

Überall in der Natur gibt es Übergänge: So stellen sich auch hier zwischen die beiden Reihen die Monzonite und ein Teil der Essexite.

### § 19. Magmenentwicklung innerhalb der beiden Reihen.

Die Pazifische Reihe. Im großen und ganzen dürfen wir heute annehmen, daß eine aus der Tiefe emporsteigende magmatische Blase im Chemismus bereits pazifischen oder atlantischen Charakter besitzt. Jedenfalls gehen wir von diesem Stadium aus. Man beobachtet nämlich nirgends eine sicher erklärte genetische Vermischung der beiden Reihen.

Die aufsteigende Blase liefert nun in jenes Niveau hinein, in welches sie vordringt, eine Reihe von Zerfalls- oder Differentiationsprodukten, die nacheinander verfestigt werden und der geologischen Karte eines solchen Gebietes große Buntheit verleihen. Der letzte Magmenrest gibt Anlaß zur Entstehung der Ganggesteine, die sich als Gangfolge der Magmenblase sowohl innerhalb des zu einer Intrusion gewordenen Gesteinskörpers, als auch außerhalb desselben, im Dach und in der Sohle der Intrusion beobachten lassen.

Eine Übersicht über die Hauptgesteinstypen, welche als normale Tiefengesteine aus einer Magmenblase durch Differentiation hervorgehen können, gibt folgendes Schema:

Tabelle 3. Pazifische Tiefengesteine.

Feldspatn	Orthoklas Ab-Oligoklas	Oligoklas	Andesin	Labradorit- An	—
Quarz- frei	Syenit		Diorit	Olivingabbro	Peridotit Olivin
Quarz- bätig	Granit	Granodiorit	Quarzdiorit	Gabbro	Pyroxenit
	Quarz				
	Biotit				
				Hornblende	
3. Zone				Diallag und Diopsid	

Dem natürlichen Chemismus nach beobachten wir (also ohne Rücksicht auf die Zonenstellung) zwei Reihen, welche einander || laufen und sich durch den Kieselsäuregehalt unterscheiden: 1. Die Reihe Syenit—Peridotit, 2. die Reihe Granit-Pyroxenit. Innerhalb der Reihen nehmen die Alkalifeldspäte von links nach rechts ab, die Basizität der Plagioklase nimmt im gleichen Sinne zu. Der Quarzgehalt der Granitreihe hört bald auf. Die Reihe setzt sich in quarzfreien Gabbro fort, enthält jedoch keinen Olivin, sondern den saureren Pyroxen, das Sinken der Kieselsäure macht also beim Pyroxen halt! Anders in der Syenitreihe, bei welcher von rechts nach links der Kieselsäuregehalt bis zur Olivinbildung (basischer wie Pyroxen) sinkt, ohne daß jemals Quarz ausgeschieden erschiene. Bezüglich der dunklen Gemengteile unterrichtet die Figur zur Genüge.

Für unsere steirischen Verhältnisse ist es nun bezeichnend, daß von der ganzen Entwicklung bloß jene bis zum Diorit geschlossen zu beobachten ist! Gabbro und Peridotit derselben Entwicklungsreihe fehlen. Auf diese Regelmäßigkeit soll der vertikale Doppelstrich hindeuten.

Das Ganggeföge. Zu der ganzen Sippschaft des aus einer Magmenblase in einer geschlossenen Phase erzeugten Tiefengesteine gehört ein Ganggeföge. Dieses setzt sich zusammen aus hellen (leukokraten) Gesteinen, wie: Pegmatite, Aplite; aus dunklen (melanokraten) Minette, Kersantit, Odinit, Spessartit, Vogesit, aus porphyrischen: Granitporphyr und Porphyrite, aus intermediären: Malchite, Luziite.

Auch für diese Gesteine scheint eine Übersicht am Platze zu sein.

Tabelle 4. Pazifisches Gangfolge.

		Or. Ab-Olig	Oligoklas	Andesin	Labrad
Porphyrische Ganggesteine		+ Quarz — Quarz	Granitporphyr Syenitporphyr	Grano-dioritp.	Dioritporphyrite Gabbroporphyrite
Leukokrate	Aplit	+ Quarz — Quarz	Granitaplit Syenitaplit	Grano-dioritaplit	Dioritaplite Gabbroaplite
	Pegmatite	+ Quarz — Quarz	Granitische P e g m a t i t e Syenitische	Grano-dio- ritische	Dioriti- sche Gabbro- pegmatite
Intermediäre				Malchit, Lucit	
Melanokrate	Biotit Hornbl. Pyroxen	Quarz			
		Minette Vogesit	Kersantit Spessartit	Odinit	

## Die Atlantische Reihe.

Entwickeln wir analog wie für die pazifische Reihe das schematische Bild: Tabelle 5.

Von links nach rechts nimmt der Orthoklasgehalt der Gesteine ab, der Gehalt an Plagioklas dagegen zu, wobei er basischer wird. Von oben nach unten ergibt sich eine Dreigliederung. Die oberste Reihe entwickelt bis in das Monzonitgebiet hinein Quarz, und wenn dieser ausgeht, alkalifreie Pyroxene. Die mittlere Reihe führt nur noch soviel  $\text{SiO}_2$ , daß Alkalifeldspate entstehen können, daher tritt gegen rechts zu Olivin statt Pyroxen als  $\text{SiO}_2$  — ärmere Bindung der Magnesia auf. In der dritten Reihe sinkt nun  $\text{SiO}_2$  weiter, so daß zunächst statt Albit der Nephelin eingesetzt wird, sodann auch für Orthoklas der Leuzit. Die Tabelle enthält daher in der dritten Reihe Gesteine, welche neben Nephelin-Leuzit noch Alkalifeldspate in nach unten zu abnehmendem Maße enthalten. Jenseits, als vierte (Anhangsreihe) sind feldspatfreie Gesteine untergebracht. Am rechten Ende des Feldes des Atlantiker finden wir wieder Pyroxenite und Peridotite. Von links nach rechts nehmen auch die dunklen Gemengteile an Bedeutung zu. Den Beginn dazu macht ein Meroxen, welcher anscheinend häufig ein normaler Biotit ist, dann folgen Amphibole und Pyroxene in steigendem Ausmaße.

Tabelle 5. Atlantische Tiefengesteine.

	Orthoklas			An	
	Ab Albit	Oligoklas	Andesin	Labrador	Alkali-Pyroxenite und Hornblendite
+ Quarz	Quarz		Quarzmonzonit	Essexit	
	Alkaligranit Rockallit Nordmarkit		Windsorit		
	Biotit	Barkevikit	Titanaugit Diopsid		
- Quarz	Pulaskit Hedrumit Umptekit Akerit	Syenitdiorit	Olivin Monzonit	Olivin	Alkali-peridotite
	Laurvikit		Windsorit Olivinessexit		
Starkes Si O <sub>2</sub> = Defizit	Biotit	Arfvedsonit-Riebeckit-Aegirinaugit-Aegirin			
	Sodalithsyenit Laurdalit Litchfieldit Foyait Leuzitsyenit Lujaurit Mariupolit	Nephelinmonzonit	Shonkinit Malignit	Theralit Teschenit	
	Leuzit	Nephelin			
	Leuzitit, Urtit, Tawit, Fergusit, Ijolit, Bekinkinit				

Die systematische Bedeutung der Hornblenden: Barkevikit—Arfvedsonit (Riebeckit) einerseits, der Pyroxene: Titanaugit, Diopsid—Aegirin—Aegirinaugit andererseits ist noch nicht ganz klar. Wir haben sie zu skizzieren versucht.

### Das Gangefolge der Atlantiker.

Gegenwärtig kennen wir in der Steiermark keine zweifellos atlantischen Tiefengesteine. Ebensovienig Glieder ihres Gangefolges. Daher können wir uns diesbezüglich kurz fassen.

Die Atlantiker besitzen ihre Pegmatite, Aplite und porphyrischen Ganggesteine so gut wie die Pazifiker. Sie besitzen ferner leukokrate (das heißt arm an dunklen Gemengteilen), trachytisch struierte Formen, von welchen die Bostonite und Tinguaita die

wichtigsten sind, und lamprophyrische Formen, unter welchen Camptonit, Monchiquit und Alnöit genannt sein mögen.

### Die Frage weiterer selbständiger Reihen.

Ob es neben den beiden kurz behandelten Reihen noch andere gibt (die Entwicklung Charnockit—Anorthosit wurde als Anzeichen dafür angesehen) erscheint mir zweifelhaft. Hier näher darauf einzugehen, halte ich nicht für angebracht.

### Bedeutung der Intrusivkörper.

Der Umstand, daß bei uns die Tiefengesteine stets in Form differenzierter großer Intrusivkörper auftreten, macht es nötig, darauf im systematischen Teil Bedacht zu nehmen. Es erscheint daher eine den Zusammenhang zerreißende Gliederung in örtlich verstreute Granite, Diorite usw. unzweckmäßig. Vielmehr empfiehlt sich die Gliederung nach Intrusivkernen, das heißt nach den intrusiven Kernen der Gebirgskörper.

#### 1. Abschnitt.

### § 20. Steirische Intrusivkerne.

Wir kennen gegenwärtig innerhalb der Landesgrenzen folgende Intrusivkerne, beziehungsweise Teile derselben:

- |  |                 |
|--|-----------------|
| 1. Gleinalpenkern                            | } 2. Tiefenzone |
| 2. Bösenstein-Seckauerkern                   |                 |
| 3. Mürztalerkern                             |                 |
| 4. Rabenwald-Massenbergkern                  |                 |
| 5. Stubalpenkern                             | } 1. Tiefenzone |
| 6. Schladmingerkern (Wildstelle, Bauleiteck) |                 |
| 7. Wechselkern                               |                 |
| 8. Korralpenkern (?)                         | } 3. Tiefenzone |

Eine Reihe von kleineren Intrusivkörpern, die da und dort auftreten, scheinen wohl einem oder dem anderen der genannten Kerne als Ableger zuzuordnen zu sein.

Allgemeiner Bau. Diese Intrusivkerne stellen große linsen- oder brotlaibähnliche Massen dar, welche in schiefrigen Hüllen stecken. Die Hüllen selbst bestehen zum Teil aus Sedimenten, zum Teil aus metamorphen Massengesteinen, unter welchen die basischen, heute als Amphibolite und Serpentine entwickelten, eine große Rolle spielen. Die Hüllen sind tektonisch zerrissen. Auf den mindestens annähernd im Streichen liegenden Rissen finden wir das pegmatitische Ganggefüge der Intrusion, Restlösungsprodukte, kleinere Ableger der Intrusion und durch Restlösungen veränderte Hülschiefer (Stoffzufuhr!).

## § 21. Der Gleinalmkern.

Zu den Differentationsprodukten jener großen Magmablase, welche den Ursprung der Gleinalm-Intrusiva darstellte, gehören folgende Gesteine:

Tiefengestein: Mikroklinggranit, Granodiorit, Quarzglimmerdiorit, Quarzdiorit.

Gangfolge: Dioritporphyr.

Pegmatite. (Granodioritische Pegmatite) und dioritische Aplite. (Restlösungsprodukte Milchquarzgänge usw.)

Überblicken wir diese Reihe, so sehen wir einen sehr schön geschlossenen Teil des Schemas „pazifische Tiefengesteine“ und „Gangfolge“ vor uns.

Von den Tiefengesteinen ist nur die Reihe mit Quarz zur Entwicklung gekommen, sie bricht ab vor dem Gabbro.

Von den Ganggesteinen nur die Gruppe porphyrischer Ganggesteine mit einem quarzdioritischen Glied, ebensolche Glieder aus den leukokraten Pegmatit- und Aplitgruppen. Die Restlösungsprodukte sind hauptsächlich als Quarzgänge vertreten, doch sind namhafte Mengen von kalihaltiger Restlösung aus dem Kern heraus in die Hüllschiefer gegangen.

Kalifeldspatgesteine treten der Menge nach ganz zurück. Wir haben es im wesentlichen mit rein dioritischer Entfaltung zu tun, das heißt alle Kristallisationsprodukte gruppieren sich sehr nahe um den granodioritischen bis quarzglimmerdioritischen Chemismus. Diese Einheitlichkeit ermöglicht einen vorzüglichen Überblick.

### Mikroklinggranit.

Bestimmende Mineralgesellschaft: Mikroklin, Oligoklasalbit, Quarz, Biotit, Muskowit. Akzessorisch: Apatit, Übergangsteil gelegentlich Epidot.

Struktur. Erstarrungsstruktur mit normaler Ausscheidungsfolge. Manchmal Protoklase mit ausheilender Endphase der Kristallisation. Diese besitzt kristalloblastische Züge. Wo nämlich dann überhaupt eine Zonenstruktur der Plagioklase sichtbar ist, wird sie invers, und um die Mikroklase entwickeln sich Myrmekitsäume mit gleichzeitiger Perthitbildung im Mikroklin.

Makroskopisch: Mittelkörnige, hellgraue bis weißliche, massige bis schwach schiefrige Gesteine. Alle Hauptgemengteile frei erkennbar.

Physiographisches. Der Mikroklin, welcher wegen der Verwaschenheit seiner Gitterung als „flau“ bezeichnet wird, zeigt sich meistens in Karlsbader Zwillingen. Der Austritt der Albitlamellen im Mikroklin erfolgt in unregelmäßig lappiger Form

Diese Verwachsungsformen Kalifeldspat-Albit nennt man Perthit, in unserem Falle Mikroklin-Mikroperthit, da nämlich der Kalifeldspat Mikroklin und die Verwachsung nur mikroskopisch zu erkennen ist. Der Meroxen ist in diesem Gestein normaler Tiefengesteinsbiotit von tiefbraunschwarzer Farbe. Sein Pleochroismus: || c strohgelb, ⊥ c braunschwarz oder grünschwarz. Der Oligoklasalbit, nach dem Albit- und Periklingesetz scharf zwillingslamelliert, hat 13—15% An. Im Falle der Inversion beträgt der Unterschied zwischen Kern und Hülle bloß 2—5 %.

Mengenverhältnis:

Quarz 25 %, Mikroklin 25 %, Oligoklas-Albit 28 %, Biotit 10 %, Muskowit 10 %, Akz. 2 %.

Für eine Anzahl von Vorkommnissen wird man mit Vorsicht die Bezeichnung Gneis-Mikroklingranit anwenden, das sind jene Formen, welche sich im Laufe ihrer — es muß nochmals betont werden — einzigen Kristallisation Züge von Kristalloblastese erworben haben.

Wenn zwei getrennte Kristallisationsphasen vorlägen, dann würde man Mikroklingranitgneis sagen müssen. Der Sachverhalt müßte dann folgender sein: Das Gestein hätte eine Kristallisationsphase, nämlich eine normale oder modifizierte magmatische Kristallisation vollständig hinter sich. Dann erst wäre es kristallin mobilisiert und umkristallisiert worden. Diese zweite Phase wäre eine rein metamorphe und ihr Erzeugnis ein echter Orthogneis.

Vorkommen: Humpelgraben der Fensteralpe, N von den sogenannten Granitbrüchen. Schlafer im Gleintal. Lammgraben, NO vom Hoyer liegend vom Augengneis. Oberes Kleintal.

### Granodiorit und Gneisgranodiorit.

Hauptgemengteile: Oligoklas—Quarz—Biotit. Übergemengteile: Flauer Mikroklin mit Myrmeckit, Muskowit oder Hornblende. (Niemals beide nebeneinander!) Chlorit mit Sagenit, Almandin, Epidot, welcher manchmal Orthitkerne enthält. Akzessorisch: Apatit, Magnetit.

Struktur: Im ganzen Erstarrungsstruktur, häufig mit kristalloblastischen Zügen, so wie beim vorigen Gestein.

Physiographisches: Der Oligoklas ist zum Teil nicht-, zum Teil normal- und zum dritten Teil inverszonar. Mit erstaunlicher Konstanz beobachtet man an schaligen Individuen Schalen von 80—75 % Ab, auch die nichtzonaren Plagioklase enthalten dieselbe Mischung (72—75 % Ab). — Mikroklin wie früher. — Quarz oft gelb durch feine limonitische Fahnen. — Biotit wie früher, mit braungrüner Basis. — Chlorit, und zwar Klinochlor in Scheiben neben Biotit als selbständige Bildung, enthält

Sagenit, ein haarfeines Gitter aus Rutilstäbchen. Hellgrüner Epidot bildet walzige Körner von der Größe der übrigen Gemengteile. Wichtig erscheint mir der Unterschied von den Zentralgneisen\*, in welchen dieses Mineral oder Klinozoisit in Form zahlreicher Nadelchen den Plagioklas durchsetzt. Bei uns liegen Epidot und Oligoklaskörner, ein Pflastergewebe mit Verzahnung bildend, nebeneinander. — Im Gestein der Staringjagdhütte bildet der grüne Epidot Schalen um Orthit.

Wir fassen hier Epidot als eine den Plagioklasen gleichwertige Bildung auf, nicht etwa als Bildung auf Kosten von Plagioklas. Ihr Alter ist nach-protoklastisch, die Bildungszeit jene der inversen Plagioklasse.

Die Gesteine lassen sich in zwei Reihen ordnen:\*\*

a) Aplitische Formen: 34 Quarz, 50 Oligoklas, 3 Mikroklin, 8 Biotit, 5 Almandin, Epidot usw.

b) Normale Formen: 28 Quarz, 43 Oligoklas, 1 Mikroklin, 18 Biotit, 10 Almandin, Epidot usw.

Wir beobachten also eine rasche Zunahme von dunklen Gemengteilen.

Äußerlich: Massig bis schiefrig, mittel- bis feinkörnig, weiß-hellgrau, der am meisten vertretene Granodiorit ist hell-graubraun, häufig schiefrig, also Gneisgranodiorit. Der tief-schwarze Biotit ist ebenso mit freiem Auge zu erkennen, wie der gelbe Quarz und weißliche Feldspat.

Vorkommen: Staringgrabeneingang, Sängerriegel, Humpelgraben (zum Teil der Übelbacher „Granit“). — Innerer Kampel, Lammgraben, Kreuzsattelgraben, Hintere Lainsach, Polsteralpe N.-Gehänge, Staringjagdhütte NO.-Pulsterriegel-Wolfgrube N bei 1250—1300 m, Kleintal 1.5 km talaufwärts, Jantscher.

#### Quarzglimmerdiorite und Quarzdiorite.

Hauptgemengteile: Oligoklas, Hornblende, Biotit, Quarz. — Übergemengteile: Epidot-Klinozoisit, Almandin, Orthitkerne. — Akzessorisch: Apatit, Magnetit. — Struktur wie bei den vorigen.

Physiographisches: In manchen Fällen beobachtet man sehr schöne normale Zonarstruktur mit Rekurrenzen, wobei der Kern ein Oligoklas mit 25% An, der Rand Albit mit 6% An ist. Ansonst aber so wie bei Granodiorit. Hornblende schilfig a-hellgelb, b-tiefbraungrün, i-tiefblaugrün. (Vergleiche Diorit vom Kainzenwald im Odenwald) c:c-19<sup>0</sup>. (Schnitte möglichst nach 010). Biotit wie früher. Die Übergemengteile (siehe oben) sind

\* Gemeint sind immer die der Hohen Tauern!

\*\* Manche sehr helle Formen enthalten ziemliche Mengen von Magnetit, so unter anderem Vorkommen von der Fensteralpe und den Pölleralpen, woher sie Sigmund beschrieben hat.

außerordentlich konstant, Epidot-Klinozoisit bilden große dicke Säulen im Gesteinsgewebe, Almandin kommt in leidlich guten Rhombendodekaedern vor. Quarzzahngewebe.

**Makroskopisch:** Mittel- bis feinkörnig, massig bis schiefrig, grau bis dunkelblau. Hornblende und Biotit tietschwarz.

**Mengenverhältnis:** Quarzdiorit: Quarz 20, Oligoklas 30, Hornblende 26, Klinozois-Epid. 14, Alm. usw. 10. Quarzglimmerdiorit: Quarz 10, Oligoklas 34, Hornblende 18, Biotit 13, Klinozoisit-Epid. 15, Alm. usw. 10.

**Vorkommen:** Zehneranger, Kreuzsattel-Lammalpe, Eibelkogel-Saualpe, Kleintal-Polsteralpe, Speik-Staring, Mittl. Humpelgraben der Fensteralpe. Der konstante, hohe Gehalt an Klinozoisit, beziehungsweise Epidot deutet auf die Möglichkeit hin, daß in tieferem Niveau diese Gesteine bedeutend An-reicheren Plagioklas führen würden. Die Almandinführung, die sich in manchen Formen stark steigert, bietet der Erklärung Schwierigkeiten.

### **Gangfolge.**

#### **Dioritporphyrit vom Humpelgraben der Fensteralpe.**

**Hauptgemengteile:** Basischer Plagioklas. — Biotit-Quarz. —  
**Übergemengteile:** Mikroklinmikroperthit mit Myrmeckitrand; Hornblende, Chlorit, Magnetit, Apatit, brauner Turmalin.

**Struktur:** Porphyrisch. Mit freiem Auge bereits sind Plagioklas und Biotit als Einsprenglinge erkennbar, wenngleich sie sehr klein sind.

**Physiographisches:** Die Plagioklaseinsprenglinge besitzen als Kern einen Labrador mit 50% Ab, dann folgen nach außen saurere Schalen mit Rekurrenzen, die äußerste Hülle ist Oligoklasalbit mit 90% Al. In der Grundmasse dagegen beginnen die Kerne der Plagioklase mit Andesin von etwa 37% An, die Hülle wie bei den Einsprenglingen. Der tiefbraune Biotit bildet zwei Generationen (Einsprenglinge und in der Grundmasse). Die spärliche braune Hornblende und der sehr seltene Quarz und Mikroklinmikroperthit stecken in der Grundmasse, ebenso etwas Chlorit, Magnetit, Apatit, Turmalin.

**Textur und Äußeres.** Vollkommen massig, grau. Der porphyrische Charakter unauffällig.

Ganz eigenartig und von hoher Bedeutung ist hier die Konstatierung normal zonarer Plagioklase neben Myrmeckit! Die letzten Kristallisationsphasen haben am Plagioklasrand (Oligoklas-Albit) nichts mehr zu ändern gehabt, die Kerne waren durch die Rinde geschützt, durch die schwache Protoklase nicht freigelegt, somit beständig, nur der Kalifeldspat mußte auf Mikroklin-Perthit umgestellt werden und erhielt den Myrmeckitrand analog wie in Mikroklingranit.

Das Gestein ist ein Muster für myrmeckitführende, magmatische Kristallisationen.

#### a) Normale Aplite.

Vorkommen: Normale Aplite durchschwärmen, meist flach schief auf die Schieferung ihrer Wirtgesteine der Gleinalmkern, man trifft sie in allen Intrusivgesteinen und in den Amphiboliten.

Hauptgemengteile: Saure Oligoklase mit 73—77% Ab, so wie früher. Quarz, Biotit, Hornblende. Apatit, Magnetit als Akzessorien.

Äußerlich. Helle, sehr feinkörnige Lagen mit spärlichen dunklen Gemengteilen.

Wir unterscheiden: Quarzglimmerdioritaplite, Quarzdioritaplite, Granodioritaplite. Granitaplite fehlen!

Manche von den Apliten sind ursprünglich frei von dunklen Gemengteilen gewesen. Wenn sie, wie so oft, finger- bis armdick in Amphibolit verlaufen, dann konstatiert man gelegentlich die Aufnahme von Hornblende aus dem Amphibolit. Diese ist an ihrer siebartigen Durchlöcherung, beziehungsweise Durchspickung mit allerlei Einschlüssen gut zu erkennen.

#### b) Abnormale Aplite.

Aplit mit behöftten Almandinen. Weg Kreuzsattel-Lammalpe. Eine feinstsandige Quarzfeldspatmasse, durchspickt mit winzigen, scharf idiomorphen, schwarzen Hornblendenadeln, welche jedoch um die Granatkörner von 4 mm Durchmesser Höfe frei lassen, obwohl sie den Granat durchspicken.

U. d. M. Normal zonare Oligoklase. Kern 31% An, breite Hülle 20% An. — Hornblende: a hellgelb, b tief braungrün, c = tief blaugrün. c:c = 19°. Einschlüßfrei, idiomorph, jedoch || orientiert. Biotit wie früher.

Granat (Almandin) blaßrosa, dicht durchspickt mit allen Hauptgemengteilen als Einschlüssen, bizarr skelettisch. — Quarz normal. Apatit und Magnetit in wohlausgebildeten Kristallen häufig.

Die Hornblende ist ganz unähnlich jener der Dioritformen. Sie und der Almandin entstammen vielleicht durchbrochenen Amphiboliten und Glimmerschiefern.

Aplit mit überreicher Almandin- und Hornblendeführung. S. von P. 1526 am Weg Fensteralpe-Thomaskogel.

Das Gestein macht makroskopisch den Eindruck eines auffällig almandinreichen Diorites von mittlerer Korngröße.

U. d. M. beobachtet man, daß die Hornblende poikiloblastisch ausgebildet ist, so wie in gewissen Amphiboliten des Gebietes.

Der Almandin ist kräftig rosarot und enthält zahlreiche, zentral gehäufte Quarzeinschlüsse. Klinozoisit-Epidot in dicken Säulen sind ebenfalls sehr häufig. Der Rest des Gewebes ist inverser Oligoklas und Quarz.

Das gangförmige Vorkommen, die Fremdartigkeit der Hornblende, der Reichtum an Granat und Klinozoisit-Epidot: Das zusammenzureimen macht große Schwierigkeiten. Auch hier kommt mir Materialvermischung sehr wahrscheinlich vor, besonders deshalb, weil auch geologische Tatsachen (siehe weiter unten) darauf hindeuten.

#### c) Pegmatite.

Hauptgemengteile. Quarz, rauchgrau, Oligoklasalbit, nie invers aber oft ganz unzonar, Muskowit in fingernagelgroßen Täfelchen oder aufgeschuppt, Turmalin, schwarzblau, Risse durch Quarz ausgeheilt. Schnitte leuchtend dunkelblau und violett, oft mit prächtigem Schalenbau. Hellroter Almandin, flauer Mikroklin mit Myrmeckit. Diese beiden als Übergemengteile.

Wir unterscheiden.

1. Normale Granodiorit-Pegmatite. Sie zeigen schrittgranitische Quarz-Oligoklas-Durchwachungen, Muskowit; Turmalin schwankt in sehr weiten Mengengrenzen. Manchmal fehlt er ganz, dann sind Pegmatittrümmer wieder vollständig dicht durchspickt von ihm. Endlich gibt es auch einige Pegmatitquergriffe von mittlerem Korn, welche keinen Muskowit führen, Turmalin aber in beträchtlicher Menge.

2. Kataklastische Typen. Sie weisen ein zerbrochenes Gewebe von eben beschriebenem Bau auf, welchem unverletzte Mikroklin-Mikroperthit-Augen mit Myrmeckitsaum förmlich aufgefropft sind. Diese Augen betrachte ich als gesteinsfremd. Näheres weiter unten.

Fundorte: Übelbach-Hoyer, Kleintal, Mitterriegel, Weissenstein.

#### d) Restlösungsprodukte.

Die letzten Verfestigungen des Gleinalmkernelmagmas sind Milch- und Gelbquarzgänge, ungefähr im Streichen, die prächtigsten Vorkommen auf der Polster- und Staringalpe in 1800 bis 1900 *m* Seehöhe.

Außer diesen Quarzabsätzen müssen wir anschließend an die pegmatitische Schlußphase der Gleinalmintrusion noch feststellen, daß aus dem Kern abziehende Dämpfe oder Lösungen eine gewaltige Menge von Alkalien an den Rand der Intrusivmasse und in deren Hülle gebracht haben. Im Gegensatz zu den Goldschmidt'schen Beobachtungen im Stavangergebiet verzeichnen wir ein Überwiegen der Kali-Ausfuhr gegenüber der Natronausfuhr.

Goldschmidt führt die in der Umgebung der Stavanger Intrusiva, die ebenfalls saure granodioritische bis dioritische Gesteine sind, vorkommenden Augengneise und gefeldspateten Glimmerschiefer genetisch zurück auf Sedimente, denen durch Lösungen, die am ehesten noch mit Wasserglas verglichen werden können, Alkalien für Neubildung der Feldspäte: Oligoklasalbite, aber auch Mikrokline mit Myrmeckiträndern zugeführt worden sind.

Verfolgen wir die analogen Fälle bei uns, so finden wir Mikroklinaugen. 1. in Pegmatit, 2. in Granodioriten am Rande, 3. in Hellglimmerschiefern der Hülle.

Im Pegmatit sind die Mikroklinaugen akzessorisch. Im Randgranodiorit sind sie so häufig, daß das Gestein ganz durchspickt ist davon. Das wäre im Orthoaugengneis. — So ist es auch in einigen Hellglimmerschiefern, die zu Paraoaugengneisen wurden.

## Anhang zu der Gleinalm-Intrusiva.

### I. Orthoaugengneis.

Dieses Gestein bildet einen langen Zug von durchschnittlich 250 m Breite, vom N.-Gehänge der Terenbachalpe bis in das Lafnitztal N. von Frohnleiten verfolgbar und schließlich dort auskeilend. Im W., gegen die Stubalpe zu, setzt sich der Zug übrigens ebenfalls weit fort. Überall grenzt er den Intrusivleib der Gleinalm gegen das Schieferdach ab. Auch am N.-Rand der Intrusivmasse wurde Orthoaugengneis beobachtet, zum Beispiel sein Ostende im S.-Hang der Brucker Hochalpe.

Makroskopisches und Textur: Große, milchige Karlsbader-Zwillinge von Mikroklin liegen streng orientiert in einem Grundgewebe aus Quarz, Biotit, Oligoklas. Die Mikrokline ( $1.8 \times 0.8 \times 0.6 \text{ cm}$ ) bilden die „Augen“, sie sind stets von einer  $\frac{1}{2}$ —1 mm dicken, erdig-weißen Rinde von Myrmeckit umsäumt. Es lassen sich drei Typen von Augengneis in diesem Zug nachweisen.

1. Mit reichlichen Augen und vollkommen schiefri gem Grundgewebe. Hier beobachtet man den Grundgewebequarz in dünnen, in s (Sanders) eingestellten, rasch auskeilenden Linsen oder Lagen von rauchgrauer Farbe, den Oligoklas in kurzen Kornfasern, den Biotit in kurzen flachen Flatschen.

2. Augen spärlich, Grundgewebe kataklastisch sandig.

3. Augen spärlich bis reichlich, Grundgewebe granitisch-körnig bis schwach schiefri g.

Physiographisches. Die Mikroklin-Augen entpuppen sich unter dem Mikroskop als flauer Mikroklin mit schwacher, oft kaum merkbarer und oft verwaschener Gitterung, ferner ist sehr deutlich der Austritt von unregelmäßigen Lappen von saurem Oligoklas (Perthitisierung) im Mikroklin zu sehen. Also

haben wir es mit Mikroclin-Mikroperthit zu tun. Das Auftreten ist zum Beispiel im niederösterreichischen Waldviertel wesentlich anders. Dort sind die Mikrocline scharf gegittert und die austretenden Albite besitzen die Form von Spindeln. Diese unterschiedliche Ausbildung dürfte wohl regionale Bedeutung haben, deren Kern uns noch verborgen ist. Der die „Augen“ umsäumende Myrmeckit hat sauren Oligoklas als Grundfeldspat. Der Index für die Quarzstengel ist, damit übereinstimmend 3·6—5, das heißt auf 1 Teilstrich Quarz kommen 3·6—5 Teilstriche Oligoklas. Diese Sache ist insoferne von Wichtigkeit, als von Becke gezeigt worden ist, daß der Myrmeckit regelmäßig quarzreicher wird, als sein Plagioklas anorthitreicher ist. Für Andesin zum Beispiel ist der Index  $1\frac{1}{2}$ —2. Über die einfache Art der Indexbestimmung, die Becke eingeführt hat, unterrichtet Fig. 6. Auch Tropfenquarz findet man im Augenrand.

Der Grundgewebefeldspat ist Oligoklas so wie im Myrmeckit. Quarz bildet entweder verzahnte Körneraggregate oder verkeilten Sand. Biotit hat entweder dieselben Eigenschaften wie bisher, oder es liegt ein kupfertöniger Meroxen vor, was in denjenigen Augengneisen vorkommt, in welchen die Kataklase des Grundgewebes von Kristalloblastese überwunden worden ist.

Muskowit ist spärlich vorhanden als Scheitermuskowit im Grundgewebe. Regelmäßig aber bildet er winzige, dem Mikroclin orientiert eingewachsene Einschlüsse.

Chlorit, Rutilnadeln und Turmalin sind seltene Übergemengteile. Apatit findet man unter anderen auch als haarfeine Nadeln im Mikroclin.

Struktur. Die „Augen“ sind Porphyroblasten. Darunter versteht man durch ihre Größe und Kristallisationskraft hervorstechende Mineralindividuen in einem Grundgewebe. Sie unterscheiden sich von porphyrischen Einsprenglingen in der Form dadurch, daß sie nicht streng kristallographisch gegen das Grundgewebe, welches übrigens eben schiefrig, nicht massig, ist, abschneiden, und genetisch dadurch, daß sie nicht eine Erstlingsgeneration darstellen, sondern im Verlaufe der Kristalloblastese mit dem Grundgewebe gewachsen sind. Sie sind nicht auf zerbrochene alte Einsprenglinge zurückzuführen. Unsere Mikrocline verdanken ihre Entstehung der Zufuhr von Restlösungen in den Intrusivrand, wie Goldschmidt dies auch für norwegische Augengneise dargelegt hat. Diese Restlösungen enthielten jedenfalls sehr bedeutende Mengen von Kali- und Natrontonerdesilikaten sowie freier Kieselsäure und Borsäure usw. Interessant ist die strenge Orientierung der Augen im Grundgewebe. Ihre Fläche M (010) und die kristallographische Achse Z liegen streng im Hauptbruch, in welchem Z allerdings pendelt. P (001) schließt mit Längs- und Querbruch spitze Winkel ein.

Augen sind spärlich bei kataklastischem Grundgewebe, reichlich in granoblastischem, das heißt durch nachträgliche Kristalloblastese körnig-schiefrigem Grundgewebe. Im ersten Falle findet man Biotitfetzen, im zweiten rottönigen Meroxen und Muskowit im Grundgewebe.

### 2. Para-Augengneis.

Im Liegendteil des Gleinalm-Schieferdaches treten am N.-Hang des Roßbachkogels, am W.-Hang zum Tiefsattel, S der sogenannten Wolfsgrube und im Pöllergraben-Lafnitzgraben-gebiete Augengneislinsen in Hellglimmerschiefern auf. Dort besteht das Grundgewebe aus Quarz, etwas Meroxen und reichlichem Muskowit, das ist der Bestand der Hellglimmerschiefer selbst, und die Augen, ganz wie früher beschrieben, sind spärlich bis reichlich ausgebildet.

Hier ist die Annahme der Zufuhr der Augenfeldspatstoffe wohl unbedingt erforderlich.

### 3. Granodioritgneis.

Ferner findet man im Schieferdach vereinzelt flache bis bauchige Linsen von Granodioritgneis.

Gemengteile: Quarz, inverse Oligoklase, rottöniger Meroxen, dazu treten Muskowit und Almandin in oft bedeutender Menge. Chlorit ist meist sehr selten (Klinochlor), desgleichen Epidot und Mikroklinmikroperthit.

Textur: Ausgezeichnet schiefrig.

Struktur: Granoblastisch, das heißt ein durch posttektonische Kristallisation erzeugtes Körnergewebe. Chlorit umschmiegelt den Almandin.

Beziehungen zum Gleinalmkern. Diese Linsen sind Ableger der Gleinalmkernintrusiva. Sie besaßen ursprünglich alle, heute nur noch wenige den Chemismus der Gleinalmgranodiorite, und es wäre demnach die Gesellschaft Quarz, normalzonarer Oligoklas, Biotit zu erwarten. Aus den Hellglimmerschiefern aufgenommen erscheinen Almandin und Muskowit, und diese Mischung kam nach der Gleinalmkristallisation nochmals unter Kristallisationsbedingungen: Ameringkristallisation, in deren Verlauf die vollständige Inversion der Oligoklase, die Chloritbildung in Granat, die Umwandlung der Biotite in rottönige Meroxene usw. erfolgte.

Die Vorbedingung für diese Umwandlungen war Mobilisation des alten Massengefüges durch Kataklaste, wobei die Anlage des heute die Gneise beherrschenden *s* erfolgte, welches durch die Ammeringkristallisation ausgearbeitet und kristallin aufbewahrt wurde.

### Verteilung der Gleinalm-Intrusiva.

Im ganzen großen Gebiete zwischen Terenbachalpe und Brucker Hochalpe zeigen die Intrusiva folgende Verteilung:

Die Hauptkette ist ein Gewölbe hauptsächlich aus Granodiorit, dessen Masse durch SW—NO streichende lange Amphibolit-Zugkomplexe in linsige Teile zerlegt erscheint.

Ein solcher linsiger Teil besitzt regelmäßig einen Rand von Amphibolitzügen, in welchen Aplite besonders häufig sind, dann folgt nach innen zu Quarzdiorit und Quarzglimmerdiorit, das Zentrum jedoch besteht aus dem Granodiorit. Der ganze Intrusivkörper schließt nach außen im S. und N. ab mit spärlichem Mikroklingranit und Augengneis.

Im Liegend-Schieferdach findet man Augengneis und Granodiorit, beziehungsweise Granodioritgneislinsen, welche bei einiger Größe ebenfalls wieder Aplite mitbringen. Darüber folgt ein Hangendteil des Schieferdaches mit reichlichen Pegmatiten.

### Pölleralpen und Brucker Hochalpe.

Der Gleinalm-Intrusivkörper setzt sich hier fort gegen Osten und findet sein Ende in den Hängen des Laufnitzgrabens.

Ortho-Augengneis: Am Fuchskogel, im Eingang des Pöllergabens, im unteren Laufnitzgraben, Südhang der Hochalpe gegen den Rosegger-Wirt.

Helle Granodiorite, beziehungsweise Gneisgranodiorite, Lagen am Kamme zwischen Laufnitz- und Gamsgraben.

Normale und granatführende Granodiorite ebenso, auch in den Seitengraben, am Lebenkogel, im ganzen Pöllergebiet. Eingeschaltet sind ferner Quarzdiorite und Quarzglimmerdiorite (Hornblendegranite Sigmund), oberer Gamsgraben, Laufnitzklamm.

Anstehende Pegmatite sind im Hochalmgebiet nicht zu finden. Was Sigmund „Granulit“ nennt, sind granatführende Aplite. Seine Biotitgneise und Zweiglimmergneise sind Gneisgranodiorite, beziehungsweise Mikroklinggranite nach der für die Gleinalpe verwendeten Nomenklatur.

### Zwischen Gleinalm und Stubalpe.

Auch nach Westen zu setzt sich der Intrusivkörper fort, ohne daß neue Typen erscheinen.

### Stubalm—Ammering-Gebiet.

Hier finden wir, sogar ins Korallengebiet reichend, verzettelt die Intrusiva vom Gleinalmtypus wieder. Sie werden beim Stubalpen- und Korallenkern näher behandelt. Hier erwähnen wir sie zur Wahrung des Zusammenhanges.

Tabelle 5. Zum Chemismus der Gleinalmintrusiva.

Analysen von Schenk.

	1.	2.	3.
Si O <sub>2</sub>	65·89	71·62	68·65
Ti O <sub>2</sub>	0·57	Sp	0·53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·72	14·41	14·21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·51	0·65	1·03
Fe O	4·39	1·60	3·58
Mn O	Sp	Sp	Sp
Mg O	2·36	0·73	0·95
Ca O	3·50	2·14	1·94
Na <sub>2</sub> O	4·26	3·27	2·77
K <sub>2</sub> O	2·37	5·05	5·33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·73	0·31	0·77
H <sub>2</sub> O —	0·25	—	—
H <sub>2</sub> O +	1·05	0·87	0·82
	100·60	100·65	100·58
	Projektionswerte (Becke)		
S	71·7	77·3	76·4
Si	62·6	65·6	65·6
U	23·1	20·5	20·8
L	14·2	13·9	13·6
a <sub>0</sub>	6·3	7·8	a'' <sub>0</sub> 7·1
c <sub>0</sub>	2·1	1·3	c'' <sub>0</sub> 1·3
f <sub>0</sub>	2·2	0·9	f'' <sub>0</sub> 1·6
an	1·7	1·4	1·6
ab	6·0	4·3	3·7
or	2·2	4·3	4·7
fe	4·9	5·8	6·8
mg	3·6	3·5	2·5
ca	1·3	0·7	al 0·7
Durchschn. Plagiokl. Beobacht.	22·2 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An 20 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	24·6 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An 25 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	30·2 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An 26 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An

1. Granodiorit, Gleinalm, Nordflügel.  
2. Mikroklingranit, Hoyer. 3. Augengneis, Lammkogel.

der berechnete. Im Augengneis enthält der Mikroklin ebenfalls Albitsubstanz, der scheinbar höhere Anorthitgehalt ist auf Epidot

Gegenwärtig verfüge ich bloß über die drei nebenstehenden Analysen. Sie genügen indes bereits zur Festlegung der chemischen Stellung.

Es fallen die Gleinalm-Intrusiva in die Dalysche Normalreihe.

Der Mikroklingranit noch links neben den Granitpunkt, der Granodiorit in die Strecke zwischen Granodioritmittel und Granitmittel, näher zum erstgenannten Punkt.

Demnach liegt pazifische Magmenentwicklung vor.

Hochinteressant ist nun das Verhalten von Augengneis. Er ist einerseits, in Si-U-L, nahe verwandt mit Mikroklingranit. Im a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> (a''<sub>0</sub> c''<sub>0</sub> f''<sub>0</sub>) fällt er zwischen Mikroklingranit und Granodiorit. Das sollte nun auch im an ab or so sein, dort aber machen sich die Mikroklinaugen, und in fe mg al die Muskowite geltend. Das unterstützt meine Ansicht, daß dieser Orthoaugengneis ein Granodiorit ist, der Mikroklin und Muskowit durch Injektion aufgenommen hat.

Bezüglich der Feldspate ist hier noch an Folgendes zu erinnern:

Die Granodiorite führen vielfach Epidot. Daher ist ihr Plagioklas saurer, als der berechnete. Im Mikroklingranit steckt ein Teil der Albitsubstanz im Mikroklin, daher ist das beobachtete Plagioklas basischer als

zurückzuführen, der hier lokal anscheinend etwas stärker vertreten ist.

Daß wir es mit einem Granodiorit zu tun haben und nicht mit einem Mikroklinggranit, zeigt sich sehr hübsch in den Werten von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  und  $\text{MgO}$ . Hier steht der Augengneis dem Granodiorit nahe und rückt vom Mikroklinggranit ab; ferner geben  $\text{TiO}_2$  und  $\text{SiO}_2$  den nahen Anschluß an Granodiorit.

Leider können die weiteren Analysen nicht abgewartet werden, die die Aufklärung der Aplite und Paraaugengneise unter anderen zum Gegenstande haben.

## § 22. Saure Intrusiva der Radegunder „Gneisinsel“.

### Granodiorit von Wirzelberg.

Ein mittelkörniges, helles Gestein, in welchem Quarz, Feldspäte und Merroxene gut erkennbar sind. Die Feldspäte sind trüb, porzellanartig, weiß bis schwach gelblich.

Aus dem Dünnschliff läßt sich folgendes entnehmen: Das Gestein unterlag einer nachkristallinen Kataklyse, welcher Kaolinisierung der Feldspäte folgte, und Bleichung der Merroxene. Da drängt sich die Parallele mit den Mürztaler Mikroklinggraniten und Augengneisen auf, welchen ja zum Teil dasselbe widerfuhr.

Physiographisches: Die Feldspäte gehören samt und sonders zum Oligoklas. Sie enthalten spärliche Einschlüsse von Nadeln eines Zoisitminerals, auch von Alkaliglimmer, oder sie sind durch Kaolinisierung getrübt. Merroxen ist in Fetzen zerrissen, Quarz, sowie der Feldspat, zertrümmert, ebenso auch der spärliche Almandin.

Es liegt also ein Granodiorit zweiter Tiefenzone vor, welcher nachkristallin durchbewegt wurde, aber nicht neuerlich kristallisierte.

In diesem Vorkommen treten auch weitgehend phyllonitisierte Abarten dieses Gesteins auf. Der Mineralbestand ist gleich geblieben, aber das Gestein hat blättrige, dünnlagige Textur erworben. Der Grad der Kaolinisierung und Glimmerbleichung ist hier bedeutend höher.

Den Übergang der relativ weniger verletzten Formen zu den phyllonitisierten wird gebildet durch Granodiorit-Mylonite, das heißt Granodiorite mit überwältigender Kataklyse.

### Gangfolge.

Vom Gangfolge des kleinen Intrusivkörpers kennen wir bis jetzt nur Pegmatite. Diese Pegmatite durchadern Schiefer-

gneise und Tonerdesilikatschiefer. Sie sind von Kalifeldspat frei. Wir bezeichnen sie wohl am besten als Granodioritpegmatite. Ihr Bestand: Quarz, Oligoklasalbit bis Albit mit Alkaliglimmereinschlüssen, Muskowit. Es tritt gelegentlich dazu: Schörl, Almandin. Meist gewahrt man ziemliche Kataklyse. Das Korn ist mittel bis grob, je nach dem Grade der Gesteinszerbrechung.

Siehe Feldspat-Analyse und Schörlanalyse, Tabelle Nr. 11.

### Restlösungswirkungen.

Bei Rinegg tritt ein feinkörnig-feinschuppiger, grauer Schiefergneis auf, in welchem man bei aufmerksamer Beobachtung schon mit freiem Auge winzige, dicklinsige Feldspatknotten gewahrt.

U. d. M. gewahrt man ein ausgezeichnet schiefriges Grundgewebe, gebildet aus Lagen, die fast nur aus feinen Quarzkörnchen bestehen, und solchen, in welchen rotbraune Meroxenfetzchen den Quarzanteil überragen, da ist auch spärlich Almandin zu finden. Diese letzteren Lagen werden aufgespalten durch Feldspatporphyroblasten, unter welchen ich ebensoviel flauen Mikroklinmikroperthit, als wie Oligoklas beobachten konnte. Den Perthiten fehlt nie Myrmeckit am Rande.

Dieses Gestein ist ein Injektionsprodukt im Sinne der Augenogneise und Feldspatknotenschiefer, und ist im Goldschmidtschen Sinne als gefeldspateter Schiefer zu bezeichnen. Er wurde an dieser Stelle eingesetzt, um den Zusammenhang zwischen den Intrusivgesteinen und ihren Hüllschiefern zu betonen.

Diese Radegunder Serie gehört der zweiten Tiefenzone an. Sie kann nur dem Gleinalmkerne als Ableger zugeordnet werden.

### § 23. Saure Intrusiva im Kulmgebiete.

Hier sind zwei verschiedenartige Gruppen von Intrusivgesteinen zu unterscheiden:

1. Gruppe: Vergneiste, beziehungsweise mylonitisierte Gleinalpen-Granodiorite samt mylonitisiertem pegmatitischen Gangfolge.

2. Gruppe: Mikroklinggranite und helle syenitisch-dioritische Gesteine vom Typus der Mürztaler Mikroklinggranite und Pöllaner Verwandten.

Die erste Gruppe ist leicht kenntlich. Die zweite ist von der ersten leicht auseinanderzuhalten, aber ihre Stellung und ihre Beziehungen zu den anderen Intrusiva der Steiermark ist außerordentlich schwierig zu beurteilen. Beide Gruppen haben keine sehr große Verbreitung und Mächtigkeit.

### I. Gruppe: Kulm-Intrusiva vom Gleinalmtypus.

**Granodiorit-Gneis (Mylonit).** Ausgezeichnet schiefrige, hell bis tiefgraubraune Gesteine von geringer Festigkeit. Auffallend ist die stellenweise sehr ausgiebige Beschickung der Hauptbrüche mit Muskowit. U. d. M. sieht man prächtig die intensive Durchbewegung, infolge deren es zum Bau einer Art von Lagentextur gekommen ist: es wechseln Lagen von überwiegend körnigen Komponenten mit solchen von überwiegend blätterigen. Erstere bestehen aus Plagioklasen mit feinstem Klinozoisit und Alkaliglimmereinschlüssen, sowie aus Quarz.

Letztere aus rottönigem Meroxen, in dessen fetzige Massen Hornblende und Almandin eingelagert sind.

Das Mengenverhältnis ist so wie in jenen Gleinalm-Granodioriten, welche in Quarzglimmerdiorite übergehen, also reichlich dunkle Gemengteile, unter welchen Meroxen die Hauptrolle spielt.

Diese Gesteine sind keine echten Gneise geworden, sie sind im Mylonitstadium stecken geblieben. Es fehlt das Durchgreifen der posttektonischen Kristalloblastese, welche nur angedeutet wird dadurch, daß die Plagioklase den Habitus der Zentralgneisplagioklase erlangen, und auf den Hauptbrüchen Muskowit sich ansiedelt.

**Pegmatit-Gneismylonit.** Ganz genau dieselbe Behandlung erfuhren die Granodioritpegmatite. Ihre Urbilder waren Pegmatite mit Quarz, Oligoklas, Muskowit, Turmalin, letzterer manchmal sehr reichlich, gelegentlich auch fehlend, auch Muskowit sehr verschieden im Anteil. Selten ist kleiner Almandin, und so wie im Gleinalmgebiet gibt es auch hier vereinzelt Pegmatitformen mit Mikroklinperthit-Augen. Alle Vorkommen, die ich gesehen habe, sind stark mylonitisiert (auch der Mikroklin!) Äußerlich drückt sich das aus in Flaserigkeit oder in der Bildung ungleichmäßig mittelkörniger Gefüge mit bröselig-schiefrigem Charakter. Gelegentlich treten dünnplattig zerlegte (phyllonitische) Formen auf.

Von großem Interesse ist in diesem Belange ein ziemlich dünnplattiges, weißes Gestein, fast glimmerfrei, mittelkörnig, mit gleichmäßig eingestreutem Schörl, dessen Kristalle 1 cm Länge erreichen und nicht gedrängt, sondern ziemlich weit verteilt auftreten. Man denkt im ersten Augenblick an Turmalin-Aplit. Es ist aber möglicherweise ein zerlegter, unter Turmalinzufuhr rekristallisierter Pegmatit.

Bei vollkommener Kristallisation müßte ein Teil dieser Gesteine zu Gneisen werden, die man vielleicht als Muskowitgneise bezeichnen würde, wenn man das Ausgangsprodukt nicht kennt.

Soweit hier die posttektonische Kristallisation zu Worte kommt, liefert sie aus Granat einen Chlorit, und aus den Oligo-

klasen Klinozoisite, welche bis zur Größe hübscher, dicker Säulchen sich entwickeln können, größer als sonst die Klinozoisitmikrolithen in solchen Fällen durchschnittlich sind, nebenher zeigt sich auch Alkaliglimmerbildung in den Feldspäten.

Diese Gesteinsgruppe umfaßt also Intrusiva mittlerer Tiefenzone mit beginnender Diaphthorese in die erste Tiefenzone.

## 2. Gruppe: Kulm-Intrusiva vom Mürztaler Typus.

Mikroklingranite. Im Gegensatz zu den an dunklen Gemengteilen reichen Granodioritabkömmlingen sind diese Gesteine besonders arm an solchen. Sie sind weißgrau oder hellgelblich gefärbt, mittelkörnig massig oder schwach kataklastisch schiefrig, seltener stärker schiefrig. Hauptgemengteile: Mikroklin mit prächtiger, scharfer Gitterung, Albitoligoklas mit feinsten Einschlüssen (Zentralgneisplagioklas-Habitus), Quarz, Muskowit, verschwindet wenig normaler Biotit und ebenso Almandin. Ein Vorkommen ist stark mylonitisch, andere sind schwach kataklastisch. Beispiel: Feistritzklamm.

Quarzarmer, heller Diorit. Dieses merkwürdige Gestein, das sich vielleicht mit dem „Hornblende-Alkaligranit“ vom Krughofkogel bei Anger als nächstverwandt erweisen wird, ist sehr hell, mittelkörnig, schwach-schiefrig, arm an dunklen Gemengteilen. Es besteht aus wenig Quarz, viel saurem Plagioklas (mit Zentralgneishabitus) Muskowit, und wenig blaugrüner Hornblende neben einem Chloritmineral. Es gibt extrem schiefrige Abarten hiervon.

Ein zugehöriges Ganggeföge kenne ich nicht. Die Gesteine sind zwar zum Teil druckschiefrig, aber dann nicht rekristallisiert. Es liegen keine Diaphthorite vor. Ich halte sie für eine jüngere, erststufige Intrusion.

## § 24. Granitisch-dioritische Gesteine der Brucker Umgebung.

Vgl. dazu Analysen 1—5, Tab. 6.

### 1. Granodioritgneis.

(Biotitgneis, Schlaggrabentypus nach Stiny.)

Vorkommen: Schlaggraben (Breitenau), SSW-Ausläufer des Rennfeldes, Karnerberg, Hubachgraben, Weitalental (südlich von Bruck.)

Textur: Fein- bis grobflaserig schiefrig. Farbe grau. Freisichtbar: Quarz, weißer Feldspat, schwarzer Meroxen, hellroter Granat.

U. d. M. Hauptgemengteile: Inverser Oligoklas, dann Meroxen mit den siena bis kupferroten Farben im Pleochroismus, Quarz, viel hellrosafarbiger Almandin. Übergemengteile: Epidot-Zoisit  $\alpha$

in Stengeln, ferner Magnetit und Pyrit, Zirkon, Rutil, Apatit. Chlorit tritt als Umwandlungsprodukt sowohl von Meroxen, als auch von Almandin auf. Mikroperthit selten!

Struktur: Kristalloblastisch. Meroxen bildet kurze, in flachen Kurven verlaufende Fläsen, die durch Kornfläsen von Quarz und solchen von Plagioklas getrennt sind.

Die Projektionen zeigen Annäherung an Diorit, dabei aber in  $a_0 c_0 f_0$  eine auffällige Hochlage, die wohl besonders auf den Almandin zurückzuführen ist. Eliminiert man diesen, so kommt die Projektion in das Granodioritgebiet zu liegen. Schon Stiny schließt auf Beimengung von Absatzmaterial. Dem schließen wir uns an. Im ganzen herrscht weitreichende Verwandtschaft zu den Gleinalm-Granodioritgneisen (Hauenstein).

#### Granat-Granodioritgneis. (Granatgneis Stiny.)

Vorkommen: Übelstein, Braunschmiedsäge im Murdurchbruch südlich der Mur.

Textur: Schwach schiefrig. Farbe rötlich.

**Tabelle Nr. 6. Brucker Umgebung. Granitodioritische Gneise.**

Analysen nach Stiny. Gesteine der Umgebung von Bruck.

	1	2	3	4	5
Si O <sub>2</sub>	63.40	69.79	57.82	55.95	48.96
Ti O <sub>2</sub>	0.90	0.43	0.85	0.91	1.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.01	14.33	17.12	17.35	21.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	1.30	1.72	3.07	3.07
Fe O	5.70	3.79	4.91	4.38	6.35
Mn O	0.12	0.14	0.14	0.13	0.14
Mg O	7.75	2.03	4.23	4.73	4.69
Ca O	3.47	2.15	6.02	6.65	6.19
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.10	3.37	3.32	3.86
K <sub>2</sub> O	2.17	1.15	2.04	2.16	1.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.05	0.14	—	0.24
S	Spur	0.05	Sp.	—	0.03
C O <sub>2</sub>	0.43	—	—	0.15	0.06
H <sub>2</sub> O —	0.44	0.20	0.46	0.25	0.15
H <sub>2</sub> O +	1.67	1.31	1.33	1.05	2.32
Summe	100.42	99.87	100.20	100.10	100.17
Si	61.20	67.29	54.96	52.93	47.09
U	26.93	23.26	30.27	31.65	38.09
L	11.87	9.45	14.77	15.40	14.82
a'' <sub>0</sub>	4.7	4.6	a <sub>0</sub> 4.3	a <sub>0</sub> 3.2	3.6
c'' <sub>0</sub>	2.0	1.4	c <sub>0</sub> 2.7	c <sub>0</sub> 3.5	2.8
f'' <sub>0</sub>	3.3	4.0	f <sub>0</sub> 3.0	f <sub>0</sub> 3.3	3.6
an	3.0	2.3	3.8	4.3	4.2
ab	4.7	6.1	4.4	4.0	4.9
or	2.3	1.6	1.8	1.7	0.9
fe	4.2	3.5	4.3	4.6	4.3
mg	3.5	2.5	5.0	5.3	4.0
al (ca)	2.3	4.0	ca 0.7	ca 0.1	1.7
S	70.7	76.7	64.5	62.5	57.6

1. Granodioritgneis, Schlaggraben. 2. Granatdioritgneis, Übelstein. 3. Tonalitgneis, Stanz. 4. Dioritgneis, Brucker Stadtforst. 5. Dioritgneis, Thörl.

Mineralien ganz wie bei 1, aber in anderem Verhältnis gemengt. Nämlich bis zu einem Drittel der Gesteinsmasse ist häufig Almandin. Doch zeichnet sich dieses Gestein durch lagenweisen Wechsel granatreicherer und ärmerer Partien aus. Es gibt Übergänge zum Schlaggrabentypus.

Die Projektionslagen deuten auf starke Beimengung von Absatzmaterial. Bemerkenswert ist die Divergenz der Wertegruppen: In Si-U-L liegt das Gestein im Absatzfelde. In  $a_0 c_0 f_0$  im Essexitfeld, die Mineralien aber sind jene der Granodioritgneise. Bei Rückführung, das heißt Abrücken von  $f''_0$  auf der Linie  $f_0$  — Projektionspunkt, gelangt man auch hier in das Granodioritfeld.

An solche Gesteine, wie besonders die Granat-Granodioritgneise es sind, schließen sich die „Schiefergneise“ an, bei welchen indes die Absatznatur unbedingt vorschlägt. Den Schiefergneisen wird ein eigener Abschnitt gewidmet. Hier soll nur betont werden, daß wir es in obigen Gesteinen mit Übergangstypen zu tun haben.

### 3. Tonalitgneis. (Quarzglimmerdiorit Stiny.)

Vorkommen: Stanzertal.

Textur: Massig bis schwach schiefrig. Ein grobkörniges, weiß und dunkelgrün gesprenkeltes Gestein, welches Hornblende, Meroxen, Plagioklas, Quarz frei sichtbar erkennen läßt.

U. d. M.: Oligoklas mit den Einschlüssen der Zentralgneisplagioklase: Klinozoisit, Muskowit, Hornblende  $c:c = 26^\circ$ ,  $a =$  hellgelbgrün,  $b =$  grasgrün,  $c =$  bläulichgrün. Meroxen mit roten Farbtonen im Pleochroismus. Quarz mit welliger Auslöschung. Almandin, Zoisit-Epidot in Körnern und Säulen, Pyrit, Ilmenit, Rutil, Titanit (nach Ilmenit).

Stellung: In einem alten Gewebe aus Quarz, Hornblende, Biotit, Andesin, Zoisit-Epidot, Granat, Ilmenit, wurde unter Kataklase ein Umsatz erzielt, bei welchem die Feldspäte „saussuritisiert“ (Stiny) und Ilmenit in Leukoxen verwandelt wurden. Wir haben also schwache Diaphthorese vor uns. (Es ist nämlich unsicher, ob das Gestein vorher Massengestein war oder bereits geschiefert, jedenfalls aber ist einer Kristallisation zweiter Stufe eine solche erster Stufe aufgeprägt worden.)

Die Projektion rückt das Gestein an die Tonalite heran. Diese Stellung tritt in allen Projektionsdreiecken deutlich hervor.

### 4. Dioritgneis (mit Augen). (Dioritporphyrit Stiny.)

Vorkommen: Brucker Stadtforst: Kaltenbachgraben, Kärnerhube, Albeggerhütte. Kirchdorf bei Pernegg, Vorderes Breitenauertal, Rennfeld SW-Abfall.

Textur: Schiefbrig mit Knoten (Augen). Frei sichtbar: grünes bis schwarzgrünes feinstruiertes, hornblendereiches Grundgewebe mit weißen bis rötlichen Augen (Plagioklas oder ein Gemenge von Plagioklas und Quarz).

U. d. M. Albitoligoklase mit Zentralgneishabitus, ganz durchspießt von starken Nadeln von Klinozoisit und gespickt mit Körnchen von Epidot. Die größeren Plagioklasbezirke sind oft aus mehreren Plagioklaskörnern aufgebaut, manchmal tritt auch Quarz in diese Flecken ein. Dazwischen liegt als Grundgewebe ein Gemenge von Hornblende, Meroxen und kleinen Plagioklaskörnern. — Außerdem sind zu beobachten: Nadeliger Apatit, Körner und Säulen von Epidot-Zoisit, Epidotorthit mit braunen Orthitkernen, Ilmenit, Hämatit, Chlorit, Titanit.

Chemische Stellung: Die Projektion in  $a_0 c_0 f_0$  liegt auf der Linie Diorit-Gabbro, nahe Diorit. Damit stimmt die Lage in den übrigen Dreiecken.

Systematische Stellung: Das Gestein war wohl nie porphyrisch, wohl aber war es ein Diorit in zweiter Tiefenstufe mit der Assoziation Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Hornblende, Biotit, etwas Quarz, Zoisit. Nachträgliche Diaphthorese hat es zu einem „porphyroblastisch“ struierten Gestein erster Stufe gemacht.

Seine nächsten Verwandten befinden sich unter den Kränzchengneisen der Stubalpe. (Siehe diese.)

### 5. Dioritgneis. (Granatfeldspatamphibolit Stiny.)

Vorkommen: Thörl.

Undeutlich schiefbrig, licht graugrün, mittelkörnig, reich an Granat.

Albitoligoklas mit Zentralgneishabitus, Meroxen, Hornblende von auffallend blasser Farbe, sonst wie früher, Almandin, etwas Quarz, Muskowit, Stengel von Zoisit  $\alpha$ , Chlorit nach Biotit und Almandin. Zirkon, Ilmenit mit Lenkoxenrinde.

Die chemische Stellung weist in das Gebiet zwischen Diorit und Gabbro. Genetisch zeigt sich auch dieses Gestein als Diaphthorit wie seine Verwandten.

Im ganzen sehen wir eine Reihe Granodiorit-Diorit vor uns, welche über dem ursprünglichen Gleinalmhabitus der Kristallisation (zweite Stufe) eine Kristallisation erster Stufe unvollkommen, jedenfalls nicht vollständig durchgreifend aufgeprägt erhalten haben.

Es sind wahrscheinlich verzettelte Ableger, die dem Gleinalmkern zuzuordnen sind.

## § 25. Bösenstein-Seckauer-Kern.

(Die Intrusivmassen der Rottenmanner und Seckauer Tauern.)

Es erscheint als sehr wahrscheinlich, daß die im Kartenbild getrennt erscheinenden Massen, die „Bösensteingranite“ und „Granite“ sowie „Gneisgranite“ der Seckauer Tauern genetisch zusammenhängen. Neben jüngeren, der Reihe der Schladminger Granodiorite-Diorite entsprechenden Gesteinen scheinen auch hier alte Gneise vorzukommen. Die Arbeiten in diesem Gebiet liegen jedoch petrographisch genommen noch in den Anfängen.

### Bösensteingebiet.

Nach Kittl kann man unterscheiden:

Mikroklingranitit. Sehr helle, wenig Meroxen führende Gesteine mit massiger bis schiefriger Textur. Quarz, Mikroklin, Plagioklas ist in diesen fein- bis mittelkörnigen Gesteinen noch freilängig zu erkennen.

U. d. M. Zum Teil noch Erstarrungsstruktur, zum andern Teil Kristalloblastese.

Mikroklin flau bis deutlich, mit Oligoklaseinschlüssen und Myrmeckitsäumen, welcher einen Grundplagioklas von 22% An (Oligoklas) und Albitrand besitzt. Plagioklas in drei Formen: 1. Schwach normalzonare Oligoklase mit Albitrand, an der Grenze beider massenhafte Einschlüsse von Klinozoisit und Muskowit. 2. Albite, vollgepfropft mit denselben Einschlüssen. 3. Inverszonare Albitoligoklase mit 6—20% An.

Quarz, normalgranitisch oder in Kornfasern.

Meroxen c = sienabraun, a = farblos. — Klinochlor oft mit Meroxen || verwachsen. Kleine Mengen von Sagenit (im Meroxen), Titanit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit. Endlich auch Almandin. Apatit in zwei Formen: größere Körner, feine Nadeln in allen Gemengteilen. Zirkoneinschlüsse im Meroxen. Auch der Titanit zeigt zwei Formen: Nelkenbraune größere, zerbrochene Körner, kleine graue Putzen (Leukoxen).

Zu diesem Mikroklingranitit gehören nach Kittl genetisch noch folgende Gesteine:

Syenitische Formen. Sie gehen aus dem obigen Granitit durch Abnahme von Quarz und Zunahme von Meroxen hervor.

Granodiorite (= Quarzglimmerdiorite Kittl), vom Granitit dadurch unterschieden, daß der Mikroklin nur mehr als Übergemengteil auftritt. Wenn auch Quarz verschwindet, nennt Kittl das Gestein Glimmerdiorit. Mit Anbetracht des Fehlens von Hornblende reiht sich jedoch auch dieses Gestein mehr an die Granodiorite an.

Flasergranit und Flasergneis mit den Mineralien des Mikroklinggranitits und reichlichem schuppigen Muskowit, ist wahrscheinlich ein Mischgestein, entstanden durch Aufnahme von Tonerde aus Hüllsedimenten. (Siehe chemische Erörterungen.)

Das zugehörige Gangfolge weist auf: Granodioritaplite und Pegmatite mit: Quarz, Oligoklas, Muskowit, Turmalin. Ein von Kittl „Dioritporphyrit“ genanntes Gestein mit Einsprenglingen grüner, mit Biotit verwachsener Hornblende und einer Grundmasse mit Zentralgneisplagioklasen und Quarz sowie kleinen Hornblenden tritt auch auf. (Wo sind die sonst darin vorkommenden Plagioklaseinsprenglinge? Möglicherweise egalisiert?)

Als „Intrusionskontaktgesteine“ bezeichnet Kittl Augengneise mit roten und weißen „Augen“ von Mikroclin und Schachbrettalbit. Es gibt groß- und kleinäugige Formen. Wieviel davon Orthoaugengneis und wieviel gefeldspatete Schiefer sind, ist noch unentschieden, bemerkenswert sind die Hornblende als Hauptgemengteil führende Formen.

Zonenzugehörigkeit und Verwandtschaft. Die aufgezählten mineralogischen Merkmale und die Formen — sowie Gangfolgeentwicklung zeigen mit der allerdings sehr wichtigen Ausnahme der Zentralgneishabitusentwicklung der Plagioklase, der Doppelformen von Apatit und Titanit, endlich des Chlorits (nach Meroxen) genau den Charakter der Gleinalm Granodioritmase. Die aufgezählten Abweichungen wurden von Kittl als Merkmale einer Diaphthorese in die erste Stufe angesehen. Dem schließen wir uns an. Die Metamorphose nach der ersten Stufe ist zwar nicht durchgreifend, aber gerade dieser Umstand ermöglicht ja die Erkennung des Werdeganges. Anlässlich der Diaphthorese entstanden durch Umwandlung des älteren Mineralbestandes: Chlorit aus Meroxen, Klinozoisit-Alkaliglimmer, Albit aus Oligoklas, Titanit II aus Ilmenit, neu zugeführte Phosphorsäure bildete den Apatit II.

Notiz betreffs Flasergranit. Das Kittl'sche Profil zeigt die Granit-Dioritmase liegend und hangend abgegrenzt durch Augengneis. (Analogie zur Gleinalm.) Eine Flasergranit-, beziehungsweise Flasergneislage tritt im liegenden Flügel zwischen Augengneis und Granitit auf, welcher sich gegen den Flasergneis durch ein mächtiges, aplitisches Salband abgrenzt; darin liegt auch geologisch der Hinweis, daß der Flasergneis kein reines Massengestein ist.

Chemische Erörterungen. Siehe Tabelle 7. Im Dreieck Si-U-L kommen die Orte für die Granit-Diorite recht hoch zu liegen. Die Ursache scheint zum Teil in der geringen Menge der dunklen Gemengteile zu liegen, aber auch die ursprüngliche Azidität der Plagioklase (siehe an, ab, or und vergleiche dies mit den Schladmingern!) trägt dazu bei. Beim Flasergneis sinkt

Tab. 7. Bösenstein-Intrusiva (nach Kittl).

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub>	73·97	69·62	57·18	72·81
Ti O <sub>2</sub>	0·41	0·47	0·61	0·30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·23	13·63	14·93	14·80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·16	2·98	6·78	1·82
Fe O	0·82	0·71	2·38	0·93
Mn O	0·01	0·04	0·04	Sp
Mg O	0·38	0·70	2·70	0·42
Ca O	1·41	1·77	5·86	1·37
Na <sub>2</sub> O	3·92	5·36	5·64	2·28
K <sub>2</sub> O	5·31	3·32	2·51	4·12
H <sub>2</sub> O —110	0·12	0·14	0·04	0·09
H <sub>2</sub> O +110	0·37	0·64	0·47	0·35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·23	0·30	0·66	0·28
Zr O <sub>2</sub>	Sp	Sp	Sp	Sp
	100·34	99·68	99·80	99·57
Si	69·4	65·7	54·0	74·6
U	15·8	18·7	26·8	19·5
L-	14·8	15·6	19·2	10·9
S	80·72	77·87	65·21	81·00
a <sub>0</sub>	8·9	8·2	6·0	a'₀ 7·1
c <sub>0</sub>	0·4	0·4	0·7	c'₀ 1·1
f <sub>0</sub>	0·7	1·4	3·3	f'₀ 1·8
an	0·4	0·5	1·0	1·3
ab	5·1	6·8	6·9	4·0
or	4·5	2·7	2·1	4·7
fe	3·6	5·5	4·5	4·1
mg	2·4	2·1	2·5	1·2
ca	4·0	2·4	3·0	al 4·7
Durchschn. Plagioklas	70% An	6—70%	13%	24·6%

1. Granitit Fürst. 2. Granitit Seitenstall.  
3. Glimmerdiorit Seitenstall, sehr biotit-  
reich. 4. „Flasergneis“, Seitenstall.

Hornblende unbeständig, liefert Zoisit-Epidot einerseits, Biotit andererseits. Erfolgt die Bildung dieser beiden Produkte auf Grund

der Projektionsort sofort auffallend herunter, worin sich die Beimengung des sedimentären Zuschusses ausprägt.

In a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> liegen die Analysenorte ebenfalls sehr hoch, da c<sub>0</sub>-auffallend nieder bleibt, so daß schon ein geringes f<sub>0</sub> ausschlaggebend wirkt.

Ein Überblick über die übrigen Wertegruppen zeigt den schon betonten sauren Charakter der Plagioklase. Rechnungsmäßig könnte also bloß der Flasergranit Oligoklas führen, alle übrigen Oligoklasalbit bis Albit.

Ferner ist erstaunlich der Eintritt ca in die dunklen Gemengteile, wo doch nirgends Hornblende angegeben wurde. Dieser Kalk der dunklen Gemengteile entspricht also wohl größeren Epidoten (Zoisiten), die auf Grundlage von Hornblende sich schon in diesem Bereich der zweiten Zone gebildet haben.

Was man als Epidotisierung von Biotit bezeichnet, scheint mir also folgender Gleichgewichtseinstellung zu entsprechen:

Kommt ein Gestein, welches stofflich genommen, Orthoklas und Hornblende neben Plagioklas entwickeln könnte, in die tieferen Abteilungen der zweiten Zone, so entsteht neben Mikroklin und Biotit auch wirklich Hornblende; beim Aufsteigen in die höheren Abteilungen der zweiten Zone wird die

schon ausgeschiedener (protogener) Hornblende, so können die Umbildungsprodukte zusammen bleiben und einander durchdringen oder umschließen. Die Wirkung dieses Prozesses auf den Gesteinsplagioklas ergibt natürlich ein Saurerwerden desselben, das aber prägt sich nicht in an ab or aus. Dagegen verschieben größere Mengen Titanit, wenn mg, fe nieder sind, wie dies hier der Fall ist, relativ viel ca in die Wertegruppe ca, fe, mg.

Al Überschuß, daher Eintritt von al in al fe mg zeigt nur der Flasergneis.

Im ganzen wiegt im betrachteten Gebiet der Granitcharakter vor. Trotz der Hochlage liegt kein Anlaß vor, unsere Gesteine von den Pazifikern abzurücken. Mit den Schladmingern ist ein Vergleich nicht angebracht, da es sich hier um Verwandte der Gleinalm-Intrusiva handelt.

Vorkommen und Schlußbemerkungen. Die von Kittl analysierten Typen stammen vom Fürst und Seitenstall. Aus der Einsichtnahme in die Aufsammlungen Heritschs habe ich folgendes entnehmen können:

Aplitische Formen vom Bösensteingipfel, kleinem Bösenstein, Lorenzgrabener. Es sind weiße, mittelkörnig massige bis kataklastisch schiefrige Formen. Oft mit deutlich nachweisbarer Ausscheidungsfolge: Biotit-Plagioklas-Mikroklin-Quarz. Die Ausscheidungsfolgen des letzten Paares greifen stark übereinander. Mikroklin sehr reichlich. Quarz wechselnd.

Normale Formen. Mikroklingranit vom Bösenstein-Ostgrat. Sehr reich an Mikroklin, in welchem Biotit und Plagioklas prächtig idiomorphe Kristalle bilden, wenig Quarz. Das Gestein ist grobkörnig, weiß und grünschwarz gesprenkelt, ganz massig.

Granodiorit. Pacherkoppe und Schwarzenbachgraben. Mittel- bis grobkörnig, massig. Biotit-Plagioklas-Quarz. Mikroklin höchstens Übergemengteil. Unzerlegt oder schwach kataklastisch.

Physiographisches. Auffällig ist der Mangel an Myrmeckit, das ist eine Folge der schon ursprünglichen Azidität der Plagioklase, welche dem Albit nahestehen, häufig eine schwache, normale Zonarstruktur zeigen, die selbst bei der überaus häufigen Trübung nicht verlöscht wird. Die Trübung ist ein Anzeichen des sich entwickelnden Zentralgneishabitus der Feldspate. Wo sie stärker fortgeschritten ist, sieht man bereits die spärlichen Klinozoisite und häufigen Alkaliglimmereinschlüsse.

Der Mikroklin, welcher flau bis deutlich gegittert ist, besitzt stets mikroperthitische Ausscheidungen von Albit in Spindeln. Augen bildet er nicht. Biotit zeigt Magnetiteinschlüsse und Zirkon mit pleochroitischen Höfen, sowie Apatit. Es ist normaler Biotit der Granitite. In manchen Formen wieder von Klinochlor verdrängt, welcher auch kleine Risse im Gestein gangartig ausfüllt. Almandin ist nur wenig zu sehen.

Eine Gliederung der Intrusivgesteine in alte und jüngere kann ich auf Grund des vorgenommenen Materials nicht durchführen. Ich sehe eine Einheit vor mir, welche auf einer gut erhaltenen Assoziation zweiter Stufe eine leichte Überprägung der ersten Stufe erkennen läßt.

Altersbestimmung aus den pleochroitischen Höfen um Zirkon. Nach Hövermann werden die pleochroitischen Höfe erzeugt durch Strahlungen radioaktiver Elemente. Sie besitzen je nach dem Alter einen bestimmten Radius (die Reichweite).

Reichweite in $\frac{m}{m}$	Ra A	Ra C	Th X	Th C
von	0·0224	0·0327	0·0264	0·0409
bis	0·0230	0·0336	0·0271	—
Bösenstein		0·0310	0·0260	0·0410
		0·0380		

Die pleochroitischen Höfe um Zirkon und Orthit weisen in Bösensteingranit-Biotiten mit den Reichweiten für Radium C, Thorium X und Thorium C übereinstimmend, zwei Zonen um die Einschlüsse auf.

Nach Mügge hängen Alter und Höfe so zusammen:

Tertiäre und jüngere Gesteine: Keine Höfe.  
 Triadische (Tonalit des Adamello): Wenig Höfe m. kleiner Intensität.  
 Zentralgneis (paläozoisch): Deutliche, zahlreiche Höfe.  
 Bösensteingranit (älter): Sehr intensive, zahlreiche Höfe.

Hieraus ergibt sich also auch ein höheres Alter wie für Zentralgneis, so wie es auch die petrographische Parallele mit der Gleinalmkristallisation verlangt.

## 2. Die Intrusiva der Seckauer Tauern.

Auch hier erhielt ich Einblick durch Heritsch und Schwinner. Die Gesteinsformen, die ich vom Gaalgraben, Gaalereck, Schleifgraben, Rosenkopf, Riedlgraben, Glanegg, Lentschacheralm, Fohnsdorf gesehen habe, und deren Schliche ich durchsah, entsprechen zum Teil vollkommen den Bösensteinern. Es sind aber kataklastisch gut durchgeschieferte Formen nicht selten, darunter solche mit größeren Epidoten, wie sie in Granodioriten der Gleinalpe vorkommen, und auch Formen, in welchen eine posttektonische Kristallisationsphase eingesetzt hat, wodurch echte Granodioritgneise mit rottönigem, gut in *s* eingestellten Meroxen entstanden. Endlich zeigt die Fohnsdorfer Gegend einen geflaserten Granodiorit mit „Porphyroklasten“. Die sind nun allerdings nicht echt. Es handelt sich um Oligoklase, welche sich von größeren Kristallen ableiten, die aber nie Einsprenglinge waren, sondern bloß relativ größere Bruchstücke aus ehemals grobkörnigem Gewebe darstellen.

Auch hier kann man nicht alte und junge Intrusiva unterscheiden, die schiefrigen Formen sind nämlich auch nur ein Teil der alten Intrusivmasse, welcher stärker zerlegt worden ist.

Die Entwicklung im Kraubathgraben. Beim Jansler und am Planeck treten Intrusiva auf, die ebenfalls zur Masse der Seckauer Intrusiva gehören. Es sind zum Teil augig ausgebildete, helle, grobkörnige oder auch faserige Gesteine. (Mikroklin-granitite etc.)

Hauptgemengteile: Flauer Mikroklin (selten deutlich gegitterter Mikroklin), zum Teil serizitisiert. — Oligoklas mit Einschlüssen von Klinozoisit und Alkaliglimmer. Quarz als verzahntes Pflaster zwischen den Feldspäten. Der Meroxen ist normaler Tiefengesteinsbiotit. Sein Pleochroismus ist bald: hellgelb-tiefsepia-olivbraun, bald hellgelb-dunkelgrün. Er besitzt Einschlüsse von Zirkon und Sagenit, auch von Epidot. Muskowit ist nur spärlich vertreten.

In unbedeutenden Mengen finden sich: Chlorit (nach Biotit), Almandin, Magnetit, Hämatit. Apatit wie üblich. Orthit und Titanit am Planeck, wo Ilmenit den Hämatit vertritt.

Eine Besonderheit bilden die Oligoklasporphyroblasten von lichter Fleischfarbe und 1—6 *cm* Länge in einem sonst kalifeldspatreichen Vorkommen vom Jansler.

Gangfolge. Die eben beschriebenen Gesteine werden von Turmalinpegmatit durchbrochen, über welche Näheres noch nicht bekannt ist.

Hierher wären auch die Pegmatite der Brettsteinzüge zu stellen. (Gebiet Hohenwart, Zeyring, Pusterwald, Möderbruck usw.) Sie wären besonders in Bezug auf die Feldspäte noch untersuchenswert.

### 3. Mikroklingranit-, „Gneise“

im Zuge Mugel-Hocheck. Südlich von Bruck.

Ein am Mittagskogel, südwestlich von Bruck, verbreitetes Gestein ist ein Mikroklingranit ohne Augen, grobkörnig, grau, schwach schiefrig. Er entspricht vollkommen den augenlosen Typen vom Kraubathgraben, und dürfte ein Ableger der Seckauer Kernmasse sein. Interessant ist der Umstand, daß er auch schon nahe an die Mürztaler und Birkfelder Kernmassen herankommt, die ihm petrographisch sehr nahe stehen.

### § 26. Mürztaler Kern.

(Die Mürztaler Intrusivmasse.)

Soweit ich das Gebiet an der Hand eigener Anschauung und nach den Arbeiten Stinys überschauen kann, ist es in der

**Tab. 8. Mürztaler Gneise.**

Nach Stiny, Verh. d. geol. Reichsanstalt 1914, H. 12/13. S. 305 ff.

	1.	2.	3.
Si O <sub>2</sub>	73·59	73·69	74·51
Ti O <sub>2</sub>	0·15	0·18	0·38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·25	13·82	12·84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·52	0·52	0·28
Fe O	0·97	0·92	1·39
Mg O	0·27	0·42	0·59
Ca O	0·80	0·67	0·17
Na <sub>2</sub> O	3·08	2·21	2·24
K <sub>2</sub> O	5·43	5·32	6·00
H <sub>2</sub> O - 110°	0·35	0·80	0·03
H <sub>2</sub> O + 110°	0·80	1·49	1·11
CO <sub>2</sub>	0·29	0·31	0·15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·10	0·20	0·18
<b>Summe</b>	<b>100·26</b>	<b>100·57</b>	<b>99·87</b>
S	80·9	82·0	82·1
Si	71·1	70·6	71·7
U	17·4	18·0	16·6
L	11·5	11·4	11·7
a'' <sub>0</sub>	8·4	7·4	8·2
c'' <sub>0</sub>	0·5	0·5	0·1
f'' <sub>0</sub>	1·1	2·1	1·7
an	0·6	0·6	0·1
ab	4·3	3·6	6·3
or	5·1	5·8	3·5
fe	3·4	3·0	2·8
mg	1·2	1·0	1·7
al	5·4	6·0	5·5
Plagioklas- berechnung	12°/o An	14°/o An	15°/o An

1. Mürztaler Granit, Massinggraben.  
2. Mürzgraben. (Geschiefert.) 3. Allerheiligen. (Stark verschiefert.)

Produkte mehrfach auf. Wieviel davon zur Mürztaler Intrusivmasse gehört, ist noch unsicher.

Massengesteinsentwicklung recht eintönig. Das Hauptgestein ist ein ziemlich grobkörniges.

**Mikroklinggranit.** Er besteht aus reichlichem Quarz und Mikroklin, ferner einem den Mikroklin nur selten überwiegenden Albit mit wenig Klinozoisit aber viel Alkaliglimmer-Einschlüssen, ferner größerem Muskowit, braunem Biotit und den üblichen Nebengemengteilen Apatit, Zirkon usw. Dieses Gestein erscheint auch in verschiedenstem Grade verschiefert wieder. Die Verschieferung geht bis zur Ähnlichkeit mit Glimmerquarziten und mit ihr wächst der Gehalt an feinschuppigen Alkaliglimmern.

Daneben tritt in mächtiger Ausdehnung ein Augengneis auf, ebenfalls mit Mikroklinaugen. Ob das ein Ortho- oder Paraaugengneis ist, wage ich derzeit nicht zu entscheiden. Ich habe ihn im Mürztal bei Lorenzen näher beobachtet. Dort erscheint er tektonisch stark zerlegt und in der Umgebung der etwa NS streichenden Bruchlinien auch ganz außerordentlich stark zersetzt, so daß er gewaltige Grusmassen bildet. Ob das Verglimmerung oder Koalinisierung ist, erscheint mir ebenfalls noch unsicher.

In der Hülle dieses Komplexes gibt es im NW davon Turmalinpegmatite: Quarz, Oligoklas, Turmalin und Feldspatknottengneise, das sind Glimmerschiefer mit eingewanderten Oligoklasknoten.

**Gangfolge.** Im Gebiete zwischen Mürz und Thörlbach treten Pegmatite und Restlösungs-

Der „Feldspatfels“ (Stiny) von Thörl (Weberalpe) gehört wohl sicher zu ihr. Dieses grobkörnige, weiße Gestein besteht vorwiegend aus Mikroklin, daneben reichlich Oligoklas, sehr wenig Quarz, etwas Zoisit-Epidot. Er ist eine mehrere Meter mächtige Einlagerung in „Gneisen“, und weist miärolithische Hohlräume auf.

Die Pegmatite vom Thörlgraben, Kleinflonning und Flonninggraben enthalten Oligoklas mit Einschlüssen von Klinozoisit und Serizit, etwas Mikroperthit, Quarz, Muskowit und auch Meroxen, der manchmal umgewandelt ist in Chlorit. Daneben tritt etwas Magnetit auf. Diese Pegmatite, in welchen übrigens schriftgranitische Verwachsungen selten sind, und Kataklasten eine bedeutende Rolle spielt, dürften vielleicht eher zu den granodioritischen Gesteinen dieses Gebietes gehören.

Näheres steht noch aus.

Chemische Erörterungen. (Tabelle Nr. 8.) Die drei von Stiny mitgeteilten, von mir berechneten Analysen beziehen sich auf Granite, die zum Teil (besonders Nr. 3) verschiefert sind. Diese letzteren Formen sind postkristallin durchbewegt, manche haben geringe, manche stärkere Anzeichen einer zweiten Metamorphose. Allen gemeinsam ist der hohe Alkali- besonders Kaligehalt und der niedere Eisen-Magnesiagehalt.

Sie fallen daher in Si-U-L in einen engen Bezirk unterhalb der Granite der Normalreihe, ihre Lage erscheint gedrückt durch den Tonerdeüberschuß, wodurch eine Parallele mit den Schladmingern hergestellt wird, und ein Gegensatz zu den Bösensteinern Kittl's, die bei sehr ähnlichem Mineralbestand höher zu liegen kommen. Die Brücke der letztgenannten zu den Mürztalern bildet den Flasergranit Kittls, welcher ebenfalls durch Tonerdeüberschuß gedrückt wird. In  $a_0 c_0 f_0$ , das wir auch für die Darstellung  $a''_0 c''_0 f''_0$  benutzen, kommen sie jedoch in das Feld der Bösensteiner zu liegen, mit welchen sie die auffallend niederen c und f-Werte teilen, wodurch sich auch hier ein schon ursprünglich sehr saurer Plagioklas ergibt. Im ganzen genommen, sehen wir eine den Bösensteinern sehr nahe stehende Granitgruppe vor uns.

Auffallend ist die Verteilung von Fe und Mg in den dunklen Gemengteilen. Das Vorschlagen von Fe ist erklärbar durch Magnetit, welcher in und um Biotit sehr häufig ist.

Berücksichtigt man ferner den Phosphor- und Kohlensäuregehalt, so ergibt sich durch Phosphorsäure eine kleine Drückung des Anorthits von primärer Natur; für  $\text{CO}_2$  muß ebenfalls Ca beansprucht werden. Das dürfte aber wohl sekundärer Natur sein und spricht für eine thermale Durchsetzung der Gesteine, die auch durch die Trübung aller Feldspäte und den allzugroßen Tonerdeüberschuß angedeutet wird.

Stufencharakter. Der Stufencharakter ist auch hier

Tab. 9. Analysen nach Stiny.

	I.	II.	III.
Si O <sub>2</sub>	71·70	72·10	74·46
Ti O <sub>2</sub>	Sp	Sp	Sp
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15·61	16·30	14·67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·17	0·60	0·68
Fe O	0·19	0·84	0·60
Mn O	Sp	0·04	0·02
Mg O	0·19	0·28	0·26
Ca O	0·94	0·61	0·41
Na <sub>2</sub> O	3·23	1·44	3·22
K <sub>2</sub> O	5·91	6·12	5·24
H <sub>2</sub> O —	—	0·08	0·14
H <sub>2</sub> O +	0·90	1·22	0·30
CO <sub>2</sub>	—	0·27	0·08
<b>Summe</b>	<b>99·84</b>	<b>99·90</b>	<b>100·08</b>
S	80·4	80·9	81·7
Si	63·3	65·3	70·1
U	24·0	19·0	17·6
L	12·7	15·7	12·3
ao	8·5	6·8	8·4
co	0·7	0·4	0·3
fo	0·8	2·8	1·3
an	0·8	0·6	0·3
ab	4·2	2·5	4·7
or	5·0	6·9	5·0
fe	4·0	1·4	2·5
mg	1·2	0·4	0·8
al	4·8	8·2	6·7
Durchschnittsplagioklase			
16% An   25% An   6% An			

I. Edelsee, Augengneis. II. Edelsee, Augengneis. III. „Schiefergneis“.

späté Oligoklasalbite, geschnitten annähernd nach M. Vergleiche Tab. 9.

Dieses Vorkommen verknüpft in bedeutungsvoller Weise den Mürztaler Kern mit dem Rabenwald-Masen bergkern.

nicht einheitlich. Die Unterlage bildet ein grobkörniger Granit der zweiten Tiefenstufe (Gleinalpenkristallisation). Darüber hinweg, die zweite Zone ein wenig verwischend, eine Kristallisation erster Stufe. Später noch eine thermale Einflußnahme nach dinarischer Richtung (NW-SO). Der Intensität der zweiten Metamorphose nach zu urteilen, lagen deren Brennpunkte weit ab. In welcher Richtung, das bleibt vorerst noch unentschieden.

### § 27. Mikroklingranit und Augengneis von Birkfeld.

Diese Gesteine sind vollständig gleich mit den Mürztälern. Nach Stiny ist zu verzeichnen: Quarz, Mikroklin, Oligoklas-Albit, sehr wenig Biotit, reichlich dagegen, besonders in verschieferten Typen, Muskowit und Serizit. Die Geschichte der Gesteine ist auch dieselbe, wie die der Mürztaler.

Chemische Erörterungen: Die Analysen stellen die Verwandtschaft mit den Mürztälern sicher. Es wäre nur die Analyse eines Granites ohne Augen sehr wünschenswert. Die Durchschnitts-plagioklase sind Albitoligoklas. II. macht eine Ausnahme, welche aber der hohe Tonerdeüberschuß erklärt. Hier scheinen besonders viel Alkalien weggeführt. Die Angabe von Orthoklas ist wohl ein Irrtum, wo nicht Mikroklin vorliegt, sind die unlamellierten Feld-

## § 28. Rabenwald-Masenbergkern.

(Saure Intrusiva des Pöllauer Gebietes.)

Für dieses weite Gebiet fehlen leider neuere Untersuchungen. So orientiert uns über die Gesteine des Rabenwaldes und des Masenberg-Zuges vorläufig die Arbeit Eigels.

Dieser Autor beschreibt die sauren Intrusiva, die vielfach in Form von Lagen, oder auch von kleineren, unregelmäßig begrenzten Stücken auftreten, als Granulite. Diese Bezeichnung ist aber nicht praktisch.

Als Granulit bezeichnet man Gesteine der untersten Zone, deren kennzeichnende Kombination Quarz—Orthoklas—Saurer Plagioklas—Almandin—Disthen ist. Diese Kombination tritt hier nirgends auf. Der Zonencharakter weist in die mittlere Zone. — In den Eigel'schen Mineralbestimmungen scheint unlamellierter, nach  $M=010$  geschnittener Plagioklas zum Teil unter Orthoklas gezählt. Die Beschreibung wird übrigens Einzelheiten bringen, betont sei nur noch, daß diese Gesteine einen unmittelbaren Anschluß an die Mürztaler und Birkfelder Granite und Augengneise im petrographischen Sinne darstellen.

### Granite.

Buchkogel, Kreuzwirt, Pöllauberg, Rauschbachgraben.

Diese hell- bis dunkelgrauen Gesteine enthalten flauen Mikroklin (Orthoklas Eigel), meist in weitgehender Verglimmerung, Quarz, wenig sauren Plagioklas, ebenfalls mit Glimmereinschlüssen, wechselnde Mengen von tiefbraunem Biotit, in einzelnen Vorkommen tritt Almandin hinzu (Biotit-Granatgranulit Eigel). Das Korn meist fein, manchmal mittel, sehr selten grob. Die Textur ist massig bis schwach schiefrig.

### Aplitische Granite (Normale Granulite Eigel).

Wildwiesen, Lehkogel, Sauberg, Rabenwald-Osthang usw.

Flauer bis scharf gegitterter Mikroklin ist Hauptgemengteil dieser meist feinkörnigen, immer sehr hellen Gesteine. Daneben wechselnde Mengen von Quarz, etwas saurer Plagioklas, stets wenig Glimmer, und zwar: entweder Muskowit allein, oder Muskowit begleitet von kleinen Mengen Biotit. Sehr häufig ist der Mikroklin mikropegmatitisch von Quarz durchwachsen und mit winzigen Muskowiteinschlüssen durchspickt.

Dazu können wechselnde Mengen Almandin treten.

### Augengneise.

Ein richtiger Orthoangengneis stammt aus dem Fuchsgraben. Ein graues, fast massiges, ziemlich grobkörniges Gestein mit großen Mikroklin-Augen. Grundgewebe: aplitischer Granit. Aber

auch die flaserigen Augengneise, welche im umgrenzten Gebiete große Verbreitung besitzen, zeigen solche Mikroklinaugen, nur sind dieselben weniger regelmäßig umgrenzt. Das Grundgewebe dieser flaserigen Gesteine besteht aus Quarzkörnchen, Muskowitschüppchen, seltener etwas Biotit, kleinen Rutilen. Das ist ein Gewebe von der Natur von Hellglimmerschiefern, und unsere Flaseraugengneise somit Muster gefeldspateter Schiefer. Es gibt grob- und feinflaserige Typen.

So wie im Gleinalm-Augengneis tritt auch hier als Injektionsfeldspat bloß Kalifeldspat auf. Und so wie dort, führt er zahlreiche gesetzmäßig angeordnete Muskowiteinschlüsse.

### **Amphibolgranitit.**

Krughofkogel. Aus den Talkstollen des Gewerkes Gielow. (Blöcke.) Lichtgrau, massig, feinkörnig. Viel Alkalifeldspat neben Quarz und Hornblende. Sigmund nennt das Gestein hornblendehältiger Alkaligranit.

### **Gangfolge der Mürztal-Rabenwald-Masenberg-Intrusiva.**

Aus der Vorauer Gegend brachte Herr Dr. Schädler ein Handstück eines Pegmatites. Am Handstück selbst sieht man weiße, bis kinderfaustgroße Feldspäte sich gegenseitig abgerundet begrenzen. Häufig schiebt sich zwischen diese großen Feldspatkörner ein gänzlich aufgeschuppter schwach gelbgrüner Muskowit. Die Schüppchen sind von serizitischer Feinheit.

Der Feldspat ist von klarem Quarz prächtig schriftgranitisch durchwachsen. Schon das Handstück zeigt unregelmäßigen Wechsel von quarzreichen und quarzarmen Partien. In der Natur dürfte sich diese unregelmäßige Verteilung noch viel schöner geltend machen.

Der Dünnschliff zeigt scharf gegitterten Mikroklin, mit kräftigen Oligoklasstengeln perthitisch durchwachsen, Quarzstengel, Muskowit wurde im Schnitt nicht getroffen.

Dieser Mikroklin-Pegmatit dürfte zum Gangfolge des Typus Mürztaler Mikroklingranit gehören. Er ist vollständig massig und unzerbrochen. Einen ähnlichen, aber ganz kataklastischen Pegmatit beobachtete ich zwischen Turnau und dem Troiseck.

## **Stubalpenkern.**

### **§ 29. Die sauren Intrusiva der Stubalpe.**

#### **Übersicht.**

Das weitere Stubalpengebiet gehört zu den kompliziertesten unseres Kristallins. Erst in jüngster Zeit sind wir über die Bau-

verhältnisse und den unglaublich mannigfaltigen Gesteinsbestand, sowie über die Kristallisationsverhältnisse eingehend unterrichtet worden.

Es fehlt aber noch die petrographisch-chemische Durcharbeitung, und dieser Umstand macht sich äußerst störend bemerkbar.

Ein Vergleich mit dem anschließenden Gleinalpengebiet zeigt uns folgende bereits bekannte Gesteine wieder:

Augengneis, Granodioritgneis, Pegmatit- und Aplitgneis, sowie Pegmatite. Der Vergleich zeigt ferner, daß diese Gesteine nach der Gleinalpenkristallisation zumeist noch eine Durchbewegung und vielfach auch noch eine Kristallisation durchgemacht haben. (Die Ammeringkristallisation.)

Nun gibt es aber in unserem Gebiet noch eine sehr bedeutende, von Heritsch Ammering-Orthogneis genannte Masse, deren genauere, besonders chemische Petrographie noch eine Reihe von Problemen darbietet! Sind diese Ammering-Orthogneise eine einheitliche Masse? Entsprechen sie chemisch-petrographisch dem Gleinalpengranodiorit?

Die Verhältnisse, welche zu dieser Fragestellung führen, sind folgende.

**Petrographisches:** Die Ammering-Orthogneise besitzen Zentralgneishabitus und liegen in einem Kristallisationshof der ersten Tiefenzone. Dagegen ist der Gleinalpen-Granodiorit ein Gestein der zweiten Tiefenzone und besitzt auch einen Kristallisationshof der zweiten Tiefenzone.

Die Bezeichnung „Gneis“ drückt zunächst nur aus, daß ein Gestein mehr oder wenig schiefrig ist, welche Textur jedoch auf dem Wege einer einmaligen Kristallisation genau so gut erworben werden kann, als wie auf dem Wege der Metamorphose. Daß ein Großteil der Ammering-Orthogneismasse schiefrige Textur zeigt, ist also noch kein Beweis dafür, daß sie durch und durch metamorph sein müsse.

**Geologisches.** Die Profile durch das Gebiet zeigen von O. nach W. im großen folgenden Bau: Almhauserie, das ist obere kalkreiche Serie des Gleinalmgebietes; Rappoldserie und Speikserie, das ist die untere kalkarme Serie der Gleinalpe, in welcher jedoch ein mächtiges Element, der Rappold-Glimmerschiefer, fehlt. (Er keilt aus.)

Es folgt im Gleinalmgebiet der Granodiorit. Diesem würde die Ammeringserie entsprechen. Und nun gibt es hier ganz bedeutende Unterschiede:

Der Gleinalm-Granodioritkörper enthält zahlreiche Amphibolitzüge, sein Liegendes ist nirgends sichtbar, er enthält nirgends Einschaltungen von Gesteinen, wie es die Grössinggneise (Schiefergneise) sind.

Die Ammering-Orthogneise dagegen enthalten Einschaltungen von Amphibolit nur in unbedeutendem Ausmaße, sie enthalten mächtige Einschaltungen von Grössinggneisen, ihr Liegendes ist auf der Strecke Klein-Feistritz—Pretal und weiter nach S sichtbar, der Liegend-Kontakt ist überdies als Bewegungsfläche später mobil geworden.

Faßt man die ganze Ammering-Orthogneismasse als Gleinalpengranodiorit auf, dann ist sie eine sehr große, sich erstaunlich selbständig gebärdende Filiale des Gleinalmintrusivkörpers. Man muß dann ferner das Zentrum des Kristallisationshofes für die Ammeringkristallisation bestimmen, und dieses fällt in die Ammering-Orthogneismasse selbst! Es bleibt uns alsdann kein zugehöriger, erststufiger und aktiver Intrusivkörper übrig.

Wenn es dagegen gelänge, im Ammering-Orthogneis zwei Intrusiva zu unterscheiden, nämlich alte, metamorphosierte Gleinalmgranodiorite, und eine jüngere Intrusion vom Schlage etwa der Schladminger Intrusiva, dann wäre die Sache geklärt.

Man würde etwa folgende Verhältnisse vorfinden:

Unbedeutende Linsen oder Blätter von Gleinalm-Granodioritgneis, dem südwestlichen Ende des großen Gleinalm-Intrusivkörpers entsprechend, mit reichlicher Entwicklung der Aplite als Aplitgneise in der Speik- und Rappoldserie, sowie Pegmatitgneisen in der Almhauserie.

Dazu muß bemerkt werden, daß die Grössinggneise und Rappoldglimmerschiefer, jene Elemente, welche der Gleinalpe fehlen, durch die Grössinggranatgneise verknüpft erscheinen. Damit meine ich, daß Rappoldglimmerschiefer und Grössinggranatgneise sich wesentlich nur durch den Feldspatgehalt (Plagioklas) unterscheiden, welcher indes, wie die optischen Bestimmungen zeigen (Oligoklas-Albit) nicht primär ist, sondern durch Zuführung bei der Intrusion in die Gesteine kam (Feldspathisierung).

Wir haben auf der Gleinalpe ja allerdings auch Gesteine, welche neben Biotit und Granat viel Feldspat führen. (Plagioklasschiefer.) Dies sind aber Tonmergelabkömmlinge mit basischen Plagioklasen, und zudem sehr geringem bis fehlendem Quarzanteil! Mit ihnen sind Grössinggranatgneise und Grössinggneise nicht verwandt, das läßt sich schon ohne chemische Analyse sagen.

Die Grössinggneise selbst unterscheiden sich von den vorgenannten Formen durch das Zurücktreten von Almandin, was wiederum nur auf ursprüngliche Verschiedenheit des Sedimentes (weniger Fe) zurückgeht.

Es mag wohl der Eintritt dieser mächtigen Gesteinsmasse das Ende des Gleinalm-Intrusivkörpers mitbedingen. Dazu paßt die lebhaftere Feldspathisierung dieser Gesteine durch den Gleinalmgranodiorit, welcher sie aufspaltete.

Damit war aber, infolge der Gleinalmintrusion, hier die

Disposition für ein späteres, neuerliches Aufdringen magmatischer Massen gegeben: Da gab es keine großen Granodioritmassen mehr, welche sich solchem Aufdringen hindernd entgegenstellen konnten, sondern der Hauptsache nach ein gefaltetes Schiefergebirge. In diesem kam der Ammering-Orthogneis herauf, das heißt jener Teil davon, der nicht metamorpher Gleinalmgranodiorit ist.

Als Gestein, welches in der ersten Tiefenstufe kristallisierte, entwickelte er selbst Zentralgneishabitus und erzeugte einen Kristallisationshof erster Tiefenstufe und Diaphthoritisierung der alten, zweitstufigen Gleinalm-Gesteine. Ihm fehlt, wie auch andern erststufigen Intrusionen, die Gangfolge-Entwicklung.

Es scheint mir, daß der größte Teil dieser skizzenhaften Zeichnung des kristallinen Entwicklungsganges zutrifft.

Freund Heritsch, welcher mir sein Material vorführte und mir über die einzelnen, mir unbekanntem geologischen Details die nötige Aufklärung gab, hat selbst bereits erkannt, daß sich die Gesteine der großen Orthogneismasse in Reihen trennen lassen. Wir haben miteinander die Schiffe neuerlich durchgesehen und die Schliffausmessungen einer Revision unterzogen. Dabei hat sich herausgestellt, daß wir früher den Kalifeldspatgehalt vielfach überschätzt haben. Die Angaben sind dort überall richtig, wo Perthit, beziehungsweise Mikroklin auftritt. Dagegen sind sie dort zu berichtigen, wo wir früher Orthoklas konstatierten. Es sei aus diesem Anlaß neuerlich betont, daß in den steirischen Intrusiva, soweit sie nicht der untersten Tiefenzone angehören, tatsächlich nirgends Orthoklas auftritt. Er läßt sich überall vertreten durch Mikroklin (flau bis deutlich), beziehungsweise Mikroklinmikroperthit. Die Feststellung dieser Gesetzmäßigkeit macht uns mehr Freude, als das Einbekenntnis eines früheren Irrtums uns unangenehm ist.

Die beigelegte Tabelle der Heritsch'schen Schliffausmessungen enthält bereits die richtiggestellten Zahlen. Wie die nähere Diskussion noch zeigen wird, sind die Ausmessungen von ebenso unschätzbarem Werte, wie die chemischen Analysen von Gesteinen.

#### Der intrusive Inhalt der geschlossenen Ammering-Orthogneismasse.

Ammering-Granodiorit. Mittelkörnige bis feinkörnige, helle, massige oder wenig schiefrige Gesteine. In einem weißen Quarz-Feldspatgewebe größere oder kleinere Biotite in solchem Mengenverhältnis, daß die Gesteine normalgranitisch aussehen. Von steirischen Vorkommen sind äußerlich am ähnlichsten gewisse mittelkörnige Granodiorite der Schladminger und Bösenstein-Seckauer Mikroklinggranite.

Im Dünnschliff herrscht volle Übereinstimmung mit dem Granodiorittypus C, Paarsteinkaar der Schladminger Masse. Was dort über die Physiographie gesagt wurde, gilt auch hier.

Auch andere, den Abarten der Schladminger entsprechende Granodioritabarten, zum Beispiel helle, muskowitzreiche Formen, sind gefunden worden. Es fehlen nur die rein dioritischen Formen.

Ein selbständiges Ganggefüge ist noch nicht aufgefunden. Man kann übrigens nur Aplite erwarten, wenn man die Analogie mit den Schladmingern berücksichtigt.

Nun kennen wir allerdings schon Aplite in diesen Ortho-„Gneis“massen, aber es ist noch fraglich, wieviel davon zum Ammeringgranodiorit gehört.

So wie die Schladminger Masse gehören diese Gesteine in die erste Tiefenzone.

Gleinalm-Granodiorit. Es ist eine Tatsache von großer Bedeutung, daß die Gleinalm-Granodiorite des Ammering-Orthogneisgebietes nur der hornblendefreien Abart angehören.

Die Komponenten sind also: Quarz, Plagioklas, Biotit; wenig Epidot-Zoisit und Almandin, sowie die üblichen sonstigen Neben- und Übergemengteile. — Der Plagioklas (ursprünglicher Oligoklas) hat nunmehr „Füllung“ erhalten und ist saurer geworden (Albit bis Albitoligoklas). Die Füllung besteht hauptsächlich aus Klinozoisit und etwas Alkaliglimmer, auffallenderweise und zum Unterschied von den „Ammering-Granodioriten“ auch Fetzen von Meroxen. (Der Ausdruck „gefüllte Plagioklase“: recht glückliche kürzere Umschreibung für „Plagioklase mit Zentralgneishabitus“, welche von Heritsch erstmalig verwendet wurde.)

Wenn man sagen würde: Die Tatsache, daß hier nur der obige Granodiorittypus vorkommt, ist ein Beweis dafür, daß hier das SW-Ende des Gleinalm-Intrusivkörpers vorliegt, so wäre das zuviel gesagt. Es genügt uns jedoch, festzustellen, daß diese Tatsache eine von mehreren ist, welche mit unserer Vermutung übereinstimmt. Mit der Füllung der Plagioklase ist in diesen Gesteinen verbunden: Rottönung der ehemaligen Tiefengesteinsbiotite und intensive Durchbewegung mit nachfolgender Kristalloblastese. Diese Granodiorite sind echte Gneise geworden. Sie sind außerdem diaphthoritisert (Chlorit!). Es sind hier Massengesteine der zweiten Tiefenzone im Gneise erster Tiefenzone metamorphosiert worden. So wie die in der Hülle des Gleinalmintrusivkörpers auftretenden Granodiorite keine Hornblende führenden Abarten aufweisen, so ist dies auch hier, am Ende des Intrusivkörpers der Fall. Verhalten und Habitus ist genau so wie bei den Granodioritgneislinsen im Diaphthoresebezirk von Hauenstein (Gleinalmgebiet).

Außerlich sind diese Gleinalm-Granodioritgneise feinkörnige, meist vorzüglich geschieferte Gesteine, reich an feinschuppigem

Meroxen, daher dunkel von Farbe. Sie besitzen größte Ähnlichkeit mit den Gleinalm-Granodioritgneisen, wie sie in der Hülle des Gleinalm-Intrusivs vorkommen, aber auch solche vom Aussehen des graugelben, feinkörnig schiefrigen Granodiorites, wie er im Kern vorkommt, sind in der Ammeringmasse beobachtet worden.

Mikroklingranit. So wie auf der Gleinalpe, also feinkörnig, relativ hell, gut geschiefert, der Mikroclin oft sehr schön scharf gegittert, oft aber auch flau, mit regelmäßiger Myrmeckitbegleitung und mikropherthitischer Ausstattung. Auch diese Gesteine sind mehr oder minder durchbewegt und rekristallisiert.

Gangfolge. Das sichere Gangfolge dieser Gesteine besteht in nachkristallin durchbewegten und zum Teil ebenfalls rekristallisierten Apliten und Pegmatiten. So wie auf der Gleinalpe fehlen auch hier die melanokraten Ganggesteine.

Pegmatite. Es sind, meist normale Granodioritpegmatite, bestehend aus Quarz in schriftgranitischer Durchwachsung mit Oligoklas, daneben mehr oder weniger Muskowit, ferner manchmal mit etwas Almandin, selten mit Biotit, beim Gaberl mit großem Rutil und Ilmenit, an verschiedenen Fundpunkten auch mit Turmalin.

Ein sehr bedeutender Teil dieser Pegmatite ist druckschiefrig, wobei das ursprünglich grobe Quarzfeldspatgemenge nun feinkörnig wird und außerdem treten in dieses kataklastische Gewebe unverletzte Mikroclin-Porphyroblasten ein. Wie die Vorkommen auf der Gleinalpe zeigen, ist aber dieses Produkt in einer einzigen Phase der Gebirgsbildung so geprägt worden. Die Mikroclinporphyroblasten sind Erzeugnisse aus der Restphase der Gleinalpen-Kristallisation.

Ein anderer Teil, Turmalinpegmatite, dürfte nach der Kataklyse (die auch den Schörl betraf) ein ziemlich feinkörniges Gemenge dargestellt haben, wodurch nun heute nach erfolgter Rekristallisation ein Gneis vom äußeren Ansehen eines Turmalinaplitens entstand. Wir haben solche Gesteine auch vorerst als „Turmalinaplitgneis“ bezeichnet. Heute steigen mir diesbezüglich Bedenken auf. Die Lage in der Almhausserie, das heißt in einer marmorreichen Schieferserie, spricht nicht für Aplit, sondern für Pegmatit. Glimmerarme Turmalinpegmatite sind auch im Gleinalmgebiet nicht selten. So erscheint mir die Bezeichnung „Turmalinpegmatitgneis“ richtiger. (Brandkogel — altes Almhaus.)

Aplite. Alle merkwürdigen Aplittypen der Gleinalpe kehren hier wieder:

Normaler Granodioritaplit: Quarz, Oligoklas (Epidot).

Granatführender Granodioritaplit: Quarz, Oligoklas (Almandin).

Granat-Hornblendeführender Granodioritaplit: Quarz, Oligoklas (Hornblende).

Diese Gesteine sind zum Teil nur kataklastisch geschiefert, zum Teil aber in prächtiger Weise rekristallisiert. Die entstandenen Gneise nannten wir Granulite. Tatsächlich sehen sie äußerlich Granuliten sehr ähnlich. Sie sind oft kaum schiefbrig, da blättrige Komponenten fehlen, die Feldspäte glitzern glashell, die Almandin stechen in Form kleiner Körner lebhaft rot aus dem weißen Grundgewebe. Quarz tritt sehr zurück.

U. d. M. sieht man granoblastische Struktur, das Feldspatgewebe besteht aus buchtig verzahnten Albit-Oligoklasen, einzelne besitzen etwas größeres Korn. Im ganzen aber haben wir den Eindruck einer durchgreifenden Egalisierungskristallisation. Diese Feldspäte sind übrigens gefüllt (Klinozoisit, Alkaliglimmer, Biotit). Über Granat und Epidot ist nichts weiteres zu sagen; wenn Hornblende auftritt, so ist sie dunkelschwarzgrün, so wie in entsprechenden Gleinalm-Apliten. Interessant ist der Aufbau von Almandin in den „Hornblendegranuliten“. Er besteht aus einschlußreichem, kräftig farbigem Kern und aus einer Hülle von viel blasserer Tönung ohne Einschlüsse, das sieht nach Fortwachsung nach einer Unterbrechung aus. Da durch die Parallelisierung mit den Gleinalm-Apliten die Herkunft unserer Gesteine geklärt erscheint, wollen wir doch lieber den Namen „Aplitgneis“ für dieselben künftig verwenden. Es sind Gneise, die nunmehr in die erste Stufe gehören und ursprünglich lagen Apliten der zweiten Stufe vor.

Es ist: Dioritaplitgneis = Weißstein, Salzstiegel;

Granatf. Granodioritaplitgneis = Granulit, Salzstiegel;

Granatf. Quarzdioritaplitgneis = Hornblendegranulit, Salzstiegel.

Hierher gehören auch die sonst noch angegebenen Granulite des Stubgebietes. Zum Beispiel: Den Granulitbegriff wollen wir enger fassen, vor allem ihn auf die dritte Tiefenzone beschränken. (Typus: Orthoklas, Disthen, Almandin, beziehungsweise Quarz kommt in ganz Steiermark nicht vor.)

Chemische Bemerkungen: Pegmatit, beziehungsweise Gneispegmatit der Stubalpe.

Leitmeier hat den Gneispegmatit, welcher felsgruppenbildend zwischen altem Almhaus und Brandkogel ansteht, analysiert. Die Analyse ist leider unzulänglich, da der Tonerdegehalt nicht einmal für die Deckung der Alkalien im Feldspatverhältnis ausreicht, geschweige denn für Muskowit und Granat. Leitmeier hat dieses Gestein als Granit bezeichnet und mit dem Granitit von Hauzenberg verglichen.

Das ist aber weder in geologischer Beziehung, noch in petrographischer Beziehung angängig. Wenn wir hier die Analyse mitteilen, so geschieht dies nur infolge des Umstandes, daß es die einzige bis jetzt vorliegende Analyse eines steirischen Pegmatites ist.

SiO <sub>2</sub>	71·32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·21
MgO	0·31
CaO	1·75
Na <sub>2</sub> O	2·04
K <sub>2</sub> O	7·23
H <sub>2</sub> O	0·34
	100·20

Kontrollproben Schierls vom gleichen Material ergaben einen bedeutend niedrigeren Alkaligehalt (Na<sub>2</sub>O = 2·98, K<sub>2</sub>O = 3·52), MgO wurde annähernd gleichgefunden, ebenso Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und H<sub>2</sub>O, CaO nur 0·60. Leider konnte auch Schierl die Analyse nicht vollkommen brauchbar durchführen.

Im großen und ganzen zeigt auch die Analyse ein Gestein von pegmatitischem Habitus: Saurer Plagioklas mit 4% An. Mikroklinmikroperthit, Muskowit mit verschwindender Beimengung von Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, viel freien Quarz, etwas Almandin, vielleicht auch etwas Titanit. (Schierl hat im Pulver Titan nachgewiesen.)

Die Analyse ist insoferne nicht typisch, als die mikroklinführenden Pegmatite nicht die häufigsten sind. (Im Stüb- und Gleinalmgebiet nämlich.)

### § 30. Schladminger Kern.

(Säure Intrusiva der Schladminger Tauern.)

Westlich der Linie Groß-Sölkthal—Katschtal treten zwischen Landesgrenze, Enns- und Murtal mehrmals saure Intrusivgesteine auf. Eine genaue, moderne, petrographische Bearbeitung derselben steht noch aus.

Eine Nachprüfung der Ippen'schen Arbeit (zitiert auf der Tabelle 11) und des Schliff- und Handstückmaterials, sowie eine Einsichtnahme in die Aufsammlungen und Arbeit Schwingers liefert petrographisch nunmehr folgendes Bild.

1. Schwinger kam zur Überzeugung, daß unter den sauren Intrusiva des oben umrissenen Gebietes eine ältere (alter Gneis) metamorphe und eine jüngere Massengesteinsgeneration zu trennen wären.

2. Daß die im Kartenbild zerstreut erscheinenden Intrusivmassen genetisch zusammengehören.

3. Eine Nachprüfung meinerseits ergab, daß jene Gesteine, welche Ippen als granitische Gesteine beschrieb, weder chemisch noch physiographisch Graniten entsprechen. Nirgends ist nämlich ein Kalifeldspat Hauptgemengteil.

4. Eine Differentiation bis zum Hornblendegabbro besteht nicht. Das Differentiationsintervall reicht nur vom Granodiorit bis zum Diorit, was noch genauer belegt werden soll.

Die folgende tabellarische Übersicht wurde auf Grund einer neuerlichen Durcharbeitung des Gesteins- und Schliffbestandes, welcher die Unterlage der Ippen'schen Arbeit bildete, von mir entworfen.

## I. Formenentwicklung der Schladminger sauren Intrusionen.

Tabelle 10.

Plagioklas	Chlorit	Muskowit	Biotit Hornb.	Quarz	Tiefengestein	Ganggestein
					Alaskitisch Granodiorit	Granodior.- Pegmatit
					Granodiorit Typ. A	Granodior.
					Granodiorit Typ. B	
					Granodiorit Typ. C	
					Quarzbiotitdiorit	Aplite
					Tonalit	
					Biotitdiorit	Diorit Aplite
					Diorit Typ. Sonntagk.	
					Diorit Typ. Huberalpe	

Aus den gesammelten Handstücken lassen sich folgende Typen unterscheiden :

## 2. Tiefengesteine.

Alaskitischer Granodiorit. Grauweiß, mittelkörnig, massig. Man erkennt mit freiem Auge zwillingsstreifigen Plagioklas, gut ausgebildete Muskowitblättchen von wenigen Millimetern Durchmesser, glashellen Quarz. Vorherrschend Plagioklas. Es fehlen also dunkle Gemengteile. Vom Aplite unterscheidet sich dieses Gestein durch größeres Korn, zuviel Muskowit, nicht gangförmiges Auftreten. (Vielleicht liegt eine Randfazies vor.) Vom Alaskit, welcher ein bloß aus Quarz und Feldspäten aufgebautes Differentiationsprodukt granitisch-dioritischer Magmen darstellt, unterscheidet ihn der Muskowit. Da jedoch dessen Auftreten mit dem Tiefenzonencharakter zusammenhängt, wollen wir das Hauptgewicht auf den Mangel dunkler Gemengteile legen. Darauf bezieht sich die Bezeichnung „alaskitisch“. Vorkommen: Wildes Loch, Scharreck, Maueralpensee.

Granodiorit Typus A. (Hopfriesenhütte.) Weiß bis hellgrau, wenig dunkle Gemengteile, mittel- bis feinkörnig, massige, schwachschiefrige und gutschiefrige Formen. Plagioklas, Quarz, Muskowit, Biotit oder ein rostroter Meroxen. Die gutschiefrigen Formen sind als Gneisgranodiorit zu bezeichnen.

Vorkommen: Hopfriesenhütte, Keilhütte, Windbacher Hochreit, Hoffmannhütte, Strickquelle, Obertal, Wildes Loch.

Granodiorit Typus B (Weiße Wand). Weiße, mittelkörnig, massig oder auch schiefrig. Plagioklas, Quarz, Muskowit, Chlorit. (Der Chlorit ersetzt hier vollkommen den Meroxen!) Vorkommen: Weiße Wand, Preintaler Hütte.

Granodiorit Typus C (Paarsteinkaar). Grau, beziehungsweise gesprenkelt, mittel- bis grobkörnig, massig oder schiefrig. Plagioklas, Biotit, wenig Quarz. Vorkommen: Paarsteinkaar, Hopfriesenhütte, Melchenspitz, Karschalpe, Golling, Preintalerhütte, Kotalpe, Rissacher See.

Quarzbiotitdiorit und Quarzdiorit (Type Trattenscharte). Helle, fein- bis mittelkörnige massigschiefrige Gesteine mit wenig dunklen Gemengteilen. Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit. Vorkommen: Trattenscharte, Tratten, Rissacher See.

Tonalite. Grau, grob-, mittel-, feinkörnig; massig, die feinkörnigen Formen auch wohl schiefrig. Plagioklas, Biotit, Hornblende, wenig bis keinen Quarz. Die Gesteine schließen sich zum Teil an die Granodiorite Typus C an (reich an dunklen Gemengteilen, teils an Typus Trattenscharte der Quarzdiorite (arm an dunklen Gemengteilen). Die nebenstehende Figur zeigt Tonalit im Kontakt mit einem Schiefergneis (Sediment-Abkömmling), welcher Kontakt vermittelt einer aplitischen Randzone des Tonalites bewerkstelligt wird. Vorkommen: Landauer See, Trattenscharte, Trattenkaar (dazu Figur 7), Neualpe, Preintalerhütte-Kotalpe, Wildlochscharte-Trattenscharte.

Biotit-Diorit. Dunkle, grobkörnig massige oder mittelkörnig-schiefrige Gesteine. Plagioklas, Hornblende, Biotit, Fleherhütte, Trattenscharte, Greifenberg, Huberalpe, Klaffer, Sonntagskaarsee.

Diorit. Typus Sonntagskaarsee. Dunkle, massig grobkörnige bis mittelkörnig. Plagioklas, Hornblende. Abweichend von diesem Typus: Klaffer, feinkörnig, mit brauner Hornblende, Gesteine ziemlich hell. Trattenkaar, besonders reich an dunklen Gemengteilen, einzelne grüne Hornblenden porphyrisch.

Diorit, Typus Huberalpe. Massig, dunkelgrün, grobkörnig, mit häufigen, nuß- bis pflaumengroßen Hornblendeinsprenglingen, welche häufig poikilitisch mit Plagioklas durchwachsen sind. Vorkommen: Huberalpe, Klafferkessel, Neualpe.

### 3. Ganggesteine.

A. Pegmatite. Grobkörnig, massig, Quarz und Plagioklas schriftgranitisch verwachsen, Muskowit in hübschen Kristallgruppen, Scheibchen von 3—5 mm Dicke, 1—2 cm Durchmesser. Wie der Mangel an Kalifeldspat zeigt, handelt es sich um Granodioritpegmatite. Steinriesental, Tratten.

B. Aplite. Weiße, fein- bis etwa mittelkörnige, massige bis schiefrige Gänge.

Unterscheidbar:

Plagiaplit: Nur Plagioklas, Quarz. Steinriesental, Koralpe.

Granodioritaplit: Plagioklas, Quarz, etwas Biotit. Gollingscharte. Plagioklas, Quarz, etwas Chlorit, zum Teil nach Granat, Golling.

Dioritaplite: Plagioklas, wenig Quarz, etwas Hornblende. Mehrfach anzutreffen.

#### 4. Injizierte Gesteine.

In diesen ist ein Anteil sedimentärer Natur, ein anderer (zugeführter) besitzt primären, eruptiven Charakter.

Waldhornspitze. Quarz-Biotitschiefer mit starker, aplitischer Durchaderung. Solche Gesteine können als Arterit bezeichnet werden. (Adergneis.)

Wildstellenspitze. Feinschupper Glimmerschiefer mit Biotit, Quarz, Muskowit, auch etwas Chlorit, sowie Plagioklasxenoblasten. (Gefeldspateter Glimmerschiefer.) Dasselbe auch vom Greifenberg und der Preintalerhütte.

Hopfriesenhütte. Das Gestein enthält an Plagioklas reiche und an Plagioklas arme Lagen, im übrigen viel Chlorit, Quarz, Biotit. Der unruhige Wechsel in der Verteilung der Komponenten ist typisch. Gefeldspateter Chloritphyllit.

#### 5. Physiographisches.

Die Mineralfazies ist so einheitlich, daß sie für alle chemisch unterscheidbaren Typen und auch für alle rein petrographisch aufstellbaren Typen unter einem geschildert werden darf.

Quarz bildet zum Teil Körneraggregate mit schöner Verzahnung, zeigt häufig optische Spannungserscheinungen, seltener Kataklyse. Er enthält winzige, in „Fahnen“ auftretende Einschlüsse. (Flüssigkeit?) Ferner bildet er kleinste, tropfenförmige Einschlüsse in Plagioklas.

Kalifeldspat. Niemals Orthoklas! Kalifeldspat ist überhaupt sehr selten, und wenn er auftritt, dann als deutlich gegitterter Mikroklin, perthitisch und mit Myrmeckit, welcher stets arm an Quarzstengeln ist, umrandet.

Plagioklas. Unzonar, wenn man von der zonenweisen Gruppierung der Einschlüsse absieht. Oligoklasalbit mit 5—10% An. Auffallend ist der Idiomorphismus gegen Quarz. Die Plagioklas sind stets dicht erfüllt mit Einschlüssen, welche manchmal, aber durchaus nicht immer, den Rand des Wirtkristalles frei lassen. Die Einschlüsse sind: Klinozoisit in feinsten Nadeln, Keilen oder unregelmäßig umrissenen Querschnitten dieser Gebilde, ferner Muskowit in Form winziger sechsseitiger Scheibchen,

beziehungsweise deren Leistenschnitte, dann die oben erwähnten Quarztröpfchen, endlich noch ein sehr blaß rosafarbiger **G r a n a t** (Almandin?) in Rhombendodekaedern. Die genannten Einschlüsse bilden einen dichten Filz, der bis zur Feinheit einer mikroskopischen Trübung alle Größtenübergänge zeigt.

**Muskowit** tritt außer der Einschlußform noch in größeren Scheitern im Gesteinsgewebe auf, wo er oft mechanisch unbeeinflußt erscheint.

**Meroxen**. Normaler Tiefengesteinsbiotit, schwarzbraun oder grünbraun auf der Basis, Pleochroismus in Leistenschnitten schwarzstrohgelb, oder ein Meroxen mit kupfer- bis sienaroten Tönen im Pleochroismus und auf der Basis. Besonders im letzteren Falle treten dichte Sagenetze in ihm auf (Gitter von Rutil-Mikrolithen in Nadelform, drei Systeme, die sich unter  $60^\circ$  kreuzen, bildend).

**Chlorit**. Das chloritische, in Fetzchen oder Adern auftretende Mineral ist gewöhnlicher Klinochlor, häufig sichtlich auf Kosten von Almandin und Meroxen gebildet.

**Hornblende**. Meist gemeine, grüne Hornblende mit  $c:c = 18^\circ$  auf (010). Im Diorit von Thalbach bei Schladming ist der Kern der Hornblendekristalle braun, so daß Ippen hier Biotit vermutete, die Hülle ist grün. Die Bedeutung solcher in Dioriten und Graniten selten auftretender brauner Hornblende ist noch unklar. Sie ist in Hornblendegabbros häufig, deutet also möglicherweise auf eine gabbroide Entwicklung des Gesteinschemismus hin.

**Turmalin**. Kleine Säulchen und Nadeln, manchmal mit wasserklarer Hülle und tief blauschwarzem Kern.

**Ilmenit** mit Leukoxenhöfen, etwas Magnetit, Rot-eisenerz, Pyrit. Apatit, Zirkon.

## 6. Chemisches.

Wir haben eine Berechnung der Ippenschen Analysen nach der Beckeschen Methode durchgeführt. Sie liefert ein ganz unerwartet weitreichendes Ergebnis.

Verhalten im Dreieck Si-U-L. Die Analysenpunkte 1, 2, 4 der Schladminger fallen etwas unter die Normalreihe Dalys pazifischer Typen. 2 ist den Graniten näher, 1 und 4 nähern sich den Dioriten, beziehungsweise Granodioriten und Quarzdioriten. 3 liegt unter dem Gabbrofeld, 5 im Gabbrofeld. 6 auf der Linie Anorthit-Muskowit, in Bezug auf das Gabbrofeld ebenfalls tief. Diese auffallenden Tiefenlagen bedeuten gegenüber der Normalreihe ein Defizit von **L** gegenüber **U**. Da in **L** die Werte **K**, **Na**, **Ca** zusammengefaßt sind, so stehen wir der Frage gegenüber, welche von diesen Größen das Defizit verursachen. Ein Blick in die Tabelle, Reihe: berechneter Plagioklas, zeigt uns, daß das **Ca** nicht die Ursache sein kann. Also bleiben die Alkalien. Das stimmt nun überein mit dem Tonerdeüberschuß



Im Felde an ab or liegen heute die Analysenpunkte zum Teil im Gabbrofelde, zum Teil im Bogen davon nach links und unten abrückend. Bei stärkerer Beteiligung der Alkalien würden alle diese Punkte nach links und unten verschoben werden, sodaß das Schwergewicht der Schladminger in diesem Dreieck wohl bei 1 liegen würde.

Im Felde fe mg ca liegen 2, 5, 6. Die dunklen Gemengteile dieser Gesteine sind zum Teil Hornblenden, in welchen das Tremolitsilikat die größte Rolle spielt und deren sonstiger Charakter den normaldioritischen Hornblenden entsprechen muß. Sie ist vor allem in der Projektion schon scharf trennbar von den Hornblenden unsrer Amphibolite! Die Lage von 6 zeigt ein Eisen-Magnesiumsilikat an (kalkfrei), etwa das Olivinsilikat zum Beispiel als Komponente von Biotit, was auch mit dem mikroskopischen Befund übereinstimmt.

Im Dreieck al fe mg liegen 1, 3, 4. Ihre Lage über der Linie für fe weist auf die starke Beteiligung der Muskowitmoleküls unter den „dunklen“ Gemengteilen hin. Tatsächlich führen diese Gesteine viel Muskowit neben Biotit (1, 3) aber auch Hornblende (4), wobei sich der Muskowit in die Plagioklase zurückzieht.

Das Ergebnis der Berechnung ist demnach folgendes: Es liegen Gesteine mit stark pazifischen Zügen vor, deren Chemismus sich an die Tonalite anschließen läßt. Immerhin lassen sich Abweichungen konstatieren, die aus einer Wegfuhr von Alkalien erklärbar wären. Daß Massengesteine vorliegen, ist außer dem Chemismus noch nachweisbar aus der Struktur und Textur, dem Mineralbestand und den geologischen Verhältnissen. (Intrusivmasse mit Gangfolge.)

Erörterung des Verhältnisses der Analyseergebnisse zum Mineralbestand. Zu Analyse 1. Wildes Loch. Granodiorit Typus A. Wie schon gelegentlich betont worden ist, führt die mineralogische Deutung der Beckeschen Gesteinsberechnung auf einen Mineralbestand der dritten Tiefenzone. Lassen wir vorerst die Alkaliabfuhr außer Betracht. Läge das Gestein in der tiefsten Zone, so enthielte es: Quarz, da der Projektionspunkt von 1) für s hoch über der Sättigungslinie liegt; basischen Andesin mit 43·7% An, berechnet aus den Werten an, ab, or. Daneben reichlich Orthoklas, entnommen derselben Wertegruppe. (Vergleiche Tabelle 11). Aus al, fe, mg ergeben sich als dunkle Gemengteile Almandin und ein kalkfreier Pyroxen. Man könnte aus der letztgenannten Wertegruppe auch einen kalkfreien Tonerdeaugit berechnen. Dagegen sprechen folgende Umstände: 1. Wäre der Tonerdeanteil zu groß, 2. müßte dieses Mineral Enstatit bis Hypersthen sein, welche Mineralien für die Kontaktfazies, nicht für die dritte Tiefenzone passen würden. 3. Ist im Gestein tatsächlich etwas Almandin enthalten. Der

Tab. II. Analysentabelle und -Berechnung. Schladminger Intrusivkern.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Si O <sub>2</sub>	67·04	71·62	55·43	62·83	48·95	45·06
Ti O <sub>2</sub>	—	—	0·76	—	0·58	0·30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16·07	12·81	20·02	18·66	19·48	23·45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4·72	1·64	2·73	1·05	10·37	1·38
Fe O	1·20	1·76	5·06	4·44	1·26	3·82
Mg O	1·20	1·08	6·58	2·37	5·71	10·34
Ca O	3·09	3·14	3·59	3·65	6·18	9·45
Na <sub>2</sub> O	2·04	2·73	2·98	3·60	4·06	3·26
K <sub>2</sub> O	4·61	3·02	1·86	1·28	2·00	0·73
H <sub>2</sub> O	0·95	1·93	1·65	2·69	1·36	1·23
Summe . .	100·92	99·73	100·66	100·57	99·95	99·02
Si	63·9	69·1	51·9	66·7	46·2	41·3
U	23·7	18·7	37·0	23·5	37·9	43·0
L	12·4	12·2	11·1	9·8	15·9	15·7
S	75·3	78·9	61·0	79·6	57·0	48·7
a <sub>0</sub>	a'' <sub>0</sub> = 5·6	6·3	a'' <sub>0</sub> = 3·5	a'' <sub>0</sub> = 4·4	4·0	2·6
c <sub>0</sub>	c'' <sub>0</sub> = 1·9	2·0	c'' <sub>0</sub> = 1·6	c'' <sub>0</sub> = 2·0	2·5	3·7
f <sub>0</sub>	f'' <sub>0</sub> = 2·5	1·7	f'' <sub>0</sub> = 4·9	f'' <sub>0</sub> = 3·6	3·5	3·7
an	2·5	2·4	3·2	3·1	3·8	5·8
ab	3·0	4·4	4·8	5·6	4·7	3·6
or	4·5	3·2	2·0	1·3	1·5	0·6
ca	al = 2·8	0·8	al = 3·2	al = 4·6	0·2	0·0
fe	fe = 5·2	5·6	fe = 2·7	fe = 3·1	5·0	2·2
mg	mg = 2·0	3·6	mg = 4·1	mg = 2·3	4·8	7·8
Plagioklas berechnet	43·7% An	35·5% An	40% An	35·6% An	45% An	62% An
Plagioklas beobachtet	6—10% An	5—8% An	6—10% An	6—10% An	6—10% An	

1. Granodiorit, Wildes Loch. 2. Granodiorit, Keilhütte. 3. Glimmerdiorit, Preinthalerhütte. 4. Tonalitischer Diorit, Trattenscharte. 5. Glimmerdiorit, Tratten. 6. Basische Schliere, Kaltenbachhütte. Analysen von Ippen, Schladminger Tauern. Naturwissensch. Verein für Steiermark, Mitteil. B. 33, 1901.  
Berechnet von Angel.

Mineralbestand wäre somit: Quarz, bedeutende Mengen Orthoklas, viel ziemlich basischer Plagioklas, Almandin und etwas Pyroxen.

Statt dieses Bestandes zeigt der Dünnschliff: Quarz, Oligoklasalbit, mit 6—10% An, erfüllt von Klinozoisit-Muskowit und Quarzeinschlüssen, Muskowit in Scheitern, rottönigen Meroxen und winzige Mengen kleinster Almandine. Das heißt: Unser Gestein befindet sich in einer der ersten Tiefenzone zu mindest sehr nahe gelegenen Mineralfazies.

Analog behandeln wir die folgenden Analysen,

2. Keilhütte, Granodiorit, Typus A. Berechnet: Quarz, namhafte Mengen Orthoklas, mittlerer Andesin (35% An), daneben ein Pyroxen, welches etwa zur kleineren Hälfte aus Diopsidsilikat, zur größeren Hälfte aus Enstatitsilikat bestünde. Dünnschliff: Wie früher, nur tritt etwas Hornblende hinzu.

3. Preintalerhütte. Granodiorit Type C. Berechnet: Sehr wenig Quarz (stimmt mit der Projektion 5 von 3, welches nahe am Sättigungsniveau liegt), basischer Andesin (40% An), wenig Orthoklas, Almandin und wenig kalkfreier Pyroxen. Dünnschliff: Wenig Quarz, auch wenig Scheitermuskowit, viel Biotit mit roter Tönung, sonst wie früher, aber kein Almandin.

4. Trattenscharte. Tonalit. Quarz, wenig Orthoklas, Andesin (35.6% An). Aus al-fe-mg berechnen wir Almandin, dann bleibt noch ein Tonerderest, den wir als Disthen einstellen müßten. (Granulitischer Charakter!)

Dünnschliff: Sehr wenig Quarz, Plagioklas mit dichten Einschlüssen wie früher, Biotit und Hornblende!

5. Tratten. Glimmerdiorit. Kein Quarz, basischer Andesin (45% An), wenig Orthoklas, ein Pyroxen mit viel Enstatitsilikat, wenig Diopsidsilikat. Dünnschliff: wie 4, aber ohne Quarz.

6. Kaltenbachhütte. Dunkle Schliere. Labrador mit 62% An, etwas Orthoklas, ein kalkfreier Pyroxen. Dünnschliff. — Handstück: Biotit und Plagioklas. Dieser letztere wird wohl den übrigen beobachteten Plagioklasen entsprechen!

#### Deutung der beobachteten Tatsachen.

Die Stellung der Diorite vom Typus Huberalpe. Bezüglich dieser Gesteine ist die Entscheidung zu treffen, ob es sich um Diorite oder etwa um Hornblendegabbros handelt. Für Hornblendegabbro ist die Struktur (porphyrische Hornblenden) ungewöhnlich, allerdings auch für Diorite. Normaler Weise zeigt Gabbrohornblende braune Farbe, in unseren Gesteinen ist sie aber grüne, dioritische Hornblende. Der berechnete Durchschnittsplagioklas ist für Gabbro zu sauer. Aus diesen Gründen wollen wir den Typus Huberalpe zu den Dioriten stellen.

Innerhalb der Dioritfamilie jedoch sind unsre Gesteine eine besondere Fazies. Man beobachtete ja auch anderwärts die Entwicklung feldspatarmer Dioritfazies als Differentiationsprodukt,

dem andererseits auffallend feldspatreiche Glieder als Gegenpol entsprechen. Wir sehen aus den Dioriten sich „hornblenditische“ und „anorthositische“ Glieder differenzieren, so wie aus den Gabbros Pyroxenite und Anorthosite. Unser Typus Huberalpe zeigt hornblenditische Entwicklung.

Das Alkalidefizit. Das Vorhandensein eines Alkalidefizites ergab sich schon aus der Betrachtung des Gesteinschemismus. Es ergibt sich jedoch auch aus systematischer Betrachtung der Muskowitverteilung ein Fingerzeig in gleicher Richtung.

Betrachten wir die Reihe an ab or in der Tabelle, so beobachten wir ganz unverkennbar Abnahme von Orthoklas bei Zunahme der dunklen Gemengteile und Abnahme von Quarz. Demgegenüber ist die Konstanz der Plagioklase befremdend. Wir sollten nämlich in den sauren Typen neben so bedeutenden Mengen Orthoklas Oligoklas erwarten und erst in den dioritischen Typen eventuell basischen Andesin. Da zudem unsere Gesteine sich gar nicht in der Mineralfazies befinden, in welcher Orthoklas beständig wäre, so wird das Bild noch merkwürdiger.

Statt Orthoklas erscheint nämlich tatsächlich ja Muskowit. Dieser durchläuft jedoch als Scheiternuskowit, das heißt als normaler Gemengteil nur einen Teil der Granodiorite. In den normaldioritischen Formen findet man ihn nicht mehr. Wollte man diesen Muskowit als durch Zufuhr gebildet erklären, dann müßte er die gesamten Formen durchlaufen. Betrachtet man ihn als primär, dann erklärt sich's, daß er den dioritischen Formen mangelt; dann ist er aber in den granodioritischen Formen Vertreter von Orthoklas, welcher durch Alkaliabfuhr in der ersten Tiefenzone Muskowit ergeben hat! Somit muß vor Einlangen in der ersten Tiefenzone der Kaligehalt größer gewesen sein. Die Analysen müßten mehr or aufweisen.

Die ursprüngliche Gesteinszusammensetzung zeigte alsdann viel, vielleicht vormächtigen Orthoklas neben basischem Andesin! Das ist aber auch eine sehr ungewöhnliche Kombination.

Neben viel Orthoklas tritt nämlich erfahrungsgemäß saurer Plagioklas (Oligoklas) auf, und Oligoklas bis Andesin sind die gewöhnlichen Feldspate der Diorite. Damit aber ergibt sich, daß die Annahme erforderlich ist, es sei auch Natron weggeführt worden! Übereinstimmend damit führen wir an, daß helle Glimmer in Sedimenten toniger Abkunft eine ziemlich große Beteiligung des Paragonitmoleküls neben dem Muskowitmolekül aufweisen, also Kali-Natronglimmer vorliegen. Die Auswanderung von Alkalien aus Intrusionen ist in jüngster Zeit mehrfach studiert worden und daß diese Alkalien sich an der Glimmerbildung in den Hülschiefern beteiligen, ist ohne Zweifel.

Unsere Gesteine sind also am granodioritischen Ende ursprünglich so beschaffen gewesen, daß sie viel Orthoklas führen

konnten Einzelne Typen davon möchten wohl gar Granite ergeben haben. Gegen das basisch-dioritische Ende hin nähern sie sich mehr den normalen Typen, da dort schon in der Tiefe der Kaligehalt im Biotit abgebunden wird, von Anfang an wenig Kali da ist und daher auch nicht allzuviel weggeführt werden kann. Hier dürfte die Natronausfuhr überwiegen, wengleich ja nicht in zu bedeutender Menge, weil hier auch die Plagioklase von Anfang an basischer sind.

Alles in allem ergibt unsere Betrachtung wichtige Aufschlüsse über das Verhalten von granito-dioritischen Magmen in der obersten Tiefenzone.

### 7. Zur Frage „alter Gneise“ im Wildstellenmassiv.

Schwinner kam auf Grund der geologischen Begehungen zur Ansicht, daß „alte Gneise“ im genannten Massiv vorhanden seien, in welchen die jüngere Intrusionsreihe drinnen stecke. Er meint dazu, daß diese, im ganzen recht einförmigen alten Gneise sich zu den jungen Intrusionen so verhalten, wie die „alten Intrusivgneise“ zu den „Zentralgneisen“ Beckes.

Chemisch sollten sie sich durch durchschnittlich höheren Quarzgehalt und das Zurücktreten basischer Typen auszeichnen. Den Zentralgneisen sollen sie ansonst näher stehen wie den Tonaliten.

Wir haben nun an der Hand der Analysen festgestellt, daß unsere Schladminger, trotzdem sie im Kleide der Zentralgneise, dem Zonencharakter nach, erscheinen, doch mehr den Tonaliten entsprechen.

Wie heben sich nun die „alten“ Wildstellengneise von ihnen ab? Das mir von Schwinner gütig zur Verfügung gestellte Handstück hat ausgesprochen Flasergneistextur. Bei ziemlich grobem Korn und grangelber Gesamtfarbe bemerkt man freien Auges reichlich blänlichen Quarz, schwarze Flasern von Meroxen, und eine gelbliche Masse stark verglimmerter Plagioklase, deren Spaltflächen jedoch häufig schön spiegeln und die Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz haartein zeigen.

Der Dünnschliff zeigt: Reichliches verzahntes Quarzgewebe; große, häufig zerbrochene Oligoklase bis Albite mit einschlußfreier Rinde und mit Kernen, die von Klinozoisit, Muskowit und Quarz völlig erfüllt sind; kleine Mengen von scharf gegittertem Mikroklin, nicht perthitisch und ohne Myrmeckit. An einer Schliffstelle ist Plagioklas deutlich isomorph gegen ihn, an einer anderen liegt er im Quarzmosaik, nicht isomorph. Der zahlreiche Meroxen erscheint hellbraun und ist meist arg zerissen. Auffallend sind große, blaßgrüne Epidote, meist in Gesellschaft von Meroxen, einzelne größere Karbonatkörner. Pleochroitische Höfe um Zirkon in Meroxen sind leider nicht zu sehen. Almandin in blaßrosa Dodekaedern häufig.

Diese Züge machen es allerdings möglich, das Gestein als einen metamorphosierten Granodiorit aus der zweiten Zone (analog Gleinalmgranodiorit) anzusehen, der heutige Zentralgneishabitus wäre jüngerer Prägung.

Nähere Arbeiten darüber sind noch ausständig. Die Anhaltspunkte für die Sonderstellung sind also: Große Epidote, verhältnismäßig große und zahlreiche Almandine, Oligoklas, Mikroklin, viel Quarz.

### 8. Bauleiteck-Ableger.

Notiz. In welcher genetischen Beziehung das saure Intrusivgestein des Bauleiteck zu den Schladmingern steht, ist noch nicht klar.

Handstücke, die ich durch die Güte Schwingers zu sehen bekam, zeigen bei grobem Korn richtige Gneistextur. Sie sind sehr hellfärbig, enthalten wenig Meroxen, der Feldspat ist Plagioklas, Quarz tritt zurück. Man möchte an aplitische Randfazies denken, es ist jedoch eine ganz bedeutende Masse, welche einheitlich aus diesem hellen Granodiorit aufgebaut ist.

### 9. Typische Augengneise

sind selten. Ein Handstück von Rupprechteck zeigt wenige, große Albitaugen in einem lagig, aus grünen Gemengteilen, Plagioklas und Quarz aufgebauten Grundgewebe. Andere Vorkommen: Grafenegg, Etrachsee.

Wir haben also im Anschluß an die Intrusiva der Schladminger Tauern durchaus nicht jene so markante Augengneisentwicklung wie nun die zweitstufige Gleinalm-Intrusion zum Beispiel.

So wie anderwärts, hat man die Augengneise dieses Gebietes auch als Porphyrgneise bezeichnet. Diese Benennung wollen wir nicht gebrauchen. Sie wäre mit Recht nur anzuwenden auf primär-porphyrische Gesteine. Das sind aber diese Augengneise nicht, vielmehr sind sie gefeldspatete Schiefer oder gefeldspatete Orthogesteine.

Auffallend ist der Mangel an typischen Pegmatiten. Solche kommen erst im Hohenwart- und Brettsteingebiet angesichts der Seckau-Bösensteiner Intrusiva wieder reichlich zum Vorschein.

### § 31. Saure Intrusiva im oberen Murgebiet.

Dioritgneismylonit (Heritsch) vom Paalgraben. Grobkörnig, massig bis schwachschiefbrig, ziemlich dunkel. Gemengteile: Quarz, gefüllte saure Plagioklase, Biotit, Epidot manchmal mit Orthitkernen, Scheiter-Muskowit.

Die petrographische Verwandtschaft ist fraglich. Das Gestein gehört in die Gruppe der Quarzglimmerdiorite oder der Granodiorite, die dichte Klinozoisitfüllung spricht für einen ursprünglich basischen Plagioklas.

Nach Heritsch ist dieses Gestein zuerst parakristallin durchbewegt worden und hernach noch einmal einer Kataklyse verfallen.

Im Dünnschliff macht sich besonders durch die Einstellung der Glimmer ein „s“ deutlich bemerkbar. (Lagenquarz, Glimmer-Epidotflatschen.)

Mikroklingranitgneis von Turrach. Dieses Gestein ist möglicherweise ein Orthoaugengneis. In einem Grundgewebe aus Quarz und gefüllten Plagioklasen, sowie Scheitern von Muskowit, alles annähernd lagenförmig, gibt es Mikroklinporphyroblasten, welche Körner von Plagioklas einschließen. Muskowit ist am Hauptbruch reichlich zu sehen. Von geringer Bedeutung: Chloritfitter, Epidot, Erz.

Granodioritgneise von Katschgraben, Rauchenkatsch, Rennweg. Diese Vorkommen zeichnen sich alle durch gefüllte Plagioklasse aus.

Mikroklingranite vom Preber (Aufstieg Urban-Grazerhütte, Preber Südkamm), zum Teil massige, zum Teil schiefrige, mittelkörnige Gesteine mit rötlichem Feldspat, sehr heller Farbe, wenig oder keine dunklen Gemengteile.

Gemengteile: Quarz, Mikroklinmikroperthit, Plagioklas gefüllt oder ungefüllt, Schachbrettalbit, etwas Chlorit, Biotit, Erz.

Gelegentlich werden die Formen ziemlich grobkörnig, die Mikrokline porphyrisch. (?)

Diese Gesteine scheinen mit dem Mürztaler Typus verwandt zu sein.

## § 32. Der Koralpenkern.

### I. Tiefengesteine.

Den eigentlichen Koralpenkern, das heißt jenen sauren Intrusivkörper, welcher, vermutlich selbst in der dritten Tiefenzone kristallisierend, unter den Eklogiten usw. dieses Gebirges steckt, kennen wir bisher nicht.

Die kleinen, granodioritischen Körper der Hochseealpe, ferner zwischen Pack und Unterrohrbach, sowie zwischen Pack und Hirschegger-Alpe gehören petrographisch zum Gleinalm-Granodiorit. Wie stets, wenn solche Linsen zwischen Tonschieferabkömmlingen oder Verwandten stecken, enthalten sie ziemliche Mengen Almandin (3·9—10·1%), die Packer Vorkommen 8·6—12·5% Muskowit, 17·9—24·1% Meroksen, in einem Vorkommen ist ein Teil davon durch Hornblende (12·7%) ersetzt. Klinozoisit-Epidot ist unbedeutend, der Feldspat ist inverser Oligoklas, er überragt an

Menge den Quarz, Kalifeldspat fehlt. Die Gesteine sind präkristallin durchbewegte, echte Gneise. (Granodioritgneis.)

Es wird nun noch zu verfolgen sein, welche Beziehung die saure Intrusivmasse des Bachergebirges zur Koralpe besitzt. Eine neuerliche Untersuchung über diese granito-dioritischen Gesteine soll hier aber nicht gebracht werden, da diese Gesteine nicht in die Landesgrenze fallen.

## 2. Gangfolge. — Koralpenpegmatite.

Über die zahlreichen schönen Pegmatite dieses weiten Gebietes liegen noch keine abschließenden Arbeiten vor. Gegenüber der Glein- und Stubalpe fällt es auf, daß hier vielfach keine Kataklyse bemerkbar ist, so daß eine ganze Reihe dieser Pegmatite prächtige, große Muskowite, darunter technisch sehr wertvolles Material, führt.

Von den Pegmatitmineralien habe ich beobachtet: Quarz, Oligoklas—Albit, Muskowit, Biotit, Beryll, Apatit, Turmalin. Wie viel Verbreitung Orthoklas-Mikroclin haben, ist fraglich. Im südlichen Teile, bei Deutsch-Landsberg, kommen prächtige Granatpegmatite vor. Sie enthalten Augen, Knoten und Schnüre von milchweißem Mikroclin-Mikroperthit in einem kataklastisch-schiefrigen Gewebe aus Quarz und porzellanweißem sauren Plagioklas, himbeerrotem bis nußgroßem Granat und äußerst wenig Glimmer. (Granat siehe Tabelle Nr. 12.) Ferner gibt es dort turmalinaplitartige Formen. Diese sind ziemlich feinkörnig und weisen Quarz, sauren Plagioklas, Schörl in gleichmäßiger Mischung auf.

Zwischen Deutschlandsberg und Stainz treten auch Turmalinpegmatite auf, deren Gemengteile Quarz und saurer Plagioklas striemig ausgezogen erscheinen, die zahlreichen Schörl-Individuen sind in s (Sanders) eingestellt, Muskowit ist feinschuppig zerrieben. (Schörl und Feldspat siehe Tabelle Nr. 12.)

Zirmerleiten: Turmalinpegmatit mit Schörl von 16×6 cm. Herzogberg bei Modriach: Pegmatite und Quarzgänge mit Rutil von mehreren Zentimetern Größe, Granat, Apatit.

Anhang zum Koralpenkern. Intrusiva in den Seetaler Alpen.

Hier werden „Granitgneise“ und Pegmatite genannt. Beide als Einlagerungen in Paragneise, die zum Teil den Grössinggneisen, zum Teil den Koralpen-Paragneisen (Hirschegger Gneis usw.) entsprechen.

Demnach ist hier noch ein Feld offen für petrographische Betätigung. Gehören die Pegmatite (die übrigens zu Pegmatitgneisen geworden, das heißt schiefrige Textur angenommen haben) als Gefolge zu den „Granitgneisen“? Gehören die „Granitgneise“ zum Gleinalmtypus oder zum Ammeringtypus?

Tabelle 12. Mineralien aus mittelsteirischen Pegmatiten.

Analysen F. Machatschki.

	1. Albit Radegund	2. Feldspat Sauerbrunngr.	3. Mikroclin- Mikroperthit Scherzberg
Si O <sub>2</sub>	67·88	70·22	66·68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19·03	18·50	18·58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·65	—	—
Ca O	0·57	1·09	0·63
Na <sub>2</sub> O	10·15	6·36	2·22
K <sub>2</sub> O	1·42	3·46	11·78
Glühverl.	0·53	0·51	0·40
	100·23	100·14	100·29
Sp. Gew.	2·63	—	—
	1. Turmalin Radegund	2. Turmalin Sauerbrunngr.	3. Turmalin Scherzberg
Si O <sub>2</sub>	35·71	35·10	35·31
Ti O <sub>2</sub>	—	—	0·39
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10·43	10·15	10·22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29·75	32·38	31·61
Fe O	13·88	11·14	11·14
Mn O	0·91	—	0·84
Mg O	2·36	4·58	2·47
Ca O	—	1·00	1·67
Na <sub>2</sub> O	2·72	2·09	2·50
K <sub>2</sub> O	0·89	0·50	0·89
H <sub>2</sub> O	3·70	3·62	3·49
	100·35	100·56	100·53
Sp. Gew.	3·175	3·208	3·164
Granat, Deutsch-Landsberg			
Si O <sub>2</sub>	37·16	4·18	73·3 Mol. % Almandin 12·2 Mol. % Pyrop 11·7 Mol. % Spessartin 2·8 Mol. % Grossular
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20·42	2·08	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·90	} 6·40	
Fe O	32·32		
Mn O	5·08	—	
Mg O	2·98	0·50	
Ca O	0·98	0·47	
	99·84	13·63	
Sp. Gew.	4·127		

Von einem Granit aus dritter Tiefenzone scheint auch hier keine Spur zu sein, so wenig wie auf der Koralpe. Dagegen

erscheint südlich vom Zirbitzkogel eine Diaphthoreszone, die ahnen läßt, daß sich unter den „Granitgneisen“ des Zirbitz, scharfen Eck, Kreiskogel usw. intrusive Gesteine vom Charakter des Ammering-Granodiorites finden. Möglicherweise sind auch Intrusiva vom Gleinalmtypus hier verzettelt, analog wie im Kor-alpen- und Stubalpengebiete.

Zu diesen Pegmatiten scheint auch der Turmalinpegmatit aus dem Feßnachgraben bei Scheifling zu gehören. Nähere Angaben über den Mineralbestand der Pegmatite stehen noch aus.

### § 33. Bemerkungen zu Tabelle Nr. 11. Mineralien mittelsteirischer Pegmatite.

#### 1. Turmalin-Albitpegmatit von Radegund. (Gegen das Schöckelkreuz.)

Der Turmalin ist ein gewöhnlicher Schörl.  $B_2O_3$  wurde hier wie auch bei den übrigen zweien berechnet auf Grund des  $SiO_2$ -Gehaltes, nicht direkt bestimmt. — Der Feldspat dieses Pegmatites enthält folgende Komponenten: 89·1 Mol. % Albit, 8·2 Mol. % Orthoklas, 2·7 Mol. % Anorthit, ist demnach als Albit zu bezeichnen.

Da diese Pegmatittypen auch im Glein- und Stubalpengebiet auftreten, darf man dort ähnlich zusammengesetzte Plagioklase und Turmaline erwarten. Es scheint, daß bei Metamorphosen in die erste Tiefenzone hinein der Orthoklas Anlaß zur Glimmerbildung (Einschlüsse) in den Plagioklasen wird.

#### 2. Turmalinpegmatit aus dem Sauerbrunngraben bei Stainz.

Der Schörl dieses Pegmatites durch den höheren Mg-Gehalt sowie Eintritt von Ca, sonst nicht wesentlich. Dagegen ist der Feldspat ein anderer: Die Komponenten sind 74 Mol. % Albit, 20 Mol. % Orthoklas, 6 Mol. % Anorthit! Die Pegmatite dieses Fundortes sind optisch noch nicht so weit untersucht, daß man näheres über diesen Feldspat aussagen könnte.

#### 3. Turmalin-Pegmatit vom Scherzberg, Stubalpe.

Die schönen, großen, milchigen Augenfeldspäte des Gesteins sind Mikroklin-Mikroperthit mit orientierten Muskowiteinschlüssen. Die Berechnung der Analyse zeigt folgendes: Vor der Entmischung bestand dieser Kalifeldspat aus 76·6% Orthoklas, 20·4% Albit, 3% Anorthit. — Nach der Entmischung: Ein Albitoligoklas mit 13·2% An, flauer Mikroklin und Muskowit. In Molekularprozenten daher: 67·1 Mikroklin, 6·4 Muskowit als Einschluß, 26·5% Albitoligoklas. Es besteht somit ursprünglich eine sehr bedeutende Aufnahmefähigkeit von Orthoklas gegenüber Albit, beziehungsweise Albitoligoklas. — Der Turmalin dieses Gesteins ist braun, seiner Zusammensetzung nach ebenfalls

Schörl. Der Grund des Farbenunterschiedes nicht aus der Analyse ersichtlich. Es wäre indes eine wichtige Aufgabe, diesen Farbenunterschieden nachzugehen, da ihm regionale Bedeutung zukommen kann.

#### 4. Granatpegmatit von Deutschlandsberg.

(Holzbahn gegen Freiland.)

Aus diesem mit prächtigen Mikroklin-Augen ausgestatteten Gestein wurde der Granat analysiert. Er fällt im Handstück durch seine prachtvolle rote Farbe auf, die einer vollreifen Himbeere vergleichbar ist. Verblüffend ist die Löslichkeit in Essigsäure! Seiner Zusammensetzung nach ist er als Almandin zu bezeichnen. Der relativ hohe Gehalt an Spessartin-Silikat ist eine Besonderheit.

Bezüglich der Pegmatite wären Bauschanalysen, sowie Analysen der Feldspäte, der Glimmer und wohl auch noch einiger Turmaline sehr erwünscht.

### § 34. Der Wechselkern.

Die Hauptintrusivkörper finden wir außerhalb der Landesgrenzen. (Kirchbergergranit, Granit vom Krainerbauer usw.) Da aber aplitische Ableger dieses Gesteinskörpers im Steirischen vorkommen, ist es angezeigt, ihn doch zu charakterisieren.

#### Albit-Mikroklingranit.

Von Unter-Aspang, Windhof-Kehrtunnel.

Quarzarme helle, richtungsloskörnige Massengesteine. Der Dünnschliff zeigt: Albit mit reinem Rand und Klinozoisit-Epidot-Füllung. Quarz mit und ohne Flüssigkeitseinschlüssen, Mikroklin-mikroperthit, Biotit mit Sagenittgittern, vielfach ersetzt durch Pennin, hin und wieder Epidotsäume um Biotit, Titanit, Apatit.

Albit herrscht vor, die dunklen Gemengteile treten sehr zurück. Struktur unverdeckt eugranitisch, die Plagioklase sind sehr schön idiomorph gegen Quarz und Mikroklin. Auf Klüften Albit, Serizit, Chlorit.

Das erinnert alles sehr an die Schladminger, nur der Mikroklin stellt eine Abweichung vor. Wir haben einen Granit erster Tiefenzone vor uns.

Vergleiche Analyse Tabelle Nr. 13, Krainerbauer!

Zu diesem Gestein stehen „grobporphyrische Formen“ (mit Einsprenglingsfeldspäten) in enger Beziehung. Darunter scheinen echte Orthoaugengneise zu sein, in welchen das schiefrige Grundgewebe große Mikroklin-Augen umschließt.

Ferner gehören zu diesem Intrusivkörper Aplite, zum Beispiel

### Turmalin - Aplit

(Muster Krainerbauer bei Unter-Aspang).

Sein blastrogranitisches Gewebe baut sich auf aus: Albit, Quarz, einigen Mikroklin-Mikroperthit-Augen, Turmalin (c farblos, a gelbbraun), etwas Epidot, Ilmenit-Leukoxen, Granat, Apatit.

### Aplitischer Orthogneis (-Granitaplit).

Haselgraben bei Friedberg.

Ein grobbankiges, helles Gestein mit wenig glimmerigen Gemengteilen, welche Flasern in s bilden. Struktur blastrogranitisch, das heißt eine durch unreine Pflasterstruktur überwucherte alte Granitstruktur. Dieses Gestein fasse ich im Sinne der Erörterungen betreffend Kristallisation von Intrusiva im Bereich der ersten Tiefenzone als ein primäres auf, ebenso wie den Kirchnerer Granit. Stellenweise enthält dieser Aplit Kiessonnen. Gemengteile wie oben, Epidot und Muskowit als spärliche Füllung der Albite, etwas Meroxen.

Endlich seien die Albitpegmatite erwähnt, welche Knauern und Linsen in den Schiefen der Wechselserie bilden. Sie bestehen aus grobspätigem Albit, Quarz, etwas Chlorit, gelegentlich auch Nestern von Schörl.

## § 37. Überblick über die steirischen sauren Intrusivmassen.

Die sauren Intrusiva des steirischen Kristallins lassen drei Entwicklungen deutlich unterscheiden:

1. Gleinalpen-Typus. Kristallisation in der zweiten Tiefenzone. Kern: Granodiorit bis Quarzdiorit. Gangfolge: Granodioritische Pegmatite und Aplit, Dioritporphyr. Restlösungsprodukte: Quarzgänge, Augengneise usw. Untergeordnet: Mikroklingranit. Saures Gangfolge mächtig entwickelt, starke Auswanderung von Alkalien, besonders Kali und von Kieselsäure. Basisches Gangfolge fehlt.

2. Bösenstein-Typus. Kristallisation in der zweiten Tiefenstufe. Kern: Mikroklingranite bis „Granodiorite“. Gangfolge schwach entwickelt und noch größtenteils unbekannt. Restlösungsfrage nicht ganz geklärt, doch sind Augengneise mit Kali und Natroneinwanderung bereits bekannt.

3. Schladminger Typus. Kristallisation in der ersten Tiefenstufe. Entwicklung vom Granodiorit bis zum Diorit. Reiche Entwicklung aplitischer Fazies. Gangfolge nahezu fehlend. Daten über Abwanderung von Alkalien noch ausständig, doch sehen wir in der Entwicklung von Schiefergneisen und in der Entstehung von Glimmerschiefern usw. aus tonigem Material mehrfach Anzeichen davon.

Von diesen drei Typen ist der Gleinalmtypus der älteste, es folgt ihm nach kurzem Zeitraum der Bösensteintypus und erst bedeutend später der Schladminger Typus.

Da diese Intrusionen Begleiterscheinungen bedeutender Gebirgsbildungen sind, lassen sich im steirischen Kristallin nach ihnen große Bezirke einheitlicher Gebirgsaufrichtung trennen.

Es ist sehr bedauerlich, daß die Intrusivmasse der Korralpe, die nach der Hülle zu urteilen, eine Kristallisation dritter Tiefenzone darstellt, nicht bekannt ist. Dadurch können wir unseren Rahmen nur unvollkommen aufbauen und erhalten folgendes Bild.

Im südlichsten Teil der steirischen Alpen, das ist das Korralpengebiet bis zur Stubalpe und bis Hirschegg beiläufig, sowie in den Seetaler Alpen die älteste Intrusion in dritter Tiefenzone. Streichen etwa W-O. Dazu gehören auch Inseln an der Ostgrenze des Wechselgebietes.

Nördlich anschließend die nächstjüngere Gleinalpen-Intrusion in zweiter Stufe. Sie tritt hervor im Zuge Stubalpe—Gleinalpe—Hochalpe—Radegunder Gneisinsel, ferner im Gebiete zwischen Mürz, Mur und Aflenzer Becken (Floning—Troiseckzug). Ableger im Korralpengebiet und in den Seetaler Alpen.

Unmittelbar anschließend die Intrusion zweiter Stufe im Bösenstein, Seckauermasse, Mittagskogel bei Bruck, Mürztal und bei Birkfeld, Rabenwald, Kulm, endlich auch im Prebergebiet. Es sind also mehrere inselartig auftretende, abermals nach Norden vorgerückte Intrusionen am Aufbau einer sehr ausgebreiteten Zone beteiligt.

Endlich abermals nach Norden vorgerückt die Intrusion der Schladminger Massen und des Hochwechsel in erster Tiefenzone. Die jüngste von allen, ebenfalls inselartig auftretend. Und zur Reihe dieser Intrusionen gehört auch der Ammering-Granodiorit, der einen auffallend nach Süden verlagerten inselartigen Kristallisationshof besitzt.

Es wird unsere nächste Aufgabe sein, die genaueren Daten über die Verbreitung dieser Typen festzustellen.

Einstweilen ist zu erkennen, daß die unterschiedlichen Typen sich nicht gegenseitig durchdringen, das heißt daß eine jüngere Intrusion nicht dort hervorbricht, wo bereits eine ältere Intrusion festsetzt.

Der Grund liegt wahrscheinlich darin, daß eine Intrusivmasse nicht so leicht tektonisch zerlegbar ist, wie ein Schiefer- oder ein Sedimentkomplex.

Um die Intrusivmassen herum liegen „Kristallisationshöfe“, die sich in den Hüllen zu erkennen geben. Unter solchen Umständen, wie sie sich aus den Darlegungen über die Intrusiva ergeben, ist zu erwarten, daß jüngere Kristallisationshöfe über

ältere übergreifen, daß also Diaphthorese in den Höfen eine sehr ausgedehnte Rolle spielen muß, was für die Systematik der Sedimentabkömmlinge jedenfalls große Bedeutung haben muß und die übersichtliche Behandlung derselben sehr erschwert.

### § 38. Zur Nomenklatur.

Als Granit bezeichnet die Petrographie wesentlich Gesteine mit Quarz, Orthoklas, Biotit und wechselnden Mengen von Albit bis Oligoklas. Als Granodiorit bezeichnen wir unsere Kombination Quarz, Oligoklas, Biotit mit eventuellen kleinen Mengen Orthoklas. — Als Diorit wurde die Kombination Oligoklas—Andesin mit Hornblende benannt. Die bestimmende Kombination ist also immer jene des fertigen Kristallisationsproduktes. Die Nomenklatur nimmt keine Rücksicht darauf, was etwa hätte werden können. Gleichzeitig ist aber in dieser Nomenklatur der Stufencharakter ausgesprochen, da ja typomorphe Mineralien im bestimmenden Mineralbestand enthalten sind, und gleichzeitig auch der chemische Charakter. (Verschwinden von Quarz—Abnahme von  $\text{SiO}_2$ , Verschwinden von Orthoklas—Abnahme von  $\text{K}_2\text{O}$ . Basischerwerden der Feldspäte und Zunahme der Hornblende: Zunahme von  $\text{CaO}$ !)

Andererseits ist bereits der Mikroklingranit als Besonderheit erkannt werden. Dies wird am besten nun wohl in einem Schema übersichtlich darzustellen sein, wobei wir uns vor Augen halten müssen, daß die Natur uns, wie bereits im allgemeinen Teil erörtert, eine Fülle von gemischten, nicht rein typomorphen Mineralbeständen darbietet. Das Gerippe werden aber typomorphe Bestände bilden müssen. Vgl. Tab. 13.

### § 39. Steirische Ergußgesteine. Allgemeines.

1. Werdegang. Die Kristallisation des Magmas beginnt auch hier wie bei den Tiefengesteinen nach den Regeln der Ausscheidungsfolge und unter Temperatur-Druckbedingungen, welche jenen der verschiedenen Tiefenstufen entsprechen, also in irgend einem Niveau in der Erdkruste. Die beschriebene Kristallisationsperiode heißt intratellurische Periode. Vor dem Ende des Kristallisationsablaufes jedoch erfolgt nunmehr eine einschneidende Veränderung, der Kristallbrei, der sich während der intratellurischen Periode entwickelt hat, gelangt durch den Effusionsakt (Erguß) an die Erdoberfläche und damit ändern sich sprunghaft die Kristallisationsbedingungen: Der Druck sinkt auf jenen einer Atmosphäre, die Temperatur geht rasch herunter, das Entweichen von Gasen und Dämpfen verändert die Konzentrationsverhältnisse im noch flüssigen Magmarest. Das ist die Effusionsperiode.



Da eine Anzahl von intratellurisch ausgeschiedenen Mineralien nunmehr instabil geworden sind, tritt zumindest randlich Resorption (Aufzehrung) derselben ein. Sie kann als Corrosion bezeichnet werden, wenn der Magmarest dabei chemisch angreift. (Resorbierte Hornblenden, korrodierte Quarze.)

2. Struktur. Die typische Struktur der Ergußgesteine ist die porphyrische. Man nennt die intratellurisch gebildeten, streng idiomorphen Ausscheidungen Einsprenglinge, die kleinen, hypidiomorphen Kristallmassen der effusiven Periode Grundmasse. An Stelle der kristallinen Grundmasse tritt oft teilweise oder zur Gänze infolge rascher Abkühlung Glas.

3. Die Plagioklase zeigen in schönster Ausbildung normale Zonarstruktur. Die basischen Kerne dieser Kristalle wachsen vielfach sehr rasch, so daß sie massenhaft Lagunen von flüssigem Magma einschließen, welche dann in der Effusionsperiode glasig erstarren.

4. Chemische Entwicklung. Siehe Tabelle 14, welche die Hauptglieder der pazifischen und atlantischen Reihe unter den Ergußgesteinen wiedergibt. Es ist sehr bemerkenswert, daß auch unter unseren Ergußgesteinen jener eigenartige Wechsel eintritt, den wir schon bei den Tiefengesteinen festgestellt haben. Im geschlossenen Gebiet entwickeln sich die Pazifiker vom Quarztrachyt bis einschließlich zum Andesit. (Doch fehlen in Gleichenberg die Dazite.)— Die zugehörigen Basalte (Weitendorf, Neuhaus) entwickeln sich spärlich und räumlich, wahrscheinlich auch zeitlich von ihnen getrennt! — Dafür läßt die atlantische Reihe, die die pazifische ablöst, die sauren Glieder vermissen.

Noch einer Eigentümlichkeit muß gedacht werden: Die zu entsprechenden Tiefengesteinen gehörigen Ergüsse (zum Beispiel Quarzporphyr: Granit) sind unverkennbar reicher an  $\text{SiO}_2$  und Alkalien als die Erstgenannten, und ärmer an den Oxyden der dunklen Gemengteile sowie an Kalk. Das beleuchtet in eigenartiger Weise das Verhalten der Intrusiva: Diese nämlich spalten Quarz und Alkalien ab. Der Ausdruck hievon sind die Aplite und Pegmatite, die Restlösungen, die Feldspatung der Schiefer.

Anscheinend herrscht diese Beziehung abermals bloß für die sauren Teile der Hauptreihen Pazifisch-Atlantisch. Hier entspricht also in gewissem Sinne der Grundmasse der Ergüsse das saure Ganggefüge der Intrusiva!

5. Inhalt des Abschnittes: „Steirische Ergußgesteine.“ Schon bei den Intrusivgesteinen haben wir die Gneise (=Orthogneise) als Abkömmlinge der betreffenden beschriebenen Massengesteine in die Betrachtung miteinbezogen, um die Zusammenhänge nicht auseinanderzureißen. Aus einem ähnlichen Grund werden auch die metamorphen Effusiva der Steiermark an dieser Stelle behandelt. Ihre Metamorphose ist

häufig einem lockeren Schleier vergleichbar, durch welchen hindurch die Züge des Effusivs noch deutlich sichtbar sind, obendrein findet man alle Übergänge vom nahezu unveränderten Effusiv bis zum völlig metamorphen Schiefer, so daß auch da vom streng systematischen Standpunkt aus Zusammengehöriges verzettelt werden müßte.

## § 40. Das oststeirische Vulkangebiet.

### I. Übersicht und Probleme.

Als geographisches Zentrum der vulkanischen Tätigkeit erscheint der Kurort Gleichenberg. Im weiten Bogen um diesen Mittelpunkt spielten sich die Ereignisse ab, und wir sind genötigt, selbst die Gegend von Weitendorf bei Wildon in den Kreis der Betrachtung zu ziehen.

Wir können deutlich folgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

1. Die Gleichenberger Masse: Quarztrachyt bis Andesit.
2. Feldspatbasalte: Neuhaus, Wildon.
3. Die Massen des Hochstraden bis Klöch und die auf zwei Bögen angeordneten Massen zwischen Neuhaus, Güssing, Feldbach, Gnas: Magmabasalte, Nephelinit, Nephelinbasanit.
4. Die Olivinbomben von Kapfenstein bis Fehring.

Diese vier Gesteinsgruppen sollen nun einzeln erörtert und ihre Beziehungen zueinander klar gelegt werden.

Zeitliche Beziehungen: Die ersten Ausbrüche sind älter wie das Sarmatische, vielleicht sogar älter wie die mittelmiozänen Grundenerschichten. (!) Nachher folgte eine Ruheperiode, in welcher die Hauptmasse des Pontischen mit den Belvedereschottern abgelagert wurden. Dann setzte abermals eine vulkanische Phase ein, deren Ergüsse und Auswürfe längs Brüchen auftreten, die das Gebiet netzartig, beziehungsweise bogenförmig zerschneiden. Diese beiden Hauptperioden vulkanischer Tätigkeit unterscheiden sich in mehrfacher Weise, besonders durch die Form der Vulkanbauten, in stofflicher Hinsicht und damit natürlich auch in Bezug auf die Mineralassoziation. Die vorsarmatischen Ausbrüche bauten zum Teil sehr mächtige Ströme aus zäher, wasserarmer Lava auf, daher besteht auch Mangel an Tuffen und Auswürflingen. Der „Brockentuff“ am Südausgang der Gleichenberger Klause ist nämlich auch kein vulkanisches Zerstäubungsprodukt, sondern eine verkittete Schuttmasse. Die Lava entwickelte pazifische Gesteine, als deren ältestes der Quarztrachyt vom Schaufelgraben zu nennen ist, um welche sich trachytische, zuletzt andesitische Gesteine gruppierten. (Siehe Kärtchen.) Einschlüsse in den jüngeren pontischen Laven zeigen, daß diese Masse viel weiter ausgebreitet war, als es heute den Anschein hat. Vergl. Fig. 9, 22, 24—27.

Tabelle 14. Ergußgesteine.

Pazifische Reihe.

	Sanidin Albit	Oligoklas	Andesin	Labradorit	Feldspatfrei
+ Quarz	Quarzporphyr Quarztrachyt Liparit	Dazite		Diabas Melaphyr Basalt	Angitite Hornblendite z. T.
0 Quarz	Porphyr Trachyt	Andesite		Olivindiabas Olivinbasalt	Pikrite

Atlantische Reihe.

	Sanidin				Feldspatfrei
	Albit	Oligoklas	Andesin	Labradorit	
+ Quarz	Quarz- keratophyr Comendite Pantellerite	Trachyandesite		Trachy- dolerit	Limburgit Augitit
0 Quarz	Keratophyr Rhomben- porphyr Phonolithoide Trachyte	Drachenfels- typ Ponzatyp	Trachy- andesite		Alkali pikrite?
— Quarz (Si O <sub>2</sub> De- fizit)	Phonolith Leuzit- phonolith Leuzitophyr		Tephrit	Basanit	
	Nephelin		Leuzittephrit	Leuzit- basanit	
	Leuzit				
	Leuzitit Nephelinit			Leuzitbasalt, Nephelin- basalt, Melilithbasalt	

Als chemische Fortsetzung wären nur Basalte pazifischer Natur zu erwarten. Falls diese Fortsetzung in den Plagioklasbasalten von Neuhaus und Weitendorf zu sehen ist, so muß es uns in Erstaunen setzen, daß diese Basalte so weit abliegen von der saureren Reihe, ja vielleicht auch zeitlich von ihr getrennt sind. Kurzum wir können hier ebenso wie bei den Intrusivkernen der Steiermark die Beobachtung machen, daß örtlich die Magmenentwicklung, beginnend schon mit dem

sauersten Glied, bereits mit Andesit abschließt, das entspricht genau der Entwicklung Granit-Diorit der Intrusiva.

Die pontischen, das heißt jüngeren Laven zeichneten sich durch Dünflüssigkeit und teilweise besonders bedeutenden Wasserreichtum aus. Das Zentrum erscheint gegenüber der Gleichenberger Masse nach S verschoben, in die Gegend Stradnerkogel-Seindl. Dieses Zentrum ist umgeben von zwei Bögen, auf welchen rein explosiv tätige Essen die größere Rolle spielen. Der innere Bogen: Gnas — Fehring — Kapfenstein — Neuhaus; der äußere: Feldbach N — Fürstenfeld — Güssing. Einige Essen liegen zwischen den Bögen. — Am Hochstraden sehen wir einen Tuff erfüllten Schlot, und über pontischen und sarmatischen Schichten, Reste einer ausgedehnten Lavadecke. Am Rosenberg dasselbe, die Decken zerschnitten durch jüngere Störungen. Bei Risola kommt Lava aus einer Spalte. Im Gebiet von Klöch sieht man im Seindl einen Explosivkrater, den die vom Kindberg geförderte Lava ausgefüllt hat. Dem Lavaerguß folgte anscheinend Förderung von Schlackentuffen, die heute diese Esse erfüllen. Durch die „Zeugen“, das heißt Abtragungsreste wird erwiesen, daß die Ergüsse dieser Laven sich bis in die Murebene erstreckt haben. Die Abhängigkeit der Ausbrüche von den Brüchen ist klar ersichtlich. Auch die Sauerbrunnen (Brodelsulz usw.) liegen auf denselben. Die Magmentwicklung bringt basische Atlantiker. Wir verweisen auch hier auf eine merkwürdige Parallele. So wie die Intrusiva geschlossen vom granitischen bis dioritischen pazifischen Typus auftreten, während die basische Endentwicklung fehlt, dafür aber eine Entwicklung bloß basischer (gabbroider bis peridotitischer Glieder) getrennt und wieder in sich geschlossen auftritt, wobei allerdings noch nicht ganz sicher gesagt werden kann, ob diese Entwicklung atlantisch ist, so schließt auch hier die saure pazifische Entwicklung mit Andesit und im Anschluß erscheinen geschlossen nur basische Atlantiker.

Die „ordre habituel“. Nach Michel Lévy ist die normale Folge für magmatische Bezirke: sauer-basisch. Brögger ist für das Gegenteil. Bezüglich der Gleichenberger Pazifiker stimmt die „ordre habituel“ Michel Lévy's. Die noch basischeren pontischen Atlantiker darf man nicht miteinbeziehen. Innerhalb derselben besteht übrigens dieselbe Folge sauer-basisch, aber nicht vom denkbar sauersten Quarzkeratophyr beziehungsweise atlantischer Quarztrachyt an, sondern erst von einem an und für sich schon sehr basischen Gliede an. (Nephelinit.)

## 2. Die Gleichenberger Pazifiker.

Quarztrachyt (= Liparit Sigmund).

Schaufelgraben bei Gleichenberg.

Handstücke sehr hell, fast weiß, rauh. Ausgezeichnet porphy-

risch, Einsprenglinge reichlich, Grundmasse fädig bis schwammig-teigig.

Einsprenglinge: Quarz, blaßrosa Doppelpyramiden bis zu Erbsengröße mit Resorptionsschläuchen. Sanidin, gelblich, glasig, mit Spaltung und Kristallflächen-Entwicklung nach  $M = 010$ ,  $P = 001$ . und  $\bar{1}5,0,2 \doteq \bar{7}01$ , das ist die „Murchisonit“-Spaltung. Breite Leisten oder Tafeln bis zu Bohnengröße. Plagioklas: weiß, Größe wie bei Sanidin, Zonenbau mit freiem Auge sichtbar, Hülle Oligoklas-Andesin mit etwa 31% An, Kern Andesin (37% An). Biotit: Schwarze Tafeln. Durchmesser 1—1.5 mm, b = tietbraun, c = bräunlichgelb. Häufig zu Erzschleiern korrodiert.

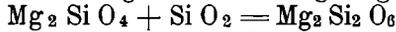
Grundmasse: Kristalliner Anteil mit Quarz, Sanidin, basischer Oligoklas, Biotit, sowie Apatit, Zirkon, mit Ausnahme der idiomorphen beiden Letzten sind die übrigen allotriomorph. Pseudosphärolitischer Anteil: Kugeln von  $\frac{1}{4}$ —1 mm Durchmesser. Diese Pseudosphärolite bestehen aus winzigen Fasern und Stäbchen von Quarz und Feldspat, radial angeordnet. Manchmal Lithophysenbildung, das heißt Abheben konzentrischer Kugelschalen durch feine Sprünge. Echte Sphärolite zeigen zwischen + Nikols im Mikroskop (|| Licht) ein vierarmiges dunkles Kreuz. Unsere Pseudosphärolite weisen deren zwei auf, die Arme der verschiedenen Kreuze, von welchen eins dem Quarz, eins dem Feldspat zuzuordnen ist, bilden miteinander spitze Winkel.

Ausscheidungsfolge. Die Kristallisation dieses sehr sauren Gesteins begann intratellurisch, etwa unter den Bedingungen der zweiten Tiefenstufe: Erstlinge Apatit, Zirkon. Nunmehr Biotit, basischer Andesin bis basischer Oligoklas, Sanidin, aber auch Quarz (wohl infolge der großen Azidität). Damit war die Einsprenglingsgeneration in aller Ruhe fertig gebildet.

Da wurde die Kristallisation unterbrochen durch den Ausbruch der Lava. Die rasche, extratellurische Kristallisation, welche nunmehr folgte, brachte eine rasche Kristallkeimung mit sich, daher die vielen kleinen Individuen. Wir dürfen für diese Grundmasse eine angenähert eutektische Mischung voraussetzen, an welcher aber der Biotit wahrscheinlich nicht beteiligt ist, sondern nur Quarz, Sanidin, Oligoklas. Die alte Einsprenglingsgeneration reagierte darauf verschiedentlich. Zum Beispiel wurde Biotit instabil, und nur die bei seinem Zerfall auftretenden Erzrinden, sowie die schnelle Erstarrung hinderten sein völliges Verschwinden. Die Quarzeinsprenglinge erlitten Corrosion. Eine vollständig befriedigende Erklärung steht zwar dafür noch aus. Es ist aber wahrscheinlich, daß die Löslichkeitsverhältnisse unter den geänderten p-t-Bedingungen die Lösung von Quarz zur Herstellung des Schlußeutektikums erfordern. Bei dem geringen Meroxengehalt fällt der andere Faktor, nämlich der Si O<sub>2</sub>-Bedarf für Umsetzung des Olivinanteiles der Meroxene in Augit (Diopsid),

welcher bei derartigen Vorgängen häufig beobachtet wird, hier wohl außer Betracht.

Es wäre nämlich folgende Umsetzung möglich:



Olivinanteil    Quarz    Enstatitmolekül

Das Enstatitmolekül gibt mit dem Molekül  $\text{Ca}_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$  zusammen  $2 \text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6 = \text{Diopsid}$ . Das  $\text{Ca}_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$  stammt aus der noch nicht kristallisierten Grundmasse. Es wird also Kieselsäure verbraucht, und um das Gleichgewicht wiederherzustellen, mußte etwas von den Einsprenglingen gelöst werden.

Bei der Erstarrung der Grundmasse wurde ein Teil derselben glasig verfestigt. Dadurch entstanden primäre Glaskugeln, welche jedoch sekundär noch zu Pseudosphäroliten kristallisierten. Ihre Kristallisationsepoche reihte sich unmittelbar an an die der Grundmasse.

**Systematische Stellung.** Unser Gestein gehört chemisch und dem Mineralbestand nach in die Familie der Quarzporphyre-Quarztrachyte. Zu dem ist es frisch und tertiären Alters, nach Rosenbusch daher als Liparit zu bezeichnen. Unter den Lipariten unterscheidet man zweckmäßig drei Reihen:

Nevadite	Quarztrachyte	Liparite
Viel Einsprenglinge	Etwa gleichviel Einsprengl.	Wenig Einsprengl.
Wenig Grundmasse	sprengl. u. Grundmasse	Viel Grundmasse.

Je nach der Abkühlungsgeschwindigkeit entstehen drei Typen der Grundmasse.

Mikrogranitisch (granophyrisch)	Felsophyrisch (felsitisch)
Langsame Abkühlung	Rasche Abkühlung
Körnige Grundmasse	Körnig u. glase Grundmasse
	Vitrophyrisch (glasig)
	Plötzliche Abkühlung
	Rein glase Grundmasse.

Unser Gestein wäre also als felsophyrischer Quarztrachyt zu bezeichnen.

**Variation.** Es gibt Formen, deren Einsprenglinge bloß vom Quarz gestellt werden, dann solche, wo nur Quarz und Plagioklas als Einsprenglinge entwickelt sind, endlich solche, in welchen auch noch Sanidin dazutritt.

Die Pseudosphärolite sind zum Teil walzenförmig. Winzige Chalzedonmandeln mit konzentrisch-schaligem Bau und stabilem dunklen Kreuz zwischen + Nikols wurden ebenfalls, neben den Pseudosphäroliten, beobachtet.

### Trachyte.

1. Biotit-Augit-Trachyt (Sigmund)-Toscanit (Rosenbusch.) Gipfel des Bscheid- und Gleichenberger Kogels (Haupttrachyt). Graurot bis braunrot, vorzüglich porphyrisch mit

Einsprenglingen von Sanidin, 2,5 cm lange Tafeln oder Leisten, wie oben beschrieben. Plagioklas: Kern 58% An, Schale 43% An, Hülle 53% An. Im ganzen also normalzonarer Labrador mit Rekurrenzen. Die Farbe ist grünlichweiß, die Rinde ist durch Glaseinschlüsse getrübt. Biotit überwiegend in Erzscheiter aufgelöst. Achsenwinkel groß! Diopsidischer Augit, hellgrün. Olivin (spärlich) serpentiniert, mit Picotiteinschlüssen.

Grundmasse: Fluidale Sanidinleistchen, zurücktretend kleine basische Andesine, etwas Biotit, Diopsid, Magnetit, grünes bis farbloses Glas, Nester von Tridymit, Apatit, Hämatit. Tridymit und Hämatit sind nicht eigentlich magmatisch gebildete, sondern einer pneumatolytischen oder hydrothermalen Nachphase zuzuordnende Mineralien, dazu gehören vielleicht auch die pleochroitischen Apatite ( $a$  = rotgelb,  $c$  = weingelb), die neben den normalen farblosen Apatiten hier auftreten.

Abarten. In tieferen Niveaus findet man Abarten mit mehr Olivin, dafür weniger Biotit und Diopsid. Augit umschließt Resorptionsreste von Hypersthen! Die Bildungsgeschichte verrät sich in der Aufeinanderfolge dreier Gesellschaften:

Zuerst: Hypersthen-Olivin-basischer Labrador-Sanidin.

Dann: Diopsid-Biotit-saurer Labrador bis Sanidin-Andesin.

Zuletzt: Diopsid—basischer Labrador—Sanidin.

Die letzte stabile Phase (sichtbar angedeutet in der Grundmasse) ergäbe: Diopsid, Andesin, Sanidin, Erz.

Sie wurde, schon wegen der Unmöglichkeit der Aufzehrung der Einschlüsse, dann auch wegen der Glasentwicklung, nirgends ganz erreicht. Das Gestein ist, so wie die meisten Ergußgesteine, im Ungleichgewicht erstarrt. Sehr interessant ist die Ablösung des Olivins durch Biotit bei gleichzeitigem Saurerwerden des Plagioklas und Umwandlung des Hypersthens in Diopsid. Es ist vom Standpunkt der Zonenlehre aus erklärbar.

Die Struktur der Grundmasse ist hyalopilitisch: kleine Leistchen in Glasmasse eingebettet.

2. Biotit-Hypersthen-Trachyt (Sigmund)-Ciminit (Rosenbusch), Gleichenberger Kogeln, SW-Hang. Grau. Einsprenglinge wie oben, nur mit größerer Menge Hypersthen anstatt Diopsid. Die Hypersthene zeigen aber Korrosion. — In der pilotaxitischen, das heißt aus kleinen Leistchen aufgebauten, glasfreien Grundmasse sind die Plagioklase zonare Labradore mit saurem Labrador als Hülle, also basischer als bei 1). Es führt auch etwas Zirkon und Karbonate.

Der Unterschied zum vorigen ist weniger stofflicher als vielmehr genetischer Art: Zwischen der Hypersthen-Phase und der Schlußphase liegt bei 1) eine Zwischenentwicklung, welche bei 2) stark abgekürzt erscheint. Hier schließt die Erstarrung sehr nahe an die Hypersthen-Bildungsphase an.

3. Trachytoide Andesite (Sigmund). Latitische Trachyte (Rosenbusch).

a) Praterwald: Lichtgrau. — Einsprenglinge: Sanidin, Labradorit, Biotit, resorbierter Augit. Grundmasse hyalopilitisch; viel Glas, wenig Labrador, unbestimmbare Mikrolithen, Tridymit, Apatit, Cirkon.

Die Unterschiede liegen wieder in der Bildungsgeschichte. Es fehlen unter den Einsprenglingen Hypersthen (bis auf Reste) und Olivin; in der Grundmasse mangelt der Sanidin, der chemisch genommen, da sein könnte. Die Hypersthen-Olivinphase ist ganz überwunden zugunsten der Biotitphase, auf welche eine so rasche Abkühlung erfolgte, daß die Biotite nicht mehr korrodiert werden konnten und die reiche Glasbildung auch den Grundmasse-sanidin verschlang.

b) Bärenreuther-Plateau. Grauschwarz, dicht. — Einsprenglinge: Sanidine bis 2 cm Größe, Labradore klein mit Sanidinmänteln. Biotit (mit Opazitrandern), b = grüngelb, c = schwarz. Diopsid. Grundmasse wie oben, sanidinfrei, mit etwas weniger Glas. In Hohlräumen Chaledon, Sphärosiderit. Eine Besonderheit sind die Apatite mit lavendelblauen Kernen und farbloser Hülle. Zirkon, Tridymit! Dieses Gestein verglich schon Sigmund mit Augitlatit.

Interessant ist hier die Ausscheidungsfolge der Feldspäte: Sie beginnt mit Sanidin, dann folgt neben weiterer Sanidin-ausscheidung jene der Labradorite, zum Schluß wieder Sanidin allein! Wir werden im chemischen Teil noch näher darauf eingehen.

#### Andesitoide.

Grauschwarze oder graurote Gesteine. Sanidin fehlt unter den Einsprenglingen, tritt aber auf in der Grundmasse.

a) Biotit-Andesitoid. Birkblöße — Stahlquelle. Biotit als einziger bestimmender dunkler Gemengteil, sonst alles wie beim Folgenden.

b) Hypersthen - Biotit - Andesitoid, Klaus. Dicht, grauschwarz, hyalopilitische Grundmasse. — Einsprenglinge: Basischer Labrador, weiß, Zonenbau mit Rekurrenzen, peripher gehäufte Glaseinschlüsse. Biotit, tiefbraun, kleiner Achsenwinkel, Pleochroismus schwarz-grüngelb, alle mit Opazitrand. Daneben Anomit,  $2E = 66^\circ$ ,  $\rho > \nu$ ,  $\parallel 001$  morgenrot. Hypersthen, manchmal die übrigen dunklen Gemengteile überwiegend, nicht korrodiert. a = rötlichgelb, b = blaßgelb, c = grünlich; alle Farben sehr zart. Umsetzung in Chlorit gelegentlich. Dasselbe auch beim fast farblosen, diopsidischen Augit.

Grundmasse: Labrador, deutlich älter als Sanidin, etwas Diopsid und Biotit, sehr wenig Glas, Tridymit; Magnetit, Ilmenit. Übergemengteil: Olivin, in Iddingsit umgewandelt oder serpentinisiert.

Zur Bildungsgeschichte: Abermals ist die Hypersthen-Olivin-Phase stark betont. Die Zusammenhänge, welche die Chloritisierung betreffen, sind noch nicht klar. Sekundär treten Chalzedon und Siderit auf!

c) Biotit-Augit-Andesit. Klause, Nordausgang und Mitte. — Einsprenglinge: Biotit, Diopsid, Olivin, Labrador. Grundmasse wie oben und dazu Titanit.

#### Andesite.

1. Biotit-Andesit. (Weinkogel.) Ziegelrot, grobporös, mit weißen Labrador- und tiefbraunen Biotit-, beziehungsweise Anomit-Einsprenglingen, sowie Olivin (serpentinisiert). Grundmasse: Viel globulitendurchschwärmtes Glas und Labrador.

2. Biotit-Hypersthen-Andesit. (Nordfuß der Gleichenberger Kogeln.) Schwarzgrau. Grundmasse pilotaxitisch. — Einsprenglinge: Labrador, Biotit, Hypersthen, Olivin. In der Grundmasse: Oligoklas, Augit, Titaneisen.

3. Biotit-Augit-Andesit. (Eichgraben.) Dasselbe mit Diopsid anstatt Hypersthen.

4. Augit-Andesit. Klausen, Westhang. Grundmasse hyalopilitisch. — Einsprenglinge: Labrador, Diops.-Augit ( $c:c = 46^\circ$ ). Grundmasse: Andesin, Augit, Magnetit, Ilmenit. In einzelnen Abarten tritt noch Olivin hinzu, der aber in Iddingsit umgewandelt ist.

#### Chemische Erörterungen. Vergleiche Tabelle 15.

Kritik der Analysen. Die Analysen 2, 3, 4 mit ihren 100 weit übersteigenden Summen sind wohl nur mit Vorsicht zu gebrauchen. Immerhin ist die Übereinstimmung mit dem Mineralbestand groß genug, um sie vorläufig, bis zur Erlangung besserer Analysen, auswerten zu können.

s. Alle Gesteine der Tabelle sind mit  $Si O_2$  übersättigt. Als normaler Gesteinsgemengteil tritt Quarz aber nur im Quarztrachyt auf. (Analyse 1.) In 2—4 bezieht sich der  $Si O_2$ -Überschuß zum Teil auf Chalzedon und Tridymit, zum Teil auf das Glas der Grundmasse.

Si-U-L. Hier nehmen unsere Gesteine im ganzen ein Feld ein, welches in der Nähe des Granitfeldes der Daly'schen Normalreihe beginnt und zwischen Syenit und Diorit dieser Reihe endet. Nur 2) weicht aus dieser Reihe etwas nach N. ab. Auffällig ist die Annäherung an die Reihe der Bösensteiner. Aus Si-U-L heraus sind die Gleichenberger pazifischer Natur.

a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub>. Der Reihencharakter tritt noch besser hervor. Die Reihe beginnt weit links vom Daly'schen Granitpunkt und endet nahe dem Granodiorit, eigentlich sollte die Reihe höher fallen, gegen Syenit-Diorit zu, da ja diese Gesteine mehr der genannten Reihe entsprechen, wie wir bei Si-U-L konstatiert haben.

an ab or. Die Lage der Projektionspunkte zeigt die allmählich wachsende Bedeutung von ab gegen or bei Zunahme von an. In 3 und 4 nähern wir uns der Schladminger Reihe, was auch in  $a_0 c_0 f_0$  für diese Punkte gilt! Der betreffende Schladminger ist ein Granodiorit (Nr. 2).

fe mg al. In diesem Dreieck liegt nur 1) der Quarztrachyt. Der Tonerdeüberschuß stammt zum Teil vom Mukowitanteil des Biotites her. Für Biotit allein ist aber der Tonerdeüberschuß zu groß, da wird also wohl noch ein anderes Tonerdesilikat in der Grundmasse verteilt sein oder die Feldspäte des analysierten Stückes waren etwas kaolinisiert.

fe-mg-ca. Hier fallen 2, 3, 4 weit auseinander. Die Ursachen sind verschieden, abgesehen vom Carbonat in 2., ohne welches der Punkt über die Diopsidlinie nach oben rücken würde, ist die starke Eisenbeteiligung gegenüber Magnesia bemerkenswert. In 4 finden wir tatsächlich Biotit und Augit nebeneinander, daher die Lage zwischen Diopsidlinie und Olivinpunkt. Auch in 2 und 3 sind Biotit und Diopsid die dunklen Gemengteile. Der größere Anteil an Diopsidischem Augit, der ziemlich viel Eisen enthalten müßte, und der Karbonatgehalt, den zwar in 3 bloß der optische Befund, nicht aber die Analyse konstatiert, drückt also die beiden Punkte herunter.

Durchschnittsplagioklas. Der berechnete Plagioklas bildet eine schöne Reihe vom Quarztrachyt bis zum Andesitoid, beginnend mit 15% Anorthit, endigend mit 37. Die beobachteten Plagioklase sind ausnahmslos basischer, nämlich Andesin von durchschnittlich 34% An bis Labradorit mit durchschnittlich 50% An, woraus folgt, daß ein Großteil des Albitsilikates dem Sanidin beigemischt ist. (Natronsanidin.) Soweit wie in den typischen Alkaligesteinen geht der Ab-Gehalt der Sanidine nicht, obwohl er, selbst bei der Annahme, daß einiges ab in der Glasmasse stecke, recht stattlich sein muß.

Auch aus diesen mangelhaften Daten geht hervor, daß unsere Gesteine echte Pazifiker sind.

Recht merkwürdig mutet das häufige Auftreten von Olivin an, da ja die betreffenden Gesteine, Andesitoide und Trachyte, immerhin noch recht sauer sind, und man in den zugehörigen Tiefengesteinen, zum Beispiel Granodioriten, Syeniten, Dioriten, Olivin nicht beobachtet. Über die Ursachen hievon sind wir aber bereits experimentell unterrichtet.

Lassen wir eine Schmelze von  $MgSiO_3$  kristallisieren, so entstehen zuerst, über  $1557^\circ$ , Kristalle von Forsterit  $Mg_2SiO_4$ ; falls dieser Punkt selbst erreicht wird, kristallisieren gleichzeitig Forsterit und Klinoenstatit  $Mg_2SiO_3$  aus, unterhalb  $1557^\circ$  nur mehr Klinoenstatit allein, wobei Forsterit wieder gelöst (= resorbiert) wird. Falls die Temperatur  $1557^\circ$  (durch Unter-

Tabelle Nr. 15.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub>	73·39	61·54	61·44	60·25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·12	15·97	17·08	19·51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·77	1·93	3·67	3·07
Fe O	0·67	2·98	2·42	2·06
Mg O	0·29	0·82	1·14	2·11
Ca O	1·25	5·52	6·21	5·89
Na <sub>2</sub> O	3·66	4·48	4·06	4·33
K <sub>2</sub> O	4·47	4·55	3·86	3·72
H <sub>2</sub> O	1·22	1·39	2·04	0·61
C O <sub>2</sub>	—	2·43	—	—
Summe	99·84	101·61!	101·92	101·55
S	82·1	84·9	71·5	71·1
Si	69·2	61·8	60·5	54·7
U	17·4	20·7	22·8	27·5
L	13·4	17·5	16·7	17·8
a <sub>0</sub>	a'' <sub>0</sub> 8·3	6·9	6·1	5·9
c <sub>0</sub>	c'' <sub>0</sub> 0·9	1·0	1·7	2·2
f <sub>0</sub>	f'' <sub>0</sub> 0·8	2·1	2·2	1·9
an	0·9	1·3	2·2	2·7
ab	5·1	5·2	4·8	4·6
or	4·0	3·5	3·0	2·7
fe	3·4	4·4	5·0	4·7
mg	1·7	1·4	1·8	3·7
ca	al! 4·9	4·2	3·2	1·6
Plagiokl. berechnet	15% An	20% An	31% An	37% An

1. Quarztrachyt, Schaufelgraben. (Frisch, 1877.)  
 2. Latitischer Trachyt, Praterwald. (Utschik, 1877.)  
 3. Ds. Bärenreuther Plateau. (Smita, 1877.)  
 4. Andesitoid, Klaus. (Salzer, 1879.)

Analysen der Gleichenberger Pazifiker. Berechnung: Angel. Analysen aus Sigma und: Eruptivgesteine von Gleichenberg.

als Eutektikum Diopsid-Enstatit unter Aufzehrung von Forsterit zur Kristallisation, oder als ternäres Eutektikum Diopsid-Forsterit-Enstatit. In der Natur, wie zum Beispiel in unseren Gesteinen wäre analog dazu zu erwarten: Ausscheidung von Olivin, hierauf von

kühlung zum Beispiel) unterschritten werden kann, erscheint bei 1260° statt Klinoenstatit der Enstatit, und Forsterit wird resorbiert.

In unseren Gesteinen erscheint statt Forsterit der Olivin ( $x \text{ Mg}_2 \text{ Si O}_4$ ,  $y \text{ Fe}_2 \text{ Si O}_4$ ), statt Enstatit tritt Hypersthen ( $x \text{ Mg Si O}_3$ ,  $y \text{ Fe Si O}_3$ ) auf.

Nun tritt in unseren Gesteinen auch Diopsid auf ( $x \text{ Ca Mg Si}_2 \text{ O}_6$ ,  $y \text{ Ca Fe Si}_2 \text{ O}_6$ ). Eine Schmelze, welche als Mischung von  $x \text{ Mg Si O}_3$  und  $y \text{ Ca Mg Si}_2 \text{ O}_6$  berechnet werden kann, liefert zuerst wieder Forsterit, dann neben Forsterit einen Augit, welcher aus  $\text{Mg Si O}_3 + \text{Ca Mg Si}_2 \text{ O}_6$  aufgebaut ist, wobei während der Abkühlung die diopsidische Komponente sich anreichert, bis bei 1387° der Schmelzrest als Eutektikum aus Forsterit und viel diopsidreichen Pyroxen erstarrt. Durch

Unterschreitung des Umwandlungspunktes Klinoenstatit → Enstatit erscheint zunächst wieder Forsterit, dann Forsterit und Enstatit, der Schmelzrest enthält nunmehr die Diopsidkomponente angereichert und bringt siemöglicherweise

Hypersthen, dann eutektische Erstarrung von Olivin, Hypersthen, Diopsid. Nun sind die natürlichen Verhältnisse in zwei wichtigen Punkten abweichend vom gegebenen Schema: 1. Der Olivin wird in Biotit gebunden, welcher sich auf seine Kosten entwickelt. 2. Der Hypersthen erscheint häufig korrodiert. Diese Korrosion muß eintreten a) wenn die Hypersthenkristallisation zuviel (Mg, Fe) der Schmelze entzogen hat, diese daher zu reich an Ca wurde, um Diopsid zu bilden. Das ist eine Unterschreitungserscheinung. b) Wenn Hypersthen sich in die mögliche, dem Klinoenstatit entsprechende monokline Form umwandelt. Das ist eine Rückverwandlung, ebenfalls als Unterschreitung zu klassifizieren. Dann müßten Pyroxene entstehen, welche Mischungen von Diopsid mit „Klinohypersthen“ darstellen.

Bei uns handelt es sich um den Fall a, da die Diopside keinen Einfluß stärkerer Beimischung von „Klinohypersthen“ Silikat erkennen lassen. An der Hand dieser Erscheinungen läßt sich somit die Entwicklung der dunklen Gemengteile in unsere Trachyten und Andesiten übersehen.

Erst muß Olivin erscheinen, dann Hypersthen, wobei Olivin instabil wird. Dann erscheint diopsidischer Pyroxen unter Resorption des Hypersthens und Abbindung des instabilen Olivins in Biotit. Dann lediglich noch Diopsidbildung bis zur Erschöpfung der Komponente  $\text{CaSiO}_3$ . Wichtig ist, daß der Einfluß der Muskowitkomponente auf Olivin ungefähr um dieselbe Zeit zu wirken anfängt, um welche die Diopsidbildung auf Kosten des Hypersthens beginnt. Der eigenartige Ablauf der Kristallisation wird also recht wesentlich durch Unterschreitungserscheinungen bedingt. Die einzelnen Phasen sind durch rasche Abkühlung aufbewahrt und systematisch durch besondere Namen gekennzeichnet. (Toscanit, Ciminit usw.)

### 3. Die pazifischen Basalte der Ost- und Mittelsteiermark.

#### I. Basalt von Weitendorf bei Wildon.

Es sind zwei Arten unterscheidbar. 1. Dunkelblaugrau, dicht, mit Olivineinsprenglingen (3 mm Durchmesser). 2. Braun, blasig. Unter den die Hohlräume und Spalten beider Arten erfüllenden Mineralien sind zu nennen: Quarz, Chaledon, Aragenit, Kalkspat, Dellesit, Pyrit, Natrolith, Heulandit, Prehnit usw., sie sind Produkte von Thermentätigkeit und sollen uns nicht weiter beschäftigen.

U. d. M. Struktur I: Vollkristallin, Grundmasse aus Mineralleisten in fluidater Anordnung, vergleichbar einer gestauten Holzdrift, aufgebaut. Wenig Einsprenglinge. II. Hyalopilitisch-interstital, das heißt zwischen verspreizte Leistchen ist farblose, braune, grüne oder grauviolette mit Globuliten erfüllte Grundmasse eingeklemmt. Die Globulite sind nach Sigmund wahrscheinlich Ilmenit. Ebenfalls wenig Einsprenglinge.

Einsprenglinge: Olivin, Augit, Plagioklas (Kern Bytownit, Rinde Oligoklas). Grundmasse: Plagioklasleistchen (Labrador mit saurer Hülle), etwas Augit, Olivin, Magnetit, Ilmenit, Apatit, eventuell Glas. Sehr selten sind Einsprenglinge einer tiefgrünen bis braungrünen Hornblende. Branne Pikotitoktaeder bilden Einschlüsse in Augit, beziehungsweise Olivin.

Ausscheidungsfolge: 1. Pikotit, Magnetit, Apatit. 2. Olivin, Augit (erste Generation.) 3. Plagioklas vom Bytownit bis zum Labrador. 4. Grundmassekristallisation: Labrador bis Oligoklas, die restliche zweite Generation Augit-Olivin, beziehungsweise Glas; ferner die letzten Rinden der Einsprenglinge, um die Einsprenglingsplagioklas, also die Oligoklasrinden derselben. Dieses Schema paßt nicht genau auf die natürlichen Verhältnisse. Daß der Olivin eine Korrosion erleiden kann zugunsten von Pyroxen, ist bereits dargestellt worden. Hier liegt aber die Sache doch anders. Sigmund weist bereits nachdrücklich darauf hin, daß der Augit als Einsprengling Korrosion zeige, der Olivin aber nicht!

Daß Olivin nicht korrodiert wurde, kann seinen Grund darin haben, daß mangels verfügbarer Kieselsäure der Umsatz in Diopsid nicht möglich ist. Die Korrosion des Pyroxens aber hängt vermutlich zusammen mit der Überschreitung des Eutektikums, als welches die Grundmasse erstarren sollte. Ist infolge der häufigen Überschreitungserscheinungen zuviel Pyroxen abgeschieden worden, so wird für die eutektische Erstarrung der Grundmasse wieder etwas Pyroxen gelöst, um das eutektische Gemenge herzustellen.

### Chemisches.

Analyse nach Leitmeier.

Si O <sub>2</sub>	48·62	Si 52·4, U 32·6, L 15·0 S = 59·09 a'' <sub>0</sub> 2·8, c'' <sub>0</sub> 3·5, f'' <sub>0</sub> 3·7 an 5·6, ab 2·8, or 1·6 fo 6·9, mg 2·8, al 0·3  Durchschnittsplagioklas 66·7% An. d. i. bas. Labradorit
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19·15	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11·69	
Fe O	3·20	
Mn O	Spur	
Mg O	3·07	
Ca O	7·22	
Na <sub>2</sub> O	2·01	
K <sub>2</sub> O	1·69	
H <sub>2</sub> O	3·64	
	100·29	

Diskussion. Die Ti O<sub>2</sub>-Bestimmung fehlt leider. Wenn es bei der Tonerde Ti O<sub>2</sub> gibt, was sehr wahrscheinlich ist, so verschwindet der al-Überschuß in fe mg al. S zeigt fast Übersättigung mit Si O<sub>2</sub>, Quarz ist aber im Basalt nicht vorhanden, also ist der Si O<sub>2</sub>-Überschuß wohl auf Chalcedon zu beziehen, der auch ganz fein im Gestein verteilt sein kann und primär keine Bedeutung besitzt. Der Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>-Gehalt ist sehr hoch.

Das kommt aber in vielen Basalten vor. Eine Erklärung dafür zu geben ist schwierig.

Die Projektionspunkte liegen für Si-U-L und a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> an der

Grenze zwischen Gabbro- und Dioritfeld. an ab or zeigt einen Orthoklas(Sanidin-)anteil, der sich auf kein anderes Mineral als Feldspat beziehen läßt. Entweder ist die Orthoklassubstanz gleichmäßig dem Plagioklas beigemischt oder in dessen Rinde konzentriert. Selbständiger Sanidin ist nämlich nicht zu beobachten.

Mit der Gesamtlage des Gesteins ist die Kaliführung verträglich. fe-mg-al würde diopsidischen Augit ausschließen. Lassen wir al wegen der fehlenden Titanbestimmung im Werte fallen, dann wäre eventuell Übernahme von ca in diese Wertegruppe möglich. So wie die Analyse jetzt aussieht, kann man sie nicht mit dem Mineralbestand zur Deckung bringen, denn es sind doch neben Olivin ganz beträchtliche Mengen diopsidischen Augites vorhanden.

Die hohe Eisenoxydmenge kann nicht auf die dunklen Gemengteile bezogen werden, in welchen nämlich mg über fe bedeutend vorwiegt. Ein Teil ist mit Sicherheit in Ilmenit, ein anderer Teil in Magnetit, und endlich auch in Limonit gebunden.

Da ist noch manches unbefriedigend. Eine Wiederholung der Analyse ist vonnöten.

## 2. Basalt von Neuhaus.

Schwarz, feinkörnig, mit kleinen Olivineinsprenglingen, Grundmasse hypokristallin, das heißt Glas neben kristallinen Gemengteilen: Labrador, diopsidischer Augit, Magnetit.

Die Analyse ist leider sehr unvollständig, rechnet man die Differenz auf 100 als Glühverlust und die Alkalien nur als  $\text{Na}_2\text{O}$ , so läßt sich immerhin ein Bild gewinnen. Daß der Basalt ganz schwach übersättigt ist mit  $\text{SiO}_2$ , ist wohl auch auf Chalcedon zurückzuführen. In Si-U-L und  $a_0, c_0, f_0$  fällt das Gestein an die basische Grenze des Gabbrofeldes. Der Plagioklas ist sehr basisch, das stimmt mit dem basischen Gesamtcharakter, und daher wird auch kaum Kali in Betracht kommen. fe mg ca zeigt Tendenz zu viel Olivin und Erz, weniger Diopsid, Augit. Das stimmt mit dem Befund, daß Olivin die Einsprenglinge bildet und Augit bloß in der Grundmasse auftritt.

### Analyse, zitiert nach Winkler.

$\text{SiO}_2$	44·99	S = 53·0 Si 47·0, U 41·7, L 11·3 $a_0$ 0·9, $c_0$ 3·8, $f_0$ 5·3 an 8·1, ab 1·9, or 0·0 fe 4·4, mg 5·2, ca 0·4 Durchschnittsplagioklas 81% An!
$\text{TiO}_2$	3·16	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15·87	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	14·11	
Mg O	8·42	
Ca O	8·83	
$\text{Na}_2\text{O}$	} 0·69	
$\text{K}_2\text{O}$		
$\text{P}_2\text{O}_5$		
	96·40	

Ein Vergleich mit dem Weitendorfer Basalt zeigt, daß diese

beiden Basalte in Bezug auf das Gabbrofeld geradezu diametral liegen. Ferner weist diese reiche Olivinführung darauf hin, daß eine Ableitung der Olivinbomben aus einem solchen Basalt sehr gut möglich ist.

**Tabelle 16. Analysen der Gemengteile unserer Olivinbomben.**

Nach Schadler.

	Olivin		Bronzit		Chromdiopsid	Basalt-Hornblende	Diopsid	Bauschanalyse einer Bombe	
	I.	II.	I.	II.					
Si O <sub>2</sub>	40·72	53·40	54·39	49·87	39·66	47·99	43·01	S = 38·3	
Ti O <sub>2</sub>	—	—	0·12	—	4·60	1·25	—	Si = 37·5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3·66	1·89	5·44	14·27	9·36	3·01	U = 59·8	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	4·66	2·49	2·75	5·07	2·48	3·62	L = 2·7	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0·34	—	1·76	—	—	0·28	c <sub>0</sub> = 0·5	
Fe O	9·47	4·04	4·52	2·50	5·10	3·56	5·89	f <sub>0</sub> = 9·5	
Mn O	—	—	0·21	—	—	—	—	fe = 1·2	
Mg O	49·88	33·16	34·88	16·26	14·56	14·87	38·54	mg = 8·6	
Ca O	—	0·75	0·05	20·74	10·78	19·97	2·92	ca = 0·2	
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	3·52	—	—	*in Sodapottasche Schmelze unlösl. Rest: Spinell	
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	2·10	—	(1·62)*		
H <sub>2</sub> O	—	0·26	1·71	0·55	0·49	0·59	0·94		
Sa.	100·07	100·27	100·26	99·87	100·06	100·07	99·83		
Spez. Gewicht	3·351 18 <sup>0</sup>	3·318 3·315 18 <sup>0</sup>	—	3·337 18 <sup>0</sup>	3·266 20 <sup>0</sup>	3·323 18 <sup>0</sup>	—		

#### 4. Die Olivinbomben.

Fundorte: Kuruzzenkogel, Kapfenstein, Unterweißenbach, Loipersdorf, in Tuffschichten.

Meist nuß- bis kopfgroß, gibt es auch Bomben mit 0·5 m Durchmesser. Gefüge gleichmäßig-körnig, bald locker, bald fest. Gelbgrüner Olivin, brauner Bronzit, lauchgrüner Chromdiopsid, Pikotit, am Rande gelegentlich auch blauschwarze Hornblende und Biotit.

Schadler hat eine Anzahl Mineralien aus Kapfensteiner Bomben isoliert chemisch untersucht. Diese verdienstvolle Arbeit unterrichtet uns über die Natur derselben sehr genau und läßt Rückschlüsse zu auf die betreffenden Mineralien der Basalte, aus welchen die Olivinbomben sehr wahrscheinlich Urausscheidungen darstellen.

Olivin, Kuruzzenkogel. Ältere Analysen geben 0·18 bis 1·03 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> an (Kapfenstein). Die Schadlerschen Proben darauthin verliefen negativ. Aus Schadlers Analyse berechnen wir ihn als Mischung von 9·35 Mg<sub>2</sub> Si O<sub>4</sub> + Fe<sub>2</sub> Si O<sub>4</sub> in Molekularprozenten. Derart sind also wahrscheinlich auch die Olivine der pazifischen Basalte gebaut. 2V = 90°5'. Erhitzt man den Olivin, so zeigt er bis 150° einen Gewichtsverlust von 0·31%, offenbar herührend von etwas adsorbiertem Wasser. Bis 300° zeigt sich keine Oxydation, beim weiteren Erhitzen wird alles FeO in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> übergeführt.

Bronzit: Schadler berechnet aus I) in Mol. %: 70·51 (Mg Fe) Si O<sub>3</sub>, 23·38 (Mg, Fe) (Al, Fe, Cr)<sub>2</sub> Si O<sub>6</sub>, 6·11 (Mg, Fe) Ca Si<sub>2</sub> O<sub>6</sub>. Aus II (nach Becke) ergäbe sich ein bedeutendes Zurücktreten des Augit- und Diopsidmoleküls, das ist des zweiten und dritten Moleküls. Die Bronzite stammen von Unterweißenbach und Kapfenstein. Pleochroismus: a = b = hellgelbbraun, c = graugrün. Der Bronzit verwächst nach Sigmund lamellar mit einem monoklinen Pyroxen. (Bei Gröditzberg [Sachsen] dasselbe, dort ist der monokline Pyroxen ein Diallag. Diese Verwachsungen sind bisher nur aus den „basaltischen Hüllen- und Kappen von Bomben bekannt.) Die chemischen Unterschiede von I und II haben wahrscheinlich örtliche Bedeutung, da die Fundorte weit auseinander liegen.

Chromdiopsid. 85·71% Ca (Mg, Fe) Si<sub>2</sub> O<sub>6</sub>, 14·29% (Mg, Fe) (Al Fe Cr)<sub>2</sub> Si O<sub>6</sub>.

Pikotit: Braun durchsichtig, freien Auges nicht erkennbar. Näheres chemisch nicht bekannt. Die Pikotite verschiedener nichtsteirischer Vorkommen weichen sehr voneinander ab, eine Untersuchung wäre also sehr wünschenswert.

Basaltische Hornblende. Nach Schadler: 27 H<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si O<sub>6</sub>, 79 Ca (K, Na)<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si O<sub>7</sub>, 114 Ca (Mg, Fe)<sub>3</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub>, 95 Mg Al<sub>2</sub> Si O<sub>6</sub> unter Benutzung Penfieldscher Vorstellungen, wobei Ti<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für TiO<sub>2</sub> als Tonerdevertreter behandelt wird. Berechnen wir die Analyse auf andere Art, um bessere Vergleichsmöglichkeiten zu schaffen, so ergibt sich folgendes Bild:

51·3%	Ca (Mg, Fe) <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	Hiebei ist Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> und eine zugehörige Menge FeO als Einschluß-Ilmenit aus der Rechnung ausgeschieden worden.
35·0	„ Ca (Mg, Fe) Al <sub>4</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>12</sub>	
2·7	„ Ca <sub>4</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	
9·7	„ (Na K) <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	
1·3	„ H <sub>8</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	

In Molekularprozenten erscheint somit das Tremolit (Aktinolith)-Silikat als Halbscheid der Hornblende, das von den nordischen Forschern in jüngster Zeit verwendete Silikat Ca (Mg, Fe) Al<sub>4</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>12</sub> mit etwa 1/3, das Alkalisilikat mit etwa 1/10. Ca<sub>4</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub>, H<sub>8</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub> werden auch von Becke als Komponenten der Hornblende rechnerisch verwendet. Jedenfalls ist diese Hornblendezusammensetzung un-

gewöhnlich für Eruptivgesteinshornblenden. Das stimmt zu den physiographischen und genetischen Erfahrungen. Pleochroismus:  $a =$  fast farblos,  $b =$  rötlichbraun,  $c =$  gelbbraun. Adsorption:  $a < c = b$ ,  $c : c = 12^\circ$ , Spaltung  $124^\circ 8'$  Flächen 110, 010, 011,  $\bar{1}01$ . Auf 110 Auslöschung  $6^\circ 20'$ . Kleine auf krummen Flächen angeordnete Einschlüsse: Ilmenit.

Diopsid. Ich berechne nach Abzug von Titanmagnetit: 60% Ca (Mg, Fe)  $Si_2 O_6$ , 20% (Mg, Fe)  $Al_2 Si O_6$ , 12% Ca  $Si O_3$ , 8%  $H_2 Si O_3$ , bleibt ein ganz kleiner Rest (0.55%) von  $Si O_2$ . Die Analyse stammt von einem Pyroxen-Auswürfling mit Schlackenkruste und Korrosion. Farbe graugrün,  $c : c = 37^\circ 10'$  Opake reichliche Einschlüsse  $\parallel c$  angeordnet: Titanmagnetit. Derselbe Pyroxen in Olivinbomben und in Basalt.

Bildungsstände: Allgemein betrachtet man diese Bomben als Urausscheidungen aus Basalt. Das Vorkommen eines diallagartigen Pyroxens läßt sich darauf beziehen, daß die Kristallisation in sehr bedeutender Tiefe stattgefunden hat, der Bronzit (als rhombischer Pyroxen) kann auf Ergußfazies bezogen werden.

Hornblende und gelegentlicher Biotit sind jüngere Bildungen in der Rindenschicht der Bombe, die Olivinbomben, welche nach Schadler aus 50% Olivin, 28.4% Bronzit, 13.8% Chromdiopsid und eventuell 1.6% Pikotit bestehen, können nur durch Zufuhr von Alkalien, Tonerde und wohl auch Kalk eine solche Hornblende, wie beschrieben, entwickeln, etwa bei Durchbrechung eines glimmerigen Kalktonmergels.

## 5. Die oststeirischen Atlantiker.

### 1. Nephelinbasanite.

Schwarze, feinkörnige bis dichte Gesteine mit kleinen Einsprenglingen von Olivin, Augit oder beiden. In der Grundmasse: Augit, Olivin, Magnetit, basischer bis saurer Labradorit, Nephelin, Glas.

Vorkommen: Klöch: Die Grundmasse enthält wenig Plagioklas und wenig Glas. Seindl: Die Grundmasse enthält viel Plagioklas und viel Glas.

Jörgen: Wenig Einsprenglinge, große Augite. Klaus bei Klöch: Wenig große Olivine als Einsprenglinge ( $r = 1 \text{ cm}$ ) Kindsbergkogel. Steinberg bei Feldbach; Sockel des Berges: hypidiomorphkörnig, also ohne Einsprenglinge.

Physiographisches: Die farblosen Olivine sind fast durchgehends stark korrodiert, manchmal in der Grundmasse stärker, wie die Einsprenglinge. Augite. Hier herrschen sehr interessante Verhältnisse: Im Klöcher Vorkommen zum Beispiel sind die Einsprenglingsaugite im Kern klar und farblos (diopsidisch), die Hülle jedoch ist violettgrauer Titanaugit, welcher auch die

Grundmasseaugite bildet. Am Kindsbergkogel tritt ein Augit auf mit  $b =$  grasgrün,  $c =$  gelbgrün. Solche pleochroitische Augite gehören gewöhnlich zu den Ägirinaugiten und Ägirinen. Die Hülle um diese Augitkerne ist farblos, unpleochroitisch.

**Ausscheidungsfolge:** Neben Erz und Apatit erscheint zunächst Olivin, welcher indes unter Korrosion von diopsidischem Augit abgelöst wird, hierauf folgt die Abscheidung von Titanaugit als Hülle der Augite, gleichzeitig erscheinen die Titanaugite der Grundmasse, deren Plagioklas, zuletzt Nephelin und Glas. Die Umwandlung von Olivin (hier Korrosion) setzt erst ein, nachdem Olivin bereits in der Grundmasse lebhaft gekeimt hat.

### 2. Nephelinit.

Schwarz bis tiefbraun, feinkörnig bis dicht, mit Einsprenglingen von Augit. Die Grundmasse enthält Augit, Nephelin, Hauyn, Magnetit, Glas. Der Augit enthält häufig Kerne von Olivin, das sind die Reste der älteren Generation des Olivins, welcher zum größten Teil der schon wiederholt besprochenen Korrosion zum Opfer gefallen sind. Daß die Kerne erhalten blieben, hat zweierlei Ursachen: 1. Die rasche Abkühlung, 2. die Umkrustung durch Augit, wodurch stofflich der Umsatz in Augit unmöglich geworden ist. Der Olivin ist hier also „umgürtetes Relikt“ im Sinne Eskolas.

**Ausscheidungsfolge:** Olivin, Augit      Augit, Hauyn, Nephelin, Glas  
Einsprenglinge                      Grundmasse.

**Physiographisches:** Die Einsprenglingsaugite sind aufgebaut aus einem farblosen Kern und einer gelbgrünen Hülle, die Grundmasseaugite sind gelbgrün. Die Ausscheidung beginnt also mit diopsidischem Augit, der dann mit einer Hülle wahrscheinlich von Ägirinaugit weiterwächst. Vorkommen: Hochstraden.

### 3. Nephelinbasalt.

Schwarz, dicht bis feinkörnig, auch fladig und als „Sonnenbrenner“ entwickelt. Einsprenglinge: Augit, Olivin. Grundmasse: Augit, Olivin, Nephelin, Glas. — **Ausscheidungsfolge** wie oben. Vorkommen: Kuppe des Steinberg bei Feldbach.

### 4. Magmabasalt (Limburgit).

Schwarz bis grau, feinkörnig bis dicht. Einsprenglinge von Augit, Olivin. Grundmasse: Augit, Olivin, Magnetit, Glas. Die Struktur also ebenfalls hypokristallin porphyrisch.

Im Glas dürften Alkalisilikate, zum Beispiel auch Nephelinsilikat enthalten sein. Das Glas ist teils grün, teils braun gefärbt und bildet oft größere Inseln oder Mandeln, auch um eingeschlossenen Kalzit (grüne Rinde) oder Quarz (braune Rinde).

### 5. Trachydolerit vom Steinberg bei Feldbach (nach Stiny).

Das Gestein, entnommen dem unteren Drittel des Stein-

bruches an der Kuppe des Berges, besitzt eisengraue Farbe, ist dicht und schwer, nur selten sind winzige Poren zu sehen.

Struktur: Hypokristallin-porphyrisch bis hypidiomorph-körnig.

Gemengteile: Augit mit Apatiteinschlüssen, braunrandige Olivine, Bytownit - Anorthit, Magnetit - Titaneisen in mäßiger Menge, sehr wenig Nephelin und braunes Glas.

Daraus erhellt die Richtigkeit der Bezeichnung Trachydolerit-(Trachybasalt Reinisch).

#### 6. Basaltglas (Sideromelan) vom Steinberg bei Feldbach.

Im Wesen eine braune Glasmasse mit Augitmikrolithen.

Die von Stiny publizierte Analyse erfordert eine eigene Erörterung. S liegt knapp an der Sättigungsgrenze. Im übrigen ergibt sich eine Berechnungsschwierigkeit: Die Summe  $K+Na$  übersteigt  $Al$ ! Derselbe Fall tritt uns nochmals bei den steirischen Diabasen gegenüber. Es ergibt sich da in jedem Falle  $c_0 = 0$ , das heißt der Projektionsort liegt auf der Seite  $a_0 f_0$  des Beckeschen Dreieckes  $a_0 c_0 f_0$ . Die überschüssige Alkalimenge wurde aus der Rechnung interimistisch ausgeschieden, und so versuchsweise  $a_0$  und  $f_0$  bestimmt.

#### 7. Palagonittuffe und andere.

Lindegg-Jobst (bei Fürstenfeld). Der hier ausgeworfene Tuff besteht aus Lapilli bis zu Nußgröße, welche durch ein Zement verkittet sind. Die Lapilli sind teils Sideromelan: das ist braunes Glas mit Augitmikrolithen, teils Limburgit: Augiteinsprenglinge in einer Augit-Glasgrundmasse, welche eventuell auch etwas Labrador und braune Hornblende zur Ausscheidung bringt. Das Zement besteht aus ölgrünen, dicksäuligen, aber sehr kleinen Augiten, Olivinen und Sideromelantropfen, sowie aus Muskowitschüppchen und Quarzfragmenten, welche aus einer durchrissenen Schichte glimmerigen Sandsteins stammen. Die kleinen, bis Erbsengröße besitzenden schwarzen Kügelchen aus vulkanischem Glas (wie Sideromelan) heißen Palagonit und die Tuffe daher Palagonittuffe.

Klösch-Hohenwart: Palagonittuff wie eben beschrieben, dazu Kalkbrocken. Seindl, Finsterlberg, Zahrerberg. Jörgen: Derselbe Tuff mit Natrolith im Bindemittel, besonders bei Jörgen. Das zeigt ein intensives Eingreifen metasomatischer Vorgänge.

Kindsbergkogel: Sandsteinartig, grobe vulkanische Asche. Ferner eine Blocklavabreccie, verkittet durch solche Asche.

Hochstraden: Nephelinitlapilli und Palagonit, Gerölle von Andesiten und Trachyten, Quarz, Sanidin, Kalkspat auf primärer Lagerstätte.

Kapfenstein, Pertlstein, Tuffe wie Hohenwart, doch mit Olivinbomben.

Feldbacher Kalvarienberg: Palagonittuff mit Auswürflingen von Hornblende, Olivinbomben, Andesiten, Basalten des Typ Neuhaus-Wildon.

Auersberg: Mit Bimsstein, Leberstein (Zerfallender Mergel), Opok (mitgerissene sandige Sedimente, sonst normaler Palagonittuff).

Riegersburg: Normaler Palagonittuff mit Quarzgeschieben und Mergelknuern.

Gleichenberg-Wirberg-Röhrlkogel: Lapilli und Palagonit, Trümmer der Gleichenberger Pazifiker.

Weitere Vorkommen: Hasberg, Kuruzzenkogel, Wienerberg, Beilstein, Wachsenegg, Poppendorf-Gnas, Unterweißenbach, Stadtberge-Fürstenfeld.

#### 8. Chemische Erörterungen zu Tabelle Nr. 17.

Die Analysen zeigen in den Projektionen den atlantischen Charakter sehr schön. In Si-U-L fallen die Punkte über Essexit-Theralitfeld. Weit weg davon die Weitendorf-Neuhaus Basalte. In  $a_0 c_0 f_0$  fällt der Nephelinit mitten in das Theralitfeld, der Limburgit nahe an die Grenze des Essexitfeldes gegen das Gabbrofeld zu. Wieder liegen Weitendorf-Neuhaus weit ab. Analoge Lage finden wir im Feldspatdreieck und im Dreieck der dunklen Gemengteile. Vergleiche auch dort den Unterschied von den pazifischen Basalten!

Überblicken wir Projektionswerte und Mineralbestand, so ist folgendes zu bemerken: Beide Gesteine sind im ganzen plagioklasfrei! Außerdem sind beide an  $Si O_2$  untersättigt. Daher haben ab und or von vornherein eine andere Bedeutung: Nephelin, welcher ja, wie Analysen zeigen, bis über 20% Kali-Nephelinsilikat in fester Lösung aufnehmen kann. Auch im Ägirinsilikat sind Na und K gebunden. Bezüglich an gilt für die Eruptivfazies folgender Umsatz aus der dritten Stufe:

Tabelle 17.  
Oststeirische  
Atlantiker.

	1.	2.
Si O <sub>2</sub>	41.99	46.76
Ti O <sub>2</sub>	2.41	tr
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.50	17.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.62	5.33
Fe O		5.62
Mn O	0.35	tr
Mg O	3.29	7.31
Ca O	12.63	8.24
Na <sub>2</sub> O	5.95	3.53
K <sub>2</sub> O	2.36	2.20
H <sub>2</sub> O	2.63	1.83
Co <sub>2</sub>	—	1.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.89	—
S O <sub>3</sub>	0.64	—
Cl	0.36	—
Summe	99.62	110.08
sp G	2.91	—
S	49.9	50.7
Si	41.3	42.5
U	31.5	37.3
L	27.2	20.2
a <sub>0</sub>	5.0	3.4
c <sub>0</sub>	0.8	2.0
f <sub>0</sub>	4.2	4.6
an	1.4	3.4
ab	6.8	4.8
or	1.8	1.8
fe	3.4	3.3
mg	2.0	4.2
ca	4.6	2.5

1. Teufelsmühle, Nephelinit.  
2. Fürstenfeld, Magmasbasalt.

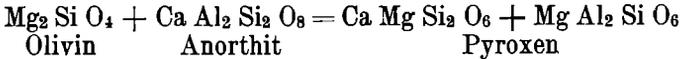


Tabelle 18.

Gesteine vom Steinberg bei Feldbach.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub>	45·36	44·18	45·88	60·29
Ti O <sub>2</sub>	2·02	2·76	2·52	1·14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16·76	15·93	18·99	17·59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·90	7·21	2·22	1·28
Fe O	6·59	5·18	6·61	3·15
Mn O	0·13	—	0·31	0·08
Mg O	7·01	7·38	5·36	0·29
Ca O	10·40	8·37	9·93	1·89
Na <sub>2</sub> O	4·39	5·25	5·52	7·68
K <sub>2</sub> O	2·19	2·09	2·34	6·22
H <sub>2</sub> O+	0·50	0·77	0·10	0·17
H <sub>2</sub> O	0·32	0·11	0·16	—
CO <sub>2</sub>	0·05	—	—	0·02
Cl	0·35	—	—	0·12
S	0·23	—	—	0·08
<b>Summe</b>	<b>100·20</b>	<b>99·23</b>	<b>99·94</b>	<b>99·78</b>
sp G	2·88	2·64	2·83	—
Druckfestigkeit kg/cm <sup>2</sup>	3.183	1.852	2.937	—
S	50·64	50·29	51·92	68·66
Si	43·38	42·92	43·41	54·8
U	35·87	36·84	34·43	22·6
L	20·75	20·24	22·17	22·6
a <sub>0</sub>	4·3	4·6	4·8	7·7
c <sub>0</sub>	1·7	1·1	1·5	—
fo	4·0	4·3	3·7	2·3
an	2·8	1·9	2·4	—
ab	5·7	6·4	5·9	6·2
or	1·4	1·7	1·7	3·8
fe	1·8	4·6	3·1	6·0
mg	4·9	2·9	3·9	0·7
ca	3·3	2·5	3·0	3·3

1. Trachydolerit, 2. Nephelinbasalt, 3. Nephelinbasanit, 4. Basaltobsidian (sämtliche Steinberg bei Feldbach). — Verh. d. Geol. B.-Anstalt, Nr. 8, 1923. Stiny: Gesteine vom Steinberg bei Feldbach.

Das stimmt mit der tatsächlich beobachteten Umsetzung von Olivin in Pyroxen. Das Verhältnis fe mg ca zeigt starke Beteiligung von Fe. Im Falle Nephelinit erscheint ca in dieser Wertegruppe etwas hoch. Die Ursache ist nicht erkennbar.

Chemische Erörterungen (zu Tabelle 18).

In Si-U-L sehen wir unsere Atlantiker eine schöne Reihe bilden. Sie beginnt mit Nephelinit am obersten Rand des Theralit-Essexitfeldes. Dann folgen gegen das basische Ende (beim Anorthitpunkt) desselben Feldes zu der Reihe nach Nephelinbasanit, Trachydolerit, Nephelinbasalt, Limburgit. Das Basaltglas allein fällt ganz abseits auf die Linie Nephelin Si O<sub>2</sub>.

In a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> kommen Nephelinit und Nephelinbasalt in das theralitische Gebiet, Nephelinbasanit und Trachydolerit ins essexitische Gebiet zu liegen. Der Magmabasalt zeigt durch seine Lage in der Reihe der pyroxenitischen Endglieder der Essexitreihe seinen Charakter als olivinführender Alkalipyroxenit.

Das Basaltglas liegt am anderen Pol der Essexit-Theralit-Bereiche. In diesen Bezirk fallen Essexite (nach Rosenbusch), welche unter dem Namen Eläolithsyenit von Longfellow Mine (Colorado) und Diorit von St. Vinzente, Capverden, bekannt sind.

## § 41. Quarzkeratophyre und Metaquarzkeratophyre der Blasseneckserie.

Vergleiche Tabelle 19 und Fig. 24.

Die genannten Gesteine sind in bedeutender Menge in der sogenannten Blasseneckserie der Obersteiermark enthalten. Was wir hier näher erörtern, stammt aus dem Gebiet zwischen Palten-Liesingtal und der Präbichlfurche. Doch treten zugehörige Gesteine auch östlich davon auf, bis ins Semmering- und Wechselgebiet, der außersteirischen Vorkommen gar nicht zu erwähnen.

### I. Allgemeine Stellung.

Der Chemismus und der Mineralbestand verweisen diese Gesteinsgruppe unter die Eruptivgesteine. Allein fast nirgends mehr sind die Gesteine gänzlich unverletzt, ja in einzelnen Fällen sind ihre ursprünglichen Züge bis zur Unkenntlichkeit verwischt. Das ist die Folge einer sehr verschieden stark eingreifenden Metamorphose, welche auch sonst sich an Grauwackengesteinen betätigt hat und demnach „Grauwackemetamorphose“ heißen soll. (1. Tiefenzone.)

Gesteine vom gleichen Erhaltungszustande werden von Rosenbusch als Quarzkeratophyre unter den Ergußgesteinen abgehandelt unter Hinweis auf schiefrig-metamorphe Formen unter ihnen. Dem Beispiel wollen wir folgen. Wir behandeln unsere Gesteine hier unter den massigen Gesteinen, besonders da ihre Hauptvertreter ja nicht voll metamorph, nicht zu Schieferen geworden sind.

Wir können mit freiem Auge folgende Einteilung treffen:

**Porphyrische Reihe:** Gesteine mit deutlich kenntlichen Einsprenglingen in einer Grundmasse. Ist der Zustand texturell von Massengesteinen nicht merklich verschieden, dann bezeichnen wir sie als Quarzkeratophyre. Ist die Textur indes schiefrig, was sich in lagiger Ausbildung der Grundmasse und in der Zerberchung und Verziehung der Einsprenglinge ausspricht, dann sprechen wir von Metaquarzkeratophyren.

**Einsprenglingsfreie Reihe.** Hieher stellen wir jene Formen, welche nie Einsprenglinge besessen haben, oder höchstens so wenige, daß sie, durch sekundäre Einflüsse der Grundmasse einverleibt, nicht mehr einwandfrei nachweisbar sind. Als Keratofelsitfelse bezeichnen wir die massigen Formen, als Meta-keratofelsitfelse die schiefrigen Formen dieser Reihe.

Im normalen Zustand sind beide Reihen weiß, hellgrau oder schwach graugrün. Allein in zahlreichen Fällen beobachten wir eine schwache bis starke Durchwirkung der Grundmasse mit Chloritschuppen, die sowohl massige als schiefrige Formen betreffen kann. Solche Formen nennen wir „vergrünt“. Endlich beobachten wir dunkelblaugraue Formen, welche ihre Farbe einer

Tabelle Nr. 19.

		Unvergrünt	Vergrünt		Vererzt
			schwach	stark	
Porphyrisch	Quarzkeratophyre	Johnsbach Gr. Scharte— Lins	Präbichl- Polster Spielkogel Hinkareck Glasbrenner	Zeiritz- kempel Stolzerhütte Eisenerz	Kühkaralpe
	Metaquarzkeratophyre	Haberltörl Hinkareck Zeiritz- kempel Reichhals	Kühkaralpe Grünangert Zeiritzalpe Präbichl Johnsbach Rötzgraben bei Vorderberg	Leobner Gipfel Gruberhube Scharte— Lins Zeiritzalpe	Leobner Johnsbach Zeiritz- kempel
Dicht. — Einsprenglingsfrei	Keratofelsitfelse	Kaiserau Wildscharte	Flitzen- graben Kalbling- gatterl Flitzenalpe— Wildscharte	Kaiserau Flitzenalpe	
	Metakeratofelsitfelse	Treffneralpe			

Erzimpregnation verdanken. Diese Formen nennen wir vererzt. (Vergleiche Tabelle 19).

Es gibt schiefrige Endformen, welche von Quarz-Serizit-schiefern nicht mehr zu unterscheiden sind. Im Felde ist dies natürlich umso schwieriger. In diesen Fällen können nur noch chemische Analyse und Dünnschliffbeobachtung Anhaltspunkte für die wahre Natur liefern.

## 2. Physlographie.

Die Einsprenglinge.

Quarz. a) Mechanisch unveränderte Formen. In mehreren Vorkommen ist Einsprenglingsquarz in normaler kristallographischer Ausbildung zu beobachten. Kombination aus Prisma und den Grundrhomboedern, Kanten und Ecken im Schmelzfluß gerundet. Häufiger noch trifft man solche Einsprenglinge mit starken Korrosionserscheinungen an. Da greift die Grundmasse mit schlauchförmigen Armen tief in den Kristallkörper hinein. Ist die Korrosion sehr intensiv, so führt sie zu einer Zerlegung des Einsprenglings in eine Anzahl von Korrosionskörpern, welche durch die korrodierende Grundmasse auseinander gedrängt werden, wengleich nicht so weit, daß man die Zusammengehörigkeit nicht mehr erkennen könnte. Fig. 21 a—d.

b) Nachmagmatisch mechanisch zerlegte Formen. Die mechanische Durcharbeitung unserer Gesteine äußert sich an den Quarzeinsprenglingen in verschiedenstem Grade. Zunächst beobachtet man eine randliche Auflösung in einen Splittersaum, gleichzeitig erhält der unverletzt gebliebene größere Einsprenglingskern optische Spannungserscheinungen, die zwischen + Nikols im Schliiff als schattige Streifen  $\parallel \omega$  (Böhm'sche Streifung) zu erkennen sind.

Sehr merkwürdig ist die Bildung von solchen Formen, welche nach einer Richtung hin ihren Rand stengelig zerstückeln lassen, nach der entgegengesetzten Richtung einen Splittersaum aus etwa isometrischen Körnern. Fig. 21 i zeigt einen Einsprengling fast ganz umgeben von einem radialstrahligen Kranz solcher Stengel, auf deren Fugen sich Chlorit eingenistet hat. Bei g) ist die Zertrümmerung eine Folge von Rollung unter allseitiger Pressung. Im Falle h) ist der Kristall nicht gerollt, sondern geschleift oder geschoben worden, wodurch seine Stirne in eckige Splitter, sein Schwanz in Stengel zerbrochen wurde. Im Falle g) scheint der Kristall durch allseitige Pressung, ohne Rollung oder Schleifung, das heißt ohne wesentliche Lageveränderung in Bezug auf seine nächste Umgebung, zerlegt worden zu sein. Hierbei mögen Korrosionsschläuche als Inhomogenitäten eine Rolle gespielt haben.

Ganz anders verhalten sich e) und f). In d) sehen wir einen Kristall vollständig zerlegt in einzelne eckige Trümmer, das heißt ganz durchbewegt, so wie auch das Grundgewebe und die Trümmer gegeneinander verschoben, doch erkennt man noch die Zusammengehörigkeit. In f) sehen wir die Ruine eines solchen Quarzkristalles zu einem von Chloritflatschen umflossenen „Auge“ umgearbeitet. Äußerlich ist nur ein weißes, graugrün umrandetes, perl- oder linsenartiges Gebilde zu sehen. Das Mikroskop löst es bei + Nikols in ein unregelmäßiges Trümmerwerk auf. Der feinste Quarzsand als Füllsel ist nicht mehr gezeichnet, sondern nur die größeren Trümmer.

Ein solches Gebilde entsteht wohl durch Rollung nach der Zerbrechung.

Im übrigen sind die Quarzeinsprenglinge farblos bis grau, ihre Größe ist etwa 1—5 mm im Durchmesser.

Plagioklas. Die Mehrzahl der Plagioklaseinsprenglinge läßt sich trotz des veränderten Zustandes noch als zur Oligoklas-Albitreihe gehörig bestimmen. Die Kerne dieser normalen Kristalle reichen gelegentlich bis zum Oligoklas mit etwa 25% An. Sie sind im allgemeinen stark verglimmert. Im Innern solcher stark umgewandelter Plagioklase findet man ein Gemenge von 26% Quarz, 74% Serizit (Raumprozent). Dieser Vorgang bringt eine Raumerparnis von 6—16% mit sich.

**Kalifeldspat.** Außer als Mikroperthit ist Kalifeldspat nicht sicher nachweisbar. Der Zersetzungszustand, der sich auch bei ihm in Serizitisierung geltend macht, erschwert die Unterscheidung noch wesentlich. Sehr charakteristisch sind die Quarz-tropfeneinschlüsse, die sich im Perthit randlich häufen, eine deutliche Mikroklingitterung ist nicht zu sehen. Es handelt sich vielleicht um Orthoklasmikroperthit.

**Glimmer.** Normaler, brauner Biotit mit Erzausscheidung als Resorptionserscheinung bildet Einsprenglinge im massigen, unvergrünem Quarzkeratophyr von Johnsbach und vom Sulzbachgraben. Ansonst trifft man tiefgrünen Meroksen mit starkem Pleochroismus: hellgelb-tiefdunkelgrün. Er zeigt normale Glimmerspaltung, löscht gerade aus, ist randlich resorbiert und in Erzschiefer aufgelöst, hat Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen von intensiv brauner Farbe, und kommt auch als Einschluß in korrodierten Quarzen vor. Diese Glimmer zeigen zum Teil starke Baueritisierung, das heißt sie sind nicht in Chlorit umgewandelt, sondern infolge metasomatischer Prozesse soweit zersetzt, daß nur eine Pseudomorphose: Opalkieselsäure + eingelagerte, trübende Metallsalze, worunter Karbonate, zurückbleibt. Die Glimmer machen bis 8 Raumprocente aus.

**Grundmasse:** Die Grundmasse ist fast überall sehr stark verändert: In einem Gewebe von Serizit und Quarz, dessen ursprüngliche Schlierigkeit noch oft deutlich zu sehen ist, trifft man nur selten noch Leistchen zersetzten Feldspates. Manchmal sind die Quarzkörnchen dieses Grundgewebes buchtig bis eckig, das ließe sich auf ursprüngliche, mikrogranitische Struktur beziehen, manchmal sind sie rund, eiförmig, stenglig, was sich vielleicht mit alter Granophyrstruktur vereinbaren läßt. Apatit, Zirkon, Magnetit und Ilmenit sind in normalen Prozentsätzen überall enthalten.

**Sekundäre Bildungen.** Aus der nachmagmatischen, tektonischen Phase stammen außer dem Serizit auch etwas Turmalin (in vererzten Formen) neben größerem Scheiternuskowit und größeren Roteisernerzungen. Titanit findet sich nur als Leukoxenhülle um Ilmenite. Karbonate (Kalzit, ansnahmsweise auch Siderit) sind spärlich, aber stets vorhanden. Vereinzelt (Präbichl) kleine Mengen Epidot.

Einer besonderen Aufmerksamkeit bedarf der Chlorit (Klinochlor). In den stark vergrüneten Formen bildet er ein Fetzchenwerk, welches das ganze Gestein durchwirkt. In einzelnen Formen nimmt er gegen 30 Raumprocente ein, meist wohl weniger, doch stets übersteigt er den Gehalt an ursprünglichem Biotit. Daher kann man ihn nicht vom Biotit ableiten, dessen Baueritreste er übrigens ebenfalls durchwirkt. Die nötige Magnesia ist hier wohl zugeführt worden.

## 3. Überblick über die Metamorphose der Quarzkeratophyre.

Ein Teil der Gesteine ist mechanisch wenig mitgenommen worden. Ein anderer Teil wieder erlitt eine so vollständige

Tab. 20. Analysen und Projektionswerte der Quarzkeratophyre. (Angel.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si O <sub>2</sub>	74.20	73.56	73.29	67.70	65.25	64.59	64.40	64.20	63.63	63.59	59.67
Ti O <sub>2</sub>	0.25	0.35	0.40	0.85	0.75	0.54	0.54	0.92	0.84	0.60	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	13.60	12.27	14.92	13.79	14.60	15.11	14.78	15.40	14.44	15.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.06	3.18	5.73	4.80	8.21	7.64	6.10	7.97	3.81	13.04	10.70
Fe O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg O	0.62	0.51	0.42	0.63	0.70	1.10	0.83	1.02	0.73	0.14	—
Ca O	0.04	1.74	1.31	2.95	2.69	1.71	1.99	3.02	1.43	0.16	0.40
Na <sub>2</sub> O	3.58	3.50	1.45	4.14	2.76	4.46	3.60	2.18	6.22	1.90	6.20
K <sub>2</sub> O	2.60	2.04	1.60	2.40	1.67	2.40	3.98	2.78	3.51	2.75	3.50
H <sub>2</sub> O	3.17	1.50	3.24	1.62	3.28	2.46	2.52	2.03	3.23	3.03	2.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.10	0.15	0.23	0.30	0.15	0.40	0.52	0.20	0.40
CO <sub>2</sub>	—	0.25	0.32	0.31	0.56	0.34	0.36	0.70	0.44	—	—
	100.47	100.58	100.33	100.47	99.89	99.63	99.58	100.00	99.76	99.85	99.68
S	83.8	81.4	82.6	73.5	77.0	75.2	75.1	74.1	76.2	76.8	72.5
Si	71.5	70.7	75.2	65.6	66.0	6.10	63.1	64.0	61.4	65.0	58.5
U	18.1	18.5	19.9	21.4	23.5	23.9	23.1	24.9	21.3	27.5	25.2
L	10.4	10.8	5.0	13.0	10.5	13.1	13.8	11.1	17.3	7.5	16.3
a'' <sub>0</sub>	7.3	5.9	4.0	6.4	4.9	6.5	6.7	5.2	8.4	4.2	7.7
c'' <sub>0</sub>	0.1	2.2	1.1	2.0	1.9	1.0	1.2	2.2	0.4	0.1	0.2
f'' <sub>0</sub>	2.6	1.9	4.9	1.6	3.2	2.5	2.1	2.6	1.2	5.7	2.1
an	0.1	2.6	2.2	2.4	2.8	1.4	1.5	3.0	0.5	0.2	0.2
ab	6.9	5.3	4.5	5.4	5.2	6.4	5.0	3.8	6.9	5.0	7.1
or	3.0	2.1	3.3	2.2	2.0	2.2	3.5	3.2	2.6	4.8	2.7
te	3.9	4.0	3.6	6.9	6.0	6.3	6.3	7.9	6.3	5.0	8.7
mg	1.1	1.2	0.4	1.8	1.0	1.7	1.7	2.0	2.2	0.1	0.0
al	5.0	4.8	6.0	1.3	3.0	2.0	2.0	0.1	ca 1.5	4.9	1.3
Plagio- klas											
berechn	1.4%	33%	33%	30%	38%	19%	23%	44%	4%	4%	2.8%

Unvergrünt: 1. Treffneralpe (dicht, geschiefert); 4. Gr. Scharte—Lins (porphyr. massig); 6. Haberitörl (porphyr. geschiefert). Schwach vergrünt: 2. Glasbrenner; 3. Präbichl—Polster; 5. Spielkogel; 8. Spielkogel (sämtliche porphyr. massig). Stark vergrünt: 7. Eisenerz; 9. Stolzerhütte (beide Porphyr. massig). Vererzt: 10. Flitzengraben (dicht, geschiefert); 11. Kaiserau (dicht, massig).  
Analysen Angel.

Durchbewegung, daß Feinfältelung entsteht. Beispiele Zeiritzalpe, Leobnerberg. Es kann bis zum völligen Vernichten der Einsprenglinge kommen, so daß aus Quarzeinsprenglingen zwar zunächst noch Augen mit Kataklasstruktur, sodann aber lang-

gezogene Flatschen werden. Die Dynamometamorphose hat also unsere Gesteine in sehr verschiedenem Grade erfaßt.

Chemisch wirkte sich die Metamorphose aus in Serizitisierung der Alkalifeldspäte und in Zufuhr von Chlorit, beziehungsweise auch Erz.

Für einen Teil der Gesteine war die Durchbewegung parakristallin, für einen anderen Teil postkristallin, für einen dritten Teil präkristallin, das heißt im ersten Falle begann die Metamorphose zwar wie stets mit Durchbewegung, es setzte aber gleich auch die Wirkung der Lösungsmittel ein und es dauerte die Kristallisation bis zum Ende der Durchbewegung. Im zweiten Fall sehen wir die Durchbewegung die Kristallisation überdauern (Zeiritzalde, Leobnerberg). Im dritten Fall überdauert die Kristallisation die schwache Durchbewegung. (Mehrzahl der massigen Vorkommen.)

Die Metamorphose ist eine solche oberster Tiefenzone, sie konnte nicht ganz durchgreifen, die Durchbewegung war dazu zu schwach.

#### 4. Chemische Erörterungen.

Die von mir ausgeführten Analysen habe ich neu berechnet. In Si-U-L haben die Projektionen eine ziemlich große Streuung. Man sieht deutlich das Absinken ins Absatzfeld wegen der Serizitisierung. In  $a_0 c_0 f_0$  ist die Streuung ebenfalls bedeutend; die Formen 3 und 10 nehmen in beiden Dreiecken weit abgerückte Stellungen ein. Um die Lage richtig beurteilen zu können, muß man die Gesamtverhältnisse berücksichtigen. Die vererzten Formen zeigen tatsächlich auffallend hohe Werte für Fe. Die vergrüneten Formen zeigen zum Teil doch mehr Mg und Fe als die unvergrüneten, wenn man Formen vergleicht, die gleichviel Meroxen enthalten. Es muß erwähnt werden, daß in vielen Formen der Gehalt an Meroxen besonders nieder ist. Will man vererzte und vergrünete Formen zurückführen, so muß man ihre Projektionen von  $f_0$  wegbewegen. Vgl. Fig. 40 und Tafel 14.

Wie unsere Analysen zeigen, weisen fast alle Gesteine Tonerdeüberschüsse auf, die sich in der Wertegruppe  $fe\ mg$  als sehr mächtig ausnehmen. Wie nun der Zustand der Feldspäte bezeugt, sind diese in Glimmer umgesetzt, es ist somit sicher, daß sie Alkalien verloren haben. Aber nun wäre die Frage zu erörtern, ob das Verhältnis der Alkalien gleich geblieben ist. Primär war schon das Verhältnis Kalifeldspat:Natronfeldspat so, daß letztere weit überwiegen, umsomehr als ja in den sauren Ergußgesteinen der Kalifeldspat stets beträchtliche Mengen von Albitsubstanz in fester Lösung enthält. Eine Revision der Auszählung von Plagioklas und Kalifeldspat an einem der von mir vor sechs Jahren ausgemessenen Dünnschliffe zeigt, daß ich die Kalifeldspatmenge damals überschätzt hatte. Halten wir uns

nun vor Augen, daß der Großteil des analytisch festgestellten Kali in den Glimmern stecken muß, da ja nicht soviel Kalifeldspat auftritt, und daß nach unseren Erfahrungen Glimmer, welche in der ersten Tiefenzone gebildet werden, zwar beträchtliche Mengen, aber doch nur selten überwiegend Na führen, vielmehr das K zumeist über die Hälfte von der Summe K + Na deckt. und berücksichtigen wir, daß nur ganz geringe Mengen Karbonat, sowie nur vereinzelt Epidot auftritt, welche Produkte auf Anorthit zu beziehen sind, so sehen wir ein, daß das Na eine noch viel dominierendere Stellung im unveränderten Mineralbestand spielte als heute. Es ist mehr Na weggeführt worden als K und die Feldspate waren von Anfang an sehr sauer. Die mit 19—44% berechneten Durchschnitts-plagioklase verdanken ihre Basizität also der sekundären Wegfuhr von Albitsubstanz und Karbonatbildung. Ganz bis ins Detail lassen sich die Verhältnisse noch nicht verfolgen. Unter Anwendung der eben dargelegten Gesichtspunkte bewegen sich die Projektionspunkte wenn wir rekonstruieren wollen, in gerader Linie auf  $a_0$  zu, beziehungsweise, da doch auch  $f_0$  einen primären Anteil stellt, geradlinig von  $c_0$  weg. Dadurch werden die Punkte 4, 2, 5 gegen die Linie  $a_0 f_0$  bewegt. 8 mit seinem zu großen  $f_0$ , welches den Tonerdeüberschuß gering erscheinen läßt, müßte gegen  $a_0$  bewegt werden. Da auch 3 seinen hohen Wert  $f_0$  dem großen Tonerdeüberschuß verdankt, muß sich zwecks Rekonstruktion dieser Punkt direkt auf  $a_0$  zu bewegen.

Nun wird die ganze Gruppe gedrängt und bedeckt ein Feld, das den effusiven Äquivalenten der Na-reichen Alkaligranitite, eben den Quarzkeratophyren entspricht.

Die durchgängig hohen Eisenwerte sind bedingt durch reichliche Infiltration, wenn es sich um unvererzte Typen handelt.

Tabelle 21.

	I	II
Si O <sub>2</sub>	80·57	75·60
Ti O <sub>2</sub>	0·16	0·17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10·41	13·08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·18	0·62
Fe O	0·56	0·37
Mn O	0·08	Sp
Mg O	1·29	1·95
Ca O	0·10	0·10
Na <sub>2</sub> O	4·10	4·08
K <sub>2</sub> O	1·27	1·81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·02	0·11
S	0·03	0·02
C O <sub>2</sub>	0·15	0·03
H <sub>2</sub> O —	1·13	0·09
H <sub>2</sub> O +	1·23	1·66
	101·28	99·69
Si	76·7	72·0
U	14·2	18·2
L	9·1	9·8
S	85·4	82·1
a'' <sub>0</sub>	7·8	7·0
c'' <sub>0</sub>	0·1	0·1
f'' <sub>0</sub>	2·1	2·9
an	0·1	0·1
ab	8·3	7·7
or	1·6	2·2
fe	1·2	0·9
mg	3·8	3·4
al	5·0	5·7

Projektionen Fig. 40. Diese Gesteine zeigen uns den eisenarmen, primären Typus sehr rein!

## § 42. Andere steirische Quarzkeratophyre und Verwandte.

### 1. Meta-Quarzkeratophyre der Brucker Umgebung.

Fundorte: Brucker Stadt- und Lehrforst, Utschgraben.

Unvergrünte schiefrige Gesteine, den entsprechenden Typen der früher beschriebenen Serie vollständig gleich. Stiny bringt zwei Analysen. (Tabelle 21.)

Chemismus: In Si-U-L sind die Projektionsorte bereits unter die Grenzlinie Massengesteine-Sedimente herabgerückt: eine Folge der Metamorphose (Alkaliabfuhr). Im übrigen schließen sie sich ganz den Metaquarzkeratophyren der Blasseneck-Serie an, wie  $a_0 c_0 f_0$  sehr schön zeigt. Sehr schön ist auch die Übereinstimmung in den Feldspäten. Ursprünglich muß auch hier ein Na-reicher Sanidin neben Albit-Oligoklas vorgelegen haben, da der berechnete Plagioklas nur 1·2—1·3% An enthalten würde, die optische Bestimmung aber doch etwas höhere Werte liefert. Es handelt sich also auch hier um echte Quarzkeratophyre, mit denen schon Stiny sie verglichen hat.

Es sei hervorgehoben, daß auch der auf Kosten der Feldspäte gebildete Serizit beträchtlichen Na-Gehalt führen muß.

### 2. Meta-Quarzkeratophyre im Sausal. (Porphyroide, Serizitquarzite.)

(Mandlkogel-Kitzeck). Hellgrünliche bis weiße, feinfältelige Gesteine von nahezu dichtem Gefüge. Der Dünnschliff zeigt Einsprenglingsreste von Quarz in einem Grundgewebe aus serizitischen Glimmern, Quarz, etwas Chlorit, akzessorisch Apatit, Titanit (?) Rutil, Hämatit-Magnetit, Limonit.

Was die Analysen anbetrifft, so zeigen sie das Durchdringen der Metamorphose bereits im hohen al-Überschuß (Glimmer). Ferner ist der höhere Kalkgehalt in II auf infiltrierten Ader-Kalzit zurückzuführen, endlich erscheint auch der Eisengehalt nicht durchwegs primär. Vgl. Tab. 22.

Dadurch aber kommen wir zu Gesteinen, welche sich durch hohen primären Gehalt an Alkalifeldspäten auszeichnen! Damit ist der Anschluß an die Metaquarzkeratophyre der Blasseneck-Serie gegeben! Projektionen siehe Fig. 40.

Nur im Dreieck an ab or ergibt sich ein Unterschied, bedingt durch höheren K-Gehalt. Auffallend ist es, daß die naheliegenden Nr. 3 und 10 der Quarzkeratophyre von Eisenerz ebenfalls schon höheren Kaligehalt besitzen und sich so annähern.

### 3. Porphyroide im Wechselgebiet.

Am Kulmariegel tritt schwach schiefriges, weißliches Gestein mit Einsprenglingsresten von Quarz und Feldspäten auf. Der Schliff zeigt die ehemalige Grundmasse umgesetzt in ein Gemenge von Quarz und Serizit, eingestreut erscheint winziger Turmalin und spärliches Erz.

Die Einsprenglinge Quarz und Feldspat (nach Mohr: Orthoklas) sind Porphyroklasten geworden, also kataklastisch deformiert, ein grüner Biotit wird von Epidot begleitet.

Dieses Gestein schließt sich an die übrigen Meta-Quarzkeratophyre an.

Damit genetisch verknüpft erscheinen die Leukophyllitlinsen der Schieferserie des Wechselgebietes, das sind talkschieferähnliche Gesteine, die aus Serizit bestehen (Weißerde). Solche kommen unter anderen auch bei Ratten-Rettenegg vor.

### § 43. Diabase und Metadiabase.

So wie mit den Quarzkeratophyren ist es auch mit unseren Diabasen. Sie bilden vielfach Serien von engster Zusammengehörigkeit, wobei es Glieder mit minimaler und solche mit maximaler Metamorphose gibt. Solange der Diabascharakter noch kenntlich ist, sollen diese Gesteine als Diabase und Metadiabase bezeichnet werden. Ihre bis zur Unkenntlichkeit metamorphen Formen sind Grünschiefer.

#### 1. Diabase des Hochlantsch.

Als Ausgangspunkt unserer Erörterungen wählen wir die Diabase und Metadiabase des **Hochlantschgebietes**.

Äußeres: Dicht (= aphanitisch), dunkelgrün, massig bis schwach schiefbrig, selten mit größeren graugrünen Plagioklaseinsprenglingen in graugrüner Grundmasse. Limonitische Linsen und Karbonatüberzüge häufig.

Struktur: In den meisten Fällen zeigt sich ein Gegensatz von Einsprenglingen: (Plagioklas, Augit) und Grundmasse. Doch gibt es auch Formen mit typischem Basaltgewebe (intersertal) ohne Einsprenglinge. Diese Struktur ist oft verwischt durch Kristalloblastese, die über der alten Mineralgesellschaft eine neue aufbaute. Manchmal noch Reste blasiger Struktur mit Mandeln.

Mineralbestand: Primär: Plagioklase, wegen der starken Umsetzung nicht mehr bestimmbar. Da unter ihren Umwandlungsprodukten Kalzit eine Rolle spielt, dürfte er wohl stark basisch gewesen sein.

**Tabelle 22.**  
Analysen (Leitmeier).

	I	II
Si O <sub>2</sub>	65·50 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>	72·31 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19·35	13·46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4·47	4·61
Mg O	0·40	0·26
Ca O	0·35	1·50
Na <sub>2</sub> O	1·46	1·06
K <sub>2</sub> O	5·93	4·22
Gldhv	2·88	2·24
	100·34	99·56
Si	61·6	69·6
U	28·2	21·8
L	10·2	8·6
S	75·7	81·0
a'' <sub>0</sub>	5·0	4·8
c'' <sub>0</sub>	0·2	1·1
f'' <sub>0</sub>	4·8	4·1
en	0·3	1·8
ab	2·7	2·3
or	7·0	5·9
fe	3·7	5·3
mg	0·3	0·3
al	0·0	4·4

Pyroxen. Nelkenbrauner, intersertaler Augit wird abgegeben vom Zechner Mahr, Zachengraben, ansonst sind die Augite chloritisiert oder auch in Hornblende verwandelt, wobei ebenfalls stets Karbonat gebildet wird. Magnetit, Titanmagnetit und Ilmenit. — Apatit.

Sekundäre Bildungen. Außer den erwähnten Bildungen, Karbonaten, serizitische Glimmer, Chlorit, schilfige Hornblende gelegentlich noch Epidot, Leukoxen (Titanit) nach Ilmenit.

Chemisches: Die Welischen Analysen ergeben ein höchst merkwürdiges Bild. Nr. I. Zachengraben muß gelegentlich noch einmal untersucht werden. Hier überwiegen die Alkalien über die Tonerde! Das deutet auf Ägirin. In den beiden andern fallen auf: 1. Die niederen Werte von  $c_0$ , 2. die relativ hohen Werte  $or$ , 3. die überaus hohen Werte  $ab$ . In der Wertegruppe  $ca\ fe\ mg$  sieht man deutlich noch den Pyroxen neben Erz sich abheben. Die Folge dieser merkwürdigen Verhältnisse ist nun die, daß die Analysenorte in das Feld der Theralite usw. fallen, ja noch weiter nach links oben! Im allgemeinen möchte man wohl einen anderen Gang der stofflichen Umwandlung erwarten: nämlich daß die Alkalien bedeutend heruntersinken, daher  $c_0$  zunimmt (relativ). Hier ist es geradezu umgekehrt. Tatsächlich sind in porphyrischen Formen die Feldspäte gänzlich verglimmert, also der Kalk weggeführt, wogegen die ehemaligen Augite oder Olivine (der Form nach könnten es ohneweiters Olivine gewesen sein!) in Pseudomorphosen von reichlichem Kalzit und zurücktretendem, ihn durchaderndem Chlorit sich darstellen. Auffällig ist in unseren Schlifften auch der Mangel an Epidot unter den Umwandlungsprodukten. Die nachmetamorphe Lage zeigt also:

Kalzit—Chlorit—Alkaliglimmer, Leukoxen.

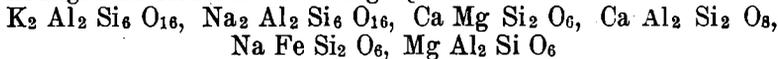
Das stimmt mit den Analysen ganz gut. Die vormetamorphe Lage nach den Schlifften zu schließen:

Olivin—Pyroxen—Plagioklas—Ilmenit, vielleicht auch Glas, anderes ist nicht erschließbar. Der Mangel an Epidot läßt sich begreifen, wenn der Olivin oder der tonerdearme, aus Diopsid-Klinoenstatit aufgebaute Pyroxen die Grundlage der Pseudomorphose bildete. Daß der Plagioklas heute nur verglimmert ist, weder Kalzit noch Klinozoisit enthält, das ließe erwarten, es sei dieser Plagioklas schon primär sehr sauer, anorthitarm gewesen. Was aber wäre dies für ein Gestein? Die Kombination von reichlichem nelkenbraunen Augit mit intersertal angeordneten Plagioklasen, die gar nicht etwa vereinzelt zu sehen ist, erfordert einen basischen, das heißt anorthitreichen Plagioklas. War dieser aber primär zugegen, dann wurde der Plagioklas unter Abscheidung und Abfuhr von Kalk (!) umgewandelt. Der Kalk ist anscheinend nicht weit gewandert. Allein: Der Anorthitgehalt der Plagioklase verlangt ein größeres  $c_0$ ! Dieses könnte sich nur

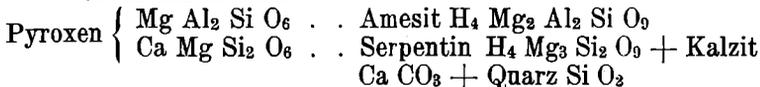
daraus ergeben, daß  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  als Vertreter von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zur Abbin-  
dung der Alkalien einbezogen wird. Das bedeutet aber: Einfüh-  
rung des Ägirin-Moleküls  $\text{Na Fe Si}_2\text{O}_6$ ! Damit wird uns der  
Alkali-Überschuß der Analyse I von Welisch verständlich. Allein  
der Umstand, das K so auffallend mächtig ist, verlangt noch eine  
Erklärung! Es müßte primär unbedingt entweder Sanidin oder  
Leuzit vorhanden gewesen sein. Im Vergleich zu Tiefengesteinen  
ergäben sich Anklänge an Shonkinit! Unsere Schlußkette führt  
also auf einen Bestand:

Andesin—Oligoklas, Sanidin, Ägirinaugit, eventuell Olivin,  
eventuell auch kleine Mengen Nephelin, Leuzit, Eisenerz. Das  
geht in die Reihe der Banakite einerseits, der Leuzittephrite  
andererseits. Der geringe  $\text{SiO}_2$ -Gehalt spricht mehr gegen die  
letztgenannte Familie. Der Schluß auf Andesin—Oligoklas scheint  
mir deshalb gerechtfertigt zu sein, weil ja für basischere Plagio-  
klase zu viel Kalk verbraucht würde, der für Pyroxen nötig ist.  
Dieselbe Berechnung muß aber auch für II und III gemacht  
werden, wenngleich sich das Verhältnis  $\text{K} : \text{Na}$  nun stark umkehrt.  
Ohne Annahme von Ägirin geht es auch hier nicht, wenn der  
Feldspat entsprechen soll und wir kommen hier ganz in das  
Gebiet der Trachydolerite!

Betrachten wir jetzt den Vorgang der Umsetzung in den  
heutigen Mineralbestand. Ausgangsminerale:

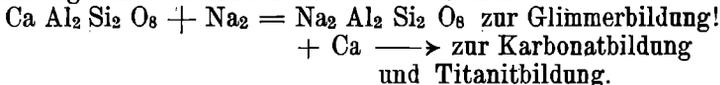


Von diesen liefern:



$\text{An} = \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \dots \dots \dots$  Kalzit + Tonerde-Rest, welcher für  
Glimmer verwendet werden kann, Sanidin und Albit liefern  
Glimmer nach Maßgabe des verwendbaren Tonerderestes.

$\text{Na Fe Si}_2\text{O}_6$  Ägirin setzt Na in Freiheit, welches auf  
Anorthit deshalb austauschend wirken muß, weil Ab in dieser  
Stufe beständig ist, daher wird aus den Plagioklasen das Ca  
verdrängt und wir finden daselbst kein Karbonat.



Erstaunlich bleibt deswegen die K- und Na-Menge noch  
immer, da ja zur Glimmerbildung aus Sanidin und Albit immerhin  
Alkaliabfuhr nötig wäre. Es ist aber fraglich, ob nicht unter  
Beihilfe von allen Agentien doch die Glimmerbildung ein teil-  
weise additiver Prozeß ist. Kieselsäure ist ja sicher weggeführt  
worden! Andererseits scheint auch Ca weggeführt worden zu sein  
(Austausch gegen Na). Damit würde nun die ursprüngliche Menge

Anorthit größer, relativ daher die Alkalien kleiner! Das ist ein ganz anderer Glimmerbildungsprozeß wie in den Intrusiven der zweiten Stufe.

**Tabelle 23. Diabase von Mittelsteier. (Nach Welisch.)**

Projektionswerte nach Becke. (Berechner Angel.)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
S	55·87	51·14	53·39	61·13	61·98	59·01
Si	45·22	40·23	44·11	49·62	50·20	48·47
U	30·75	37·56	31·21	32·97	30·24	32·65
L	24·03	22·21	24·68	17·41	19·56	18·88
a <sub>0</sub>	4·0	6·4	5·3	4·2	5·8	5·1
c <sub>0</sub>	0·0	0·1	0·2	1·0	0·4	0·6
f <sub>0</sub>	6·0	3·5	4·5	4·8	3·8	4·3
an	0·0	0·2	0·4	2·0	0·7	1·1
ab	4·0	7·3	7·9	6·8	7·7	7·0
or	6·0	2·5	1·7	1·2	1·6	1·9
fe	4·7	5·6	4·2	7·7	5·8	6·0
mg	2·0	2·8	2·0	0·2	2·2	1·8
ca	3·3	1·6	3·8	2·1	2·0	2·2

I—III Lantsch-Diabase. IV—VI Grazer Diabase.

## 2. Diabase der Umgebung von Graz.

Hariztal, Rettenbachklamm, Platte.

Grüne, massige, dichte Gesteine, oder auch gequält schiefrige Typen. Struktur: Intersertal bis porphyrisch mit intersertaler Grundmasse. Diese Struktur ist häufig durch Metamorphose bis zur Unkenntlichkeit überdeckt.

Primärer Bestand nach Resten: Feldspat, darunter Leistchen der Grundmasse, sowie Plagioklaseinsprenglinge (Andesin—Labradorit)-Pyroxen, nur mehr selten anzutreffen, nicht näher bestimmbar. Magnet Eisen und Ilmenit reichlich, Apatit.

Sekundär: Alkaliglimmer als Umwandlungsprodukt der Feldspäte, Kalzit nach Pyroxen, desgleichen Chlorit (Pennin), seltener strahlsteinartige Hornblende, Leukoxen. Epidot sowohl in Plagioklas als auch in den Pyroxenen, besonders auf der Platte ist Epidot reichlich vorhanden.

Chemisches. Hier tritt das K mehr zurück, an erhält so wie c<sub>0</sub> größere Werte, der Augit ist also wohl ärmer an Ägirinsilikat wie im Lantschgebiet. Die Projektionspunkte fallen mitten hinein in das Gebiet der Essexite, Shonkinite und Theralite.

Zu diesen Gesteinen sind auch die Metadiabase im Alpengraben, Südrand des Gleinalmgebietes zu zählen. Vielleicht auch zum Teil die Jppenschen Norizite aus der Neumarkter Gegend.

Der Name Diabas, welcher Pazifiker bezeichnet, ist nicht passend für unsere Gesteine. Wir könnten sie besser als theralitische Diabase ansprechen, beziehungsweise shonkinitische Diabase (wie I). Ihre nächsten chemischen Verwandten wären gewisse Malignite und amerikanische Theralite als Tiefengesteine.

Von der Gleichenberger Atlantikerreihe weichen sie nach oben hin ab. (Vergl. Figuren große Tafel und Tafel 14, sowie Tafel 4, Fig. 17.)

Dieser Abweichung kommt ursprünglicher Charakter zu! Wollte man nämlich den Grund des heutigen Zustandes etwa in der Metamorphose sehen, dann wären unsere Gesteine tieferliegend zu suchen (Abfuhr von Alkalien, Konzentration von Kalk).

#### Metadiabastuffe.

Im Gebiete von Semriach und in der Umgebung von Graz (Platte usw.) werden die Diabase von hellgrünen Schiefeln begleitet, auf deren Hauptbrüchen man häufig schwarzgrüne, unregelmäßig begrenzte Hornblenden beobachten kann. Sie sind den Jppenschen Noriziten von Neumarkt (Obersteier) gleichzustellen. Wahrscheinlich liegen mehr oder minder reine Diabastuffe in metamorphem Zustand vor.

#### 3. Diabase im Sausalgebirge.

Im Schieferkomplex zwischen Pernitsch und Rettenberg sind grüne Schiefer nach Art der Semriacher Schiefer und Diabase, sowie Diabasporyrite (Leitmeier) anzutreffen. Der Großteil davon ist hochmetamorph, ein Teil verwittert, ein geringer Teil läßt noch die Mineralreste des Ausgangsgesteines erkennen.

Südabhang Pernitsch: Metadiabas. Reste von Labradoritleistchen in intersertaler Anordnung als Grundmasse von Olivin und Augit als Einsprenglingen; ferner reichlich Magnetit, Titan-eisen und Pyrit, Apatit. Das Bild wird verschleiert durch eine Metamorphose in der ersten Tiefenzone, welche aus den primären Mineralien folgende gebildet hat: Karbonate, helle Alkaliglimmer, Chlorit-Viridit. Damit zeigt sich Verwandtschaft mit den Grazer und Lantsch-Diabasen.

Zu diesen Metadiabasen gehören als metamorphe Tuffe grüne Schiefer, zum Teil mit größeren schwarzgrünen und flaserig auf den Hauptbrüchen hervorstechenden Hornblenden (Norizite). Ähnliche Diabase und Schiefer am Wiesberg und bei Lebring.

#### 4. Metadiabase der Schladminger Gegend.

In der Walchen fand Schwinner schwarze, dichte Massengesteine, die trotz der scheinbaren Unversehrtheit im Dünnschliff

sich als weitgehend metamorph erwiesen. Eine Deutung war nur auf Grund von Analysen möglich. Die Gesteine konnten sowohl metamorphe Diabase als auch metamorphe Quarzkeratophyre sein. Mikroskopisch war eine Bestimmung nicht durchführbar.

Zu den Analysen wäre zu bemerken, daß bei II eine Entfernung der Quarzadern, welche gesteinsfremde, jüngere Rißausfüllungen sind, nicht möglich war.

Da die Analysen auch sonst ziemlich Differenzen aufweisen, ist eine Diskussion am Platze.

Si-U-L. Hier fällt I an die Grenze von Gabbro- und Essexit-Theralitfeld, wohin auch Gleinalm-Orthoamphibolite und ein Diabas der Grazer Umgebung fallen. II dagegen fällt in das Gebiet der Quarzkeratophyre, wenngleich nicht in deren Hauptgebiet, umsoweniger, als ja bei Berücksichtigung des gesteinsfremden Quarzüberschusses ein ganz bedeutendes Abrücken vom Si-Punkt weg, abermals gegen das Theralit-Essexitfeld zu erfolgt. Eine Entscheidung bringt somit die Wertegruppe Si-U-L noch nicht.

$a_0 c_0 f_0$ . Hier kommt I in die unmittelbare Nähe des Diabasmittels zu liegen, II aber in die Nähe des Essexitmittels. Da fällt die weite Streuung auf, die für diese unmittelbar miteinander vorkommenden Gesteine unerwartet ist. Doch zeigen auch die Diabase der Grazer Umgebung eine sehr bedeutende Streuung parallel der Linie  $a_0 f_0$ . Ferner beobachtet man, daß II von den Quarzkeratophyren sich entfernt.

an ab or. Hier liegen die Projektionen auf einem flachen Kurvenstück, beginnend mit einem Diabas der Grazer Umgebung, im weiteren Verlaufe besetzt mit Projektionen von Keratophyren, Theraliten, Essexiten und an der an-Achse des Dreieckes endigend mit dem Punkt für I. Auf dieser Kurve ist die Streuung für die erörterten Metadiabase nicht größer wie jene der Quarzkeratophyre.

fe mg ca. Auffallend ist die Kongruenz der Wertegruppen für die dunklen Gemengteile. Es wird dadurch ausgedrückt, daß diese Gesteine bei wechselnder Beteiligung heller Gemengteile und wechselndem Verhältnis derselben, denselben oder dieselben dunklen Gemengteile führten! Diese dunklen Gemengteile nehmen wieder eine ganz merkwürdige Grenzlage ein, in der Nachbarschaft des Diabasmittels, welches selbst an der Grenze von Gabbro- und Essexit-Theralitfeld zu liegen kommt.

Jedenfalls zeigt sich hier ausschlaggebend das Abrücken von den Keratophyren, welche ihre dunklen Gemengteile im Dreieck fe mg al abbilden und nicht wie die Metadiabase, in fe mg ca!

Vom chemischen Standpunkte aus kommen wir zum Schlusse, daß metamorphe, vielleicht essexitische Diabase vorliegen.

Mineralbestand. Die Gesteine verdanken ihre dunkle Farbe dem Reichtum an Erz, welches in Form von kurzlinsigen, vielfach gewundenen, beziehungsweise gekrümmten Erzkörperchen mächtig ist. Aus der Analyse ist auf Ilmenit zu schließen. An Stelle der dunklen Gemengteile von ehemals findet man einen sehr blaßgrünen Chlorit in

Fetzchen, sowie braune Flecken (Überreste eines Pyroxens?). Die Feldspäte sind sehr weitgehend verglimmert und karbonatisiert. Interessant ist, daß Quarz im Gestein bei den Analysen vorkommt, wo doch I untersättigt ist und II seine Übersättigung Quarzadern verdankt. In Übereinstimmung dagegen ist folgendes: I besitzt mehr Überreste dunkler Gemengteile, weniger verglimmerte als karbonisierte Feldspäte, bei II ist's umgekehrt, ansonst sind die beiden Gesteine überaus ähnlich, der Dünnschliff gibt keine Anhaltspunkte dafür, daß sie einander wesensfremd wären.

In der Struktur ist der Gegensatz zwischen Einsprengling und Grundmasse noch erkennbar. Merkwürdigerweise haben ihn die starken metasomatischen Vorgänge nicht ganz verwischt. Man sieht unter den Quarzsplintern keine Reste von Einsprenglingen, die das Gestein zu einem Quarzkeratophyr stempeln könnten. Der Umsetzungsgrad ist aber höher, als wie zum Beispiel bei vielen Grazer und Lantsch-Diabasen.

#### Grünschiefer der Neumarkt-Murauer Mulde.

Mühdorf. Es scheinen zweierlei Grünschiefer unterscheidbar zu sein.

1. Sedimentäre Formen: Mit je einem Drittel Chlorit, Kalzit, Quarz-Plagioklas.
2. Norizite: Metamorphe Diabastuffe mit fleckigen dunkelgrünen Hornblenden.

Tabelle 24. Analysen (Veren).

	I	II	Projektionswerte nach Becke	
			I	II
Si O <sub>2</sub>	44.34	60.74	S=57.0	69.7
Ti O <sub>2</sub>	0.30	0.73	Si 48.7	60.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.61	13.56	U 34.5	24.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.13	2.19	L 16.8	15.1
Fe O	nicht best.	3.80		
Mg O	5.60	3.49	a <sub>0</sub> 3.1	6.1
Ca O	8.02	3.61	c <sub>0</sub> 2.3	0.9
Na <sub>2</sub> O	1.88	3.94	f <sub>0</sub> 4.6	3.0
K <sub>2</sub> O	2.56	3.90	an 4.3	1.3
H <sub>2</sub> O -	1.02	0.62	ab 3.0	5.3
H <sub>2</sub> O +	3.38	Glüh-	or 2.7	3.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	verl. 3.61		
C O <sub>2</sub>	6.04		fe 4.1	4.0
S	0.28		mg 4.2	4.3
	99.63	100.29	ca 1.7	1.7

I. Metadiabas, Walchen. Eingang zum Stollen des Elektrizitätswerkes. II. Metadiabas, Walchen. mit Quarzgängen durchadert.

Nach Ippen, welcher den Namen Norizite einführt, sind diese Gesteine (Weierhof, Ober-Murau) aufgebaut aus einem Grundgewebe aus Kalzit, Epidot, Chlorit und sehr viel hellen Glimmern, die einen dichten Blätterfilz bilden, worin Hornblende Perphyroblasten verschiedener Größe bildet. Pyrit und Magnetit mit Hämatitrand akzessorisch. Die Gesteine sind graugrün, oft schön gefältelt, anscheinend präkristallin durchbewegt, schwarzgrün punktiert bis fleckig.

Durch den Eintritt von Hornblende ist der besondere Charakter ausgesprochen. Wir können sie als Vertreter einer tieferen Etage der ersten Tiefenzone in den Rahmen der Grünschiefer einfügen.

**Diabastuff (-Melaphyrtuff) vom Vorder-Plabutsch (bei Graz).**

Im Anschluß an die Metadiabase und Diabase möge auch der „Metaphyrtuff“ obigen Fundortes erwähnt werden.

Es handelt sich um hellgrüne bis rotviolette Gesteine. Sie können mit gleichem Rechte als Diabastuffe bezeichnet werden. An ihrem Aufbau nimmt klastisches Diabasmaterial mit seinen Umwandlungsprodukten hauptsächlich Anteil, daneben tonige Substanzen usw.

Diesen Diabastuff findet man vom Vorderplabutsch weg bis zur Eggenberger Einsiedelei und einen Zug in ganz entsprechender Lagerung am Raacher Berg (Frauenkogelgebiet).

Die genannten Vorkommen sind im Grazer Devon enthalten. Sie unterscheiden sich von den Noriziten der Semriacher Schiefer durch den Erhaltungszustand. Die Norizite haben eine tiefgreifende Metamorphose, wogegen die obigen Diabastuffe bedeutend schwächere Umwandlung aufweisen. In welcher Beziehung dieselbe zur Metamorphose in der ersten Tiefenstufe steht, wäre erst noch zu untersuchen. Währendem die Norizite richtige metamorphe Schiefergesteine sind, scheint mir das bei den Plabutscher Tuffen nicht der Fall zu sein.

## **2. Kapitel. Metamorphe basische Massengesteine.**

### **§ 44. Allgemeine Übersicht.**

1. Ausgangsmaterialien. Greifen wir zurück auf die Tabellen der primären Massengesteine! Wir erkennen, daß sich atlantische und pazifische Tiefengesteinsreihe schließlich gegen das Ende der Reihen zu in der Familie der Peridotite-Pyroxenite treffen. Diese Endglieder sind ihnen gemeinsam, und nur Teile der Familie lassen noch die Zugehörigkeit zur einen oder andern Reihe erkennen. Von da ab tritt Gabelung ein, wir können die basischen Endglieder entweder in der Richtung auf Essexit-

Theralit-Shonkinit hin, oder in der Richtung zu den Gabbros hin verfolgen.

2. Durch Metamorphose dieser letztgenannten Gesteinsfamilien, beziehungsweise von bestimmten Gliedern derselben entstehen in der dritten Tiefenstufe Eklogite, beziehungsweise Eklogitamphibolite, in der zweiten Tiefenzone diablastische<sup>1</sup> und normale Orthoamphibolite, in der ersten Tiefenzone Grünschieferamphibolite und Grünschiefer.

Aus den Peridotiten werden bei uns in der zweiten und ersten Tiefenzone Antigoritserpentine, aus den Pyroxeniten werden Smaragdit- und Strahlsteinschiefer oder Talkschiefer in der mittleren, Chloritschiefer in der obersten Zone.

3. Es wäre denkbar, daß Amphibolite auch aus den basischen Endgliedern der Ergußgesteinsreihen hervorgehen, namentlich für Diabase nimmt man dies an.

Für einen Großteil unserer steirischen Amphibolite ist jedoch Abkunft aus Tiefengesteinen anzunehmen. Dafür spricht die Verbindung mit den metamorphen Peridotitstöcken und mit den Sausüritgabbros, neben geologischen Umständen.

4. So wie wir die Orthogneise im Zusammenhang mit den sauren Intrusiven, denen sie genetisch zugehören, besprochen haben, so beziehen wir in die Erörterungen über die metamorphen basischen Massengesteine die nicht oder wenig metamorphen Gesteine derselben Natur ein. Auffälligerweise kehrt sich nun das Häufigkeitsverhältnis um! Den vielen nichtmetamorphen sauren Intrusiven, beziehungsweise wenigen metamorphen Intrusiven (Orthogneisen) stehen gegenüber wenig nichtmetamorphe, aber schwer überwiegend metamorphe basische Massengesteine. Die nicht oder schwach metamorphen Glieder unter ihnen bilden gleichsam nur unverdaute Brocken in den metamorphen.

5. Die auffälligste Erscheinung unserer Amphibolitgebiete sind die Sausüritgabbros, welche oft eine überraschend massige Textur aufweisen, oder sehr schön intersertal gebaut sind. Sie erscheinen als feldspatreiche Ausbildungsformen gabbroider Magmen, im Kleide von Metamorphose der zweiten Tiefenzone und bieten noch manche ungeklärte Frage.

## § 45. Serpentine.

### 1. Die Serpentine des Gleinalmgebietes.

#### Besprochene Vorkommen.

1. Ochsenkreuz. 2. Ochsenkogel. 3. Fürstbauer. 4. Wolfsgrube. 5. Kraubath. 6. Waldkogel. 7. Traföß bei Mixnitz.

<sup>1</sup> Plagioklas und Hornblende bilden innige, feinmaschige Durchdringungen, siehe Fig. 11 auf Tafel 3.

### Geologische Bemerkung.

Unsere Serpentine bilden linsenartige Körper verschiedener Ausdehnung in großen Orthoamphibolitzüge, mit welchen sie häufig durch eigenartige, sie in Form eines Hofes umgebende Hornblendegesteine verbunden sind. Wo sie zu besonderer Mächtigkeit anschwellen, enthalten sie noch Partien ihrer Ursprungsgesteine in nicht oder wenig metamorphem Zustand. So entsteht eine charakteristische Gesteinsgesellschaft, welche auch hier im Zusammenhang abgehandelt werden soll.

### Mineralbestand.

**Breunnerit.** Weiße, hellgelbe oder hellroströte Rhomboeder mit lebhaft spiegelnden Spaltflächen. Einschlüsse von Magnetit und Serpentin. Manchmal ist die Rinde limonitisiert (Verwitterungserscheinung), dadurch kommt eine scheinbare Annäherung an Pistomesit zustande. Reiner, frischer Breunnerit enthält bloß 3·4 Mol. % Eisen-Mangan-Karbonat und nähert sich damit sehr dem reinen Magnesit, von dem er 96·6 Mol. % besitzt.

**Tremolit.** Hellgrünliche bis farblose Stengel, bis 7 cm lang und 1 cm dick. Auch er enthält Magnetiteinschlüsse. Zusammensetzung in Mol. %: Tremolit-Aktinolith-Silikat 91·3% (davon 6% Aktinolithsilikat mit etwas Mangan neben Eisen, 0·9% Ca Si O<sub>3</sub>, 7·8% sogenannte freie Säure H<sub>3</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub> und 1·3% adsorbiertes Wasser). Er bildet entweder große Porphyroblasten im Serpentin, oder ein denselben durchwirkendes feines Nadelgewebe von eisblumenartiger Schönheit.

**Antigorit.** Schwarzgrüne oder fleckig apfelgrüne, nur mikroskopisch auflösbare Schuppenmassen mit verschiedener Größe der Individuen in einzelnen Vorkommen. Dem Serpentin silikat sind 3·5—10 Mol. % Amesitsilikat beigemischt. Eisen vertritt die Magnesia mit 3·5—5·7 Mol. %.

Im Kraubather Serpentin ist Umlagerung von Chrysotil (Faserserpentin) in Antigorit (Blätterserpentin) zu beobachten. Dasselbe in sehr vorgeschrittenem Stadium im Trafoßer Vorkommen, in dem auch ein Leuchtenbergit auftritt, welcher von Antigorit orientiert umwachsen wird.

**Chlorit.** Bis 1 cm große, tiefgrüne Schuppen, Klinochlor mit 46·5 Mol. % Amesit, 53·5 % Serpentin silikat. Eisen für Magnesia 5·2 Mol. %.

**Smaragdit.** Grasgrüne bis saftiggrüne Stengel oder kurz-säulige Individuen, seltener graugrün oder braun (in diesem Falle mit tiefer gefärbter Hülle). Pleochroismus: a farblos, b graugrün bis hellgraugelb, c hellgranblau, hellblaugrün oder hellbraungrün. Auslöschung c:c = 17—23°. Einschlüsse: Ilmenit, Pyrit, Roteisen nach Pyrit, Chlorit, Rutil, vereinzelt auch Oligoklas, Kalzit, Zoisit α. Die Einschlüsse machen stets nur geringe Mengen aus.

Die Zusammensetzung läßt sich ausdrücken durch folgende isomorph gemischte und in feste Lösung genommene Silikate

Tremolitsilikat:	Ca Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	71·1—74·2	Mol. %
Syntagmatitsil:	Ca Mg <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	14·3—15·7	" "
Glaukophansil:	Na <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	11·4—7·7	" "
—	Ca Si O <sub>3</sub>	2·4—0	" "
Freie Säure	H <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	0·8—2·4	" "
Adsorbiertes Wasser		1·4—0·8	%

Hierin wird etwas Mg durch Fe, Na durch K, Al durch Fe vertreten. Der Chromgehalt ist unbedeutend.

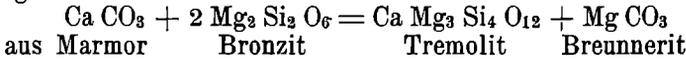
Bronzit. Hellbronzefarbige, dicke und gedrungene Individuen; bestehend aus 97·6 Mol. % (Mg Fe) Si O<sub>3</sub> (Enstatitsilikat) und 2·4 Mol. % Ca Mg Si<sub>2</sub> O<sub>6</sub> (Diopsidsilikat) das Verhältnis Mg:Fe = 9:1, also wie im Bronzit und Olivin von Kapfenstein, und wie im Augit und Olivin des Weitendorfer Basaltes.

Ansonst: Talk, weiß, perlmutterglänzende Individuen, dichte Massen, auch graugrün.

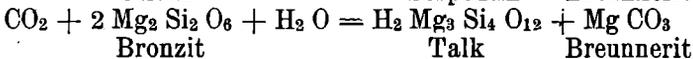
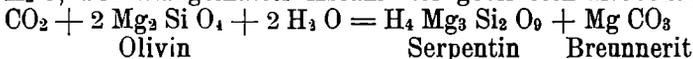
#### Abarten der Serpentine und Begleitgesteine.

1. Antigoritserpentin. Reiner Antigoritserpentin ist selten, meist sind größere Mengen Talk dem Gewebe einverleibt. Er besitzt dann massigen bis schiefrigen Habitus, schwarzgrüne bis grüne Farbe, kleine Erzklümpchen sind bereits frei sichtbar. Im Mikroskop sieht man ein von Talk durchdrungenes Antigoritgewebe. Das Ursprungsgestein war bei Talkfreiheit ein Dunit, bei Talkgehalt ein Harzburgit.

2. Tremolit - Breunnerit - Serpentin, vom obigen unterschieden durch eine oft sehr reichliche Führung von Porphyroblasten von Tremolit und Breunnerit, welche mechanisch unverletzt sind. (Posttektonische Kristalloblastese!) Das Muttergestein war ein Harzburgit, der Kalk für die Tremolitbildung stammt aus Kalkzügen, welche tektonisch in die Serpentinmassen eingetaucht wurden.



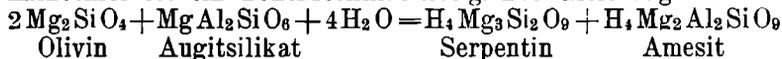
3. Breunnerit-Serpentine mit oder ohne Talk, von den früheren unterschieden durch den Mangel an Tremolit, entstanden aus Harzburgiten oder Duniten durch Umsatz mit CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O, und mangelhafter Abfuhr der gebildeten Karbonate:



Die Kohlensäure stammt aus Sedimenten mergeliger Natur, die der Gleinalmschieferhülle angehören und Ca zur Zoisit-Epidotbildung aus Ca CO<sub>3</sub> frei machen ließen.

4. Talkschiefer, auf der Südseite der Gleinalpe wenig verbreitet, auf der Nordseite (Gulsen-Kraubath) mächtiger, entstanden aus Bronzitfels, zeigen bei weißer bis graugrüner, auch grauer Farbe stets ausgezeichnet schiefrige Textur und große Reinheit. Unter Umständen kann bei der Metamorphose Breunnerit gänzlich weggeführt werden. Ansonst kommen Breunnerit-Talkschiefer zustande. Immerhin aber verhält sich auch der Talk so, als ob er während der Metamorphose umgelagert worden wäre, das könnte sein vorzüglich ausgebildetes s erklären, welches von den massigen Serpentininen so sehr absticht.

5. Chloritschiefer, grün, grob lepidoblastisch. Diese unbedeutenden, aber nicht selten auftretenden Begleiter der Serpentine, die stets mit Talkschiefern verknüpft und durch Übergänge (Talkchloritschiefer) verbunden sind, geben vorläufig noch keine Anhaltspunkte für ihr Muttergestein. Zur Entstehung von Klinochlor ist ein Tonerdesilikat nötig. Die Gleichung



Olivin Augitsilikat Serpentin Amesit  
gibt ein Bild des Vorganges. Es müßte also ein Gestein in unseren Serpentinbezirken gegeben haben, welches einen tonerdehaltigen Augit führte (Diallag führt in Peridotiten bis über 4%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und käme eventuell in Betracht). Damit müßten wir entweder Lherzolitische, wehrilitische oder diallagitische Nebenformen im Bereich der ehemaligen Peridotite erwarten.

6. Smaragditschiefer. Diese schönen, grob- bis feinstengeligen, auch mittelkörnigen, grünen bis braunen Gesteine enthalten außer Smaragdit und den genannten Einschlüssen nur selten einen anderen Bestandteil, wenn aber, dann zeigen sich Übergänge in die Amphibolite. Sehr deutlich sieht man, daß zwischen den Smaragditen und den Tremoliten keine Beziehung besteht. Die Smaragditschiefer sind Abkömmlinge von basischen Endgliedern der Essexitreihe. (Vergl. Chemische Erörterungen.)

#### Unvollkommen metamorphosierte Formen.

Mehrfach findet man in den großen Serpentinmassen sozusagen unverdaute Reste der Muttergesteine, welche die von uns aus den Analysen gezogenen Schlüsse bestätigen.

Aus der Kraubather Serpentinmasse sind Dunite, Bronzitfelse, Chromeisenerzmassen mit Olivin seit langem bekannt. Dünnschliffe zeigen unter anderen:

1. Einen Dunit mit Maschen aus Chrysotil in Olivin, andererseits auch zertrümmerten Olivin, die Teilstücke fest aneinandergepreßt, auf den geschlossenen Fugen natürlich kein Serpentin.

2. Einen Harzburgit, dessen Bronzitreste von Talk umhüllt sind, oder Fortwachsung in prächtigen Tremolit aufweisen!

An Kraubather Material ist die Entstehung von Serpentin

auf Kosten von Olivin, von Tremolit und Talk auf Kosten von Pyroxen schrittweise verfolgbare. Nur für tonerdehaltige Augite ist kein Nachweis zu erbringen. Dennoch muß ein solcher Augit zugegen gewesen sein, wie schon aus dem Amesitgehalt der Anti-

Tabelle 25. Serpentine usw. im Gleinalmgebiet.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si O <sub>2</sub>	40·81	41·74	42·81	1·77	57·34	55·60	53·73	52·37	30·81
Ti O <sub>2</sub>								0·12	0·54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·09	2·56	1·88				3·84	5·50	15·80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·32	Sp	Sp				Sp	Sp	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·98	2·84	2·65	2·95	0·22		2·21	1·84	3·63
Fe O	5·02	3·66	2·83	3·29	2·67	7·74	5·29	6·41	5·25
Mn O	0·64		0·25	0·63	0·36			0·25	
Mg O	37·09	37·17	31·78	43·58	24·77	31·24	20·89	18·66	32·27
Ca O	1·32		0·97		12·36	1·08	11·12	11·30	
Na <sub>2</sub> O							0·70	1·50	
K <sub>2</sub> O							0·51	0·18	
H <sub>2</sub> O	10·26	12·11	8·73	0·53	2·62	1·32	1·41	1·75	12·00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>									
C O <sub>2</sub>			4·61	47·23					
Summe	98·53	100·08	99·51	100·28	100·34	99·98	99·77	99·88	100·30
Si	38·9	39·6	41·6			48·6	49·0	48·1	29·6
U	59·7	60·4	57·3			50·4	38·3	37·9	70·4
L	1·4	0·0	1·1			1·0	1·7	14·0	0·0
a <sub>0</sub>			0·4				0·8	1·1	
c <sub>0</sub>	0·4						0·4	0·6	
f <sub>0</sub>	9·6	10·0	9·6			10·0	8·8	8·3	10·0
an	10·0		10·0				3·8	3·5	
ab							4·2	6·0	
or							2·0	0·5	
fe	1·0	0·8	0·8			1·0	1·2	1·6	1·0
mg	8·9	8·8	9·2			8·8	6·5	6·1	6·5
ca	0·1	al 0·4	al 0·0			0·2	2·3	2·3	al 2·5

1. Serpentin, Kraubath (Höfer anal.). 2. Antigoritserp., Ochsenkogel, 3. Tremolit-Breunnerit-Serp., Ochsenkogel, 4. Breunnerit aus 3., Ochsenkogel, 5. Tremolit aus 3., Ochsenkogel (sämtliche Martiny anal.). 6. Bronzitfels. St. Lorenzen. (Anal. Geol. Staatsanst. 1908). 7. Smaragditschiefer im Hofe von 3. 8. Smaragditschiefer Schläffer. 9. Chloritschiefer im Hofe von 3 (Martiny anal.).

gorite hervorgeht. Es ist auch möglich, daß in einzelnen Fällen das Tonerde-Augitsilikat die Menge des vom Serpentin-silikat aufnehmbaren Amesitsilikates überschritten hat und daher Amesitsilikat-Lösung abtransportiert und an bestimmten Stellen zur Chloritbildung verwendet wurde.

Im Vorkommen von Traföß wird tatsächlich ein Chlorit

(Leuchtenbergit) ausgeschieden. Ferner sind noch Olivinreste zu beobachten, und neugebildete Tremolite zeigen noch die Interpositionen des Bronzites, nach welchem sie gebildet wurden. Diese Interpositionen zeigen manchmal Limonitisierung. In einem der Schriffe sieht man neben Tremolit auch Smaragdit! Ein deutliches Zeichen, daß es zwischen den Muttergesteinen der Serpentine und Smaragditschiefer Übergänge gab, und ferner ein Zeichen dafür, daß sich Tremolit und Smaragdit fremd gegenüberstehen.

#### **Chemische Erörterungen.**

Ein Vergleich der Amphibolite, Smaragditschiefer und Serpentine der Gleinalm zeigt, daß diese Gesteine eine Reihe bilden, welche vom Essexit-Theralitfeld über die pyroxenitischen Endglieder der Essexite zu Pyroxeniten und Peridotiten führt. Im letztgenannten Felde schließen Atlantiker und Pazifiker zusammen. Die Hülle der Smaragditschiefer stellt aber einen solchen Übergang her, daß man die Peridotite und Pyroxenite des Gebietes als Abspaltungsprodukte basischer atlantischer Magmen betrachten muß, wenn man den atlantischen Charakter der Orthoamphibolite und Smaragditschiefer des Gebietes anerkennt.

Antigoritserpentine der Stubalpe. Mit den beschriebenen Serpentinien stimmen überein die Antigoritserpentine zweier kleiner Linsen O vom Sagbauern im Kothgraben und im Stüblergraben. Sie liegen beide in mächtigen Amphibolitmassen.

### **2. Serpentine und Verwandte der Umgebung von Bruck.**

Stiny hat diese Gesteine bereits beschrieben, die nachfolgenden Zeilen enthalten zugleich eine Revision, die mir durch gütige Überlassung der Schriffe Stiny's zur Einsichtnahme ermöglicht wurde.

#### *a) Utschit vom Utschgraben.*

Ein schmutzig graugrünes, zähes, massiges Gestein, in welchem 2 bis 10 *mm* lange, dunkelgrüne, oder braunviolett metallisch aufleuchtende Pyroxene eine Art von Einsprenglingen darstellen. Magnetit, Ilmenit und Pyrit treten in vereinzelt Putzen auf.

U. d. M. Primäre Gemengteile in Resten: Olivin, Diallag, Bronzit, etwas Plagioklas, Erz. Sekundäre Gemengteile, Tremolit, Smaragdit, Serpentin (Antigorit), etwas Klinochlor, Epidot und Zoisit.

Das Gestein ist somit unvollkommen metamorphosiert. Die Metamorphose führte es aus der dritten Tiefenzone in die zweite. Das Muttergestein kommt der Analyse nach zwischen Schriesheimer Amphibolperidotit, Bronzitpunkt und Dunitpunkt zu liegen.

Dieser Lage und dem Mineralbestand nach stellen wir es zu den Lherzoliten. Der gleichzeitige Eintritt von Plagioklas und Diallag zeigt seine vermittelnde Stellung zwischen Gabbroiden und peridotitischen Gesteinen. Der Eintritt von Smaragdit mit den Eigenschaften des Gleinalmsmaragdites zeigt die Brücke zu den Orthoamphiboliten des Gebietes an.

Es gibt Abarten dieses Gesteins, in welchen Diallag einst Hauptgemengteil war. Die Konstitution desselben wäre recht wichtig zu wissen, da nämlich aus diesem Diallag durch metamorphe Vorgänge eine smaragditi-sche Hornblende wird. Je olivin-ärmer, desto plagioklasreicher werden die Gesteine, die dann gern auch Almandin, Epidot-Zoisit, neben Magnetit usw. führen. Das sind Übergangsglieder zu gabbroiden Gesteinen, welche, so wie im Gleinalmgebiet atlantischer Natur sind.

#### Analyse von Dittrich.

Si O <sub>2</sub>	39·98	
Ti O <sub>2</sub>	0·29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·68	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10·42	Si = 38·25
Fe O	5·47	U = 55·37
Mn O	0·19	L = 6·38
Ca O	5·79	
Mg O	28·99	a <sub>0</sub> = 0·15
K <sub>2</sub> O	0·13	c <sub>0</sub> = 0·25
Na <sub>2</sub> O	0·15	f <sub>0</sub> = 9·60
C O <sub>2</sub>	0·21	
H <sub>2</sub> O —	0·40	
H <sub>2</sub> O +	6·28	
	99·98	

#### b) Serpentine von Traföb-Kirchdorf.

Sie wurden bereits erwähnt. Man kann unterscheiden:

Antigoritserpentin, Tremolit-Breunnerit-Serpentin, smaragditführenden Tremolit-Breunneritserpentin, alle mit ausgiebiger Talkbeteiligung. Die Muttergesteine gehörten, wie die Reste prämetamorpher Mineralien zeigen, in die Reihe der Wehr-lite und Lherzolite.

#### c) Antigoritserpentine: Brucker Stadforst, Elisenruhe, Gamskogel.

Es sind reine Antigoritserpentine, das heißt aus Duniten, allenfalls aus bronzitführenden Duniten hervorgegangen. Bemerkenswert ist es, daß auch Stiny die Umlagerung von Chrysothil in Antigorit beobachtete (Gamskogel). Ferner, daß an die Serpentine (Elisenruhe) Marmore herantreten, die auch in ihnen aus-spitzen. Freund Heritsch zeigte mir ein solches Stück. In tief-ölgrünem, dichtem und massigem talkführenden Serpentin spitzt ein grobspätiger, schneeweißer Marmorfinger aus; zwischen der Kalzitmasse desselben und dem Serpentin schiebt sich eine etwa 1 cm dicke Zone von Tremolitasbest ein, welche aus Nadeln, die zur Marmorgrenzfläche normal stehen, aufgebaut ist.

Die eben genannten Serpentine werden von Smaragditschiefern begleitet, welche in Orthoamphibolite übergehen.

### 3. Serpentine der Knittelfeldergegend, Dremmelberg.

Arten: Talk-Serpentin mit 70% Sp und 30% Talk. Breunnerit-Talk-Serpentin, Tremolit-Breunnerit-Talk-Serpentin.

Diese Gesteine werden begleitet von Chlorit-Talkschiefer mit Breunnerit. In graugrünem chloritischem Grundgewebe beobachtet man silberweiße Talkschuppen und limonitierende Breunnerithomboeder, sowie spärliches Erz. Das Chloritmineral halte ich aus Analogie mit dem Vorkommen vom Ochsenkugel für Klinochlor. Ferners stehen sie im Zusammenhang mit reinen Talkschiefern, welche aus weißlichen oder grauen bis grünen Schüppchen, lediglich Talk in feinschieferiger Anordnung aufgebaut sind.

Die erwähnten Serpentine und Begleitgesteine bilden also im ganzen Gebiet N. und S. des Gleinalmzuges eine im petrographischen Sinne konstante Serie: Antigorit-Talkserpentine, Talkschiefer, Talkchloritschiefer, Smaragditschiefer. Auf tektonischem Wege gelangen Kalke in diese Serien und als Reaktionsprodukt erscheinen Breunnerit-Tremolitserpentine. Ferner stecken in den größeren Serpentinmassen häufig unverdaute Reste von Ursprungsgesteinen, welche einer Reihe Dunit-Lherzolit-Wehrlit-Harzburgit entsprechen, lokal entwickeln sich auch Bronzitfelse, vielleicht auch Diallagfelse (?). Die Smaragditschiefer stellen, wie unsere Analyseberechnung und Dünnschliffbeobachtung zeigt, einen Übergang der pyroxenitischen zu alkaligabbroiden (essexitischen) Gesteinsformen im metamorphen Zustande vor.

Analyse,  
zitiert nach Kittl.

Si O <sub>2</sub> = 36.41	Si 34.8
Ti O <sub>2</sub> = 0.18	U 64.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 2.77	L 1.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 11.60	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 1.56	a'' <sub>0</sub> 0.3
Fe O = 2.71	c'' <sub>0</sub> 0.3
Mn O = 0.0	f'' <sub>0</sub> 9.4
Mg O = 36.79	an 1.4
Ca O = 0.18	ab 6.7
Na <sub>2</sub> O = 0.45	or 1.9
K <sub>2</sub> O = 0.15	
H <sub>2</sub> O = 0.16	fe 1.1
H <sub>2</sub> O + 7.66	mg 8.6
100.62	al 0.3

### 4. Serpentin des Hochgrößen (Bösensteingebiet).

Ein dunkelgraugrünes, massiges bis plattiges Gestein, darunter Stücke mit sogenannter weißer Verwitterung.

Er besteht aus Olivinresten, welche 8–12% Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, Fayalitsilikat enthalten, wie aus optischen Eigenschaften erschließbar war, ferner aus Chromit und Antigorit. Er entwickelt Randfazies von smaragdführendem und von chloritführendem Serpentin.

Chemische Erörterungen. In Si-U-L erscheint der Projektionspunkt fixiert in der Lage zwischen Serpentin und Olivinpunkt, naht dem letzteren und etwas gehoben durch L. Das Muttergestein mag also dem Dunit sehr nahe gestanden haben. Aus an aber ergibt sich

ein Durchschnittsplagioklas mit nur 17·6% Anorthitgehalt. Das spricht für Gegenwart von smaragditischer Hornblende, welche den Alkaligehalt abfangen könnte, so daß der Plagioklas basischer würde. Tatsächlich scheinen solche Serpentine mit smaragditischer Hornblende als Randfazies vorzukommen. Aus fe mg al berechnet sich das Verhältnis fe:mg mit rund 8:1, das ist 11% Fe-Silikate, doch wird diese Zahl gedrückt durch freies Erz. Dadurch ergibt sich eine größere Annäherung an die optisch ermittelte untere Grenze von 8% (siehe oben). Das al in dieser Wertegruppe stimmt sehr gut mit den tremolitfreien Gleinalmserpentinen und ist auf den Amesitanteil des Antigorits zurückzuführen.

**Begleitgesteine.** Granat-Hornblendefels (Kittl). Am Südkontakt des Serpentin mit „Gneis“ tritt ein feinstengliges Gestein auf, das zu 70% aus einer Hornblende. (a = blaßgrün, b = bräunlichhellgrün, c = hellgrün, Auslöschung 12—14° [auf 110?]) und 30% Almandin besteht. Dieses Gestein scheint mir zu den Smaragditschiefern zu gehören. Etwas Titanit in Weckenform tritt auch in das Gewebe ein.

„Hornblendeperidotit“ (Kittl) bei Talhof im Paltental. Ein Gewebe aus schwarzer Hornblende mit poikilitisch eingewachsenen, unbestimmbaren Mineralkörnern. Der Name Hornblendeperidotit scheint mir für dieses Gestein nicht passend.

### 5. Serpentine der Stubalpe.

Beim Sagbauer und beim Baumgartner (Kothgraben und Stüblergraben) sind zwei kleine Linsen von Antigoritserpentin, in derselben Ausbildung wie die Gleinalmserpentine und ebenfalls eingehüllt von Amphiboliten aufgefunden worden.

### 6. Serpentine und Verwandte in den Schladminger Tauern.

**Klaffer-Serpentin.** Antigoritserpentin mit der normalen Gesellschaft: Talkschiefer, Smaragditschiefer.

**Serpentin Bodenmoos.**

**Anal. Pöcher.**

Si O <sub>2</sub>	41·30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·44
Fe O	5·47
Mn O	1·23
Mg O	35·61
Ca O	0·85
H <sub>2</sub> O	14·46
	99·74

Serpentin des Federweißschartels, Prebergebiet. Antigoritserpentin mit üblicher Begleitgesellschaft: Talkschiefer, Smaragditschiefer. Er dürfte dem Bodenmooser Serpentin (Lessachtal, Lungau) völlig gleichen und mit ihm zusammenhängen. Das Gestein ist massig, fleckig grün, enthält etwas Erz, in manchen Stücken viel Brunnerit.

Es gibt karbonatreiche Abarten, die schon den Namen Ophicalcit verdienen.

### 7. Serpentin des Hochwechselgebietes (bei Schäffern).

Der von der Grazer Firma Grein abgebaute

Serpentin ist ein massiger, dunkelgrüner Antigoritserpentin. Näheres nicht bekannt.

### 8. Andere steirische Serpentine.

Die „Grauwackenserpentine“ von Trieben (Sunk), Lärchkogel, Lorenzergraben, sind teils Antigoritserpentine, teils „Stubachite“, das heißt Gesteine, welche aus Olivin und Antigorit bestehen. Daneben wechselnde Mengen Chromit und auch Talk. Chlorit ist in ihnen nicht nachweisbar, der schwache Tonerdegehalt ist also wohl dem Antigorit eigen, wie wir es für die Gleinalmserpentine berechnet haben.

Zwei Umstände machen uns die Grauwackenserpentine interessant: Einmal der große Anteil unverletzten Olivins. Im „Stubachit“ sind ja erst Anfangsstadien der Umsetzung in Serpentin zu sehen, und dann das Fehlen der sonst üblichen Amphibolitbegleitung.

Es gibt aber in den Serien, welchen die Serpentine angehören, Gesteine, welche Amphibolite gewesen sein können! Sie befinden sich heute im Grünschieferkleide. Eine nähere Untersuchung wird wohl schließlich feststellen müssen, was unter den Grünschiefern der Grauwacke des Palten—Liesingtales sedimentärer, was diabasischer und was (als Diaphthorit) amphibolitischer Herkunft ist.

### 9. Nephrit.

Nephrit ist ein monomineralisches Gestein. Es besteht aus feinfaserigem, wirrem Tremolit bis Aktinolith, besitzt daher hell- bis kräftiggrüne Farbe, das äußere Ansehen läßt ihn dicht erscheinen. Er besitzt größeres Interesse wegen seiner Verwendung zu Steinwerkzeugen in der Vorzeit.

Bei uns ist er noch nirgends anstehend aufgefunden worden. Auffallend ist der Umstand, daß er in den Murschottern um Graz als Geschiebe häufig ist, während er im Mur- und Mürztal oberhalb von Bruck nur sehr selten auftritt. (Niklasdorf bei Leoben, Diamlach bei Bruck.) Im Grazer Stadtgebiet liegen Nephrite in diluvialen und alluvialen Schottern und werden bei Grundaushebungen für Gebäude immer wieder angetroffen.

Hin und wieder führen unsere Nephrite größere Strahlsteinsäulen, und manchmal auch Talk. Wenn man das Anstehende suchen will, ist man auf die Serpentinstöcke angewiesen, welche ja in ihren Höfen Talkschiefer und Smaragditschiefer, vielleicht auch Strahlsteinschiefer führen.

Außerlpinde Funde anstehenden Nephrites zeigen ja ebenfalls dieselbe Gesellschaft.

Genesis. Nephrit ist ein metamorphes Schiefergestein. Die primäre Unterlage für ihn und seine heutige Gesellschaft sind

Gesteine der Peridotit-Pyroxenitfamilie, deren Umwandlung in Serpentine und Hornblendeschiefer verschiedener Art (Smaragditschiefer, Aktinolithschiefer usw.) unter ganz bedeutender Wasserzufuhr erfolgt und von einer starken Volumszunahme begleitet wird. Daher der Name Schwellungs-*metamorphose* oder *Ödem-Metamorphose* (Steinmann).

Eine Nachschau im oberen Murtal war ergebnislos. Sigmund meint, das die Gegend um den Freßnitzgraben (Mürztal) als Nephritlieferer in Betracht käme.

Unter den mir bekannten „Strahlsteinschiefern“ und Smaragditschiefern des Gebietes der Glein- und Hochalpe befindet sich nichts mit Nephrit einigermaßen Vergleichbares. Die Transportstrecke aus diesem Gebiet bis in die Grazer Murschotter könnte aber vollständig ausreichen, um den beobachteten Geschiebe-Zustand zu erreichen.

## § 46 Steirische Talkschiefer nicht sedimentärer Natur und Begleiter.

### Talkschiefer des Pöllauergebietes.

Krughofkogel, Kreilkogel, Wachholz-Kreuzwirt.

Die weißen, grünen bis grauen Talkschiefer bestehen aus Talkblättchen und eingestreutem Klinochlor.

Die Talkschiefer umschließen größere Knollen oder unregelmäßige Massen von Speckstein, ferner von Dolomit, Magnesit. Ferner beobachtet man im Talklager als Begleiter Tremolit, Aktinolith, Leuchtenbergit.

Von Leuchtenbergit liegt eine Analyse von Schöffl-Leoben vor.

Si O <sup>2</sup>	34.34 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.45 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46 „
Fe O	3.51 „
Mg O	32.26 „
S O <sub>3</sub>	0.65 „
Glühverl.	10.76 „
H <sub>2</sub> O bis 110°	0.06 „
	99.49 %

Diese Analyse gibt nach Abzug von Magnetit und Pyrit einen Chlorit mit 59% Amesit, 41% Serpentin molekular; ferner ergeben sich rechnermäßig noch 14 Mol. = % des Ganzen an Talk! Dieser wäre wohl als mechanisch beigemischt aufzufassen, da ja die Leuchtenbergitschieferlagen in Talkschiefer eingebettet sind. Dem obigen molekularen Verhältnis nach wäre dieser Chlorit ein letztes Glied der Klinochlorreihe, nahezu schon Sp<sub>2</sub> Al<sub>3</sub>.

Mit Leuchtenbergit stimmt auch die äußerst geringe Eisenbeileiligung. Die Leuchtenbergitschiefer enthalten Quarzknollen und -Linsen.

Ein sehr heller Talkschiefer mit Tremolitporphyroblasten von 4 bis 5 cm ist jener vom Tafelmeisterstollen.

**Begleiter.**

Strahlsteinschiefer bildet unregelmäßige Massen, die zwischen den Talkschiefern und den Serizitschiefern liegen. Sigmund beschreibt Stücke, welche aus einer Serizitschieferlage einerseits, aus einer Strahlsteinschieferlage andererseits bestehen. Die Lagen sind scharf voneinander getrennt, das heißt, es spießen die Strahlsteinindividuen nicht in den Serizitschiefer hinein.

Die Aktinolithe bilden ein dichtes, wirres Gebälk, in dessen Maschen Pyrit und ein Aggregat kleiner glimmerartiger Schüppchen eingezwängt sind. Sigmund sieht diese Schüppchen für kleinblättrigen Muskowit an. (In den Smaragditschiefern der Gleinalpe, die ganz ähnlichen Aufbau zeigen, ist es Talk, der die Maschen ausfüllt.) Auch hier wäre eine Untersuchung der graugrünen, strahlsteinartigen Hornblende und des Füllsels der Interstitien auf chemischem Wege sehr dankenswert.

Chloritschiefer mit Klinochlor bildet unbedeutende Zwischenschaltungen.

**§ 47. Saussüritgabbros und Verwandte.****I. Gabbroides Gestein (Murgeschiebe).**

Ein sehr merkwürdiges Tiefengestein kam vor etwa 16 Jahren in das min.-petrograph. Institut der Grazer Universität. Ich besitze noch einen Schliff davon. Das Handstück, welches das Aussehen eines basischen, mittel- bis grobkörnigen Diorites oder eines Gabbro besaß, wurde von dem mir unbekanntem Besitzer wieder abgeholt.

U. d. M. zeigt sich ausgeprägte Intersertalstruktur: Die breiten Plagioklasleisten formen ein grobmaschiges Gebälke, in dessen Lücken (Interstitien) Pyroxen eingezwängt ist. Auffällig ist also der Idiomorphismus der Plagioklase gegenüber dem Pyroxen. Die Ausscheidungsfolge: Ilmenit, etwas Pikotit, Apatit, basische Plagioklaskerne, saure Plagioklashüllen, Pyroxen, etwas Biotit.

Physiographisches: Die Plagioklaskerne sind Bytownit, die Rinde ist Oligoklas. Der Übergang vollzieht sich in einer kurzen Strecke allmählich und ohne Rekurrenzen, die Zwillingslamellen (Albitgesetz) sind meist breit. Der Pyroxen ist schwach pleochroitisch: sehr hellgrün bis blaßviolett. Er dürfte wohl ein Titanaugit sein, wenn nicht ein Diallag, der allerdings nur selten solche Eigenschaften aufweist. Ilmenit ist reichlich vorhanden. Er zeigt randlich gern einen tiefbraunen, unpleochroitischen Saum von Pikotit. Die zahlreichen Apatite zeichnen sich durch ihre Größe aus. Ein kräftig rotbranner Biotit tritt stellenweise auf. Die Ränder von Pyroxen, welcher übrigens mit Blättern eines rhombischen Pyroxens durchwachsen ist, sind oft in einen Chloritsaum umgewandelt, welcher örtlich auch den

Ilmenit umgibt, was darauf hindeutet, daß der Ilmenit mit einem primären Mineral (Biotit) umwachsen war. Auch Biotit erscheint teilweise mit Chloritsäumen.

Die Zugehörigkeit ist aus dem Schliß nicht genau zu erkennen. Entweder liegt ein Gabbro oder ein Essexit vor. Wo das Gestein ansteht, ist unbekannt. Im Kraubather Gebiet, eventuell auch bei Bruck wäre sein Vorkommen nicht unwahrscheinlich. Jedenfalls stellt es bloß eine nichtmetamorphe Partie aus einem größeren metamorphen basischen Körper vor.

## **2. Saussüritgabbro von St. Johann bei Herberstein (Kulmgebiet, Oststeier).**

Ein grobkörniges, dunkelgraubraunes, labradorisierendes Gestein, ohne Spur einer Schieferung.

Physiographisches: Herrschend sind: Inverse Oligoklase, dicht erfüllt mit kräftigen Nadelchen von Zoisit  $\beta$ . Der Kristallrand dieser Oligoklase ist frei von Einschlüssen. Neben Zoisit spärlich Täfelchen von Alkaliglimmer. Eine sehr blaßfarbige, bestäubte, uralitische Hornblende, deutlich pseudomorph nach einem Pyroxen, beträchtliche Mengen von sienarotem Meroxen. Dieser Meroxen besitzt bald einen Saum von Almandin, bald einen solchen von Chlorit. Apatit, Ilmenit, beide in beträchtlicher Menge.

Denken wir uns dieses Gestein in die dritte Tiefenzone, so wäre sein Bestand: Labradorit, Pyroxen (diopsidischer Pyroxen mit Titangehalt!), etwas Orthoklas, eventuell Nephelin und Olivin. Also ist auch hier die Sippenzugehörigkeit noch nicht zu erkennen, da es sich sowohl um einen Gabbro als auch um einen Essexit handeln kann, aber keine Analyse vorliegt.

Das Vorkommen wurde durch Herrn Prof. Mohr entdeckt, durch welchen ich es kennen lernte.

## **3. Saussüritgabbro, Kothgraben der Stubalpe.**

Mittelkörniges Gemenge von weißem Feldspat, grüner Hornblende und tombakbraunem Biotit, äußerlich einem Gabbro unähnlich. Dieses von Czermak entdeckte Vorkommen wurde von Gruber analysiert. U. d. M. zeigt es glasklaren Oligoklas mit 20 bis 22% An, dieser ist ganz durchspickt mit langen Säulchen von Klinozoisit. Daneben größere Mengen eines hellrostfarbigen Meroxens und einer sehr hellen Hornblende uralitischer Natur. Sie bildet bald Aggregate kleiner Körner mit hellblauen, hellgelbgrünen und fast farblosgelben Tönen im Pleochroismus, bald aber große, breite Schnitte, welche außer der Rindenzone mit den obigen Farbtönen noch einen mächtigen, hellgelbbraunen Kern mit zahlreichen staubartigen Interpositionen nach Art von Gabbro-Pyroxenen aufweisen. Es handelt sich offenbar um um-

## Analyse von Gruber.

Si O <sub>2</sub>	51·52	Si	48·4
Ti O <sub>2</sub>	0·68	U	30·7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17·01	L	20·9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·98	S	56·3
Fe O	6·51	a <sub>0</sub>	4·6
Mg O	4·54	c <sub>0</sub>	1·6
Ca O	9·99	f <sub>0</sub>	3·8
K <sub>2</sub> O	3·17	an	2·6
Na <sub>2</sub> O	4·01	ab.	4·9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·27	or	2·5
H <sub>2</sub> O —	0·20	fe	3·1
H <sub>2</sub> O +	1·52	mg	3·5
	100·40	ca	3·4

Durchschnitt Pl. 34% An  
(Andesin)

ursprünglichen Mineralbestand (3. Tiefenzone) führt zu folgendem Resultat:

A	B
34 Orthoklas	34 Orthoklas
22 Ab <sub>2</sub> } Labrador mit 66·5% An	32 Ab <sub>2</sub> } Labrador mit 51% An
67 An } Labrador mit 66·5% An	67 An } Labrador mit 51% An
43 Nephelin	33 Nephelin
111 Diopsid	111 Diopsid
78 Enstatit	39 Olivin
15 Titanmagnetit	15 Titanmagnetit

Ab<sub>2</sub> = Na<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si<sub>6</sub> O<sub>18</sub>; Ab = Na Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub>, in dieser Form wird es zur Berechnung des Prozentverhältnisses im Plagioklas gebräuchlich verwendet.

22 Ab<sub>2</sub> = 44 Ab. Die Mischung mit 67 An gibt dann 66·5% An.

Die Koeffizienten zählen die Moleküle.

Die Ausrechnung B hat vor A etwas voraus. Die in solchen Tiefengesteinen herrschenden Pyroxene sind entweder Diopside, Titanaugite oder aber Diallage, allenfalls Aegirinaugite. Daher ist es unwahrscheinlich, daß sie in größeren Mengen Enstatit-silikat enthalten, und noch unwahrscheinlicher, daß neben Diopsid ein Enstatit, Bronzit, Hypersthen in so bedeutender Menge vorkomme. Stellen wir daher Olivin ein, das ist ein tatsächlich häufig beobachteter Gemengteil derartiger Tiefengesteine, dann ändert sich der Albitgehalt (steigt), der Nephelingeht fällt, und so erhält man die Form B. Die Rechnung zeigt, daß ohne Nephelin unter keinen Umständen ein Auslangen zu erreichen ist. Wir müssen daher mit einem Atlantiker rechnen. Der Mineral-

gewandelte Pyroxene. Ilmenit mit Leukoxenrand und Apatit treten daneben in normaler Menge auf. Die Struktur ist verwischt intersertal, von Schieferung ist eigentlich nichts zu sehen. Bemerkenswert ist es ferner, daß Hornblende und Meroxen stets in nächster Nachbarschaft auftreten, was auch mit freiem Auge schon im Handstück zu sehen ist.

Ich habe nebenstehende gute Analyse berechnet. Sowohl in Si-U-L, als auch in a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> fällt die Projektion mitten ins Theralit-Essexitfeld hinein. s zeigt weitgehende Untersättigung mit Kieselsäure. Auch in den übrigen Dreiecken fällt die Projektion in dasselbe Feld. Eine Berechnung auf den ur-

bestand entspricht einem Essexit im Flügel des größeren Reich-  
tums an hellen Gemengteilen.

Ich habe nun versucht, auf Grund der Annahme B eine  
Rückführung auf den metamorphen Bestand vorzunehmen. Der  
Gang der Umwandlung ist etwa folgender: Aus dem beständig  
bleibenden Albit und dem nötigen Anorthit wird Oligoklas mit  
20% An aufgebaut, wie ja die optische Beobachtung verlangt.  
Der Rest des Anorthites liefert Klinozoisit unter Abgabe von  
 $\text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_7$ , welches mit Wasser  $\text{H}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$  (Bestandteil des  
Muskowitmoleküls) gibt. Diese Verbindung + Orthoklas (welcher  
dabei  $\text{SiO}_3$  abspaltet) liefert den Muskowit-Bestandteil des  
Meroxens, dessen „Olivin“-Bestandteil vom Olivin des Ursprungs-  
gesteins beigetragen wird. Nephelin liefert den Glaukophanbe-  
standteil der Hornblende (unter  $\text{SiO}_2$ -Aufnahme aus Orthoklas).  
Diopsid liefert das Tremolitsilikat und das Silikat  $\text{Ca}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ ,  
ein Rest unverwendeter  $\text{SiO}_2$  trägt zur Hornblende die Ver-  
bindung  $\text{H}_8 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$  bei. Der Titanmagnetit liefert zunächst Titan-  
eisen:  $\text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_2 \text{O}_3$ , während das  $\text{FeO}$  des Magnetits  
in Hornblende und Meroxen gebraucht wird, etwas Kalk und  
 $\text{SiO}_2$  werden auch zum Aufbau der dünnen Titanitrinden um  
Ilmenit benötigt. Letzteres und den Apatit haben wir aber vor-  
läufig vernachlässigt, weil das die Rechnung nicht merklich  
beeinflusst. Wir erhalten nun folgende Molekülzahlen:

Demnach hätte der Meroxen  
ungefähr die Formel:  $2.5 \text{H}_2 \text{K}_4$   
 $\text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24} \cdot \text{Mg}_{12} \text{Si}_6 \text{O}_{24}$ . Das Ver-  
hältnis zwischen Muskowit und  
Olivinmolekül in obiger Schreibung  
schwankt allgemein zwischen 3:1  
und 1:1, unser Meroxen fügt sich  
also diesem Rahmen ein. Ein Teil  
des Kali ist vielleicht durch Natrium  
ersetzt, wofür Kali in das  
Glaukophanmolekül der Horn-  
blende eintritt, jedenfalls ist ein  
beträchtlicher Teil Mg durch Fe ersetzt. Die lichten Farbtöne  
dieses Meroxens stimmen gut zu der verhältnismäßig geringen  
Teilnahme an Olivinsilikat. (Beim Verhältnis Muskowit: Olivin=  
1:1 sind die Meroxene tieffarbig.)

17 $\text{H}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$	} Meroxen
33 $\text{K}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$	
39 $\text{Mg}_2 \text{SiO}_4$	
32 $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{16}$	} Oligoklas
16 $\text{CaAl}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$	
11.5 $\text{H}_2 \text{Ca}_4 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{26}$	} Klinozoisit
33 $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$	
42 $\text{CaMg}_3 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$	} Hornblende
18 $\text{Ca}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$	
12 $\text{H}_8 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$	

Die Hornblende bestünde nach dieser Ausrechnung aus fol-  
genden Mitgliedern (in Molekularprozenten):

- 40% Tremolitsilikat
- 32 „ Glaukophansilikat
- 17 „  $\text{Ca}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$
- 11 „  $\text{H}_8 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$

Damit harmonieren lichte Farbe und blaue sowie gelbe

Tönung. Wir betonen, daß das lediglich ein Versuch ist, die Konstitution rechnermäßig abzubilden und glauben, daß diese Abbildung in großen Zügen den Tatsachen entspricht. Im Detail sind wohl Verschiebungen möglich. So z. B. könnte bei Erreichung des Verhältnisses 3:1 im Meroxen noch etwas (Mg Fe) in die Hornblende eintreten, wobei der Tremolitanteil steigen  $\text{Ca}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$  und  $\text{H}_6 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$  sich vermindern würden. (Sie würden aber nicht verschwinden.)

Stufencharakter. Die Kombination Hornblende-Meroxen-Oligoklas gibt die mittlere Tiefenzone an, durch Klinozoisit und die relative Azidität des Oligoklases, der mit seinen 20% Anorthit am sauren Ende der Reihe steht, ist ein Gleichgewicht in einer höheren Unterstufe dieser Zone ausgesprochen.

#### 4. Saussuritgabbro im Korallengebiet.

(Mendelalpe, S vom Rosenkogel.)

Dieses Gestein gehört einer vereinsamten O-W-streichenden und 60° N fallenden Scholle an, die unter den NW-SO streichenden Hauptmassen des Rosenkogel-Gebietes hervortraucht. In dieser Hauptmasse gibt es nirgends auch nur ähnliche Gesteine.

Unser Saussuritgabbro ist ein massiges Gestein mit zwei Abarten: einer braun-weiß gesprenkelten, feinkörnigen und einer schwarzgrün-weiß gesprenkelten, grobkörnigen. Schöne Intersertalstruktur ist schon mit freiem Auge ausgeprägt sichtbar.

U. d. M.: Inverser Oligoklas mit haarfeinen, einen dichten Filz bildenden Zoisitnadeln. Eine zum Teil faserige oder divergentstrahlige Hornblende um Reste eines nelkenbraunen Pyroxens, Ilmenit mit Leukoxenrinde, etwas Meroxen.

Außerlich und auch sonst dem Saussuritgabbro aus dem Kotgraben sehr ähnlich. (Das Gestein wurde mir vom chem. Otmar Friedrich nebst dessen Aufzeichnungen und Karten zur Verfügung gestellt.)

#### 5. Vorkommen von Schöffern im Wechselgebiet.

Dunkelgrün, unruhig fleckig, aber massig, von Quarzadern durchzogen.

U. d. M. Reste von monokl. Pyroxen in einem Gewebe von Albitoligoklas (invers) mit Zoisiteinschlüssen in Form eines dichten Nadelgewirres, Epidot, sienaroter Meroxen reichlich, mit Granat umsäumt oder in Chlorit sich umwandelnd. Kleine Granat-(Almandin)einschlüsse auch im Plagioklas. Ilmenit mit Leukoxenhöfen, uralitische Hornblende (nach Pyroxen).

Auch hier bedeutet der Reichtum an Meroxen (relativ) eine Schwierigkeit, umsomehr, als die Natur des monoklinen Pyroxens nicht mehr erkannt werden kann. Es ergibt sich aber eine weitgehende Ähnlichkeit mit den Vorkommen 1. und 2.

Das Gestein liegt in einer Serie mit Serpentin und mit Eklogit-Amphiboliten.

Die Ausnahmestellung der Saussuritgabbros.

Wir könnten an Stelle der Saussuritgabbros eigentlich Amphibolite erwarten, von welchen sie sich wesentlich durch geringere Durchbewegung und durch Kristallisation in einem etwas höheren Niveau der zweiten Zone unterscheiden.

Sie sind den Peridotit-Inseln in großen Serpentinegebieten vergleichbar, das heißt, sie sind ebenfalls tektonisch weniger zerlegte Körper, die deshalb ihre ursprüngliche Struktur verhältnismäßig gut beibehalten haben.

Ihr Mineralbestand stimmt so weitgehend überein, daß sie auch chemisch keine bedeutenden Differenzen aufweisen können, das heißt, daß ihre systematische Stellung dieselbe ist.

Die steirischen Saussuritgabbros sind Abkömmlinge von Essexiten, primär gekennzeichnet durch namhaften Orthoklas und Nephelingehalt. Sie sind vergesellschaftet mit Amphiboliten atlantischer Abkunft.

## § 48. Amphibolite.

### I. Übersicht über die Systematik der Amphibolgesteine.

Gesteine, welche einen Amphibol als Hauptgemengteil führen, gibt es unter den Metamorphen eine große Anzahl. Die Erkennung ihrer Natur ist schwierig. Vorläufig ist ohne chemische Analyse eine genaue Bestimmung nicht möglich.

Wir haben zunächst zu unterscheiden: Abkömmlinge von Massengesteinen: Orthoamphibolite. Abkömmlinge von Sedimenten: Paraamphibolite.

Da nun unter den Orthoamphiboliten Gesteine der Reihe Diorit-Gabbro-Pyroxenit einerseits, der Reihe Essexit-Theralit-Shonkinit-Alkalipyroxenit andererseits im metamorphen Zustand zu erwarten sind, ist schon von vornherein eine große Mannigfaltigkeit zu gewärtigen, welche nur durch einen Faktor beschränkt wird: Im metamorphen Zustande, der ja mit Hornblende als Hauptgemengteil in der zweiten Tiefenstufe zu suchen ist, zeigen alle diese Gesteine eine gewisse, auf den Materialbestand zu beziehende Konvergenz. Die Mannigfaltigkeit der Ausgangsprodukte konzentriert sich sehr wesentlich auf die chemische Zusammensetzung der Hornblendens.

Dafür aber werden neue Formen geschaffen durch Eintritt von Pyroxenen aus der dritten, oder Chloriten aus der ersten Tiefenzone sowie durch diaphthoritische Erscheinungen.

Aus den Sedimenten liefern besonders die Kalkmergel, Dolomitmergel und mergelige Tone Amphibolgesteine, die den Orthoamphiboliten an Mannigfaltigkeit nicht nachstehen.

Endlich sind deutliche Anzeichen dafür da, daß eine Reihe von Amphiboliten eine Bereicherung des Mineralbestandes durch Stoffzufuhr (Alkalien) erfährt.

Um nun Gesteinsbeschreibungen leichter vergleichen zu können, insbesondere wenn Analysen fehlen, haben sich eine Anzahl von Herren, die im steirischen Kristallin arbeiten, auf einen Schlüssel geeinigt, welcher die geometrische Gesteinsanalyse nach Rosiwal zur Grundlage hat. Dieser Schlüssel wird hier mitgeteilt. Es ist festzuhalten, daß wir damit nur einen künstlichen Rahmen geschaffen haben, an den wir nicht zu viel Anforderungen stellen wollen. Vor allem denken wir nicht an einen Ersatz für chemische Erforschung. Auch verlangen wir nicht, daß jedes Kästchen unseres Schemas von einem natürlich vorkommenden Gestein besetzt werden müsse.

Dennoch wird auf Grund der Benützung unseres Schemas ein besserer Überblick über die Amphibolgesteine möglich sein als bisher.

**Besonderheiten der Struktur.** Als „diablastisch“ bezeichnet man Amphibolite, welche Hornblende und Plagioklas in inniger, feiner Durchdringung enthalten. Dabei ist aber festzuhalten, daß diese Aggregate nicht etwa den ganzen Amphibolit aufbauen. Daneben kommt Hornblende in normaler Ausbildung und ebenso auch Plagioklas vor.

**Normale Amphibolitstruktur.** Die Hornblendebildungen infolge ihrer größeren Kristallisationskraft ein mehr oder minder grobes lagiges Gebälk, in dessen Maschen die inversen Plagioklas eingezwängt sind. Die Plagioklaskörner können durch Zoisit-Epidot vertreten werden, welche in der kristalloblastischen Reihe ebenfalls vor den Plagioklasen stehen.

**Poikiloblastisch** wird die Struktur dann, wenn sie einschlußreiche Hornblendebildungen und eventuell auch solche Granaten enthält. Solche Einschlüsse sind meist Tropfen von Plagioklas, anscheinend auch solche von Quarz.

**Gefaltete Amphibolite** zeigen bei posttektonischer Kristallisation stets Polygonalbögen von Hornblende.

## 2. Die Orthoamphibolite der Gleinalm.

Die Gleinalm-Orthoamphibolite sind durchwegs schiefrige bis gutschiefrige Gesteine von schwarzgrüner Gesamtfarbe. Sie bestehen aus dunkelgrüner Hornblende und Plagioklas, welcher stets der Oligoklasreihe angehört, selten etwas saurer ist, meist auch im Gewebe nicht besonders hervortritt. Wenn dies doch der Fall ist, dann wird das Aussehen der Gesteine fleckig oder gesprenkelt. In manchen Formen tritt Epidot, in anderen ein Meroxen sichtbar auf. Ein roter zum Almandin gehöriger Granat tritt ebenfalls in manchen Formen hervor. Er gedeiht bis zu Haselnußgröße.

Tabelle Nr. 23.

	I							II				III				IV							V						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
Hornblende	90	75	70	75	55		55	55	55	55	55	50	50	45	50	55	unter 65	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55
Meroxen					0	0				10			5		5	0	65			10			10	35		5	5	0	
Quarz	unter 10	unter 15	unter 45	unter 45	unter 45	unter 45	unter 15	unter 15	unter 15	unter 15	unter 45	5	5	5	5	5	5	5											
Plagioklas																						über 45	unter 70	unter 50	unter 50	unter 50	unter 50	unter 70	
K-Feldspat																													
Zoisit	0	0	0	0	0	0	0	0				10	10	30	10	0	0	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0	10
	2	10	10	10	10	10	10	5				30	30	55	30	10	10	10	10	10			10	10	10	10	10	10	
Granat	0	0	0	5	10	35	0		10	10	5	0	0	0	5	0	0	5	10	10	0	0	10	10	5	0	5	0	0
	5	5	5	10	35	75	5				10	5	5	5	10	5	5	10			5	5			10	5	10	5	10
Diopsid			1													0	0												
			10													10	10												

In jeder Rubrik bedeutet die obere Zahl das Minimum, die untere das Maximum des betreffenden Mineralen. Beispiel: Das Gestein I 4 kann enthalten: Hornblende mindestens 75%, höchstens 90%, Zoisit mindestens 0%, höchstens 10%, Granat mindestens 5%, höchstens 10%. Bemerkungen: Im Hornblendezoisitschiefer ist das Verhalten: Hornblende:Zoisit = 1:1 oder 2:1. Hornblendeplagioklasgesteine heißen jene Gesteine, die zu wenig Quarz haben, um ein Hornblendegneis, und zu wenig Hornblende haben, um ein Feldspatamphibolit zu sein. Hornblendegneise sind Gesteine mit solchem Quarzgehalt, daß sie der Definition „Gneis“ entsprechen. Diese Tabellen kamen zustande auf Grund einer Einigung einer Reihe von Herren, welche im steirischen Kristallin arbeiten, und bezweckten eine einheitlich geregelt Namengebung.

## I. Gruppe der gemeinen Amphibolite.

- 1 — Hornblendefels, Hornblendeschiefer.
- 2 — Gemeiner Amphibolit.
- 3 — Gemeiner Amphibolit, diopsidführend.
- 4 — Gemeiner Amphibolit, granatführend.
- 5 — Granatamphibolit.
- 6 — Hornblendegranatfels, Hornblendegranatschiefer.
- 7 — Meroxenamphibolit.

## II. Gruppe der Feldspatamphibolite.

- 1 — Plagioklasamphibolit.
- 2 — Plagioklasgranatamphibolit.
- 3 — Plagioklasgranatmeroxenamphibolit.
- 4 — Plagioklasamphibolit, granatführend.

## III. Gruppe der Hornblendezoisitgesteine.

- 1 — Zoisitamphibolit.
- 2 — Zoisitamphibolit, meroxenführend.
- 3 — Hornblendezoisitschiefer.
- 4 — Zoisitamphibolit, meroxen- und granatführend.

## IV. Gruppe der Hornblendeplagioklasfelse und -schiefer.

- 1 — Hornblendeplagioklasfels oder -schiefer.
- 2 — Hornblendemeroxenplagioklasfels oder -schiefer.
- 3 — Hornblendeplagioklasfels oder -schiefer, granatführend.
- 4 — Hornblendeplagioklasgranatfels oder -schiefer.
- 5 — Hornblendeplagioklasgranatmeroxenfels oder -schiefer.
- 6 — Hornblendeplagioklaszoisitfels oder -schiefer.
- 7 — Hornblendeplagioklasmeroxenzoisitfels oder -schiefer.

## V. Gruppe der Hornblendegneise.

- 1 — Hornblendegranatgneis.
- 2 — Hornblendemeroxengranatgneis.
- 3 — Hornblendegneis, granatführend.
- 4 — Hornblendemeroxengneis.
- 5 — Hornblendemeroxengneis mit Granat.
- 6 — Hornblendegneis.
- 7 — Hornblendezoisitgneis.

Der verbreitetste Typus ist „gemeiner Amphibolit“ im Sinne unseres Schlüssels. Dem nachfolgenden Teil fällt die Aufgabe zu, die natürliche Einheit aller um diesen Typus gruppierten Amphibolgesteine der Gleinalpe aufzuzeigen.

**Mineralbestand.**

Plagioklas. Schöne, klare Körner, stets inverszonar mit etwa 5% Unterschied im Anorthitgehalt von Kern und Rinde, welche stets dünn ist ( $\frac{1}{4}$  bis  $\frac{1}{5}$  des Radius), und stets einen allmählichen Übergang der Auslöschungsschiefen zum Kern hin besitzt. Albit- und Periklinlamellen treten stets nebeneinander, aber nie in reicher Zahl auf. Einschlüsse von Klinozoisit-Epidot fehlen. Maximale Mischungsgrenzen, bezogen auf alle untersuchten Vorkommen: 18 bis 29% Anorthit, demnach Oligoklase. (Zonentypomorph der zweiten Stufe!)

**Amphibol.** Die in kurzen Stengeln und Körnern auftretende Hornblende ist meist recht einschlußarm, jedenfalls nicht poikilitisch. Pleochroismus  $\alpha$  = gelbgrün,  $\beta$  = gelbgrün,  $\gamma$  = gelbgrün,  $\delta$  = gelbgrün,  $\epsilon$  = grasgrün 15 g. Auslöschung  $c:c = 17$  bis  $20^\circ$ .

Wir versuchten, ihre Zusammensetzung aus den Bauschanalysen herauszurechnen. Demnach ließe sich ihre Konstitution als Mischung folgender Komponenten wiedergeben:

46 bis 59% Tremolitsilikat  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$

5 bis 16% Syntagmatitsilikat  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

20 bis 34% Glaukophansilikat  $(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$

gelegentlich bis 16%  $\text{CaSiO}_3$ . (Als  $\text{Ca}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$  bis etwa 5%.)

Zoisite sowie Epidot kommen im Gesteinsgewebe in Form von einzelnen Körnern oder dicken Prismen vor, welche dieselbe Größe wie die Plagioklase besitzen.

**Granat**, Rhombendodekaeder von ziegel- oder blutroter Farbe, im Schliß stets schön rosarot, meist mit vielen Einschlüssen. (Zoisit, Quarz, Rutil, Ilmenit, Hämatit, Titanit, auch Hornblende, Biotit, Plagioklas, die letzteren drei jedoch selten und in geringer Menge.) Aus der Analyse von Schneider berechneten wir ihn als folgende Mischung:

66.7 Mol. % Almandinsilikat  $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

13.4 „ % Pyropsilikat  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

1.7 „ % Spessartinsilikat  $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

18.2 „ % Grossularsilikat  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

sp. G. beobachtet: 3.808, **3.895**, 4.060 an drei Kristallen, desselben Fundortes, Brendlstaal, Bestimmung mit hydrostatischer Wage,  $13^\circ$ . Berechnung unter Berücksichtigung der Einschlüsse mit 3.87.

Dieser Granit ist, da das Almandinsilikat weitaus vorherrscht, als Almandin zu bezeichnen.

In kleinen Mengen sind zugegen: Apatit, Titanit, Ilmenit, Rutil, Hämatit. Meroxen, nur in einer bestimmten Gruppe heimisch, ersetzt dort Hornblende. Er besitzt die auffällig roten Farbtöne der Meroxene metamorpher Gesteine, seltener ist er tiefbraun.

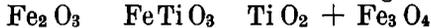
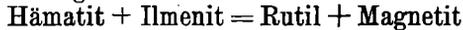
**Die Abarten.** Wir können anführen:

**1. Gemeine Ortho-Amphibolite.** Roßbachelpe, Ochsenkogel, mehrfach in den langgestreckten Amphibolitzügen des Gleinalmkernes, wo sie auch überall mit **2. gemeinem Granatorthoamphibolit** verbunden auftreten. Das äußere Kennzeichen dieser sehr dunklen, mittel- bis feinkörnig-stengligen Gesteine ist das augenfällige Zurücktreten von Feldspat. Örtlich, zum Beispiel Roßbachelpe-Westecke gehen sie über in **3. Hornblendeschiefer**, welche helle Gemengteile nur noch als Übergemengteile enthalten, ohne daß die Hornblende ihre Eigenschaften merklich ändern würde.

Die Hornblende ist auffällig meist in s (Sanders) orientiert, wengleich ihre kristallographische Achse c am Hauptbruch pendelt, ist sie doch parallel zu ihm. Die Gesteine sind also präkristallin sehr gut durchbewegt, die Flächen s bilden enge Scharen. Diese Zustände konnten durch ein stengliges Mineral, wie es die Hornblende ist, posttektonisch gut kristallin abgebildet werden.

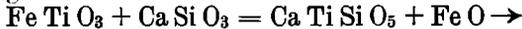
Interessant ist das Verhalten des Almandins. Man sieht ihn in den größeren Amphibolitarealen streifenweise angereichert. Die granatreichen Lagen gehen allmählich in granatfreie über. Unser Almandin bildet im Gesteinsgewebe Porphyroblasten, welche oft in s geordnete Einschlüsse enthalten. Dieses si ist häufig gebogen und verdreht gegen se. Besonders Rutil, Ilmenit, Hämatit banen dies sehr schön sichtbar auf.

Die Umsetzung :



ist zwar nicht zu beobachten, denn von den vier hier angegebenen Phasen sind nur immer höchstens drei (ohne Magnetit) sichtbar, die im Gleichgewichte stehen und eine bestimmte Fazies der zweiten Tiefenzone charakterisieren. Allein es ist mehrfach zu beobachten, daß Rutilkristalle, welche Einschlüsse in Almandin bilden, außerhalb desselben in Ilmenit übergehen.

Andererseits beobachtet man bei einzelnen Amphiboliten wieder die Bildung von Titanit um Ilmenit.



Diese Umsetzung ist oft dort zu sehen, wo Ilmenit statt des häufigen Rutil Einschlüsse in Hornblende bildet. Man sieht da folgendes Bild: Ein Korn Ilmenit, umgeben mit einer Kruste Titanit (Leukoxen), dieser eingeschlossen in Hornblende. Es bildet also Titanit einen Reaktionssaum (reaktion rim) schützend um den Ilmenit. Da unsere Hornblendens kleine Mengen  $\text{CaSiO}_3$  enthalten ( $\times$ ), so können wir uns die Reaktion nach obiger Gleichung vorstellen. FeO dürfte unter Oxydation anderweitig Verwendung finden. Amphibolite mit dieser Umsetzung gravitieren gegen höhere Stockwerke der zweiten Stufe.

#### 4. Plagioklasamphibolit und Plagioklasgranatamphibolite

sind seltener (Beispiele: Lenzmaierkogel, Lammalpe, Pulsterriegel). Sie enthalten immerhin soviel Plagioklas, daß die Gesteine, die mittleres Korn besitzen, gesprenkelt aussehen. Diese Formen sind vielfach gneisähnlich, etwas flaserig, da mit steigendem Gehalt an isometrischem Feldspat die Scharung der s-Flächen nicht mehr so zum Ausdruck gebracht werden kann. (Hornblendegneise der älteren Literatur.)

### 5. Zoisit, beziehungsweise Epidotamphibolite.

Die bis jetzt angeführten Gesteine führen stets kleinere Mengen von  $\alpha$ -Zoisit, manche sind wohl ganz frei davon, andere kann man etwa noch als zoisitführende Amphibolite bezeichnen. Es steht aber fest, daß eigentliche Zoisit- oder Epidotamphibolite, welche den Orthoamphiboliten zuzuzählen wären, sehr selten sind.

Bezüglich des beim Ochsenkreuz anstehenden Epidotamphibolites, das heißt eines Gesteines, welches als hellen Gemengteil, den Plagioklas fast ganz ersetzend, hellgrünen Epidot führt, und seines beim Brendlstall auftretenden Analogons ist festgestellt worden, daß sich der überreiche Epidotgehalt aus Einwirkung von Kalk auf gemeinen Amphibolit ergibt. Es wird dort Marmor mit Amphibolit tektonisch verquickt, präkristallin haben dabei  $\text{CaCO}_3$  und Plagioklasanteile des Amphibolites auch chemisch reagiert. Unveränderte Orthoamphibolite enthalten nicht soviel Epidot.

### 6. Skapolithführender Amphibolit.

In einem faserigen Amphibolit von der Staringalpe fand ich den Feldspat vertreten, ein skapolithartiges Mineral mit einer, den mittleren (mizzonitischen) Gliedern der Skapolithreihe entsprechenden Doppelbrechung. Im Gebiete Speik—Staring—Hoyer—Schutzhaus treten noch mehrmals Amphibolite auf, in welchen ein dem Plagioklas nicht zugehöriges Mineral ersetzt wird durch feine, serizitische Schüppchenaggregate. Es ist möglich, daß es sich hier um zersetzte Skapolithe handelt. Diese Gesteine konnten bis jetzt noch nicht näher studiert werden.

Anhang zu den Orthoamphiboliten. Innerhalb der Orthoamphibolitzüge kommen im Kern und in den Hüllschiefern Smaragditschiefer vor, welche oft keine Beziehung zu Serpentin aufweisen. (Solche werden nämlich bei den Serpentinbegleitern besprochen.)

Ein Vorkommen davon beim Pagger zeigt ein hellgrünes, wirrfaserig aufgebautes Gestein. U. d. M. beobachtet man kleine, fast farblose Hornblendenadeln, daneben wenig Ilmenit und Chromit. Diese Hornblende haben wir aus der Analyse G berechnet mit:

8.5% Glaukophansilikat  
25.5% Syntagmatitsilikat  
66.0% Tremolitsilikat

Dazu etwas Adsorptionswasser.  $c:c=13$  bis  $14^0(0/0)$   $a$ =farblos,  $b$ =fast farblos,  $i$ =graugrün 37 t (Radde). Sie weicht von den Orthoamphibolithornblenden vor allem ab durch das rasche Absinken des Glaukophananteiles.

Selbständig, das heißt ohne Verbindung mit Serpentin wurden Smaragditschiefer noch mehrfach beobachtet. Am Weißensteinsattel und am Weg Krautwasch—Bärenkreuz: tiefbraun, spätig im Aussehen; N von Rothleiten im Gebiete der Brucker-Hochalpe

Tabelle 26. Analysen und Becke'sche Projektionswerte von Gneisalm-Amphibolgesteinen.

E. Schneider.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Sp. G.	2944	3024	3027	2883	3009	3047	2942	2934	3018	2772	
Si O <sub>2</sub>	46·58	48·24	47·11	49·68	47·39	49·28	45·36	48·89	46·10	51·34	
Ti O <sub>2</sub>	1·88	1·48	3·26	1·36	2·08	0·80	1·96	0·56	1·58	2·85	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12·50	11·96	11·27	17·41	14·12	7·72	19·79	24·97	13·83	13·01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·72	0·54	1·42	2·24	3·25	(Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1·06)	0·36	2·96	4·17	9·10	
Fe O	10·97	13·52	12·77	7·22	9·13	9·99	5·70	1·34	8·96	7·48	
Mn O	0·94	1·52	0·38	—	0·43	—	—	0·52	—	—	
Mg O	5·66	6·42	4·23	4·81	5·50	17·39	3·62	0·41	8·39	3·67	
Ca O	14·13	10·31	12·09	9·81	11·95	11·43	13·90	13·78	9·72	5·35	
Na <sub>2</sub> O	2·30	2·93	3·73	4·46	3·64	1·22	3·89	4·10	3·25	2·61	
K <sub>2</sub> O	1·16	0·79	0·97	0·85	0·56	—	0·76	0·72	1·99	0·83	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·37	0·31	0·37	—	—	—	—	0·23	—	—	
C O <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	2·12	—	—	—	
H <sub>2</sub> O	2·04	2·30	2·26	1·97	2·36	1·30	2·98	2·01	2·39	—	
	100·25	100·32	99·86	100·62	100·41	100·19	100·44	100·49	100·38	99·54	
											(10)
S	51·7	52·9	54·2	56·4	53·5	48·5	53·2	54·3	51·8	62·8	66·3
Si <sub>i</sub>	46·3	47·5	48·1	47·4	46·6	45·8	45·0	46·1	44·6	53·8	58·1
U	33·3	35·4	31·0	33·6	33·7	40·8	32·5	31·7	37·2	34·2	28·3
L	20·4	17·1	20·9	19·0	19·7	13·4	22·5	22·2	18·2	12·0	13·6
a <sub>0</sub>	2·3	2·6	3·3	3·9	3·0	0·9	3·4	3·8	3·2	3·0	3·8
c <sub>0</sub>	1·7	1·5	1·0	2·1	1·7	1·2	3·0	4·3	1·4	2·2	2·8
f <sub>0</sub>	6·0	5·9	5·7	4·0	5·3	7·9	3·6	1·9	5·4	4·8	3·4
an	4·2	3·5	2·2	3·6	3·6	5·9	4·7	5·4	3·0	4·3	—
ab	4·3	5·5	6·7	5·7	5·8	4·1	4·7	4·1	5·0	4·7	—
or	1·5	1·0	1·1	0·7	0·6	—	0·6	0·5	2·0	1·0	—
fe	3·7	4·3	4·2	4·0	3·9	2·1	2·8	4·2	3·6	6·6	3·8
mg	2·8	3·2	2·2	3·5	3·0	5·9	3·0	0·7	4·2	2·8	5·0
ca	3·5	2·5	3·6	2·5	3·1	2·0	4·2	5·1	2·2	0·6	1·2
DP	500/0 An	390/0	250/0	390/0	390/0	590/0	500/0	570/0	360/0	470/0	

1. Gemeiner Amphibolit, Bussardkogel, S. vom Gipfel. 2. Granatamphibolit, SO von 1. 3. Granatamphibolit, Ochsenkogel—Brendlstaal. 4. Plagioklasamphibolit, Kreuzsattel—Polsteralpe. 5. Plagioklasamphibolit, Lammkogel. 6. Smaragditschiefer, Pagger—Gruber. 7. Hornblendezoisitschiefer, Torenbachalpe, N-Hang. 8. Hornblendezoisitschiefer, Roßbachkogel, NW-Ecke. 9. Biotitführender Amphibolit, Hoyer—Stäring. 10. Hornblendegarbenschiefer, Leuker—Kapitel mit (10). DP: Durchschnittsplaagioklas.

(deren Gesteine sich an die der Gleinalpe anschließen): kräftig grasgrün, grobspätig, mit Limonitnestern.

Plagioklasmeroxenamphibolit. Solche Gesteine findet man nur an Stellen des Gebietes, wo Amphibolitzüge Kontakt mit Mikroklingranit besitzen. Dort kann man verfolgen, wie in dünnen Amphibolitbändern schließlich alle Hornblende durch Meroxen ersetzt wird. Sonst bemerkt man keine Veränderung.

Chemische Erörterungen. Schon in Si-U-L zeigt es sich, daß unsere Orthoamphibolite das Gebiet der Essexite und Theralite überdecken. Aus dem von ihnen eingenommenen Felde zweigen die Smaragditschiefer sprunghaft gegen den Enstatitpunkt hin ab. Hierbei wird das eigentliche Gabbrofeld übergangen. (Vergleiche Figur Tafel 14.)

In  $a_0 c_0 f_0$  befindet sich die Analogie dazu. Tragen wir dort die Theralite-Essexite ein, so sehen wir sie einen breiten Streifen oberhalb des Diorit-Gabbrofeldes einnehmen, welcher eine Lücke enthält. Der Teschenit von Boguschowitz, der „Olivingabbrodiabas“ von Brandberg (Norwegen) und der Pyroxenit von dort liegen nämlich auf der sonst noch freien Mitte zwischen dem Feld der Hauptmasse der Theralite-Essexite und dem Peridotit-Pyroxenitfeld (an der Ecke  $f_0$ ). Vgl. die große Tafel.

Die genannten Gesteine sind basische, feldspatarme Vorposten des Theralit-Essexitfeldes, der Pyroxenit (Alkalipyroxenit) ist fast feldspatfrei. Gerade in die Lücke zwischen der Hauptmasse der Essexite-Theralite und Olivingabbrodiabas (richtig: basischer Essexit), beziehungsweise Teschenit fallen unsere Orthoamphibolite. Es sei darauf hingewiesen, daß die mittelsteirischen „Diabase“ so ziemlich am entgegengesetzten Ende des Essexit-Theralitfeldes zu finden sind!

Unsere Smaragditschiefer gruppieren sich um den Alkalipyroxenit von Brandberg!

Unsere gemeinen Amphibolite liegen, dem geringen Feldspatgehalt entsprechend, weiter rechts, mit steigendem Feldspatgehalt verschieben sich die Punkte nach links (Plagioklasamphibolite), bis weit ins Essexitfeld hinein. Auch in den übrigen Dreiecken stimmen unsere Gesteine mit den Theralit-Essexit-Orten. Eine Ausnahme machen die meroxenführenden Amphibolite. Ihr Ort liegt in  $a_0 c_0 f_0$  zu weit links wegen der Kalizufuhr, welche ihrer Wirkung nach in an ab or schön zum Ausdruck kommt. In diesem Dreiecke bilden unsere Projektionen einen schmalen Streifen parallel an-ab. Aus diesem Streifen fällt der Feldspatort der meroxenführenden Amphibolite nach unten zu heraus. Allgemein wird durch den Streifen angezeigt, daß die Basizität der ursprünglichen, vortetamorphphen Plagioklase zunimmt, wenn der Plagioklasgehalt des Gesteins abnimmt.

Wenn wir K vom Orthoklaspunkt diametral wegrücken, das

heißt, das zugeführte Kali eliminieren, dann kommt dieser Ort tatsächlich dorthin, wohin er als plagioklasarmer Amphibolit gehört.

Ganz analog sind die Verhältnisse im Dreieck der dunklen Gemengteile.

Die Beckesche Berechnungsmethode ermöglicht in einer Weise, wie keine andere einen Überblick über die chemischen Verhältnisse dieser Gesteinsgruppe und ermöglicht einen eingehenden Vergleich mit nichtmetamorphen Gesteinen. Das Ergebnis desselben ist, daß unsere Orthoamphibolite mit Gabbros nicht vergleichbar sind, wohl aber mit basischen Gliedern der Essexit- und Theralitreihe bis zu deren pyroxenitischem und peridotitischem Ende hin, welchem die Smaragditschiefer und Serpentine der Gleinalm entsprechen.

Dort, wo Meroxen eintritt, ist er ein Fremdling, entstanden durch Zufuhr von Kali aus der Gleinalm-Intrusivmasse. Diese Meroxen-Amphibolite bilden daher keine selbständige Gesteinsgruppe.

Tiefenstufe. Die Gleinalm-Orthoamphibolite sind prächtige klare Vertreter der zweiten Tiefenzone, wie die Kombination Hornblende-Oligoklas-Zoisit  $\alpha$  dartut. Es gibt Anzeichen, daß um diese Hauptgleichgewichtslage ein geringes Pendeln stattfindet: Almandin, Rutil weisen auf eine untere, Epidot-Titanit auf eine obere Abteilung innerhalb dieser Zone.

Rückführung der Tiefengesteine. Auf Grund der Ergebnisse der Dreiecksprojektionen wurde eine Rückrechnung auf einem ursprünglichen, der dritten Tiefenzone entsprechenden Mineralbestand versucht.

Aus dem Smaragditschiefer vom Pagger wird dann ein dem Stiny'schen „Utšit“ sehr verwandtes Gestein mit vorwaltendem Diopsid und Bronzit, namhaften Mengen Olivin, etwas Chromit und Ilmenit, und geringen Mengen Labradorit mit 60% An!

Berechnet man die übrigen Orthoamphibolite, so kommt man ohne Annahme von Nephelin und Olivin nicht aus. Es ergeben sich stets Kombinationen von weitaus vorwaltendem Pyroxen, der wesentlich diopsidischer Natur wäre, etwas Hypersthen und noch weniger Ägirinsilikat beigemischt hätte, an zweiter Stelle stünde Labradorit mit etwa 50% An, dann folgen in wechselnder Reihe Olivin, Nephelin, Orthoklas, Titanit, Apatit, das ist der Mineralbestand von Essexiten, beziehungsweise Theraliten.

Die Rolle des Almandins ist noch nicht klar. Die Orte der Granatamphibolite liegen in  $a_0 c_0 f_0$  am höchsten, in  $f_0 m g c a$  am weitesten links. Es ist aber fraglich, ob die Tieferlage in an ab or eine gleichsinnige Bedeutung hat. Almandin würde sich demnach einstellen, wenn gleichzeitig fe und K bestimmte Werte überschreiten. Ich vermute, daß dabei  $Fe_2 O_3$  im Ägirinmolekül mitspielt, da dies ein Zeichen mangelnder Tonerde ist. Diesem Mangel

kann im metamorphen Zustande durch Almandinbildung abgeholfen werden, weil dieser am meisten zweiwertige Basen an Tonerde binden kann.

### 3. Andere steirische Amphibolite.

#### 1. Amphibolite der Stubalpe.

Die Stubalpen-Amphibolite sind die direkte Fortsetzung der Gleinalm-Amphibolite, mit welchen sie über die Terenbachalpe und den mittleren Lobminggraben hinweg in Verbindung stehen. Sie weisen auch genau dieselben Formenentwicklungen auf.

In großer Verbreitung findet man sie vom Stüblergraben bis zum Peterer-Kogel. Einzelne Züge scheinen auf tektonischem Wege in höhere Serien gelangt zu sein. Es ist aber charakteristisch, daß sie nur dann in die Almhausserie (= obere kalkreiche Serie der Gleinalm) eintreten, wenn gleichzeitig die Rappoldglimmerschiefer- mit der Almhausserie Verbindung haben.

Ansonst versteigen sich nachweisliche Orthoamphibolite nicht in die obere kalkreiche Hülschieferserie.

#### 2. Amphibolite der Brucker Hochalpe.

Gemeiner und Plagioklasamphibolit, sehr häufig im Laufnitzgraben, enthält Hornblende mit  $c:c=17^\circ$ ,  $a$ =gelbgrün,  $b$ =smaragdgrün,  $c$ =blaugrün bis himmelblau. Der Feldspat ist inverser Oligoklas. Titanit bildet spindelförmige Idioblasten. (Lebenkogel, Gößer-Sattel.)

Ein Teil dieser Gesteine (Gamshof) enthält Ilmenit statt Titanit. Auch Rutil kommt vor.

Ferner tauchen biotitführende Amphibolite auf (Mittlerer Gams- und Laufnitzgraben). Ferner entwickeln sich Granatamphibolite (ebendort).

Hochinteressant ist das Auftreten von Epidotamphiboliten (analog jenen vom Ochsenkreuz der Gleinalpe) im Laufnitzgraben, Einmündung des Bärengrabens. Das Hauptgestein ist auch hier ein Plagioklasamphibolit. Er enthält jedoch stellenweise häufig nußgroße Nester von Kalzit oder solche von Epidot, endlich auch Bänder, die besonders epidotreich sind.

Ferner ist eine besondere Form der Amphibolit vom Privatlergraben mit auffallend blasser Hornblende.

Diese Amphibolite sind teils massig, teils schiefrig, oft auch gefaltet, aber stets präkristallin durchbewegt.

#### 3. Amphibolite der Pölleralpen.

Waldkogel. Gemeiner Amphibolit, Plagioklasamphibolit, Granatamphibolit.

Fuchskogel, Nordhang. Dieselben.

Sadningkogel. Plagioklas- und Epidotamphibolit.

Fensteralpe, Pöllner-Seitengraben, Schrottalpe

Lebenkogel dieselben wie oben, zum Teil sehr schön gefaltet (präkristallin) und injiziert.

Mineralogisch stimmen sie mit den betreffenden Tyen der Gleinalm-Amphibolite überein.

#### 4. Die Orthoamphibolite der Brucker Umgebung. (Floning—Troiseckzug, Hochanger—Mittagskogel—Mugel, Rennfeld.)

Unter den Amphiboliten der Brucker Umgebung läßt sich eine chemische Unterscheidung auf Grund der Analysen Stinys treffen. Besonders schön tritt schon in den Zahlenreihen für  $a_0 c_0 f_0$  der Unterschied hervor. (Siehe Tabelle.) Die Vorkommen Mixnitz (5) und Schabinerkogel (6) zeigen rasches Abfallen von  $c_0$  besonders gegen  $a_0$ . Es schließen sich hier an: Pöneggberg und Stanz. Damit stimmt überein der niedrigere An-Gehalt der Plagioklase in 5, 6, 8 gegenüber 1, 2, 3, 4. (Im Durchschnitte besonders deutlich.) Ferner in  $fe, mg, ca$  das Anschwellen der Werte von  $fe$  und  $ca$  im Verhältnis zu  $mg$ .

In Si-U-L gliedern sich auch wirklich diese acht Gesteine in zwei Reihen. Die Reihe 5, 6, 7, 8 liegt merklich höher als die Reihe 1, 2, 3, 4. Die höhere Reihe nähert sich damit den Gleinalm-amphiboliten, die niedrigere Reihe dagegen den normalen, Gabbros entsprechenden Amphiboliten.

In  $a_0 c_0 f_0$  tritt dieselbe Gruppierung hervor. 1, 2, 3, 4 umkreisen das Daly'sche Gabbromittel. 5, 6, 8 bilden eine lange Reihe um den unteren Rand des Amphibolitfeldes für die Gleinalpe, sie liegen auf der Brücke zwischen gewissen Essexiten, dem Plagioklasamphibolit 5 der Gleinalpe und einem Pyroxenit von Predazzo sowie dem Smaragditschiefer 6 der Gleinalpe. 7 weicht davon etwas nach unten ab.

In  $an$   $ab$   $or$  bilden 5, 6, 8 abermals eine zwischen Gleinalmsmaragditschiefern und Gleinalmamphiboliten vermittelnde Brücke. 7 fällt weit ab infolge der starken Kalibeteiligung.

1, 2, 3, 4 dagegen gruppieren sich abermals um Gabbro.

Und in  $fe$   $mg$   $ca$  ist dieselbe Gruppierung wieder sichtbar. 1, 2, 3, 4 bedecken ein Feld beiderseits der Tremolit-Aktinolithlinie oberhalb des Gabbrodurchschnittes. 5, 6, 7, 8 bilden einen Streifen, der etwas über dem Essexit-Theralitmittel beginnend, durch 8 zu den Smaragditschiefern führt.

Es scheint mir also, als ob hier zwei Gruppen trennbar wären, von denen die eine zu den sicheren Pazifikern gehört, während die andere zu den wahrscheinlich bereits atlantischen Gruppen Beziehungen aufweist. (Vgl. große Tafel.)

#### Physiographie der pazifischen Amphibolite.

Wenn man sich ein Bild der Systematik unserer Amphibolite

**Tabelle 27. Analysen von Brucker Amphiboliten nach Stiny. (Gesteine der Umgebung von Bruck a. d. M., Feldbach 1917).**

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si O <sub>2</sub>	46·96	57·38	52·64	47·44	47·58	55·88	48·97	41·85
Ti O <sub>2</sub>	0·61	0·60	1·58	1·46	2·08	1·56	3·81	4·25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20·61	15·75	14·75	14·97	12·92	13·48	12·73	9·99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·03	2·87	0·61	1·29	4·04	1·04	1·58	0·31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sp	—	—	—	Sp	—	—	—
Fe O	5·67	4·35	8·14	7·33	9·98	8·15	11·18	10·54
Mn O	0·18	0·08	0·17	0·17	0·21	0·20	0·32	0·20
Mg O	9·51	5·81	8·06	10·43	6·99	5·36	5·76	12·35
Ca O	10·65	8·32	7·05	11·95	11·02	8·26	9·68	11·18
Na <sub>2</sub> O	2·35	2·58	2·39	2·10	2·35	2·84	1·16	1·83
K <sub>2</sub> O	0·33	1·08	1·29	0·14	0·48	0·96	1·74	0·03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0·09	0·20	0·15	—	0·09	0·10	0·10
S	—	Sp	—	0·04	—	0·05	—	—
C O <sub>2</sub>	0·38	0·05	0·05	0·09	0·69	—	0·34	2·49
H <sub>2</sub> O —	0·20	0·09	0·18	0·09	0·11	0·18	0·15	0·14
H <sub>2</sub> O +	2·32	0·81	2·81	2·53	1·80	1·51	2·55	4·43
Summe	99·80	99·86	99·92	100·18	100·25	99·76	100·07	99·69
Si	44·06	54·31	51·05	45·25	46·84	54·16	50·00	43·24
U	40·58	31·22	35·57	38·50	36·45	30·77	34·88	40·57
L	15·36	14·47	13·38	16·25	16·71	15·07	15·12	16·19
a <sub>0</sub>	2·0	3·0	2·8	1·6	2·2	3·1	2·0	1·4
c <sub>0</sub>	3·9	2·9	2·4	2·6	2·1	2·0	2·4	1·6
f <sub>0</sub>	4·1	4·1	4·8	5·8	5·7	4·9	5·6	7·0
an	6·6	4·9	4·7	5·1	5·0	4·0	5·4	5·3
ab	3·1	4·1	3·9	3·6	4·4	4·9	2·3	4·6
or	0·3	1·0	1·4	1·3	0·6	1·1	2·3	0·1
fe	2·3	3·3	3·2	2·4	4·1	3·9	4·3	2·6
mg	6·8	5·0	5·9	5·2	3·9	4·0	3·6	5·2
ca	0·9	1·7	0·9	2·4	2·0	2·1	2·1	2·2
Plagio- klas	67 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	53 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	55 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	60 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	53 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	44 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	71 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	53 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An

1. Plagioklasamphibolit. Schabkogel. 2. Plagioklasamphibolit. Breitenau. 3. Plagioklasamphibolit. Pischberg. 4. Saussuritamphibolit, Brucker Stadtforst. 5. Plagioklasamphibolit. Mixnitz. 6. Plagioklasamphibolit, Schabirerbühel. 7. „Strahlsteinschiefer“, Pönneggberg. 8. Smaragditschiefer, Stanz.

verschaffen will, so muß man sich vor Augen halten, daß typische Vertreter der zweiten Tiefenzone, als welche wir ja normale Amphibolite auffassen, von vornherein weitgehende Konvergenz besitzen müssen. Innerhalb verhältnismäßig weiter chemischer Grenzen stoßen wir da immer wieder auf die Kombination Oligoklas-Hornblende, eventuell mit Zoisit-Epidot in unbedeutendem Ausmaße. Die chemischen Differenzen können eben in der Hornblendekonstitution ausklingen. Gegenwärtig sind wir noch nicht so weit, die Horn-

blende auf optischem Wege in Amphiboliten weitgehend klassifizieren zu können. Ferner ist zu bedenken, daß diaphthoritische Erscheinungen beide Reihen unter' abermaliger Konvergenz erfassen werden können. Somit liegt die Sache gar nicht einfach.

Ein gutes Erkennungszeichen der Diaphthorese eines Teiles unserer Amphibolite liefert Zoisit, beziehungsweise Klinozoisit-Epidot.

In Orthoamphiboliten zweiter Tiefenzone kommt Zoisit, Klinozoisit oder Epidot vor in vereinzelt größeren Kristallen, also gleichwertig Plagioklas und Hornblende.

Kommen solche zoisit- oder epidotführende Amphibolite unter die Kristallisationsbedingungen der ersten Tiefenzone, so bildet sich aus dem Oligoklas der mittleren Stufe neuer Klinozoisit, neben Alkaliglimmer und Chlorit (letzterer aus Hornblende), und dieser Klinozoisit benützt den aus Oligoklas neugebildeten Oligoklasalbit-Albit als Wirt, ihn in Besenform durchwuchernd, wie dies auch in den Zentralgneis-Plagioklasen der Fall ist. (Zentralgneishabitus der Plagioklase.)

So augenfällig der Unterschied zwischen solchen diaphthorischen und zwischen normal-zweitstufigen Amphiboliten auch ist; chemisch-klassifikatorisch ist er unverwendbar.

Da nun alle systematische Bedeutung in der Hornblende liegt, so wollen wir die Frage der Unterscheidbarkeit hier anschneiden.

Eigenschaften der Amphibolit-Hornblenden:

Glernalsorthoamphibolite:

Pleochroismus			Auslöschung c : c auf 010
a gelbgrün	b gelbgrün	c grasgrün	17—20°
35 p	9 f	15 g	
Hermanngraben (nach Stiny)			
gelbgrün, grasgrün, blaugrün			18—20°
Schabinerbühel			
hellgelbgrün, lichtgrasgrün, lichtblaugrün			(15) 17—20°
Schabkogel bei Bruck			
blaßgelb, blaßgelb, blaßgrün			18—30°
Walchmüller, Breitenau			
blaßgrüngelb, grasgrün, spangrün			18—30°
Pischkeberg			
fast farblos, blaßgelb, blaßgrün			18—30°
Hüttengraben			
hellgelbgrün, grasgrün, spangrün			18—27°

Da die Stiny'schen Farbenbenennungen nicht nach Radde gegeben sind, ist eine Bemerkung nötig; gelbgrün 35 p deckt sich mit grünlichgelb der Farbschätzung ohne Vergleichsskala, gelbgrün 9 f deckt sich mit „grasgrün“ und grasgrün 15 g mit blaugrün des Stiny'schen Sprachgebrauches. Die Farbtonangabe ist mit Rücksicht auf die feinen Unterschiede, die zum Teil auch in wech-

selnder Schlifffdicke begründet sind, nicht geeignet zur Unterscheidung, obwohl Unterschiede gruppenweise zu finden sind. Dagegen scheint die Auslöschung auf Schnitten nach 010 zu einem Resultat zu führen. Amphibolite vom Gleinalmtypus besitzen niedrigere Auslöschung.

Abweichungen infolge nicht genauer Schnittlage und unvermeidliche Meßfehler sollen das Resultat auf nicht mehr als  $+ 2^\circ$  unsicher machen.

Die Angabe einer Schwankung der Auslöschungsschiefe um  $12^\circ$  in demselben Schliff verlangt eine Erklärung. Wenn die Hornblende nicht schalig gebaut ist, sind solche Abweichungen nicht wohl zurückzuführen auf mangelnde Orientierung der Schnittlage. Da das Maximum der Auslöschungsschiefe auf 010 liegt, sind die hohen Werte die charakteristischen und damit wäre ein Unterschied gegeben. Wenn wir nun die optische Charakteristik mit der chemischen verbinden, so möchten wir für die aus Gabbro abzuleitenden Amphibolite, eine größere Teilnahme von Tremolith-Aktinolithsilikat erwarten, alles übrige müßte mehr zurücktreten.

Die Hornblende des „Strahlsteinschiefers“ vom Pöneggberg, der in den Projektionen ein so eigentümliches Verhalten gegenüber den Smaragditschiefern zeigt, hat folgende Eigenschaften:

a hellgelbgrün, b saftgrün, c blaugrün,  $c:c = 15-18^\circ$ . Sie schließt sich unmittelbar an die Hornblenden der Gleinalm-Orthoamphibolite an. Demnach handelt es sich um „gemeinen Amphibolit“ im Sinne unserer Nomenklatur. Auffällig ist der hohe  $K_2O$ -Gehalt, welcher das Gestein ja auch ganz abrückt von den Strahlsteinschiefern.

Auch im „Strahlsteinchloritschiefer“ herrschen dieselben Verhältnisse. So wie diese Gesteine chemisch zwischen Smaragditschiefer und Amphiboliten vermitteln, so tun sie es auch in optischer Beziehung in den Hornblenden.

Amphibolite Hauptm.	Amphibolite	Smaragditschiefer
Atlant.: 17—20°	(Strahlsteinschiefer)	
Pazifisch: ?—30°	15—18°	13—14°

Quarz. Daß Amphibolite von Quarz durchadert werden, ist keine seltene Erscheinung. Diese Quarzadern sind jedoch Ausfüllungen von Rissen und gehören ursprünglich nicht zum Gestein. Es muß daher die Frage erörtert werden, ob Quarz als Gesteinsgemengteil vielleicht infolge der Metamorphose in pazifischen Amphiboliten auftreten könne?

Betrachten wir die Umwandlung von olivinfreiem Gabbro in einen Amphibolit zweiter Stufe. Es sind primäre folgende Molekülararten vorhanden:  $Ca Al_2 Si_2 O_8$  (Anorthit),  $Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$  (Albit) verbunden zu Labradorit oder zu Bytownit.  $Ca Mg Si_2 O_6$  (Diopsid)  $Mg Al_2 Si O_6$  (Augitmolekül),  $Mg Si O_3$  (Enstatitmolekül), diese

drei verbunden im Diallag, unter weitgehender Vorherrschaft des Diopsidmoleküls.

Bei der Umsetzung in den Bestand Oligoklas-Zoisit-Hornblende würde auf 15 Gewichtsteile Zoisit 1 Gewichtsteil Quarz entfallen, beziehungsweise auf 13 Volumsteile Zoisit ein Volumsteil Quarz. Wenn also wenig Zoisit da ist, dann kann der Quarz nur äußerst gering verbreitet sein, praktisch genommen nur als Einschuß in Hornblende.

Bei Versetzung in die erste Stufe kann seine Menge mit der des Klinozoisits wohl anwachsen, aber auch hier wird es sich bloß um Einschußquarz handeln können. Doch kommt da noch eine zweite Quelle für Quarzlieferung in Betracht: die Glimmerbildung, die bei Orthoklasmangel theoretisch auf den Albit zurückgreifen muß. Aber auch sie bringt nur Einschußquarz. Soweit dies möglich ist, wird dieser Quarz übrigens verwendet zur Titanitbildung aus Ilmenit. Falls das Gestein ursprünglich Olivin enthalten hat, wird der Quarz wohl auch aufgezehrt zur Bildung der Hornblende-silikate.

Somit kommen wir zum Schluß, daß Quarz in normaler Ausbildung keinen Haupt-Bestandteil pazifischer Amphibolite bilden kann. Bei Amphiboliten, die oft glasklare, unlamellierte Albit-Oligoklase besitzen, mag die Unterscheidung oft so schwierig sein, daß sie für Quarz gehalten werden.

Zoisit  $\alpha$  kommt stets in größeren Körnern oder Säulen vor, genau so wie früher beschrieben. In dieser Form ist er in Kombinationen der zweiten Zone zuhause.

Über die Gesetze der Verbreitung von Zoisit  $\beta$  besitzen wir noch keine rechte Kenntnis. Epidot in großen Körnern kann den Zoisit  $\alpha$  begleiten oder ersetzen.

Kleinzoisit bildet gehäufte Nadelchen bis divergentstrahlige lange Wecken-Büschel. Seltener kommt er in Form größerer Körner in Kombinationen zweiter Stufe, den Zoisit vertretend, vor. Die Nadelbüschel findet man stets nur im Innern von Plagioklasen, welche alsdann unzonar oder inverszonar gebaut sind.

Plagioklase. Sicher ist das Auftreten zweier Plagioklasarten, von welchen eine zur Albitreihe gehört, eine zur Oligoklasreihe. Das gleichzeitige Auftreten von Albit, Oligoklas, Andesin-Bytownit in einem Gestein, dessen Plagioklase nicht normale Zonenfolge besitzen, halte ich für ausgeschlossen. Dagegen spricht nämlich die allgemeine Erfahrung und dagegen spricht auch die Gleichgewichtslehre. Die Amphibolite sind in der zweiten Stufe alle sehr gut in das Gleichgewicht eingestellt. Nach der ersten Stufe hin sind sie zum Teil diaphthoritisiert, ohne daß die Diaphthorose ganz durchgreifen konnte. Hier mögen vielleicht Albite neben Oligoklasen vorkommen. Sie müssen jedoch auch Lage-Abhängigkeit zeigen: etwa Oligoklaskerne mit Albitrinde, letztere

mit Klinozoisiteinschlüssen, wie ein Vorkommen vom Schabkogel bei Bruck.

Chlorit ist zum Teil Klinochlor, anscheinend ein Teil auch Pennin.

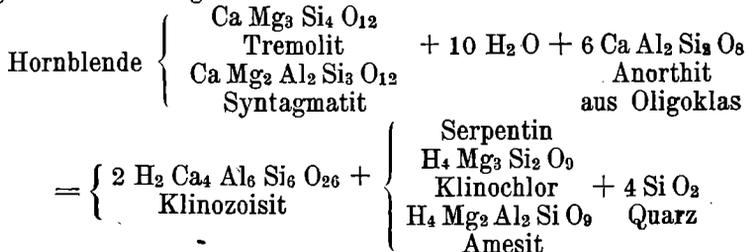
Glimmer. Auffällig rottönige Meroxene sind in kleinen Mengen nicht selten. Alkaliglimmer kommt nur in winzigen Schüppchen in Plagioklasen neben Klinozoisit vor.

Almandin mit den Eigenschaften des Gleinalm-Amphibolit-Almandins. Rutil, Ilmenit, Titanit (meist als Leukoxen um Ilmenit, bieten nichts Besonderes). Zu erwähnen wäre eventuell, daß Rutil mit Vorliebe Einschlüsse in der Hornblende bildet.

#### Übersicht über Vorkommen und Formentwicklung pazifischer Amphibolite der Brucker Umgebung.

##### a) Gemeine Amphibolite.

Hornblendefels. Massig, grobspätig, schwarzgrün. Die Hornblende, deren maximale Auslöschung  $24^\circ$  ist, macht 90 bis 95% des Gesteins aus, der Rest ist: Oligoklasalbit mit „Sausurit“ wie Stiny dies nennt, das heißt, erfüllt mit Klinozoisit usw., allgemein gesprochen also mit Zentralgneishabitus der Plagioklase, daneben etwas Rutil und Ilmenit, letzterer mit Titanithüllen, ferner gelegentlich etwas Zoisit in Körnern, spärlichst Meroxen, reichlicher Klinochlor nach Hornblende. Die Möglichkeit der Bildung von Klinochlor aus Hornblende ergibt sich aus folgenden Gleichungen:



Die Gleichung zeigt uns, daß das Gestein stofflich sich nicht zu ändern braucht. Ferner, daß die Ausgangshornblende aus 50% Tremolit und 50% Syntagmatit bestehen müßte. Dies trifft erfahrungsgemäß nicht zu, sondern es ist weitaus mehr Tremolitsilikat vorhanden, daher bleibt ein Großteil der Hornblende erhalten, neben Chlorit!

Vorkommen: Rennfeld, Sölsnitz, Pischkberg.

Es liegt keine chemische Analyse vor. Die Entwicklung zeigt aber, soweit aus der Beschreibung entnommen werden kann, ein basisches Differentiationsprodukt, das sich aus der Reihe der Plagioklasamphibolite heraus gegen die Pyroxenitfamilie hin entwickelt, jedoch nicht gegen die Reihe der Smaragditschiefer zu,

sondern in einer mehr nach unten zu abzweigenden Richtung  
gen die Linie für  $a_0$  zu).

Die ursprüngliche zweite Tiefenzone ist hier unvollkommen  
diaphthorisiert.

**Plagioklasamphibolite.** Graugrüne bis schwarzgrüne,  
weißfleckige Gesteine, mittel- bis feinkörnig, massig bis schiefrig.  
Hornblendegehalt 50 bis 80%, Maximum der Auslöschung des  
bald normal grün getönten, bald braunfleckigen bis bräunlichen  
Amphibols (Ritting, Oberaich) ist  $30^\circ$ . In allen Typen ist der Plagioklas  
mehr oder minder ausgiebig „saussuritisiert“, je stärker,  
desto mehr entwickelt sich im Gewebe Chlorit auf Kosten der  
Plagioklase. Diese wären ursprünglich (entsprechend der dritten  
Tiefenzone) sehr basisch (vergl. Analysentabelle, Durchschnitts-  
plagioklas), sie enthielten 53 bis 67% Anorthit, und gehörten dem-  
nach zum Labrador, innerhalb seiner sauersten und basischesten  
Mischungen. Von dieser drittstufigen Ausbildung sind jedoch keine  
Spuren mehr da. Die Gesteine machten nämlich in der zweiten  
Stufe eine vollkommene Metamorphose durch, durch welche ein  
Bestand: Oligoklas-Zoisit (Epidot)-Hornblende erzeugt wurde.  
Hernach überkam sie eine nicht durchgreifende Diaphthorese in die  
erste Zone: Aus Oligoklas und Hornblende wurde: Albit, Klino-  
zoisit, Chlorit. Äußerlich lassen sich unterscheiden:

Diaphthoritische Plagioklasamphibolite, zum Teil granat-, zum  
Teil meroxenführend.

Saussuritamphibolite, das sind faserig gebaute, mit porphyro-  
blastischen Hornblenden ausgestattete Typen.

Zu den diaphthoristischen Typen gehören die

Plagioklasamphibolite vom Schabkogel (Analyse 2),  
Walchmüller in der Breitenau (Analyse 1). Dieser enthält  
Quarzlagen injektiver Natur. Pischkberg (Analyse 3) und Ritting,  
Oberaich.

Zu den Saussuritamphiboliten: Oberaich, Gamskogel,  
Brucker Stadtforst, Rennfeld NO-Gipfel, Hüttengraben.

Eine ganz merkwürdige Gesellschaft sind die Amphibolite  
vom „Rittinger Typus“. In einem Grundgewebe von graugrüner  
Farbe, bestehend aus Oligoklas und Hornblende, gibt es weißliche  
bis rötliche Tupfen, beziehungsweise Sprengel, mit einem einschluß-  
reichen Almandin als Strukturzentrum und einem auffallend horn-  
blendearmen Quarzfeldspathof mit Zoisit. Chemisch liegen noch  
keine Daten vor.

Ich kenne ähnliche Erscheinungen aus Apliten der Gleinalpe.  
Dort handelt es sich um Vermischung von Amphibolitmaterial und  
Aplitmaterial. Vorläufig kann keine befriedigende Erklärung für  
die Hofbildung gegeben werden. Die Hornblende löscht mit  $18^\circ$   
aus. Wenn schon eine Orthoform vorliegt, dann gehört sie zu den  
Gleinalmamphiboliten, das heißt zu Atlantikern.

### Atlantische Amphibolite in der Brucker Umgebung.

Dunkelgrüne, mittel- bis feinkörnige, streifig-schiefrige Formen mit 60 bis 80% Hornblende (Auslöschung 17 bis 21°), daneben invers zonare Albitoligoklase oder Albite, daneben größere Säulen von Zoisit-Epidot, viel Erz (Ilmenit-Titanit). Almandin ist Übergemengteil bis Hauptgemengteil (in den Granatamphiboliten). Wir unterscheiden:

Plagioklasamphibolit, nicht diaphthoritisch. Mixnitz, Heumanngraben (Analyse 5), Manthstadt, Breitenauer Graben, Feisterer-, Schlag-, Höllgraben.

Plagioklasgranatamphibolit, nicht diaphthoritisch. Breitenauer Tal.

Plagioklasamphibolit, diaphthoritisch (mit Chlorit und Klinozoisit in den Plagioklasen). Lamingtal beim Schabinerbühel. Analyse 6.

Die Breitenauer Plagioklas- und Granatamphibolite sind die direkte Fortsetzung der Gleinalm-Hochalm-Amphibolite. Auch die Lamingtaler gehören dazu, sie sind vielleicht die Fortsetzung der Amphibolite des Gleinalm-Nordflügels.

Der sogenannte „Strahlsteinschiefer“ von Pönegg mit 90% Hornblende, 15 bis 18° Auslöschung, etwas Oligoklas und Zoisit, Ilmenit-Titanit und Chlorit nach Hornblende ist ein zweitstufiger, sehr wenig diaphthoritischer gemeiner Amphibolit, gehörig zur Gleinalmsippe (Analyse 7). Die Hornblende hat hier etwas  $\text{CaCO}_3$  geliefert.

Der ganz ähnliche „Strahlsteinchloritschiefer“ mit 40 bis 50% Chlorit und 30 bis 35% Hornblende, Rest Calcit, Epidot, Zoisit, Meroxen, Titanit, steht unseren Smaragdtschiefern sehr nahe (Analyse 8). Er ist stark diaphthoritisch, die Kalzitbildung setzt ein, weil infolge des schon ursprünglich geringen Plagioklasgehaltes eine ausreichende Zoisitbildung zum Umsatz der massenhaften Hornblende unmöglich ist. Der aus der Hornblende unter Chloritbildung austretende Kalk wird daher durch  $\text{CO}_2$  abgebunden, wenn die Anorthitsubstanz aufgebraucht ist.

### Nicht näher untersuchte Amphibolite.

Plagioklas-Amphibolite, ziemlich feldspatreich, mit einem sehr hellfärbigen, bräunlichen Amphibol und mit Albit, etwas Zoisit (Klinozoisit?), Rutil und Quarz (?). In der Unterlagsserie des Veitscher Karbons.

### 5. Orthoamphibolite von Radegund.

Orthoamphibolitlagen treten im Radegunder Gebiete nur wenig und in geringer Mächtigkeit auf.

Gemeiner Amphibolit, Rinner bei Rinnegg. Hellgraugrün, feinkörnig, streifig-schiefrig. Im Dünnschliff beobachtet man eine in

lichten Farben pleochroitische Hornblende, hin und wieder unterbrechen Oligoklaskörnchen das feinschiefrige Gewebe, in welches rottöniger Meraxon in kleinen Schüppchen sparsam eingestreut ist. Imenit ist ziemlich reichlich und gleichmäßig im Gestein verteilt.

Oligoklas-Amphibolit (Feldspat-Amphibolit), Hiaslbauer, Rinnegg. Dunkelgraugrün, feinkörnig-schiefrig. Neben reichlicher, kräftig getönter Hornblende namhaftere Mengen von inversem Plagioklas. Die Hornblende enthält reichlich goldgelbe, große Rutile.

Oligoklas-Amphibolit, Rabnitzberg. Deutlich streifig, sonst wie oben, nur plagioklasreicher. Hornblende mit bräunlichen Farbtönen. Hier tritt Klinozoisit in nennenswerter Menge und in Form einzelner Körner und Säulen neben Oligoklas auf. Auffällig sind die häufigen, großen Titanite.

Zoisit-amphibolit, Scheikl-Kapelle. Dieser schöne, streifige Amphibolit enthält Lagen, die nur aus grobstengeligem Zoisit bestehen. Sonst wie oben. Das Gestein zeigt Beziehungen zu den Hornblende-Zoisitschiefern, das heißt zu Paraamphiboliten. Es wird mit Vorbehalt hierher gestellt.

Alle beschriebenen Formen gehören der mittleren Tiefenzone an. Ihre Beziehungen zu den Gleinalm-Orthoamphiboliten sind unverkennbar.

## 6. Orthoamphibolite im Kulmgebiet.

Unter den Orthoamphiboliten des Kulmgebietes sind vorläufig folgende Abarten unterscheidbar:

1. Gemeine Amphibolite, entsprechend jenen der Gleinalpe. Darunter ein Vorkommen, welches jüngere, quer durch die Schieferung setzende Adern von weißem Tremolit aufweist.

2. Zoisit-Amphibolite. Es sind graugrüne, mittelgrob flaserige, gutschieferige Gesteine, im Dünnschliff auffällig durch verhältnismäßig große Stengel von Zoisit  $\alpha$ , welche mit ihrer Längsausdehnung in die Schieferung fallen. Daneben kommt entweder graubraune, braune oder blaugrüne Hornblende vor. Andere Gemengteile ganz unbedeutend.

Die Zugehörigkeit ist zweifelhaft. Ob dies überhaupt Orthoamphibolite sind, muß eine genauere Untersuchung zeigen.

3. Granatführende Oligoklas-Amphibolite wie auf der Gleinalpe.

4. Zoisit-Oligoklas-Amphibolite mit langen Zoisiten und Hornblenden in einer Art Grundgewebe von Oligoklas und viel kleinen Almandinen mit Klinochlor in den Druckschattenräumen um Almandin.

5. Flaseriger Albit-Amphibolit mit Klinozoisitumsatz in den Plagioklasen und bräunlicher Hornblende.

Diese Amphibolite sind mit den Pöllauern vergleichbar.

## 7. Orthoamphibolite des Pöllauergebietes.

Gemeine Amphibolite. (Grubenlenz, Pripfkogel, Schusterhansl.) Schwarz bis graugrün, schiefrig, mit sichtbarer Umsetzung der Hornblende.

Granat-Amphibolite (Ringkogel, Filzmoos, Lehenshofen, Kreilkogel). Schwarzgrün, schiefrig, Granaten zahlreich, aber klein.

Zoisit-Amphibolite (Wiesenbauer, Pöllauberg-Rauschbach). Schwarz bis dunkelgraugrün.

Zoisitgranat-Amphibolite (Lehmbach, Kapellenbach, Kaindl, Windisch, Hirschkogel, Hochwart, Ringkogel). Schwarzgrün bis graugrün, feinlagig oder körnig schiefrig. Granaten klein.

Plagioklas-Amphibolit. (Pöllauberg, Rauschbach.) Schwarzgrün, schiefrig, auch streifig, gelegentlich Biotit führend.

Dünnschiefriger Plagioklas-Amphibolit (Hirschkogel). Bläulichgrau, wie ein phyllitischer Schiefer blätterig, daher von Eigel als phyllitartiger Amphibolit bezeichnet.

Diaphthoritische Grünschiefer - Amphibolite. (= Hornblende führende Granatglimmerschiefer nach Eigel.) (Rabenwaldgipfel, Lehenshofen, Cisser Taverne.) Es sind lagige bis feinkörnig oder feinfilzig schiefrig gebaute, graugüne Gesteine, in welchen man folgendes beobachtet: Hornblende, eingebettet in eine feinblättrig-filzige, weiße Masse, die von Eigel als Glimmer gedeutet wird, ferner körnige Fasern von Feldspat, etwas dunkler Glimmer, Chlorit, viel hirsekorngroßer Granat.

Diese Amphibolite bedürfen einer gründlichen Revision. Nach Eigels Beschreibung sind sie uns heute unverständlich. Es soll im folgenden versucht werden, eine Darstellung der Physiographie als Grundlage für eine Nachbearbeitung zu geben.

Hornblende. Es treten zwei Abarten auf. I mit dem Pleochroismus der Hornblenden von Gleinalm-Amphiboliten, II mit braunen Farbtönen, wie unter anderen in manchen Radegunder Amphiboliten. Die Auslöschung von I erscheint mir mit 11 bis 15° etwas zu nieder angegeben. II kommt nur in den „Feldspat-amphiboliten“ vor.

Granat, Rhombendodekaeder von Almandin, sehr einschlußreich. Als Einschlüsse werden genannt Rutil und Quarz.

Zoisit, kleinere Nadeln und größere, meist trübe Säulchen, Mindestens ein Teil davon ist nicht Zoisit, sondern Klinozoisit.

Quarz. Was Eigel für Quarz hielt, sind wasserhelle Albit-oligoklase. Außer als spärlicher Einschluß dürfte man ihn überhaupt nicht antreffen.

Magnetit dürfte der Beschreibung nach Ilmenit sein, da daneben Leukoxen, Titanit, Rutil richtig angegeben sind.

Glimmer. Eigel spricht selbst den Verdacht aus, es könne sich um Talk handeln. Da der helle, filzige „Glimmer“ neben

Chlorit stets als Umsetzungsprodukt der Hornblende auftritt, erscheint mir Talk sicher für „Muskowit“ zu setzen. Daneben kommt dunkler Biotit vor.

Chlorit, feinschuppiger Klinochlor.

Feldspäte. Orthoklas kommt ganz bestimmt nicht vor. Dagegen gibt es zwei Plagioklase: eine trübe Abart (älterer Oligoklas) und eine wasserklare (jüngerer Albit bis Albitoligoklas). Dieser wasserklaren Abart zuzuzählen sind die „Quarze“ Eigels, welche von Klinozoisit durchwachsen sind, und die „Orthoklase“. Kaolinisierung ist wohl nicht der rechte Ausdruck für den Umsetzungsstand der Plagioklase älterer Generation, sondern es handelt sich um die Anfänge einer Umsetzung, deren Produkte feinste Glimmerschüppchen und Klinozoisite sind, welche sich noch nicht zu deutlich sichtbarer Größe entwickelt haben.

Überblick über die genetische Entwicklung: Diese Amphibolite zeigen sich uns auf dem Wege zwischen zwei Gleichgewichten:

Älteres Gleichgewicht: Amphibol (eventuell etwas Biotit)—Oligoklas—Zoisit—Almandin.

Jüngeres Gleichgewicht: Talk, Chlorit, Albit, Klinozoisit.

Talk und Chlorit entstehen sichtlich auf Kosten von Hornblende und Almandin, Albit und Klinozoisit aus Oligoklas. Die ganze Gruppe zeigt Diaphthorese von der zweiten in die erste Tiefenzone. Auffallend erscheint mir die Talkentwicklung deshalb, weil sie sonst von steirischen Amphiboliten nicht gemeldet wird.

### 8. Die Amphibolite im Hochwechselgebiet.

Diese Amphibolite bilden zumindest eine ausgedehnte Reihe, beginnend mit Eklogit-Amphiboliten und endigend mit vollständig diaphthorisierten, den Grünschiefern. Dazwischen liegen Granat- und Plagioklas- sowie Plagioklasepidotamphibolite, als Nebenreihe entwickeln sich Biotitamphibolite. Die Übergangsglieder vom Amphibolit zum Grünschiefer nennt Mohr „chloritisierte Amphibolite“.

Da wir diese natürliche Reihe nicht zerreißen wollen, wird das systematische Bild ziemlich bunt. Es wird daher ein Schema angebracht sein.

#### III. Tiefenzone.

Eklogit.

Übergang in die II. Tiefenzone.

Eklogitamphibolit.

#### II. Tiefenzone.

Granatamphibolite, Plagioklasamphibolite, Saussuritgabbro, Serpentin.

Diaphthorese in die I. Tiefenzone.

a) Unvollkommen

b) Vollkommen

Chloritisierte Amphibolite.

Massige Grünschiefer.

### Injektionsmetamorphe Amphibolite II. Stufe.

- a) Mit mäßiger Beeinflussung: b) Mit starker Beeinflussung:  
Biotitamphibolite. Biotitschiefer.

Diesem Schema liegen folgende Bauverhältnisse zu Grunde:  
An der ungarischen Grenze (bei Schöffern usw.), das heißt im Ostteil des Wechselgebietes liegt eine Serie mit dritter Stufe, übergehend in eine solche zweiter Stufe. Das sind ungefähr vergleichbare Verhältnisse zu jenen der Koralpe von Süd nach Nord. Die Serie mit zweiter Stufe setzt sich nach West in das Hochwechselgebiet hinein fort und verfällt dort einer ausgiebigen Diaphthorese.

Die Amphibolite der zweiten Zone liegen in einem Bezirk, zu dem auch gewaltige Intrusionen granitdioritischer Natur liegen müssen. Von diesen haben wir wenig Kenntnis. (Siehe Abschnitt Wechselkern.)

Auch von den Amphiboliten und deren Diaphthoriten liegen zur Zeit nur zwei Analysen vor.

#### Systematik.

Eklogit siehe im zuständigen Kapitel.

Eklogitamphibolit, Schöffern West. Massig, schwarz-, rot- und gelbgrün fleckig. Im Schliif sieht man: Omphazitreste in Hornblende, granophyrische Quarzfeldspataggregate, kräftig-roter Almandin, reichlich grobsäuliger Zoisit-Epidot. Es ist fraglich, ob diese Gesteinsgruppe genetisch zu den zweitstufigen folgenden Amphiboliten gehört.

Granatamphibolit, Schöffern W., grünschwarz, massig, dicht mit zahlreichen hellroten Granaten. Im Schliif: Hornblende  $\alpha$  lichtgelbgrün,  $< \beta$  saftgrün,  $< \gamma$  bläulichgrün,  $c:c=190$ , kurze, zerlappte und löcherige Stengel, mit Einschlüssen von etwas Quarz, Oligoklas, Epidot. Oligoklas als Pflaster zwischen den Hornblendern. Neben Epidot auch Klinozoisit. Almandin zum Teil mit Siebstruktur, vereinzelt Biotit, Rutil, Ilmenit, Leukoxen, Struktur granoblastisch, Hornblende weitaus herrschend.

Dieser Granatamphibolit ist vollkommen ähnlich jenem der Gleinalpe, auch die niedrige Anlöschung der Hornblende stimmt.

Biotitamphibolit. Haselgraben bei Friedberg, liegend Orthogneis. Grün, gutschiefrig, mit bräunlichen Albitknoten. Bronzebrauner Meroxen, besonders auf dem Hauptbruch. Dünnschliff: Granoblastisches Gewebe von Albit mit Epidotkörnern und nadeliger Hornblende, daneben prismatische Hornblende,  $c:c=170$ , Kern farblos, Rinde:  $\alpha$  hellgrün,  $< \beta$  gelbgrün,  $< \gamma$  bläulichgrün. Meroxen  $\alpha$  gelb,  $\beta$  rotbraun, Pennin, zum Teil anscheinend aus Meroxen entstehend, mit ihm parallel verwachsen. Granateinschlüsse in Albit. Dieser Granat ist nach unseren Erfahrungen aber nicht Grossular, sondern Almandin.

**Biotitschiefer.** Haselgraben, Einlagerung im Orthogneis, Das Handstück zeigt fast reines Biotitgewebe. Schliff: Meroxen wie oben, etwas Albit, Quarz, Muskowit, Apatit, Titanit.

Die beiden letztbeschriebenen Gesteine sind Amphibolite, welche vom „Orthogneis“, das heißt bei dessen Intrusion, Kali usw. zugeführt erhalten haben, wobei wie im Gleinalmgebiet Biotit auf Kosten von Hornblende gebildet wurde. Mit dem Orthogneis unterlagen auch diese Biotitamphibolite einer leichten Diaphthorose in die erste Tiefenzone hinein.

**Plagioklasamphibolit (Plagioklasapidotamphibolit).** Schaueregg. Die Handstücke zeigen ein richtungsloskörniges Gewebe aus ungefähr gleichviel Albit. Epidot einerseits, schwarzgrüner, kurzprismatischer Hornblende andererseits.

Im Schliff. Hornblende wie oben,  $c:c=17\%$ , Epidot in gelbgrünen Körnern, Albit mit zahlreichen Einschlüssen von nadeliger Hornblende, Klinochlor spärlich, aus Hornblende hervorgegangen, etwas Kalzit, spärlicher, weitgehend chloritisierter Almandin. Titanit, Apatit, Rutil, Pyrit (mit Goethitrinde).

Struktur schwach porphyroblastisch bis granoblastisch.

**Chloritisierter Amphibolit.** Möselsberg, N-Seite. Wie oben, nur in viel weiter fortgeschrittenem diaphthoritischem Zustand. Im Grundgewebe ein Klinochlorfilz, die Porphyroblasten werden von Albit gestellt. Orthitkerne in Epidot. Das Gestein enthält Spaltenfüllungen und Nester von Albit sowie Bänder von großem Muskowitreichtum, das sind vielleicht umgewandelte Aplite.

**Massiger Grünschiefer.** Verstreut in der „Wechselserie“. Beispiel große Klause bei Aspang. Massig, grün, mit Albitporphyroblasten, von den „Albitgneisen“ zu unterscheiden durch Textur und Quarzmangel. Schliff: Albitporphyroblasten mit Einschlüssen von Klinozoisit. Grundgewebe: Penninfilz mit spärlich eingelagertem Epidot, Kalzit, Pyrit, Ilmenit-Leukoxen. Apatit, auch Kupferkies, selten etwas Quarz. Struktur: Porphyroblastisch. Einschlüsse von Klinozoisit, Ilmenit, Epidot, Pennin bilden darin ein quer zu se verlaufendes si (Sanders).

**Chemische Erörterungen.** Betrachtet man die Ergebnisse der beiden Analysen: Massiger Grünschiefer, große Klause, Amphibolit Schaueregg, so kommt man genau zum gleichen Resultat wie bei den Brucker Amphiboliten, es neigt der massige Grünschiefer in allen Werten mehr zum Gabbro, der Schaueregger Amphibolit in allen Werten mehr zum Essexit, und zwar zu dessen basischen Ausläufern, wie die Projektionen zeigen.

Es sind also wahrscheinlich auch hier zwei Gruppen von Amphiboliten, beziehungsweise von deren Diaphthoriten zu unterscheiden.

Merkwürdig ist hier die Erscheinung, daß die Albite nur im Grünschiefer den richtigen Zentralgneishabitus zeigen, in den

Amphiboliten dagegen regelmäßig eine blautönige nadelige Hornblende im Plagioklas auftritt. Die Ursache dieser Entwicklung ist noch unbekannt.

### 8a. Grünschiefer der Grauwackenzone.

(Grünschiefer-Amphibolite?)

Als diaphthorische Amphibolite sind vielleicht aufzufassen die Uralitamphibolite, massigen Grünsteine, Albit-Chlorit-Epidotschiefer des Zuges Lorenzergraben—Petal—Triebener Tal.

Hier findet man folgende Gesellschaften:

„Dichter Grünstein“:  
Uralit-Epidot-Albit-Titanit-Kalkspat-Chlorit.

Aktinolith-Chlorit-Albitschiefer: Nadelige Hornblende, daneben etwas Albit, Chlorit, Titanit, wechselnd Epidot.

Diese Gesteine wurden auch als „Diabasmetamorph“ bezeichnet.

Vielleicht gehört hieher auch der Biotit-Chloritschiefer des Lorenzergrabens: Biotit, Albit, Chlorit; etwas Kalkspat, Epidot. Titanit, Magnetit. Bezüglich Quarz glaube ich, daß sein Gehalt überschätzt worden ist. Das Gestein könnte ein chloritisierter Biotit-Amphibolit sein.

Abkömmlinge von Diabasen oder von Sedimenten dürften folgende Beispiele sein.

Sunkbrücke, Hölleralpe, Steinacher, Brunneben, Triebenstein, Liesinggraben, Sonnwenteralpe, Fötteleck, Kallwang, Bärenbücheralpe, Teichengraben.

**Tabelle 28.**  
**Analysen von Wechselgesteinen und deren Projektionswerte.**

		1 (93)	2 (89)	3 (90)	4 (92)
Si O <sub>2</sub>		60·55	45·92	48·21	67·04
Ti O <sub>2</sub>		1·09	2·10	1·63	0·12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		19·96	16·10	13·95	14·81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1·89	2·83	3·42	1·37
Fe O		4·41	8·30	8·50	2·14
Mn O		—	—	—	—
Mg O		0·42	7·90	7·89	0·74
Ca O		1·03	8·10	10·56	2·00
Na <sub>2</sub> O		3·60	2·95	2·89	3·41
K <sub>2</sub> O		3·50	0·39	0·30	4·61
CO <sub>2</sub>		—	1·34	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Sp.	0·74	0·08	Sp.
H <sub>2</sub> O		3·46	4·05	2·48	1·71
Summe		99·91	100·72	99·91	99·95
Becke-Werte.	S	—	50·2	53·0	76·7
	Si	59·5	45·2	49·1	65·3
	U	28·4	38·0	33·6	20·6
	L	12·1	16·8	17·3	14·1
	a <sub>0</sub>	—	2·5	2·4	a'' <sub>0</sub> 7·4
	c <sub>0</sub>	—	2·5	1·9	c'' <sub>0</sub> 1·25
	f <sub>0</sub>	—	5·0	5·7	f'' <sub>0</sub> 1·35
	an	—	5·0	4·5	1·5
	ab	—	4·6	5·2	4·5
	or	—	0·4	0·3	4·0
fe	—	3·5	3·5	6·3	
mg	—	4·5	4·2	2·4	
ca	—	2·0	2·3	al 1·3	
Plagioklas	—	52 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	44 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	25 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> An	

1. Albitgneis, S. v. Mönichkirchen. Anal. Dietrich. (Mohr, Geol. d. Wechselbahn. l. c. S. 9.) 2. Massiger Grünschiefer, Gr. Klaus. Anal. Dietrich. (Mohr, Geologie d. Wechselbahn. l. c. S. 14.) 3. Amphibolit, Schaneregg. Anal. Dietrich. (Mohr, Geol. d. Wechselbahn. l. c. S. 17.) 4. Granitgneis, Krainerbauer. Anal. Dietrich. (Mohr, Geol. d. Wechselbahn. l. c. S. 28.)

Es sind grüne Schiefer, in welchen Epidot, Chlorit, Kalzit, stets eine große Rolle spielen. Oft tritt hinzu Albit, Magnetit, seltener etwas Biotit und Hornblende, Magnetit-Pyrit, Quarz in sehr verschiedenem Ausmaße. Das Gestein von Kallwang, mit Diopsidresten in chloritischer Umwandlung sowie mit einem Lagengefüge aus Quarz—Diopsid—Kalzit dürfte wohl eher ein diaphthoritisierter Kalksilikatschiefer sein, denn ein metamorpher Diabas.

Hier zeigen sich lebhaftere Anklänge an die Hochwechselkristallisation, und deshalb sind die Gesteine auch in deren Anschluß eingestellt worden.

### 9. Die Amphibolite der Niederen Tauern, Rottenmanner Tauern und Seethaler Alpen. Überblick.

Pusterwald, Schöttelgraben, Hohenwart:

Hier trifft man Hornblendeschiefer nach Art der Smaragdit-schiefer der Gleinalpe, das heißt mit blaßfärbigen Hornblenden  $c:c = 15^\circ$  und größeren Mengen von Erz (Magnetit? Ilmenit?).

Ferner feinkörnige Plagioklasamphibolite mit kräftiger pleochroitischen Hornblenden, ebenfalls  $c:c = 15^\circ$ , Oligoklas invers, Titanit.

Endlich gebänderte Zoisitamphibolite.

Biotitamphibolite (in der Nähe der Granitintrusionen).

Chloritführende Amphibolite, das sind obige Typen mit Chlorit nach Hornblende.

St. Wolfgang, Unzberg, Unzmarkt-Weißegg, Georgengraben, Lind, Frauenburg:

Dieselben Typen und Granatamphibolite.

Wenzelalpe:

Diablastische und Eklogitamphibolite!

Krakauschatten, Stiegenwirt, Seebach, Tauernwirt, Preberggraben, Etrachgraben, Etrach-See, Angerer Kreuz, Schödergraben, Ober-Feistritz, Wendritschbrücke, Lutzmannsdorf, Saglgraben, Feßnachgraben:

Wieder dieselben Typen wie oben, zum Teil mit einer Hornblende von hoher Auslösung  $c:c = 18$  bis  $26^\circ$ ! Reich vertreten sind Biotitamphibolite.

Der größte Teil dieser Gesteine ist jedoch in die erste Tiefenzone hinein diaphthoritisiert und enthält daher größere Mengen von Klinochlor (aus Hornblende, Granat, Biotit entstanden) Klinozoisit-Epidot und einen Alkaliglimmer.

Wir haben demnach eine weitverstreute, in mehrfacher Hinsicht nicht einheitliche Gruppe von Amphiboliten vor uns. Im oberen Murgebiet sind dieselben stärker diaphthoritisiert, in den Seetaler Alpen und Rottenmanner-Tauern ist die überragende Mehrzahl rein zweitstufig. Es sei aber bemerkt, daß in den Seetaler Alpen

weiter gegen Süden zu der Korralpen-Typus der Eklogit-Amphibolite jene oben beschriebenen vom Gleinalmtypus ablöst.

### 10. Orthoamphibolite im oberen Murgebiet.

Am Südrand des Prebergebietes, um Krakau ebene herum, kommen Orthoamphibolite von der Ausbildung der Gleinalmamphibolite vor. (Zweite Tiefenstufe.)

Auf der Goltz (Federweißchartel) und am Preber Nordgrat gibt es eigenartige Hornblendefelse. Sie sind teils massig, teils dünnblättrig schiefrig, lauchgrün bis schwarzgrün, Korngröße unbedeutend.

Sie bestehen aus Kernen bräunlicher Hornblendes mit grünen, smaragditischen Rändern. Mehr oder minder reichlich tritt auch Meroxen in das Gewebe ein, welcher von der Hornblende ableitbar ist. Die Umwandlung der Hornblende schreitet so weit fort, daß auch Lagen von Biotitschiefer entstehen.

### II. Die Amphibolite der Korralpe.

Hier trifft man unter anderen auch den Gleinalmtypus wieder. Daneben aber einen neuen: Den Typus: Korralpen-Amphibolite.

Diese Gesteine sind zum Teil massig, zum Teil schiefrig entwickelt, ihre Farbe wechselt von graugrün bis gelbgrün oder braungrün, gesprenkelte Formen (mit weißem Zoisit) sind selten. Makroskopisch lassen sich unterscheiden: Hornblende, roter bis rotbrauner Granat (Almandin) als Hauptgemengteile. Gelegentlich auch ein weißer, perlmutterglänzender Alkaliglimmer, Cyanit, Zoisit.

U. d. M. gewahrt man häufig auch Albitoligoklas, Rutil, Titanit, Titanmagnetit, Ilmenit, Apatit, auch Quarz.

Die angeführten Mineralien kommen nicht wahllos nebeneinander vor, sondern sind nach den Assoziationsgesetzen vergesellschaftet, welche wir für die Eklogite abgeleitet haben.

Eine besondere Erörterung verdient die Hornblende. Soweit sie als gemeine Hornblende zu bezeichnen ist, zeigt sie folgenden Pleochroismus  $a = \text{gelbgrün}$ ,  $b = \text{ölgrün}$ ,  $c = \text{grasgrün}$ , oft blautichig. Die Auslöschung  $c:c = 25^\circ (010)$ , also hoch, es ist eine andere Hornblende wie in den Gleinalm-Amphiboliten, sie verhält sich so wie die gemeine Hornblende der pazifischen Amphibolite, was übereinstimmt mit dem pazifischen Charakter der Eklogite, mit welchen diese Amphibolite verbunden sind.

Neben dieser Hornblende kommt eine als Smaragdit bezeichnete Abart in bestimmten Typen vor. Gelegentlich wird die grüne, gemeine Hornblende ersetzt durch eine braune bis braungüne, welche ebenfalls  $25^\circ$  Auslöschung zeigt.

Aus unseren Umsetzungsgleichungen (siehe bei Eklogit) ist zu ersehen, daß die aus Eklogitumsetzungen stammenden Horn-

blenden vielfach einen an sehr hohe Prozentsätze reichenden Anteil an Tonerdeverbindungen besitzen, was die Karinthinanalyse bestätigt. Ein Vorkommen von solchen Hornblenden neben den schwach tonerdehaltigen Smaragditen würde für eine Mischungslücke zwischen Tremolitsilikat einerseits, den Tonerdesilikaten der Hornblende andererseits sprechen. Die Angabe von Anthophyllit in diesen Amphiboliten halte ich für unrichtig.

Die Erscheinungsform dieser Hornblenden ist sehr oft die der diablastischen Albit-Hornblendeaggregate oder die eines feinen Faserwerkes, wie es durch Umsatz von Granat und Omphazit entsteht, was wiederum in Eklogiten in den Anfangsstadien häufig zu beobachten ist. Dieses Faserwerk, das oft selbst im Schriff unauflöslich ist, wurde von älteren Bearbeitern als „talkartige Substanz“ bezeichnet und als Umwandlung der Hornblende gedeutet!

Eigentümlich ist das Auftreten der Glimmer. Man kennt Biotit und Alkaliglimmer (Paragonit) als Gemengteil; Biotit stets selten und wenig, das ist verständlich, da ja der Kaligehalt dieser Gesteine nieder ist. Paragonit dagegen auch als Hauptgemengteil, aber ebenfalls nur sehr selten. Besonders erwähnt wird in der Literatur das Vorkommen von der Mündung des Sulztales ins Ötztal (Tirol).

Betrachten wir unsere disthenführenden Eklogitformen. Beim Aufsteigen in die zweite Tiefenstufe muß bei Anwesenheit von Kali aus Hornblende Biotit gebildet werden können. Seine Menge wird kontrolliert durch Kalk. Ist aller Kalk in Hornblende und Zoisit abgebunden, dann wird restierende Magnesia (beziehungsweise auch FeO) soweit an Biotit gebunden, als die Mischungsgrenze erlaubt. Ist mehr Kali da, als dieser Grenze entspricht, dann erscheint nebenher noch Muskowit.

Es scheint aber auch der Fall vorzukommen, daß Natron (aus dem Albit) mit Disthen das Glimmermolekül formt, wenn Disthen unbeständig wird.

Auf diesem Wege entstehen Nebenreihen mit Alkaliglimmer, welche systematisch in die Nachbarschaft der disthenführenden Formen rücken.

Die betreffenden Assoziationen (entnommen der Ableitung bei Eklogit) sind folgende:

- |   |                           |
|---|---------------------------|
| XIII. Almandin, Disthen, Hornblende           | XIIIa. Almandin, Hornbl.  |
| Quarz, Albit                                  | Disth.-Alkaliglimm.       |
|   | Quarz, Albit              |
| (Zweite Tiefenzone, untere Abteilung . . . .) |                           |
| XV. Plagiokl. (Andes.-Labr.) Hornbl.          | XVa. Andes.-Labr. Hornbl. |
| Disthen, Quarz                                | Disth.-Alkaliglimm.       |
|   | Quarz                     |

(Dritte Tiefenzone, oberer Abteilung, als XVa fraglich!)



schließlich ebenfalls zum Endpunkt Omphazit-Granat (Pyrop) führt.

Unser Amphibolit von Lorenzen entspricht also einem Pyroxenit, welcher sich aus einer Eklogitfazies in eine Amphibolitfazies umgebildet hat. Wir wissen aus der Betrachtung dieses Falles nun auch, wie Pyroxenite in der Eklogitfazies aussehen: Sie werden zu Granat-Omphazitfelsen, die sich von Eklogiten durch Mangel anderer Gemengteile (Zoisit, Disthen) so unterscheiden, wie die Smaragditschiefer von den Amphiboliten.

#### Granatfreie diablatische Amphibolite.

An das eben erörterte Vorkommen schließen sich folgende an:

XVIIa. Rojakbauer, mit saurem Plagioklas. Dazu, vielfach aber mit kaum bemerkbaren Mengen Plagioklas und ohne Disthen (das ist ein Grenzfall im Chemismus), daher auch ohne Glimmer, also XVII entsprechend: St. Anna — Wölfl, Engelwirt, Ganster bei Deutsch-Landsberg, Gundersdorf—Hochstraße, Assing.

Alle diese Amphibolite gehören zu den unterbrochenen Gleichgewichtswechseln (siehe Eklogite). Sie sind Endprodukte von Kristallisationen, welche in der dritten Tiefenstufe begonnen und in den untersten Stockwerken der zweiten Stufe unter vollkommener Einstellung in deren Gleichgewichte beendet wurden.

Von den Amphiboliten zweiter Art (mit granoblastischem Gewebe) sind sie genetisch sehr verschieden. Diese (Granatamphibolite usw. der Gleinalpe) machten die ganze Kristallisation in der zweiten Stufe durch und hatten als Unterlage den Bestand basischer Massengesteine, welcher direkt, ohne Eklogitstadium, in das Amphibolitstadium übergeführt wurde.

### § 49. Die Eklogite und Verwandten.

#### 1. Allgemeines.

In dieser Gesteinsfamilie sehen wir Vertreter der dritten Tiefenstufe vor uns, welche chemisch den Gabbros unter den Pazifikern oder basischen Essexiten und Theraliten unter den Atlantikern entsprechen.

Über die Gesetze ihrer Mineralvergesellschaftung besitzen wir bis zur Zeit noch keine Übersicht. In den gebräuchlichen Petrographien wird als Kern der Gesellschaft die Kombination Omphazit mit Almandin (Pyrop-Almandin) angegeben, daneben eine recht bunte Reihe von Nebengemengteilen: basischer Plagioklas, Zoisit, Disthen, Hornblende, auch Biotit und Quarz, die Erze: Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, ferner Apatit. Endlich noch: gewöhnlicher Augit, Diopsid, Diallag, Bronzit und Orthoklas (!).

Für die Zwecke dieses Werkes ist aber, besonders wegen der Stellung der Eklogitamphibolite eine Klärung der Assoziationen notwendig. Wir versuchen im Folgenden, eine auf der Gleich-

gewichtslehre aufgebaute Systematik dieser Gesteinsgruppe zu entwickeln.

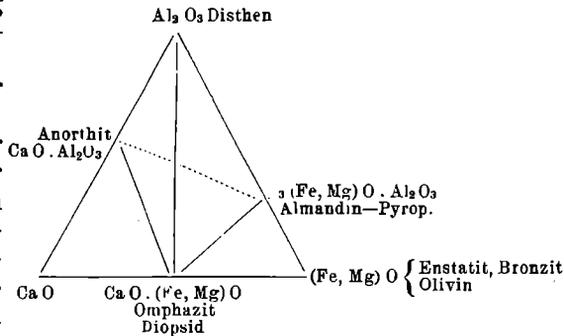
Heben wir aus der obigen Mineralgesellschaft die typomorphen Mineralien der dritten Zone: Disthen, Omphazit-Diopsid, Almandin-Pyrop, Anorthit heraus, und ziehen wir eventuellen Olivin, beziehungsweise Enstatit-Bronzit mit in den Kreis der Betrachtung. In diesen Mineralien vertreten sich Mg und Fe derart, daß wir Gleichungen direkt mit einem (Mg) für das andere (Fe) durchführen dürfen. Ferner sind mit Ausnahme von Olivin alle anderen und obendrein ihre Kombinationen neben Quarz beständig! Endlich wird die Zahl der gesteinsbildenden Kombinationen wesentlich dadurch beschränkt, daß sie Quarz enthalten können müssen, da sich derselbe bei Reaktionen ergibt. Ob viel oder wenig, das tut hier gar nichts zur Sache. Auf diese Weise lassen sich die Beziehungen zwischen den genannten Mineralien auf ein Dreistoffsystem zurückführen: Ca O, Mg O = Fe O, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>. Die Kieselsäure können wir vernachlässigen, da wir sie unter allen Umständen so groß voraussetzen, daß sich die genannten Mineralien bilden können. (Olivin einstweilen ausgeschlossen, da bei seiner Einbeziehung Si O<sub>2</sub> nicht mehr im Überschuß oder neutralisierend, sondern sogar mit Defizit auftritt.) Damit ist die Darstellung im gleichseitigen Dreiecke gegeben, welches uns die möglichen Assoziationen zu überblicken gestattet.

### Aufstellung der Gleichungen.

In diesem Dreieck lassen sich die Punkte für Disthen, Almandin, Omphazit, Anorthit diagonal verbinden. Das entspricht folgender Umsetzung:



Diese Gleichung enthält vier Komponenten, also können nach der Goldschmidt'schen Form der Phasenregel nur immer vier von den obigen Mineralien nebeneinander im Gleichgewicht auftreten und eines dieser vier muß noch dazu Quarz sein (nach unserer Voraussetzung).



Erachten wir die Kombination Granat-Pyroxen (wobei der Granat ein Pyrop bis Almandin, der Pyroxen ein Diopsid, Diallag,

Omphazit sein muß) als kritisch für Eklogit, so erhalten wir folgende Kombinationen um diese beiden herum.

I. Quarz, Anorthit, Almandin, Omphazit: Plagioklasführender Eklogit.

II. Quarz, Disthen, Almandin, Omphazit: Disthenführender Eklogit.

Die Kombination

III. Quarz, Disthen, Anorthit, Diopsid: Plagioklasaugitfels.

Gehen wir nun in das Feld an der rechten Ecke, so erhalten wir noch die Kombination

IV. (Quarz), Bronzit, Almandin, Diopsid: Bronzitführender Eklogit und die quarzfreie Kombination

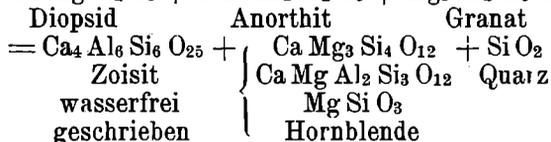
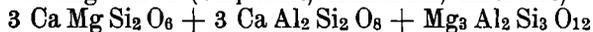
V. Olivin, Almandin, Diopsid: Olivinführender Eklogit.

In obigen Gesellschaften kann Diopsid für Omphazit und umgekehrt gesetzt werden. Anorthit, besonders aber Quarz können bis auf 0 heruntergehen. Zum Anorthit tritt in der Natur Albit, so daß statt Anorthit eigentlich Labradorit bis Andesin zu setzen wäre.

Alle diese Kombinationen gehören der dritten Tiefenzone voll an.

Beim Aufsteigen in die zweite Tiefenzone werden nun die Mineralien Zoisit und Hornblende neu gebildet auf Kosten von Mineralien der dritten Zone, und zwar begreiflicherweise aus jeder der fünf abgeleiteten Gesellschaften.

Umsetzung aus I. (Omphazit, Almandin, Anorthit).



Hieraus ergeben sich die folgenden gesteinsbildenden Kombinationen:

VI. Diopsid, Almandin, Zoisit, Quarz. Zoisitführender Eklogit.

VII. Diopsid, Almandin, Hornblende, Quarz. Eklogitamphibolit.

VIII. Diopsid, Anorthit, Hornblende, Quarz. Augitamphibolit.

Die Kombination VII kann Albit enthalten sowie ja auch die übrigen Kombinationen. Alle bisherigen gehören noch immer in die dritte Zone, wengleich in deren obere Abteilungen:

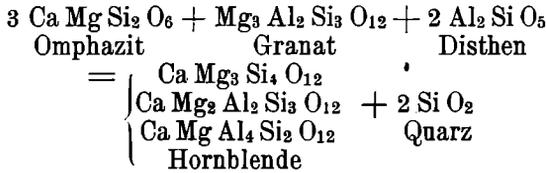
IX. Anorthit, Zoisit, Hornblende, Quarz. Zoisitamphibolit.

X. Almandin, Zoisit, Hornblende, Quarz. Granatamphibolit.

XI. Diopsid, Zoisit, Hornblende, Quarz. Diopsid-Zoisitamphibolit.

Alle Kombinationen mit möglichem Albit und einem Minimum von Quarz (bis 0 Quarz). Diese Kombinationen gehören in die unteren Abteilungen der mittleren Zone!

Umsetzung aus II. (Disthen, Omphazit, Almandin).



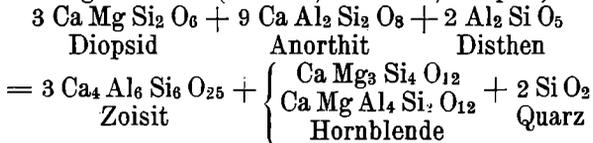
Daraus erhalten wir folgende neue Kombinationen:

XII. Omphazit, Disthen, Hornblende, Quarz. Hornblende-führender Augit-Disthenfels.

XIII. Granat, Disthen, Hornblende, Quarz. Disthenführender Granat-Hornblendefels.

Diese gehören in die dritte Tiefenzone. Daneben kann wieder Albit auftreten. Die Stufe dürfte jedoch etwas höher sein, wie die vorausgehenden speziell mit XIII. in die untere Abteilung zweiter Stufe übergehen.

Umsetzung aus III. (Disthen, Anorthit, Diopsid).



Daraus neue Kombinationen für die untere Zone:

XIV. Diopsid, Anorthit, Zoisit, Quarz. Zoisitführender Plagioklasaugitfels.

XV. Disthen, Anorthit, Hornblende, Quarz. Disthenführender Amphibolit.

XVI. Diopsid, Disthen, Zoisit, Quarz. Disthenführender Diopsid-Zoisitfels.

Für die obere Zone. (Zweite Tiefenstufe.)

XVII. Disthen, Zoisit, Hornblende, Quarz. Disthenführender Zoisitamphibolit.

In XVI und XVII tritt für Plagioklas wieder etwas Albit auf, Quarz kann bis auf 0 sinken.

In analoger Weise ergeben sich aus IV und V folgende neue Kombinationen:

XVIII. Diopsid, Bronzit, Hornblende, Quarz. Hornblende-führender Pyroxenfels.

XIX. Almandin, Bronzit, Hornblende, Quarz. Hornblende-führender Almandin-Bronzitfels.

XX. Diopsid, Olivin, Almandin, Hornblende. Hornblende-führender Olivin-Eklogit.

Damit sind alle Möglichkeiten erschöpft.

Konstitution von Eklogit-Mineralien.

Omphazit. Zwei in Rosenbusch angeführte Omphazitanalysen lassen sich wie folgt berechnen: (Molekularprozent.)

I.	II.
74% Ca Mg Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (Diopsid)	92% Diopsid
17% Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (Enstatit)	3% Augitsilikat
9% Mg Al <sub>2</sub> Si O <sub>6</sub> (Augitsilikat)	2·5% Enstatit
	2·5% Na Al Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (Jadeitsilikat)

Demnach sind die Diopsidanteile bestimmend und in den Gleichungen ganz richtig als Hauptumsetzungsfaktoren verwendet. Doch wird es nötig sein, die alkalihältigen von den alkalifreien zu unterscheiden.

Karinthin. Saualpe. Diese sehr alte Analyse hat jetzt noch große Bedeutung für unsere Eklogite, da die Sau- und Kor-alpe eine petrogenetische Einheit darstellen. Sie ergibt:

38% Ca Mg <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	Syntagmatit
48% Ca Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	Tremolit
14% Mg <sub>4</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	Antophyllitsilikat

Hier ist das Verhältnis Syntagmatit: Tremolit nahe an 1:1, wie ~~es~~ eine unserer Umsetzungsgleichungen ergibt!

Granat. Saualpe. Die Analyse führt auf:

67% Almandin	Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>
28% Pyrop	Mg <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>
5% Grossular	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>

Demnach ist unser Granat ein Almandin mit beträchtlichem Pyropgehalt und sehr geringem Grossulargehalt.

Man kann so ziemlich sicher darauf rechnen, daß die betreffenden Mineralien der Kor-alpe-Eklogit sehr ähnliche Zusammensetzung haben.

## 2. Eklogite der Kor-alpe.

### 1. Eklogit von „Eibiswald“.

Si O <sub>2</sub>	50·13	Si	47·8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·37	U	34·6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·02	L	17·6
Mg O	6·46	S	53·3
Ca O	12·85	a <sub>0</sub>	1·9
Na <sub>2</sub> O	2·35	c <sub>0</sub>	2·5
K <sub>2</sub> O	0·14	f <sub>0</sub>	5·6
	99·32	an	5·7
		ab	4·2
		or	0·1
Durchschn.-		fe	3·6
Plagioklas:		mg	3·6
57 <sup>0</sup> An!		ca	2·8

Die hier nach Rosenbusch' Gesteinslehre zitierte und von mir berechnete Analyse ist die einzige eines steirischen Eklogites. (Südliche Kor-alpe.)

In Si U L fällt dieses Gestein an die äußerste NW-Grenze des Gabbrofeldes gegen das Essexit-Theralitfeld. In a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> ist die Lage ganz ähnlich, aber so nahe am Felde der Brucker Pazifiker unter den Amphiboliten, daß man ihn als deren Verwandten bezeichnen könnte. In an ab or rückt die Projektion sehr nahe an die Linie ab-ca. In fe mg ca liegt sie zwischen Theraliten. S zeigt schwache Untersättigung.

Das Gestein enthält Almandin, Omphazit, Hornblende und etwas Quarz. Das ist unsere theoretisch entwickelte Assoziation VII: Eklogitamphibolit, dritte Tiefenzone, obere Abteilung.

Die Berechnung auf die reine dritte Stufe ergibt in Molekülen :  
 40 Albit, 51·5 Anorthit, 48·5 Almandin, 176·5 Diopsid (Omphazit). In der vorliegenden Form ist jedoch der Anorthit mit Diopsid umgesetzt in ein Hornblendeteilsilikat, und ebenso der Granat mit Diopsid in ein Hornblendeteilsilikat, die Albitsubstanz steckt zum Großteil als Glaukophansilikat in der Hornblende. Der Umsatz ist bis zum Verschwinden von Anorthit-Albit vorgetrieben.

**Tabelle 29. Optische Analysen.**

In Volumsprozenten				
Omphazit . . . . .	25·8	18·6	55·1	61·2
Granat . . . . .	31·7	9·1	36·0	21·7
Disthen . . . . .	—	—	—	6·4
Quarz . . . . .	—	—	0·3	—
Plagioklas . . . . .	6·7	4·5	0·9	—
Zoisit . . . . .	—	11·3	5·0	—
Hornblende . . . . .	27·3	53·8	0·4	2·2
Rutil . . . . .	2·5	1·7	2·3	0·3
Titanit . . . . .	—	—	—	—
Magnetit . . . . .	1·5	—	—	—
Pyrit . . . . .	—	1·0	—	—
	Zirbitzkogel	Unter- Laufeneegg	Laufeneegg	Mauthner- eck

Die obenstehenden Analysen zeigen die Assoziation deutlich. Der Typus Mauthnerock zeigt sehr schön die Assoziation II unserer theoretischen Ableitung: disthenführender Eklogit. Der Typus Laufeneegg entspricht der Assoziation VI: zoisitführender Eklogit. Während diese beiden Typen sehr nahe an den Gleichgewichtszuständen liegen, zeigt Typus Unter-Laufeneegg ein auffallendes Ungleichgewicht. Er zeigt förmlich den abgebrochenen Verlauf der Umsetzung aus Typus I in Typus XI. Der angestrebte Zustand ist also Diopsid-Zoisitamphibolit. Der Typus Zirbitzkogel (Seethaler-Alpen) entspricht wieder sehr nahe dem Typus VII, Eklogitamphibolit, wobei zu bemerken ist, daß hier ein Großteil von Omphazit wohl ersetzt ist durch die „mikrodiablastischen Hornblenden-Feldspataggregate“.

Aus dem Vergleich zwischen den theoretisch erforderten Assoziationen und den tatsächlich beobachteten ergibt sich die Nützlichkeit und Brauchbarkeit des theoretischen Schemas. Die oft betonte leichte Gleichgewichtseinstellung derart basischer Gesteine ist aber nun doch in engere Grenzen eingeschlossen. Abgesehen davon, daß hier in einem einzigen Gebiet verschiedene Gleichgewichte, allerdings einer Zone angehörig, auftreten, ist zu betonen, daß diese Gleichgewichte doch nicht völlig rein sind.

Die Gleichgewichtslehre sagt im allgemeinen nichts aus über das Mengenverhältnis der Phasen, die sich im Gleichgewicht befinden. Da aber ein Teil unserer Gesteine mehr Phasen enthält, als nach der Anzahl der Komponenten (4!) möglich sind, so müssen wir folgern, daß eben die Gleichgewichte nicht vollkommen zur Auswirkung gelangten. Suchen wir nach unserem Schema das reine Gleichgewicht auf, so müssen wir dann einen Teil der Mineralien (Phasen) ausscheiden und als Fremdlinge, aus einem anderen Gleichgewichtssystem stammend, betrachten. Ob dies erlaubt und möglich ist, das ergibt sich aus der Umsetzungsgleichung, welche alle konstatierten Phasen enthalten muß. Kleine Mineralmengen, welche außerhalb des eingepaßten Gleichgewichtes liegen, werden daher wirklich als Relikte aufzufassen sein, welche die Namengebung nicht beeinflussen sollen.

## 2. Besondere Vorkommen von Korralpen-Eklogiten.

Bärenthal-Säge Assoziation XVII (zweite Tiefenstufe), ebenso Kleinalpe, St. Oswald Assoziation VII, Schweigerweg und Sankt Oswald, I, aber ohne Anorthit. Gradisch-Dreieck XIII. Sankt Anna XX? Die Angabe von Zoisit neben Olivin scheint auf einem Irrtum zu beruhen. Der Übergang von Hornblende in „talkartige Substanz“ ebenfalls.

### Feldspat-Uralitisierung.

Den Ersatz von Omphazit (Diopsid) durch Hornblende und sauren Plagioklas in mikrodiablastischer Art bezeichnet man als Feldspat-Uralitisierung. Mikrodiablastisch nennt man die äußerst feine, nur mikroskopisch wahrnehmbare netzartige Durchdringung von Hornblende und Feldspat. Ihre ganze Bedeutung ergibt sich aus unseren Gleichgewichten. Solche Verwachsungen können nur in Gleichgewichten auftreten, welche Anorthit nicht als Phase enthalten, z. B. VII, X, XI, XII, XIII usw.

Andere Vorkommen: Stainz, Freiland, Hühnerstützen, Hebalpe.

Allgemeine Kennzeichen. Die Eklogite sind feinkörnige bis mittelkörnige Gesteine mit dunkelgrasgrünem Omphazit und hellrotem Granat. Daneben auftretende Hornblende bildet meist schwarze Säulchen, wenn Disthen sichtbar ist, besitzt er blaue Farbe (Cyanit), helle Gemengteile: Plagioklas, Zoisit, davon Plagioklas kaum frei sichtbar, Zoisit weiß.

### 3. Wechseleklogite.

Ähnliche Eklogite und Eklogitamphibolite kommen im Wechselgebiet vor. Der bereits erwähnte „Eklogitamphibolit“ von Schöffern liegt dem Gleichgewicht X nahe. Er ist also richtig als Granat-amphibolit zu bezeichnen (zweite Tiefenstufe, untere Abteilung).

Die Omphazitreste sind Relikte, der Plagioklas der mikrodiablastischen Quarzfeldspataggregat ist tatsächlich sauer (Oligoklas), wie es die Theorie erfordert.

#### 4. Die Bedeutung des Gleichgewichtswechsels der Eklogite.

Wir haben anlässlich unserer Betrachtungen erkannt, daß sich im Mineralbestand der Eklogite häufig zwei Gleichgewichte offenbaren, die innerhalb einer Zone liegen und von welchen einer der ältere, tiefere, der andere ein jüngerer, höherer ist. Diese Erscheinung kann allgemein als Gleichgewichtswechsel bezeichnet werden. Wir haben derartige Erscheinungen bereits innerhalb genetisch sehr verschiedener Gesteine angetroffen. Zum Beispiel bei den Ergußgesteinen (Resorption, Corrosion von Biotit und Hornblende), bei Intrusionen, die in die erste Tiefenzone aufsteigen (Zentralgneishabitus der Plagioklase), und im allgemeinen auch die Diaphthorese, welche nur einen besonderen Fall des Gleichgewichtswechsels darstellt. Bei Diaphthorese wird nämlich einer alten Mineralgesellschaft, welche einen Kristallisationsprozeß vollständig hinter sich hat, eine neue Prägung gegeben. Ein solches Gestein hat also zwei vollständig getrennte Kristallisationsvorgänge mitgemacht und die Ursache davon ist die Versetzung aus einer tieferen Zone in eine höhere.

Davon unterscheiden sich die beiden vorher angezogenen Fälle dadurch, daß die Verschiebung von einer in eine andere Zone innerhalb einer einzigen, ununterbrochenen Kristallisationsphase erfolgt. Einen derartigen Gleichgewichtswechsel wollen wir als verbundenen Gleichgewichtswechsel bezeichnen. Die Diaphthorese ist ihm gegenüber ein unterbrochener Gleichgewichtswechsel. Die Fälle, welche wir soeben klassifiziert haben, gehören zur „absteigenden Metamorphose“, das heißt, die angestrebten Gleichgewichte liegen in höheren Tiefenzonen als wie die verlassenen.

Es gibt aber auch aufsteigende Metamorphose, das heißt, der angestrebte Gleichgewichtszustand liegt in tieferer Zone (bei höheren Temperaturen und Drucken) als wie die verlassenen. Diese kann keinen verbundenen Gleichgewichtswechsel enthalten, welcher Eruptiva betrifft, da Intrusionen und Ergüsse stets aus den tiefsten Zonen aufsteigen in höhere. Die aufsteigende (vorschreitende) Metamorphose betrifft vielmehr nur Metamorphite und Sedimente als verbundener Gleichgewichtswechsel. Wird fertige Kristallisation von unterbrochenem Gleichgewichtswechsel erfaßt, so sprechen wir von Katamorphismus.

Wir unterscheiden demnach:

- |                                      |                                      |
|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 1. Vorschreitende Metamorphose       | 2. Rückschreitende Metamorphose      |
| a) Verbundener Gleichgewichtswechsel | a) Verbundener Gleichgewichtswechsel |

## b) Katamorphismus

## b) Diaphthorese

Als vorschreitenden, verbundenen Gleichgewichtswechsel hätten wir folgenden Kristallisationsverlauf aufzufassen:

Ausgangszustand: Tonschiefer.

Kristalline Mobilisation, darauffolgend Kristallisation in der ersten Zone, ohne Unterbrechung fortgesetzt in der zweiten Zone und etwa dort beendet.

Welche Stellung nimmt in diesem Schema der Gleichgewichtswechsel der Eklogite ein? Daß ein rückschreitender Vorgang vorliegt, ist ohneweiters daran zu erkennen, daß das Gleichgewicht höherer Lage sich sichtlich auf Kosten eines solchen tieferer Lage herausbildet. (Pyroxenreste, um wachsen von Hornblende.) Daß es sich um einen verbundenen Gleichgewichtswechsel handelt, ergibt sich aus mehreren Umständen; zum Beispiel daraus, daß der Zonencharakter nicht geändert wird (das trifft jedoch nur hier zu, bei Eruptivgesteinen ist noch eine beträchtliche Zonenverschiebung zu beobachten. Ferner daraus, daß Spuren einer Durchbewegung des älteren Mineralbestandes fehlen. Bei in Diaphthorese befindlichen Gesteinen ist das Merkmal der Durchbewegung des älteren Bestandes stets deutlich zu beobachten.

Unsere Eklogitamphibolite sind teilweise Diaphthorite, andernteils verbundene Gleichgewichtswechsel.

### § 50. Über Metamorpha saurer Massengesteine und Gneise von nicht näher bekannter Stellung.

Unter den Metamorphen saurer Massengesteine haben wir die Abkömmlinge der Pazifiker vom Granit bis zum Diorit zu erwarten, ferner von Ergußgesteinen derselben Reihe und im gleichen Umfang. Endlich die Abkömmlinge der Atlantiker vom Alkaligranit bis zum Monzonit und Eläolithsyenit sowie die entsprechenden Ergußgesteine. Endlich auch die bezüglichen Ganggesteine.

Damit wir sie unter die Metamorpha einstellen können, müssen sie nachweisbar zwei Kristallisationen mitgemacht haben. Bloße Schiefrigkeit oder Katakklase genügt nicht. Wir kommen daher zu folgender Aufstellung:

Primär vorliegend: Massengestein. Beispiel Granit, Pegmatit.

Mit Protoklase kristallisiert: Massengestein. Beispiel Gneisgranit, Gneispegmatit.

Mit postkristalliner Katakklase: Massengestein. Beispiel Granitmylonit, Pegmatitmylonit.

Mit postkataklastischer Kristalloblastese: Kristalliner Schiefer, Beispiel Granitgneis, Pegmatitgneis.

Wie die Einstellung praktisch zu erfolgen hat, muß von Fall zu Fall entschieden werden. Allgemein ist dazu nötig die Durchforschung des Dünnschliffes und eine genaue Kenntnis der geo-

logischen Verhältnisse, welche sich nicht bloß auf die nächste Umgebung des Vorkommens erstrecken darf.

Wenn wir unter diesen Gesichtspunkten die sauren Intrusiva der Steiermark durchgehen, so kommen wir zu folgendem Ergebnis.

Innerhalb der großen Intrusivmassen finden wir keine unzweifelhaften Gneise der Granit-Diorit-Reihe. Dagegen sind deren Ableger, kleinere, in den Schieferhüllen der Intrusivkörper weit verzettelte Massen, sehr häufig zu echten Gneisen: Granitgneisen, Granodioritgneisen, Pegmatit- und Aplitgneisen metamorphosiert.

Dieselben wurden bereits bei den Intrusivmassen selbst besprochen, es erübrigt nur, noch darauf hinzuweisen und zu betonen, daß sie der Masse nach gegenüber den nicht metamorphen Intrusiven unbedeutend sind.

Ob auch Gneise der sauren Atlantiker bei uns vorkommen, ist noch eine offene Frage. Es scheint aber vorläufig nicht der Fall zu sein.

Die Gneise der sauren Effusiva werden gebräuchlicher Weise nicht als solche bezeichnet. Hieher fallen die Metaquarzkeratophyre. Sie sind bei uns nur in der ersten Tiefenzone metamorphosiert und enthalten bei völliger Durchführung des Umwandlungsprozesses keinen Feldspat mehr, sondern bloß Serizit und Quarz. Daher fallen sie nicht unter den Begriff Gneis, welcher Feldspatgehalt zur Voraussetzung hat. Der Lokalname „Blasseneckgneis“ ist keine petrographische Bezeichnung. Unter den Blasseneckgneisen aber befinden sich Metaquarzkeratophyre, die Bezeichnungen sollen nicht synonym verwendet werden.

#### **Gneise von nicht näher bekannter Stellung.**

Muskowitgneis. So wurde ein Gestein genannt, welches im Gebiete von Veitsch sich an der Unterlage der Magnesit führenden Karbonserie beteiligt. Es sind fein- bis grobkristalline, helle, schiefrige Gesteine, bestehend aus Quarz, Albit und feinschuppigem Glimmer.

#### **Plagioklasgneise und Verwandte.**

Die große Masse unserer Amphibolite zeichnet sich aus durch auffallenden Hornblendereichtum, sodaß Feldspat-Hornblendegesteine mit bedeutendem Plagioklasgehalt sich sehr von ihnen abheben.

Nun ist aber Plagioklas-Hornblende die Kombination einer großen Gruppe der Diorite, bezieht man Quarz ein, dann auch der Quarzdiorite.

Da die aus Graniten ableitbaren metamorphen Gesteine den Namen Granitgneis erhalten haben, die Granite aber keine Ausnahmestellung innehaben, so ist es wohl billig, auch die Metamorphose von Syeniten und Dioriten als Gneise zu bezeichnen. (Syenitgneis, Granodioritgneis, Dioritgneis.)

Damit kommen wir zu Formen, welche keinen Quarz enthalten, auch keinen Orthoklas.

Solche Gesteine können allgemein als Plagioklasgneise bezeichnet werden, was sich besonders dann empfiehlt, wenn die Verwandtschaft mit primären Massengesteinen nicht ganz klar zu erkennen ist.

Dazu stellen wir auch die Hornblendegneise und Granathornblendegneise solange, bis die chemische Durcharbeitung nähere Auskunft über die Zugehörigkeit geben wird.

Der Begriff Hornblendegneis schließt bei uns die echten Amphibolite aus, ist also anders verwendet wie die ehemals von Vacek angewendete.

Bemerkenswert ist ferner, daß jene Gesteine, welche wir als Plagioklasgneise, Plagioklashornblendegneise usw. bezeichnen, in geologischer Beziehung trotz ihrer Verbreitung weder an Amphibolite, noch an saure Intrusiva so recht anzuschließen sind. Ihre Zugehörigkeit ist vorläufig noch rätselhaft.

#### **Dioritähnliche Plagioklasgneise.**

Vereinzelte Züge zwischen scharfem Eck und Zirbitzkogel in den Seetaler-Alpen. Mineralbestand siehe Tabelle Nr. 39, 40, 41.

Die Gesteine enthalten sehr wenig Quarz, dagegen viel Plagioklas neben Hornblende, auch etwas Meroxen. Relativ hoch ist der Titangehalt, in einem Vorkommen auch Orthit, in einem anderen etwas Diopsid und Granat.

#### **Die Kränzchengneise der Stubalpe.**

Diese in dünnen Gesteinsblättern in der Almhausserie auftretenden Gesteine sind bis jetzt noch nicht chemisch untersucht. Die einzelnen Fundorte siehe Tabelle der geometrischen Analysen.

Ihre Zugehörigkeit ist noch fraglich. Wenn wir sie unter „Plagioklasgneise“ einstellen, so wird dies gegenwärtig noch am besten sein. Denn tatsächlich sind wenigstens die einen Endglieder der Gneise: Hauptkomponenten Quarz, Feldspat, Meroxen. Das andere Ende nähert sich amphibolitischen Mineralbeständen, allein in der von uns als Amphiboliten bezeichneten Gesteinen der Stubalpe ist das Verhältnis Amphibolit-Plagioklas ein ganz anderes und außerdem fehlen die typischen Einschlüsse der Plagioklase.

Physiographisches: Quarz kommt in Kornfasern vor, die aus sehr kleinen verzahnten Körnern bestehen. Plagioklas: Inverse saure Labradorite, Andesine, Oligoklase, Albitoligoklase, selbstverständlich nicht etwa nebeneinander im selben Gestein, sondern in verschiedenen Vorkommen. Diese Plagioklase bilden rundliche, augenartige, große Kristalloblasten. Meist entfällt nur ein Individuum auf ein Auge (Knoten), gelegentlich aber bestehen die Knoten aus drei bis acht Individuen. Das Innere der Knoten ist

erfüllt von einer dichten Wirrnis langer, überaus feiner Nadeln, welche bei zusammengesetzten Knoten ungestört über die Grenzen der Individuen hinwegsetzen. Der Rand der Knoten ist von diesen Einschlüssen völlig frei. Diese Nadeln wurden von mir seinerzeit für Sillimanit gehalten. Eine genaue Diagnose kann ich auch heute noch nicht geben, es spricht manches gegen Sillimanit, da neben diesen Nadeln in manchen Vorkommen auch Klinozoisitnadeln und Epidotsäulchen als Einschlüsse vorkommen. Damit verträgt sich Sillimanit nicht gut.

Meroxen ist entweder normaler brauner Biotit oder ein intensiv rottöninger Glimmer mit  $2 E = 21$  bis  $24^\circ$ .

Almandin bildet gelegentlich um Meroxen einen Saum. Hornblende kommt in kleinen Fetzchen vor oder in großen, dem Meroxen gleichwertigen Individuen. Pleochroismus: gelb, dunkelgrün, blaugrün.

Ilmenit, oft mit Leukoxenhöfen, bildet ein deutliches *s*, das alle Gemengteile durchsetzt und als *si* der Plagioklase bisweilen schön verlegt ist.

Struktur. Zwischen Meroxen und größeren Hornblenden einerseits, Plagioklas andererseits, schiebt sich eine Zone ein, die entweder aus Almandin- und Plagioklaskörnchen oder Hornblende-fetzchen und Plagioklaskörnchen gemischt ist, und so stecken die Plagioklase und Meroxene, beziehungsweise Hornblenden in einem reizenden Kranzgewinde. Von diesem Strukturmerkmal stammt der Name.

Textur. Körnig-blättrig, deutlich schiefrig bis knotig-schiefrig. Frei erkennbar: Weiße Plagioklasknoten zwischen tiefbraunen Biotiten und schwarzgrünen Hornblenden. Gesamtfarbe dunkel, amphibolitischer Eindruck beim ersten Besehen. Vergleiche Tabelle 36a.

#### Intersertale Plagioklasgneise.

Nur die Struktur unterscheidet diese Gesteine von den vorigen. Hornblende bildet ein Balkenwerk, in dessen Maschen die weißen Plagioklase eingeklemmt sind, Meroxen, die Hornblende vertretend, spielt auch eine geringere Rolle. Die Nadelballen sind auch hier in den Plagioklasen typisch entwickelt.

Frei sichtbar: Feine Intersertalstruktur. Die Hornblende-säulchen wenige Millimeter lang.

Diese Gesteine sind mit den Kränzchengneisen aufs engste verknüpft, daher brauchen die Fundorte nicht besonders genannt werden.

Ich sehe hier Beziehungen zu Garbenschiefern, wie sie vom Kapitelweg beschrieben worden sind. Analyse Tabelle 26. Demnach also würde ich sie als Paragesteine auffassen.

### **Hornblendegneise und Hornblendegranatgneise der Stubalpe.**

Die Hornblendegneise sind schiefrige, weiß- und dunkelgrün gesprenkelte Gesteine, die sich von den Amphiboliten durch den bedeutenden Gehalt heller Gemengteile abheben.

Ihre Hauptgemengteile sind Hornblende und Plagioklas, daneben bedeutende Mengen von Quarz. Auch Meroxen kann ziemliche Bedeutung erlangen, Granat ist regelmäßiger Konstituent, Zoisit-(Epidot) fehlt gelegentlich ganz, in anderen Formen erlangt er wieder hohe Bedeutung. Chlorit deutet diaphthoritische Vorgänge an. Die Nebengemengteile Rutil und Ilmenit (eventuell Titanit in üblicher Menge). Vergleiche Tabelle Nr. 38, 1—9. Dort auch Fundorte.

Die Hornblendegranatgneise sind rot-grün-weiß fleckige, ziemlich grobe, bald massige, bald gut schiefrige Gesteine. Ihre Hauptgemengteile Plagioklas (Oligoklas invers, bis Andesin), Hornblende und Almandin enthalten sie in annähernd gleicher Menge. Hier scheint es Übergänge in Granatamphibolite zu geben. Quarzgehalt gering, ebenso Rutil und Erz.

Fundorte und Zusammensetzung Tabelle 38, 10—12.

### **Hornblendegneise und Hornblendegranatgneise im oberen Murgebiet.**

Vorkommen: Preberseegraben, Preber-Südkamm, Kendlbruck.

Diese Gesteine gleichen teils Amphiboliten, teils dioritischen Gesteinen. Sie sind zum Teil spitzbogig gefaltet, zum Teil augig oder auch ebenschiefrig.

Ihr Gemengteilverhältnis (siehe Tabelle Nr. 37 der geometrischen Analysen) zeigt die Abweichung von den Orthoamphiboliten ganz deutlich.

Fast alle zeigen diaphthoritische Erscheinungen.

Der ältere Mineralbestand ist: Quarz, Plagioklas, Hornblende, Meroxen, Almandin, Titanit, Ilmenit. (Eine Kombination zweiter Stufe.)

Jüngere Bildungen (Diaphthorese in die erste Stufe): Chlorit nach Almandin, der oft gänzlich von Chlorit ersetzt wird, und nach Meroxen. Ferner die Klinozoisit-Füllung der Plagioklase.

## **§ 51. Optische Analysen steirischer Gesteine in Serien nebst Erörterungen.**

Bedeutung und Anwendbarkeit. In einem Gebiet, welches so kompliziert aufgebaut ist, wie unser Kristallin, möchte man häufig genug wünschen, eine große Anzahl chemischer Analysen zu besitzen, um nur einigermaßen Erleichterung beim Fortschreiten der Aufnahme zu haben. Und dennoch, soviel chemische Analysen können wir gar nicht anfertigen lassen, als wir in den Anfangsstadien einer Aufnahmearbeit brauchen möchten.

Demgegenüber ist die Beschaffung zahlreicher Dünnschliffe leicht. Die geometrische Analyse — sie beansprucht bei einiger Übung, und nachdem die Mineralien genau durchbestimmt worden sind, nicht mehr als 1 bis 1½ Stunden — gestattet uns, die Gesteine in Gruppen zusammenzufassen, weit besser, als dies mit bloßem Augenschein möglich ist.

Es wäre ein erstrebenswertes Ziel, die Arbeiten aus dem Kristallin mit reichlichen Analysen auszustatten und aus jeder auf diese Weise unterscheidbaren Typengruppe auch ein Beispiel für die chemische Analyse auszuwählen.

Wir bekämen auf diese Weise bald ein ungleich leichter zu überblickendes Wissen über unsere Gesteinswelt. Leider stecken wir da noch in den Anfängen.

Nun ist eine große Notwendigkeit der Besitz von optischen Analysen außersteirischer Gesteine. Auch dazu sind erst Ansätze vorhanden.

Endlich ist eine Statistik in Zahlen allein praktisch unbenutzbar. Es empfiehlt sich daher eine zeichnerische Darstellung, ein Diagramm. Nun haben wir es allerdings nicht so bequem, wie bei der graphischen Darstellung der chemischen Analysen, die bereits über eine erfolgreiche Methode verfügt. Indes sei auch hier schlecht und recht ein Anfang gemacht.

Methode zur diagrammatischen Darstellung optischer Analysen. Wir benützen ein rechtwinkeliges Koordinatensystem, in welches wir nach oben die Vol. % für Orthoklas, Quarz, Plagioklas, Almandin, Meroxen, Disthen (Sillimanit) eintragen, nach unten Muskowit, Zoisit + Epidot, Chlorit, Amphibol, Staurolith. Die Koordinate von Quarz nach unten hin bleibt vorläufig leer. Diese Anordnung ist praktisch ausprobiert, und auf gewöhnlichem Koordinatenpapier auszuführen, wobei es sich aus Gründen der Übersichtlichkeit empfiehlt, den Abstand der Koordinaten und die Strecke für 10% = 2 cm zu wählen und beizubehalten.

Für den praktischen Gebrauch ist es ferner von Vorteil, die verschiedenen Gesteinsgruppen auf Pauspapier über dem Koordinatenpapier einzutragen, da zu viele Eintragungen auf eine Figur das Bild zu sehr verwirren.

Die Nebengemengteile sind vorläufig nicht berücksichtigt worden, ebenso nicht in zwei Fällen Diopsid als Übergemengteil.

Die Auswahl ist unseren steirischen Verhältnissen: Kernassoziaton, zweite Tiefenzone, angepaßt.

Bemerkungen zu den Diagrammen. Es folgen die Tabellen mit den geometrischen Analysen.

Tabelle Nr. 30, Figur Nr. 29. Granite, Ober- und Niederösterreich, Ostbacher. Diese Granite sind zum Vergleich mit alpinen Graniten usw. bestimmt.

**Tabelle 30. Granite von Ober- und Niederösterreich, sowie Ostbacher.**  
(Nach Heritsch.)

	Granit Gmünd	Granit Mauthausen	Granit Schärding	Granit Freistadt	Granit Freistadt	Granit Ostbacher	Granit Ostbacher
Quarz . . . . .	31·9	31·4	32·8	22·2	16·2	19·8	22·2
Mikroclin (Or) . . . . .	—	23·1	33·3	23·0	21·2	35·4	28·4
Plagioklas . . . . .	61·9	38·0	22·8	48·1	54·1	40·1	44·9
Biotit . . . . .	3·7	7·5	6·3	6·3	5·7	4·1	3·9
Muskowit . . . . .	2·5	—	1·1	—	—	—	—
Ammandin . . . . .	—	—	3·5	0·1	2·4	—	—
Magnetit . . . . .	—	—	0·2	0·1	—	0·3	0·2
Epidot . . . . .	—	—	—	0·2	0·5	—	—
Hornblende . . . . .	—	—	—	—	—	0·2	0·4
Titanit . . . . .	—	—	—	—	—	0·1	—

Das „Feld“ der Gesteinsgruppe wird theoretisch so ermittelt, daß nacheinander die Werte der optischen Analysen aufgetragen werden, und dann der Umriß der so entstandenen Figur ausgezogen wird. Also: jede Analyse als Linienzug dargestellt. nicht etwa nur die Maxima und Minima einzelner Mineralien miteinander verbunden! Dadurch entstehen die Linienbrechungen zwischen den einzelnen Ordinaten.

Die Tabelle zeigt im Kleide des Diagrammes sofort eine große Anschaulichkeit. Wenn ich sage: diese Granite bestehen aus gleichviel Quarz und Orthoklas, mehr oder weniger Plagioklas und viel, wenig oder mittelmäßig viel Glimmer, gibt mir dies kein anschauliches und vor allem kein vergleichbares Bild. Das Diagramm läßt die Gesteinsgruppe in aller Lebhaftigkeit vor meinen Augen erstehen.

Wir lesen aus dem Diagramm, daß Orthoklas und Plagioklas vikariieren (beachte den Linienzug zwischen der zweiten und dritten Ordinate!), daß der Biotit anwächst mit dem Plagioklas, daß Plagioklas eine dominierende Rolle in der Gruppe inne hat usw. Wir überblicken auch klar die Bedeutung von Muskowit und Epidot sowie von Amphibol.

Über dasselbe Diagramm wurde nun das der Bösensteiner Granite gelegt. Werte aus Tabelle 31. Diese Gruppe zeigt Vikariieren von Quarz mit Orthoklas-Mikroclin! Zunahme von Biotit mit sinkendem Quarz (steigender Mikroclin), Zurücktreten des Plagioklas. Die Bösensteiner Granite nehmen also eine eigene Stellung ein (wie übrigens auch die chemischen Analysen gezeigt haben!). Sie fügen sich nicht in den Rahmen der obigen Granitmuster.

Die Ammeringgranodiorite (Tabelle Nr. 32, Figur 30)

**Tabelle 31. Bösenstein - Mikroklinggranite.**  
(Nach Heritsch)

	1	2	3	4
Quarz . . . . .	30·7	37·7	29·9	25·0
Mikroklin . . . . .	36·7	31·0	32·5	38·1
Plagioklas . . . . .	32·1	29·2	27·8	26·5
Biotit . . . . .	0·5	—	9·6	10·3
Chlorit . . . . .	—	2·0	—	—
Magnetit . . . . .	—	0·1	0·2	0·1

zeigen im Diagramm: Entwicklung normaler und aplitischer Facies; für die normale Facies nimmt der Meroxen mit Plagioklas zu, mit Quarz ab. Quarz vikariiert mit Plagioklas. An Stelle des Orthoklas gibt es hier bedeutenden Muskowitgehalt. Die Gruppe der Ammeringgneise (von der Heritsch nicht sicher war, ob sie nicht etwa Paragneise seien) schließt sich sehr eng an den normalen Ammeringgranodiorit an und fällt sogar größtenteils mit ihm zusammen. Sie haben also nicht als Typus zu gelten.

Die Mikroklinggranitgneise zeigen nun auffallenderweise Parallelentwicklung zu den Granodioriten, nicht zu den Bösensteinern! In ihnen dominiert der für Quarz und Mikroklin vikariierende Plagioklas, mit welchem auch der Meroxen zunimmt.

Legen wir dieses Diagramm über das erste, so zeigt sich sofort, daß der Granodiorit eine Weiterentwicklung der Granitformen Typus Ostbacher usw. darstellt, die Mikroklinggranitgneise den eben erwähnten Granitformen nahestehen, wogegen sie sich von den Bösensteinern abheben.

Zu Tabelle Nr. 33, Figur 31. Zu den hier abgebildeten Gesteinen fehlen uns leider vielfach Vergleichsmaterialien. In dem Felde der Aplitgneise zeigt sich sehr schön der granodioritische Charakter derselben, ferner das Vikariieren von Quarz mit Plagioklas, endlich die Veränderungen durch Eintritt von massenhaftem Granat (daher granulitartige Formen) und Hornblende sowie die Bedeutung des Epidots. Die Granodioritgneise der Stub fallen befriedigend in den Rahmen der Ammeringgranodiorite, von welchen sie übrigens in der Tiefenzone primär unterschieden sind. Die Augengneise zeigen sich als eigener, von den Mikroklinggraniten und von den Bösensteinern unterscheidbarer Typus.

Interessant ist ferner die scharfe Betonung der Sonderstellung der biotitisierten Amphibolite. Tabelle 34.

Figur 33, Tabelle Nr. 35, zeigt die starken Unterschiede der Paragneise vom Typus der Hirschegger Gneise und Staurolith-Disthenschiefer. Es zeigt sich beim Übereinanderlegen der Figuren sofort, daß sich zu Massengesteinen keine Beziehungen geben.

Tabelle Nr. 32. Stubalpen-Orthogneise nebst Ammeringgneise (nach Heritsch). Feldspate revidiert.

861

	Stubspeik 1936	Klein- Feistritz- Hold	Rauchen- graben	Gern- kogel 1610	Stubspeik 1936 bis 2052	Klein- Feistritz	Klein- Feistritz	Größing- Plan- riegel	Kothmar- Pretal	Obdach- egg	Plan- hütten	Weiß- stein	Größing- Gern- kogel	Kothmar- Weissenst- Hütte	Klein- Feistritz	Stubspeik
	17	Größing	Feichten- bacher	Tultsch- riegel	Größing- Plan- riegel	Klein- Feistritz	Weissen- stein-Am- mering	Dübler- graben	Größing	Größing	Stubspeik	Tultsch- riegel	Farmacher- Alm	Größing- Gern- kogel	Stubspeik	Kothmar- Klein- Pretal
Quarz	33.1	22.4	20.0	24.3	31.0	30.5	29.8	32.4	34.1	19.2	37.5	28.4	25.0	26.6	31.5	31.7
Mikroclin	—	24.2	53.2	—	—	—	—	14.8	—	18.3	—	—	18.9	—	—	—
Plagiokl.	51.9	34.2	13.1	64.0	55.7	50.2	52.0	45.4	49.6	51.1	50.2	57.0	42.2	51.9	47.9	51.1
Meroxen	7.3	13.6	11.9	8.8	4.2	16.6	13.7	5.8	8.1	8.5	0.6	9.4	6.3	0.4	17.4	4.5
Muskowit	3.2	1.9	0.4	1.8	8.5	1.1	1.0	0.8	7.3	1.0	10.2	4.8	7.0	11.5	1.3	1.0
Chlorit	2.4	—	—	—	0.1	—	—	0.7	—	—	0.1	0.1	—	—	—	—
Granat	0.6	1.9	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1	—	—	0.4	—	—
Klnoz.-Epid.	1.3	1.6	1.4	—	0.4	0.8	1.9	0.2	0.6	1.0	0.3	1.0	0.3	1.6	1.3	6.9
Titanit	0.2	0.2	—	—	0.1	0.4	0.9	0.6	0.2	0.8	—	—	0.3	0.1	0.5	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	—	—	—	—	—	—
Erz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	—	—	0.1	0.8
Quarz	35.1	33.3	40.2	26.6	29.2	37.5	29.8	31.5	31.0	29.4	33.3	39.9	31.2	28.2	35.5	32.8
Mikroclin	—	23.9	13.4	—	—	—	—	—	7.5	—	—	—	—	—	—	—
Plagiokl.	51.7	33.3	40.9	55.3	61.3	57.7	55.0	54.2	54.0	50.2	58.8	43.8	55.9	56.6	42.8	47.6
Meroxen	4.9	7.5	1.2	14.1	7.4	1.0	8.3	6.7	2.4	11.9	6.2	6.2	6.4	10.4	11.8	6.0
Muskowit	0.3	0.8	3.8	0.2	1.2	0.8	0.5	5.9	0.9	3.6	0.5	8.7	6.4	2.8	5.2	10.2
Chlorit	0.2	—	—	0.1	0.1	2.5	—	0.6	3.0	1.5	0.1	—	—	0.1	0.6	—
Granat	5.8	0.6	0.3	—	—	—	2.3	0.6	0.2	2.0	0.5	1.1	0.4	1.3	2.9	1.8
Klnoz.-Epid.	1.8	0.3	0.1	7.4	0.1	0.4	3.1	0.7	1.0	0.5	0.3	0.1	0.1	0.5	0.1	0.2
Titanit	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	—	—	0.3	—	Rutil 0.2	0.2	0.1	0.2	—	—	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Erz	—	—	—	0.1	0.5	0.1	—	0.5	—	0.4	0.1	0.1	0.8	—	1.4	1.2

1—26: Ammering-Orthogneise, 27—32: Ammeringgneise (Paragneise).

Tabelle Nr. 33. Aplitgneise (Granulite). Stubalpengebiet.

Nach Heritsch 1—7.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Rauchbeck	Speik	Peterer Riegel	Speik	Speik	Saurer	Speik	Salzstiegel	Salzstiegel
Quarz . . . . .	20.9	32.3	24.6	27.1	27.8	27.5	24.7	5.2	21.3
Plagioklas . . . . .	77.7	43.5	68.7	65.3	55.2	32.6	36.2	76.8	37.1
Meroxen . . . . .	0.5	2.2	2.8	3.1	0.4	1.2	14.3	—	—
Chlorit . . . . .	0.2	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskowit . . . . .	0.6	0.2	0.1	0.1	2.6	—	0.5	—	—
Klinozoisit-Epidot	—	1.0	3.4	2.9	5.4	1.3	10.7	1.6	—
Granat . . . . .	—	19.2	0.3	1.0	5.0	20.7	12.9	16.4	22.2
Hornblende . . . . .	—	1.2	—	—	—	16.1	—	—	19.4
Erz . . . . .	—	0.4	0.1	0.5	—	0.3	—	—	0.5

Tabelle Nr. 34.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Wölkerkogel	Stubalpenspeik	Wölkerkogel- Schwarzkogel	Wölkerkogel (Lagengneis)	Wegteilung, Alm- haus-Gaberl	Wölkerkogel- Schwarzkogel	Ochsenkreuz Gleinalm	Gleinalm- Brendl	Gleinalm Schutzhaus	Stubalpeik
Quarz . . . . .	31.4	29.2	24.0	26.0	34.0	6.5	—	30.4	31.5	27.5
Mikroklin (Perth)	—	—	6.4	27.0	—	—	—	13.7	46.9	41.8
Plagioklas . . . . .	54.6	50.5	23.9	27.0	51.0	32.2	20.0	18.1	6.9	10.0
Meroxen-Biotit . . . . .	8.1	14.5	11.0	20.0	30.0	44.6	72.0	32.8	13.8	13.3
Muskowit . . . . .	4.5	—	24.2	—	—	—	—	1.8	0.9	0.8
Almandin . . . . .	1.2	2.5	—	—	4.0	—	—	3.1	—	5.0
Epidot . . . . .	—	—	8.5	—	—	4.7	4.0	—	—	—
Erz usw. . . . .	0.2	3.3	2.0	—	—	7.6	2.5	—	—	1.6
Turmalin . . . . .	—	—	—	—	1.0	—	—	—	—	—
Apatit . . . . .	—	—	—	—	—	4.4	1.5	—	—	—
Chlorit . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	6.1	—	—

1 bis 2 Granodiorit, beziehungsweise Granodioritgneis. 3 bis 5 Meroxengneise. 6 bis 7 „Minettegneise“, das sind biotitisierte Amphibolite. 8 bis 10 Augengneise. Neue Ausmessungen Angel.

Tabelle 35. Stubalpen-Paragneise. (Nach Heritsch.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Hochbundsschuh	Sallgraben	Krennhof	Sallgraben	Flantscher	Teigtischgraben	Bartelmä-Hirschegg	St. Johann	Teigtischgraben-Pack	Sattelmirt-Terenbachalm	Scherzberg	Katzbachgraben
Quarz . . . . .	22·5	27·1	36·9	38·8	2·9	15·0	28·3	6·8	3·0	2·8	0·2	1·7
Plagioklas . . . . .	32·2	21·6	27·4	20·3	2·8	9·5	0·3	0·2	7·7	18·2	6·1	4·8
Sillimanit (?) . . . . .	1·6	0·1	0·2	0·2	0·5	0·6	0·2	0·4	—	—	—	—
Meroxen . . . . .	18·3	20·1	13·5	27·6	14·4	7·2	2·8	—	11·4	8·4	12·8	9·9
Scheiter } Mus-	3·8	2·9	—	1·5	15·6	5·4	26·2	44·6	48·7	12·4	49·4	25·2
Schüppchen } kowitz	—	—	—	—	31·1	33·5	18·2	18·7	—	14·3	0·8	32·9
Epidot . . . . .	—	2·8	—	—	—	—	—	—	—	—	Chlorit 1·0	—
Disthen . . . . .	—	3·2	4·2	0·7	17·8	22·2	6·0	8·0	—	—	—	4·0
Granat . . . . .	10·0	20·1	16·5	4·0	12·9	5·3	16·3	20·1	20·8	26·2	24·1	14·8
Staurolith . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	3·6	16·5	—	2·7
Rutil . . . . .	—	—	—	—	Titanit 0·1	—	—	0·6	0·6	—	0·5	0·7
Turmalin . . . . .	—	—	—	0·4	—	—	—	—	—	—	3·2	—
Erz und Schurigit .	1·6	2·1	1·3	6·5	2·7	1·3	1·3	0·6	4·2	1·2	1·9	3·3

1. Bundscheck-Angengneise. 2 bis 8 Hirschegger Gneise (2 bis 4 Bundscheckgneise, 5 bis 8 Disthenreiche Schiefergneise, 9 bis 12 Almandin-Staurolith-Disthenschiefer, beziehungsweise Gneise). Vgl. Projektion Figur Nr. 93.

Tabelle 36. Geometrische Analysen von Stupalpen-Gneisen. (Nach Heritsch.)

	Murmoar- alpe 1	Größing- gipfel 2	Pulz- riegel 3	Karhütte 4	Weissen- stein- gipfel 5	Größing 1597 6	Tultsch- riegel 7	Tultsch- riegel 8	Kar- hütten 9	Größing 1597 10	Plan- hütten 11	Größing- Gern- kogel 12	Pirk- staller 13	Kleinfei- stritz 14	Weissen- stein- graben 15	Größing- Gern- kogel 16
Quarz . .	33·2	29·3	29·8	30·8	31·9	30·4	26·4	33·5	27·5	33·0	26·8	29·4	30·4	28·1	27·1	27·5
Plagiokl.	39·2	30·4	27·2	40·5	37·2	34·6	45·6	34·6	38·3	35·0	35·8	35·3	41·7	28·4	29·3	37·1
Meroxen.	18·6	26·0	10·1	28·1	20·4	28·8	21·3	21·8	27·8	16·8	22·5	16·0	22·1	19·0	31·6	26·3
Muskowit	3·3	1·6	4·0	0·2	0·2	0·5	0·4	1·2	3·4	2·7	6·0	1·3	0·5	4·7	0·9	0·7
Chlorit .	—	5·2	15·1	—	2·9	0·5	—	1·8	—	3·0	—	7·8	0·1	2·5	1·0	—
Granat .	5·0	4·9	10·7	0·2	4·5	5·0	4·7	4·8	1·8	6·8	6·4	7·3	2·5	11·6	7·8	6·9
Epidot-Zoisit	0·2	0·5	—	0·1	1·0	0·6	2·1	0·6	1·1	—	0·4	1·3	1·0	—	0·4	0·4
Rutil . .	—	—	1·8	—	0·6	—	—	—	—	1·9	—	0·6	—	0·9	0·6	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Erz . . .	0·5	2·1	1·3	0·1	1·3	3·6	1·3	1·7	0·1	1·9	2·1	1·0	1·7	4·8	1·3	1·1

	Weissen- steiner- hütte 17	Größing- Amme- ring 18	Scharke Größing- Amme- ring 19	Koth- graben 20	Weissen- stein 21	Koth- graben 22	Feistritz- graben 23	Unterer Koth- graben 24	Kothmar- Kl.-Pre- tal 25	Tultsch- riegel 26	Koth- graben 27	Größing 2052 28	Größing 1936 29	Unterer Koth- graben 30	Unterer Koth- graben 31	Katzen- steiner 32
Quarz . .	31·3	26·9	23·6	30·7	32·5	32·6	28·1	28·8	29·9	27·6	32·5	19·1	24·1	17·2	23·8	26·5
Plagiokl.	40·2	35·3	36·5	34·7	35·9	28·4	22·5	38·8	37·0	27·6	32·4	34·2	23·6	21·7	35·6	32·7
Meroxen.	27·5	27·4	24·6	28·2	22·3	2·9	14·7	5·6	12·3	26·2	12·0	22·4	10·1	19·3	18·9	12·9
Muskowit	0·6	1·2	6·1	0·5	0·2	0·3	3·9	0·2	0·8	0·2	1·2	4·1	8·1	18·0	2·3	11·4
Chlorit .	—	0·9	3·1	0·2	0·7	20·5	20·1	18·1	11·4	0·2	3·1	—	9·3	1·4	3·3	1·0
Granat .	—	5·3	5·5	0·1	6·1	3·0	4·7	6·6	6·2	17·9	17·4	18·1	22·2	15·9	12·9	15·0
Epidot-Zoisit	0·3	0·3	—	1·3	0·3	—	—	—	—	0·2	—	0·1	—	—	0·2	—
Rutil . .	—	—	—	—	—	0·9	0·9	0·8	0·4	—	1·0	—	0·9	0·5	0·6	0·3
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2·4	0·2	—
Erz . . .	0·1	2·2	0·6	2·4	2·0	1·4	5·1	1·5	2·0	0·1	0·4	1·2	1·5	1·7	2·2	0·2

1 bis 3 Meroxengneise, 4 bis 21 Größinggneise, 22 bis 25 Größing-Epigngneise, 26 bis 32 Größing-Granatgneise. Vergleiche die Projektion Figur 33.

**Tabelle 36a. Kränzchengneise der Stubalpe.**  
(Nach Heritsch 1 bis 4, nach Angel 5 bis 9).

	1 Weissenstein	2 Obdach- Flantscher	3 Flantscher	4 Grabenbauer	5 Almbauskogel	6 Wölkerkogel	7 Almbaus Stub	8 Wölkerkogel- Schwarzkogel	9 Wölkerkogel
Quarz . . . . .	1·3	—	0·5	3·8	19·5	16·5	—	0·8	1·5
Plagioklas . . . . .	38·1	18·7	23·3	14·4	—	38·0	52·0	49·6	30·3
Meroxen . . . . .	3·9	—	10·1	18·0	33·8	35·0	35·6	—	14·3
Chlorit . . . . .	—	—	—	0·2	—	—	—	—	—
Hornblende . . . . .	51·5	59·7	61·2	57·8	—	—	7·0	43·0	33·7
Klinozoisit-Epidot . . . . .	2·4	19·6	—	2·4	40·3	—	—	—	11·2
Rutil . . . . .	—	0·4	—	2·5	—	—	—	—	—
Titanit . . . . .	2·8	1·5	4·9	0·0	—	—	—	—	—
Erz . . . . .	—	0·1	—	0·9	6·4	5·5	5·4	6·6	8·5
Almandin . . . . .	—	—	—	—	—	5·0	—	—	—

Die Kränzchengneise besitzen in der Plagioklase gehäufte Klinozoisit-Einschlüsse, deren Menge leider kaum abzuschätzen ist, sie beträgt vielleicht ein Viertel des Volumens der Plagioklase!

Figur 33, Tabelle Nr. 36. Führt uns gefeldspatete Schiefer (Schiefergneise) vor. Der Vergleich mit Figur 30 zeigt, daß diese Schiefer von den Granodioriten sehr schön und sicher zu trennen sind. Die Figuren zeigen ferner mit kaum zu erwartender Deutlichkeit die Zusammengehörigkeit der Grössinggneise und der Epigneise. Das Quarz-Feldspat-Granatgebiet sowie Muskowit-Epidotgebiet fallen zusammen. Biotitfeld gedrückt, dafür das Chloritfeld erweitert. (Die Epigneise sind hoch diaphthoritische Nebenformen der Grössinggneise.)

Figur 34 und 35 zu Tabelle Nr. 37—39a.

Diese Figuren geben ein Bild über die Verhältnisse der Amphibolgesteine. Man beachte folgende Details: Die weiten Unterschiede zwischen Granathornblendegneis und Granatamphibolit, die Sonderstellung der Hornblendegneise und Kränzchengneise. Die Sonderstellung der Zoisithornblendeschiefer, welche sich zu den Orthozoisitamphiboliten ebenso verhalten wie die Granathornblendegneise zu den Orthogranatamphiboliten. Die gute Unterscheidbarkeit der Amphibolitformenentwicklung!

Ergebnis: Die vorgeschlagene Darstellungsweise liefert tatsächlich ein vorzügliches Hilfsmittel für die Erkenntnis der Beziehungen der Gesteine verschiedenster Gruppen zueinander. Es ist zu wünschen, daß die Methode ausgebaut und erweitert werde. An dieser Stelle wurden übrigens noch lange nicht alle ablesbaren Beziehungen angegeben, da dieses Buch nicht der Rahmen dafür ist.

Tabelle 37. Optische Analysen von Gesteinen des oberen Murgebietes.

(Nach Heritsch.)

	Hornblendegneis Prebersee graben	Hornblendegneis vom Preber	Hornblendegneis vom Preber (Bischofwand)	Hornblende-Meroxengneis Preber	Hornbl.-Plagioklasschiefer Prebersee graben	Hornbl.-Plagioklasschiefer Grazerhütte	Hornbl.-Meroxen-Plagiokl.- Schiefer Prebersüdkamm	Hornbl.-Meroxen-Plagiokl.- Schiefer (Grazerhütte)	Hornblendefels Federweiß- schartel Goltz	Hornblendefels m. Meroxen Preber-Nordgrat	Hornbl.-Meroxenschiefer Preber-Nordgrat	Hornblendegranatgneis Kendlbuch
Quarz . . .	10.1	32.0	24.6	10.6	8.4	6.6	—	9.0	—	—	—	16.8
Plagioklas . .	38.3	43.4	40.2	64.2	30.5	18.8	31.3	29.2	—	—	—	32.4
Hornblende . .	24.0	18.2	23.8	16.6	40.3	36.0	36.4	11.4	87.4	67.8	93.8	22.0
Meroxen . . .	—	1.2	2.6	5.6	—	3.2	25.7	15.3	4.8	29.6	4.4	—
Chlorit . . .	15.3	—	4.4	2.4	2.2	9.6	0.4	3.5	—	—	—	—
Muskowit . . .	—	—	—	—	3.2	—	—	—	—	—	—	—
Almandin . . .	1.0	3.8	—	—	—	—	—	7.6	—	—	—	26.6
Epidot . . .	—	0.6	3.8	—	13.2	25.0	—	21.4	—	—	—	—
Zoisit . . .	—	—	—	—	—	—	5.3	—	4.4	—	—	—
Kalzit . . .	5.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanit . . .	3.0	—	—	—	—	—	—	—	1.4	2.6	0.6	—
Rutil . . .	—	0.8	—	—	—	0.8	0.7	—	—	—	1.2	0.2
Erz . . .	6.0	—	0.6	0.6	2.2	—	0.2	2.6	2.0	—	—	2.0

Tabelle 38:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Terenbach- Alpe	Gröbting	Speik	Speik	Schwarz- kogel	Gernkogel	Kölblgraben	Pfarrerhube	Kölblgraben	Brandkogel	Brandkogel	Wegteilung- Almhaus
Quarz . . .	16.4	30.0	9.5	12.7	9.6	8.6	12.2	11.4	12.6	5.0	3.4	1.9
Plagioklas . .	30.1	45.9	34.8	49.7	41.8	38.4	38.0	44.5	38.2	28.0	34.2	3.8
Hornblende . .	45.9	10.4	41.4	9.3	33.5	29.5	26.9	18.1	23.2	36.0	41.1	67.2
Meroxen . . .	0.9	2.2	0.5	—	—	7.4	12.8	14.9	13.9	—	—	—
Chlorit . . .	Musk. 0.5	5.2	—	—	—	2.0	—	3.0	—	—	—	—
Zoisit-Epidot	—	0.5	7.3	27.2	1.3	—	—	—	1.0	—	—	5.4
Granat . . .	3.9	4.8	5.5	0.9	12.6	11.9	5.6	5.9	8.8	31.0	21.3	14.5
Rutil . . .	2.0	—	0.2	0.1	0.5	0.2	0.5	Tit. 1.2	—	—	—	1.8
Erz . . .	0.3	1.0	0.8	0.1	0.7	2.0	0.5	1.2	1.1	—	—	—

1 bis 9 Hornblendegneise nach Heritsch (Stubgebiet), 10 bis 12 Hornblendegranatgneise nach Angel (Stubgebiet).

Tabelle Nr. 39. Amphibolgesteine: Stub-, Kor-, Seetaler- und Gleinalpe.

	Gaberl W. 1	Terenbachalpe 2	Samer-Stub 3	Stub-speik 4	Soldatenhaus 5	Schwarzkogel 6	Lautenegg, Kor-alpe 7	Murmoar 8	Zirbitz kogel, Seetaler-alpen 9	Salla 10	Stub-speik 11	Almhauss-Gaberl 12	Rapföld W. 13	Leederwinkel 14	Almhauss-Wegteill. 15	Gaberl S 16
Quarz . .	—	—	—	2·5	2·3	—	6·4	—	—	—	2·0	1·9	—	—	—	2·2
Plagiokl.	0·4	0·3	4·9	9·1	9·6	8·7	6·1	11·1	8·4	1·7	12·0	8·8	8·1	2·7	1·4	—
Zoisit . .	—	—	1·0	8·0	—	2·9	8·0	—	7·7	9·8	—	5·8	2·8	—	—	0·6
Hornbl. .	94·7	90·6	94·4	77·3	80·3	81·8	75·2	85·2	73·3	69·4	76·6	67·2	60·0	72·6	84·0	70·0
Meroxen .	—	—	—	—	1·0	—	—	—	—	8·0	1·0	—	6·3	—	—	—
Chlorit .	—	—	—	0·5	3·5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Diopsid .	—	—	—	—	—	—	—	—	5·1	—	—	—	—	—	—	—
Granat .	—	—	—	2·0	1·0	—	3·2	—	—	—	5·6	14·5	16·2	18·2	10·2	17·5
Rutil . .	4·7	—	0·4	0·6	—	6·6	1·1	1·3	—	—	2·2	1·8	4·2	2·9	2·1	0·3
Titanit .	—	9·2	—	—	—	—	—	2·3	5·5	4·5	—	—	—	2·3	—	9·4
Erz . . .	0·2	—	—	—	2·3	—	—	0·1	—	6·6	0·6	—	2·4	1·3	1·7	—

	Gaberl-Almhauss-Stub 17	Reisstr. Stub 18	Reisstr. Stub 19	Stub-speik 20	Almhauss Ochsenst. Stub 21	Breitenau (bei Bruck) 22	Kernstockhaus, Rennfeld 23	Kernstockhaus 24	Kernstockhaus 25	Samer Stub 26	Hold, Stub 27	Wenzelalpe Seetaler-alpen 28	Scherzberg Stub 29	Froiland Kor-alpe 30	Laufenegg, Kor-alpe 31	Stub-speik 32
Quarz . .	—	6·1	13·7	2·6	3·0	—	—	—	0·2	7·3	13·7	—	—	—	—	0·8
Plagiokl.	1·8	—	—	27·1	25·0	27·6	39·9	37·2	22·2	21·7	6·0	22·7	3·1	4·4	7·3	12·5
Zoisit (Epid.)	1·1	4·1	—	1·0	3·2	—	5·6	—	—	—	—	28·6	20·7	23·5	24·4	—
Hornbl. .	70·2	45·1	36·8	69·3	59·0	71·0	57·6	60·2	75·8	59·6	70·7	65·6	62·6	73·0	68·9	61·8
Meroxen .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8·9	—	—	—	—	—	—
Chlorit .	3·4	—	—	—	2·3	—	—	—	—	0·5	—	1·8	—	—	—	—
Diopsid .	—	—	1·2	—	—	—	—	—	—	—	3·6	—	—	—	—	—
Granat .	19·6	36·4	41·2	—	—	—	—	—	—	—	—	8·8	—	—	—	—
Rutil . .	3·2	8·3	6·1	—	—	—	0·8	0·8	1·0	1·5	—	1·1	5·7	0·2	0·3	0·5
Titanit .	—	—	—	—	—	—	1·0	1·4	—	—	—	—	—	1·7	—	—
Erz . . .	0·7	—	1·0	—	7·5	1·4	0·5	0·4	0·8	0·5	5·4	—	—	—	—	—

Tab. Nr. 39 a. Amphibolgesteine der Stub-, Kor-, Seetaler- und Gleinalpen.

	33 Schwarz- kogel Stub	34 Rauch- eck Stub	35 Stub- speik	36 Laufen- egg, Kor- alpe	37 Salla Stub	38 Stubler Stub	39 Zürbitz- kogel, See- taler- alpen	40 Zürbitz- kogel, See- taler- alpen	41 Scharfes Eck, See- taler- alpen	42 Rennfeld (bei Bruck)	43 Kor- graben Stub	44 Brand- kogel Stub	45 Rappold- Stub	46 Hochsee- alpe, Kor- alpen- gebiet	47 Teignach- krab Kor- alpen- gebiet	48 Scharfes Eck, See- taler- alpen
Quarz . . .	—	—	—	6·7	—	7·0	1·4	5·8	4·8	—	4·7	3·4	—	—	0·8	3·1
Plagiokl.	—	—	—	1·6	44·0	35·8	30·5	38·3	40·1	44·9	29·2	34·2	29·6	—	30·0	23·5
Zoisit-Epidot	31·1	38·8	52·4	30·3	—	7·2	—	—	—	0·2	4·5	—	—	24·2	16·5	18·1
Hornbl. . .	68·6	61·0	47·4	60·7	44·0	38·6	54·7	35·5	43·2	51·2	36·2	41·1	36·6	33·4	49·4	51·6
Meroxen . .	—	—	—	—	—	6·7	6·3	9·8	—	—	23·5	—	9·1	15·0	—	—
Chlorit . . .	—	—	—	—	4·6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Diopsid . . .	—	—	—	—	—	—	—	3·1	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat . . .	—	—	—	—	—	—	—	2·2	—	—	—	21·3	18·3	18·7	—	—
Rutil . . .	0·3	0·2	—	0·7	3·2	0·8	0·1	—	9·6 <sup>3</sup>	1·3	1·6	—	2·7	1·6	—	0·1
Titanit . . .	—	—	—	—	—	3·6 <sup>1</sup>	6·7	4·9	2·3	—	—	—	0·2	—	—	3·6
Erz . . .	—	—	0·2	—	4·2	0·3	0·3	0·4	—	2·4	0·3	—	3·5	2·0	—	—

	49 Stub- speik	50 Brand- krenz, Glein- alpe	51 Ochsen- krenz Glein- alpe	52 Bussard- kogel Glein- alpe	53 Ochsen- kogel Glein- alpe	54 Bussard- kogel Glein- alpe	55 Kreuzattel Polsteralpe Glein- alpe	56 Lammkogel Glein- alpe	57 Staringalpe Gleinalm- gebiet	58 Kapitel Gleinalm- gebiet	59 Rösbach- alpe NW Glein- alpe	60 Tiefsattel Glein- alpe	61 Trenbach alpe, Glein- almgeb.
Quarz . . .	0·8	—	5·1	—	—	—	—	—	—	12·4	—	—	—
Plagiokl.	26·0	—	—	16·8	6·5	13·0	24·53	18·0	9·4	30·0	37·0	15·4	4·6
Zoisit-Epidot	23·4	0·5	10·1	8·2	6·5	11·2	4·20	12·0	13·7	—	40·0	54·4	28·8
Hornbl. . .	49·0	95·0	84·8	67·4	72·0	72·0	64·21	66·0	55·8	38·4	15·0	21·4	51·2
Meroxen . .	—	—	—	—	—	—	—	—	17·8	1·2	—	—	—
Chlorit . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4·2	—	—	—
Diopsid . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat . . .	—	—	—	4·4	7·4	—	—	—	—	—	—	—	5·2 <sup>b</sup>
Rutil . . .	0·8	4·5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1·0
Titanit . . .	—	—	—	3·2	7·5	3·8	0·24	4·0	3·3	2·6	—	—	—
Erz . . .	—	—	—	—	—	—	6·09 <sup>3</sup>	—	—	2·8 <sup>3</sup>	7·0 <sup>3</sup>	7·2 <sup>3</sup>	9·2 <sup>3</sup>

- <sup>1</sup> Turmalin
- <sup>2</sup> Orthit
- <sup>3</sup> Muskowit
- <sup>4</sup> Ilmenit
- <sup>5</sup> Kalk

### III. Kapitel. Metamorphe Sedimente.

#### 1. Abschnitt.

#### Gefeldspatete Schiefer — Schiefergneise.

##### I. Allgemeines.

Als Schiefergneise bezeichnet man Gesteine, welche gneisartigen Habitus besitzen, deren Hauptgemengteile Quarz, Feldspäte und Glimmer, eventuell auch Granat, sind. Das Verhältnis dieser Gemengteile weicht ebenso von den Massengesteinen und Massengesteinsgneisen ab, wie ihre chemische Zusammensetzung, welche sie in das Gebiet der Sedimente verweist.

Solche Schiefergesteine kommen in jeder Tiefenzone vor, aber bloß in ganz bestimmter Fazies bei uns.

Nicht jedes aus Quarz, Feldspat, Glimmer, Granat aufgebaute Gestein von schiefrigem Habitus ist ein Schiefergneis! Es gibt Mergelabkömmlinge, deren Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz, Biotit, Granat sind, ihr Habitus ist schiefrig bis massig, aber nie gneisartig, überdies sind sie so stark schungitisch pigmentiert, daß schon aus diesem Umstand heraus man nicht sehr an Gneis denken würde, ferner ist hier Plagioklas alleiniger oder neben Quarz auftretender Grundgewebegemengteil, Biotit-Almandin bilden Porphyroblasten.

In den typischen Schiefergneisen dagegen ist in einem nahezu pigmentfreien Grundgewebe Plagioklas allein oder neben ihm Mikroklin in Form von Augen und Perlen Porphyroblast, das Grundgewebe wird von einem feinschuppigen, glimmerquarzitischen oder glimmerschiefrigen Gewebe aus Glimmern, Quarz, Almandin, aufgebaut.

Dazu treten noch gewisse typomorphe Zonenminerale. Der Name Schiefergneis enthält keine Andeutung, die sich auf die Genesis bezieht.

Wenn man schon solche Gesteine als gefeldspatete Schiefer bezeichnet, dann meint man damit, daß in das Schiefergestein die Feldspäte eingewandert seien, das ist jedoch eine im allgemeinen und für das einzelne Gestein noch sehr strittige Frage. Daß aus Intrusivkörpern Lösungen, in welchen Alkalien und Kieselsäure die Hauptrolle spielen, auswandern, erscheint wohl nicht mehr zweifelhaft. Unsicher ist es, ob auch Tonerde mitwandert, und unsicher sind noch eine Anzahl von Einzelheiten, das Verhältnis Kali-Natron betreffend usw.

Falls die Feldspäte nicht schon äußerlich als Augen auffallen, treten sie doch im Mikroskop als Xenoblasten deutlich hervor. Es sind vereinzelt größere, rundlich begrenzte Zwillinge von Plagioklas, meist auffallend sauer durch alle Tiefenzonen hindurch, womit eben ein Hinweis auf ihre Bildung gegeben ist.

Sie bergen Einschlüsse verschiedenster Art, darunter Disthen, Klinozoisit, anscheinend auch Sillimanit, Muskowit.

## 2. Schiefergneise im Stubalpengebiet.

1. Meroxengneise. Als Meroxengneise haben wir gut schiefrige, oft feingefaltete Gesteine bezeichnet, welche äußerlich die Kombination Quarz, Feldspat, viel Meroxen, eventuell auch Granat (Almandin) erkennen lassen. Der Meroxen ist stets vorzüglich in s (Sanders) eingestellt. Die Bezeichnung ist besonders brauchbar bei Aufnahmsarbeiten, da man die nähere Zugehörigkeit eines solchen meist recht feinkörnigen dunklen Gesteins erst nach langen, mühevollen Arbeiten bestimmen kann, und schließlich noch immer der Chemiker das letzte Wort zu sprechen hat, so lange wir nicht über eine hinreichende Zahl und Durcharbeitung optischer Analysen (Ausmessungen nach Rosiwal) verfügen.

Unter den Meroxengneisen werden also Gesteine zu finden sein, die sowohl Ortho- als Paragesteinen zuzuzählen sind. Für einige solche Gesteine zwischen Gaberl und altem Almhaus möchte ich granodioritischen Charakter erwarten.

Dünnschliffe zeigen neben Quarz und Oligoklas (invers), der gelegentlich auch jene Kerntrübung zeigt, welche wir als erstes Stadium der Entwicklung gefüllter Feldspäte kennen gelernt haben.

Der rottönlige Meroxen ist prächtig in s eingestellt, ohne aber jemals durchgehende Lagen oder längere Fasern zu bilden. Almandin spielt keine bedeutende Rolle.

Ein Teil solcher Meroxengneise mag jedoch zu Sedimentabkömmlingen gehören, wie zum Beispiel die Ammeringparagneise (siehe optische Analysen).

Grössing-Gneise sind Para-Meroxengneise (Schiefergneise, gefeldspatete Schiefer). Das Mengenverhältnis Quarz-Feldspat-Meroxen ist örtlich starkem Wechsel unterworfen. Im allgemeinen und äußerlich besteht größte Ähnlichkeit mit den Meroxengneisen. Es gibt unter ihnen Almandin führende und Almandin freie Typen. Gelegentlich enthalten sie auch Mikroklin-Mikroperthit als Porphyroblasten.

Meiner Auffassung nach handelt es sich um gefeldspatete Schiefer vom ursprünglichen Typus des Rappoldglimmerschiefers. Mit der Feldspatisierung stimmt überein die oft reichliche apolitische Durchaderung.

Diese Gesteine sind auf dem Wege der Erzeugung von Epigneisen durch Diaphthorese. Hierbei entsteht Chlorit auf Kosten von Almandin und Meroxen, die Feldspäte werden gefüllt.

Grössinggranatgneise sind Para-Meroxengneise mit besonders hohem Almandingehalt. Auch unter ihnen gibt es Formen mit Diaphthorese, wie bei den vorigen ein Erzeugnis der Ammeringkristallisation.

**Buntscheckgneis.** Im Gegensatz zu den vorgenannten Schiefergneisen sind die nunmehr zu erörternden helle, mittelgrob- bis feinkörnig gebaute Gesteine mit vielen, porzellanartigen Feldspatäugen oder Knoten. Die Textur ist also schief- bis lenticular; Farbe blaßrötlichviolett, weiß bis gelblichweiß gefleckt. Sehr schön kommt die eigenartige Textur im Schriff zur Geltung.

Hier wechseln glimmerfreie Quarzlagen mit solchen ab, welche sehr reich an Meroxen sind (in s eingestellt, feinschuppig), und in den Quarzlagen stecken die Feldspatknoten, in den meroxenreichen Lagen Almandin.

Die Feldspatknoten bestehen zum Teil aus Oligoklas, zum Teil aus Oligoklas-Albit. Sie enthalten nadelförmige Einschlüsse, die ich als Sillimanit gedeutet habe, sowie Einschlüsse von Muskowit, auch Einschlüsse einer merkwürdigen, bisher unbekanntes Kleinform von Disthen, endlich auch zweifellos Klinozoisit! Bezüglich dieser merkwürdigen Paragenesis bin ich sehr im Zweifel. Die exakte Bestimmung des Sillimanits ist mir nicht gelungen. Dagegen jene von Klinozoisit und Disthen-Kleinformen wohl!

Im ganzen sind die Buntscheckgneise wohl gefeldspatete Schiefer, entstanden durch Metamorphose eines granodioritischen Detritus, ursprünglich zugehörig der dritten Tiefenzone, wie sie in der Koralpe entwickelt ist, und später anscheinend etwas diaphthoritisirt. (Siehe Weiteres bei den Hirscheegger Gneisen und Stainzer Plattengneisen.) Fundorte, Buntscheckrücken und Almhausgebiet.

### 3. Schiefergneise im Koralpengebiet.

Hierher die Hirscheegger Gneise, Stainzer Plattengneise, Gößnitzgneise. Ein Teil davon gehört geographisch in das weitere Stubalpengebiet, geologisch genommen bilden sie jedoch den Nordrand der Koralpen-Serie.

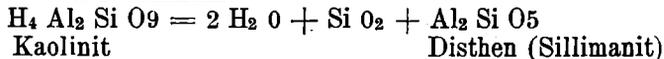
Allgemeine Züge: Es sind dünn- bis dickplattig spaltende, flaserig oder feinschuppig gebaute Gesteine, welche helle graugelbe bis grauviolette Farbtöne aufweisen, viele von ihnen sind mit Feldspatäugen verschiedener Größe und Anzahl versehen. Je weiter wir aus dem Stubalpengebiet in das Koralpengebiet vorschreiten, desto mehr erscheint in diesen Gesteinen Sillimanit und Disthen, während die Klinozoisiteinschlüsse in den Feldspatäugen sich verlieren.

Die Dünnschliffe zeigen den schönen Lagenbau mancher Buntscheckgneise: Quarzlagen mit Feldspatporphyroblasten (Oligoklas ohne Zonenstruktur, durchsetzt von Disthen-Kleinformen und Nadeln von Sillimanit, auch von Alkaliglimmerschüppchen). Ferner sieht man ganze große, flachlinsige Flatschen von Disthen. Die Disthenindividuen, welche diese Flatschen aufbauen, sind sehr klein, aber dicht gedrängt. Nur in den Gößnitzgneisen sind sie groß.

Daneben gibt es Lagen, die hauptsächlich aus Meroxen bestehen, dem Almandin und Quarz, auch Muskowit in größeren Scheitern beigemischt sind. Hier findet man auch in Muskowiten jene feinen Nadeleinschlüsse (nach Heritsch „struppiger Sillimanitbart“), welche auch in den Plagioklasen zu beobachten sind. Besonders dicht, in Form eines langgestreckten, klein nadeligen Filzes, sind dieselben an der Grenze von Meroxen und Quarzlagen mancher Stainzer Plattengneise, und hier spießen die Nadelchen in die kleinen Quarzkörneraggregate hinein. So reichlich und schön wie in den sonst ähnlichen Sillimanitgneisen des Waldviertels (N.-Öst.) findet man bei uns den Sillimanit nie. Die Almandine sind in s gestreckt und oft skelettartig entwickelt. Sie enthalten öfters ein unverlegtes si aus opaken Körnchen (Schungitisch). Von Interesse sind ferner Aggregate von Alkaliglimmern in Form feinsten Schüppchen (Schüppchenmuskowit). Sie vertreten die Disthenflatschen und sind als diaphthoritische Erscheinung zu bewerten.

An dieser Stelle kann nun auf die Genesis dieser Paragenesen eingegangen werden.

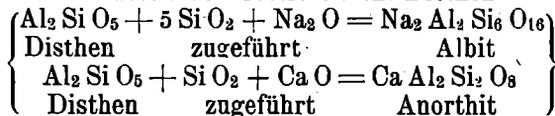
Denken wir uns als Ausgangsmaterial ein tonig-quarziges, feingeschichtetes Sediment. In den Quarzlagen Putzen von Kaolinit, daneben (mit den Quarzlagen wechsellagernd) kaolinitreichere Lagen, etwa mit Mg-Fe-Karbonaten und Glimmerresten. Kommt dieses Sediment unter die Bedingungen der Korralpenkristallisation, das heißt, dritte Tiefenzone, obere Abteilung (da nicht nur reine Eklogite, sondern auch Eklogitamphibolite auftreten), so kommen nun folgende Umsetzungen zu Stande: die kaolinitreichen Lagen geben, vermutlich unter Alkalizufuhr, Meroxen, und da auch Almandin hier gebildet wird, ist zu schließen, daß zu wenig Alkalien da sind, um nur Meroxen entstehen zu lassen. Die Alkalien reichen aber anscheinend auch nicht zur Abbindung alles Kaolinit im Muskowitmolekül, und daher entsteht zum Teil auch Disthen, eventuell Sillimanit.



So würden die Disthenflatschen und Sillimanitfilze eine Erklärung finden.

Im weiteren Verlauf der Gesteinsgeschichte dringen abermals Alkalilösungen in die neu mobilisierten Gesteinskörper.

Nun finden wir anstatt der reichlichen Disthenflatschen Plagioklase mit Einschlüssen von restierendem Disthen.



Die zugeströmten Lösungen bauen Feldspäte auf, die zu



### 3a. Schiefergneise in den Seetaler Alpen.

Am Zirbitzkogel sowie am Kamm bis gegen Judenburg findet man Schiefergneise nach Art der Grössinggneise. Zwischen Obdach und dem Zirbitz solche vom Typus der Koralmenschiefergneise (Hirscheeggergneise, Stainzerplattengneise).

### 4. Paragneise des oberen Murgebietes.

Vorkommen: Paal, Einach, Prebergipfel, Preber-Hänge, Goltz. Hellgraue, feinlagige bis flaserige Gesteine, zum Teil prächtige Muster von Diaphthoriten. Sie sind alle ziemlich quarzreich, die Glimmer: Muskowit und Meroxen treten in verschiedenem Verhältnis auf, so daß wir, abgesehen von den Feldspäten, Formenreihen vom Glimmerquarzit bis zum Glimmerschiefer vor uns haben, nicht etwa nur Glimmerschiefer.

Die Erscheinungsweise der Feldspäte ist eine zweifache:

a) Feldspäte (saure Plagioklase) mit Quarz zu einem granoblastischen Gewebe gemischt.

b) Feldspäte als Augen. Meist wieder saure Plagioklase, viele kleine Augen bildend, seltener Mikroklin (Porphyroblasten). Daneben ist noch Almandin zu erwähnen.

Ein Großteil der Typen ist stark diaphthoritisch. Oft sieht man schon mit freiem Auge die Chloritknäuel nach Almandin, und Chlorit ersetzt vielfach vollständig den Meroxen.

Also auch hier eine Gesteinsentwicklung zweiter Tiefenzone mit Aufprägung der ersten, wie so vielfach in den steirischen Alpen.

### 5. Schiefergneise der Niederen Tauern.

Um die Intrusivmassen der Niederen Tauern findet man ebenfalls Schiefergneise.

Es sind ziemlich helle, feinkörnig-schiefrige Gesteine mit wechselndem Verhältnis Quarz-Meroxen, Alkaliglimmer-Feldspat. Letzterer ist Albit-Oligoklas. Häufig findet man darunter hellbraune, sandig-fein struierte Formen, durchzogen von Klüften, die von Epidot erfüllt sind. Dieser Epidot gibt oft Anlaß zur Entstehung prächtiger Epidotspiegel (Harnische auf Bewegungsf lächen [Rotheck, Predigtstuhl]).

### 6. Paragneise im Wechselgebiet.

#### Albitgneis.

Vorkommen: Mittereggberg bei Aspang. Ausschlag-Zöbern. Mönichkirchen usw.

Graugrüne bis grüne, gutschieferige Gesteine mit pfefferkorn- bis bohnen großen Albitporphyroblasten in einem Grundgewebe aus Quarzschwielien, hellen Glimmern und Chlorit. Die Zahl der

Albitknoten schwankt in weiten Grenzen, ebenso auch die der Quarzschwielen.

Der Dünnschliff zeigt: Albit sowohl im Grundgewebe, dort etwa mengengleich mit Quarz, als auch als Porphyroblasten von rundlichem Umriß, erfüllt von feinsten Einschlüssen: Epidot-Klinozoisit, Pennin, Serizit, Kalzit, Erz, Quarz. Wo diese Porphyroblasten kataklastisch zerlegt erscheinen, sind die Risse durch Kalzit verheilt. — Quarz formt ein verzahntes Körnergewebe. — Muskowit in kleinen Schüppchen, oft mit Penin ver wachsen, welcher den Pleochromismus  $a = b$  lichtgelbgrün,  $c$  smaragd- bis grasgrün besitzt. — Pistazit (Epidot) gelblich bis farblos, oft mit Kernen von Orthit ( $a$  lichtgelbbraun,  $c$  schmutzigbraun),  $\alpha : (100) = 34 - 36^\circ$ . Kalzit in geringer Menge, wie ja alle Gemengteile außer Albit und Quarz. Magnetit oder ihn vertretend Ilmenit; Rutil, Zirkon, Apatit in den üblichen geringen Mengen.

Die Analyse (siehe Tabelle Nr. 28) weist einen Tonerdeüberschuß auf, der von Mohr mit  $T = 5.9$ , von Richarz mit  $7.45$  angegeben wird. Demnach ein Sedimentabkömmling, vergleichbar mit Taveyamaz-Sandstein. Er mag ursprünglich bereits tuffige Beimengungen enthalten haben (primärer Reichtum an  $Mg!$  aus Tuffen basischer Massengesteine).

Anstatt Albitgneis könnte man auch Albit-Knotenschiefer sagen. Es liegt ein gefeldspatetes Sediment in erster Tiefenzone vor. Die Feldspatung hängt zusammen mit der Intrusion des Kirchberger Granites.

Von diesen Gesteinen unterscheiden sich die Albitphyllite (längs der Überschiebung Kirchberg—Aspang—Friedberg) nur durch den Mangel an Albitknoten und relativ höher lepidoblastische Struktur. Quarz und Albit treten mehr zurück, vielfach sind diese Gesteine kataklastisch, postkristallin durchbewegt. Die Albitisation ist hier nicht so weit fortgeschritten wie in den Albitgneisen.

## 7. Granatgneisquarzite.

### Gleinalpe.

Haselnuß- bis faustgroße, skelettische Almandine und größere Glimmerflatschen in weißem Quarzgrundgewebe mit bedeutendem Feldspatgehalt, ausgezeichnet schiefrig.

Weitaus vorherrschend Quarz, ein verzahntes Körnergewebe bildend. — Almandin. Im Mikroskop sieht man reiches Körner-si aus Quarz, das noch deutliche Schichtung zeigt und gefaltet ist. Der Plagioklas ist Oligoklasalbit (bis 14% An) invers; Meroxen, kräftig rot getönt, manchmal verwachsen mit blaßgrünem Klinochlor, Klinozoisit in Nadeln, Roteisenerz, Rutil, Apatit. — Zweite Tiefenstufe.

Vorkommen: Wildeg, Wolfsgrube, ob dem Gruber usw.

Diese Gesteine machen sich in der Natur sehr auffällig. Ihre angewitterten Flächen leuchten infolge des hohen Quarz-Feldspatgehaltes weiß hervor, die Granaten, hellrote schöne Dodekaeder, sind halb ausgewittert, Glimmer ist fast keiner zu sehen.

Am Wildegg (N. vom Lenzmaierkogel der Gleinalpe) kommen auch Diaphthorite dieser Schiefer vor, in welchen die großen Granaten in ebenso große Knäuel aus grünem, feinschuppigem Klinochlor verwandelt sind, welcher auch den Meroxen ersetzt. (Diaphthorose aus der zweiten in die erste Tiefenzone.)

Genesis. Aplitisch injizierte Hellglimmerschiefer. Das aplitische Material (Oligoklas-Quarz) ist innig vermengt mit dem des Hellglimmerschiefers. (Quarz, Muskowit, Meroxen, Almandin, Disthenreste.)

### Granatgneisquarzite der Hochalpe.

Vom Gipfel 1643 bis Drei Pfarren, Eisenpaß, Laufnitzberg bis gegen den Schiffal findet man diese schönen Gesteine, welche erbsen- bis nußgroße, hellrote Almandine in einem schneeweißen Grundgewebe zeigen. Das Grundgewebe besteht hauptsächlich aus Quarz, etwas Muskowit und wechselndem Plagioklas (Oligoklasalbit). Durch Ausfall des Feldspates gehen die Gesteine in quarzreiche Hellglimmerschiefer, beziehungsweise Muskowit-Quarzite und Granat-Muskowitquarzite über.

(Zwischen Rothleiten, Lärchkogel und Laufnitzgraben finden wir wieder: Hellglimmerschiefer vom Hauensteiner Typus und grauen, graphitisch geschwärtzten Granatglimmerquarzit als Unterlage der obigen Paragenese.)

## 8. Gneisquarzite.

### Gneisquarzite im oberen Murgebiete.

Preber-Südkamm, Goltz usw.

Ziemlich häufige Typen sind hier gefeldspatete Quarzite, Glimmerquarzite und Granatglimmerquarzite. Die Feldspäte treten in Augen (größeren Xenoblasten) auf, sie gehören meist zum sauren Plagioklas, gelegentlich auch zum Mikroklin.

Solche Gneisquarzite gibt es auch auf der Stubalpe, zwischen Gaberl und Almhaus usw.

### Gefeldspatete Schiefer der Neumarkt-Murauer Mulde.

Serizitalbitphyllite. Ackerlhöhe, Schwarnbrunn.

Scharf gefaltete grünliche oder dunkle, blättrig-schuppige Gesteine. Hauptgemengteile: Serizit, Quarz, Chlorit, als kataklastische Masse, darin Holoblasten von Albit, Muskowit, Turmalin. — Die Gesteine sind also intensiv durchbewegt worden,

hernach kam die Phase der „Albitisation“ (Feldspatung). Diese Phase war aber nicht ausgiebig genug, um auch das kataklatische Grundgewebe zu rekristallisieren.

Serizitalbitquarzit. Prankerhöhe.

Grün, dünnlagig, auch aus hellen und dunklen Lagen bestehend. Quarz, Karbonat, Serizit, Albitohloblasten.

Interessant ist die Zunahme der Albitisation nach Süden. Gegen Norden zu entwickeln sich die Gesteine als Serizitphyllite und Serizitquarzite nach dem Muster der Radstätter Tauern. Sie zeigen postkristalline Durchbewegung.

### § 53. Metamorphe Tongesteine.

**Tonschiefer-Abkömmlinge.** (Mit primärer Fe-Vormacht über Mg.)

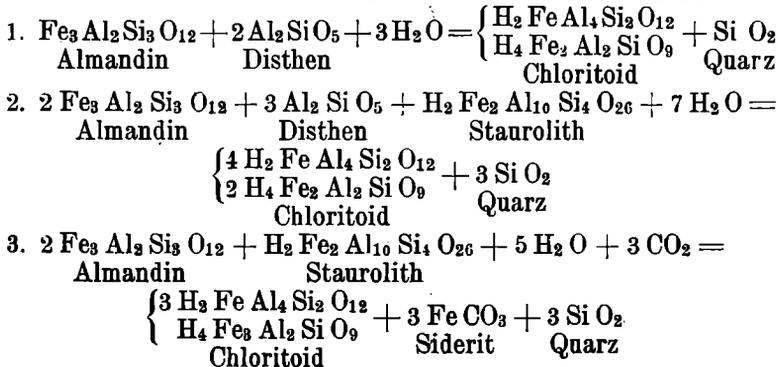
#### Allgemeines.

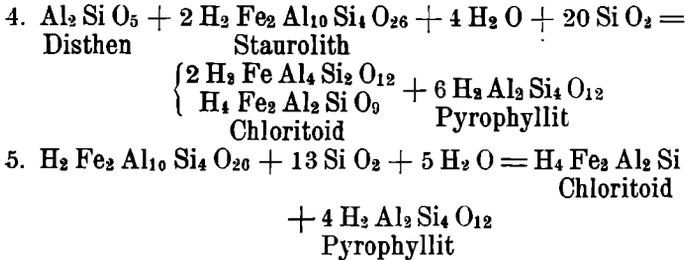
In den Tonen, welche den höher kristallinen metamorphen Tongesteinen zugrunde liegen, haben wir Mineralgemenge vor uns, welche in vielen einfachen Fällen aus Kaolinit, Halloysit, Leverrierit—Quarz—Eisenhydroxyden — eventuell auch Eisenkarbonaten — bestehen. Magnesia tritt meistens auffallend zurück, ebenso vielfach die Alkalien. Kalk bedingt Übergänge zu Mergeln.

Wir schälen daher für unsere theoretische Ableitung der Assoziationsgesetze als Komponenten heraus:  $\text{Si O}_2$ ,  $\text{Al}_2 \text{O}_3$ ,  $\text{Fe O}$ ,  $(\text{H}_2 \text{O})$ . Unter der für die natürlichen Verhältnisse passenden Voraussetzung, daß Quarz stets im Überschuß vorhanden sein könne, erhalten wir, wie bereits abgeleitet folgende Gesellschaften in der untersten und mittleren Zone:

1. Almandin, Disthen, Quarz.
2. Almandin, Disthen, Staurolith, Quarz.
3. Almandin, — Staurolith, Quarz.
4. — Disthen, Staurolith, Quarz.
5. — — Staurolith, Quarz.

Wir versuchen nun den Umsatz in die 1. Tiefenzone.





Hieraus ergeben sich folgende gesteinsbildende Kombinationen der 2.—1. Tiefenzone.

- |                          |                                  |
|--------------------------|----------------------------------|
| 1. Almandin, Disthen,    | Chloritoid, Quarz                |
| 2. Almandin,             | Chloritoid, Quarz, (Siderit)     |
| 3. Disthen,              | Chloritoid, Quarz, (Pyrophyllit) |
| 4. Almandin, Staurolith, | Chloritoid, Quarz, (Siderit)     |
| 5. Disthen, Staurolith,  | Chloritoid, Quarz                |
| 6. Staurolith,           | Chloritoid, Quarz, (Pyrophyllit) |
| 7. Almandin, Staurolith, | — Quarz, (Siderit)               |
| 8. Disthen, Staurolith,  | — Quarz, (Pyrophyllit)           |

Davon gehören noch ganz in die 2. Tiefenzone: 1, 4, 5, 7, 8, während in die untere Abteilung der 1. Tiefenzone die Kombinationen: 2, 3, 6 zu stellen sind. 4 nimmt bei Auftreten von Siderit eine mittlere Stellung ein.

Es ist ferner des Umstandes zu gedenken, daß die Gleichung 1 der Umsetzung mit Almandin-Disthen eine Gesellschaft der 3. Tiefenzone ist. Diese kann aber nicht mit Umgehung der zweiten Stufe in die erste umgesetzt werden. Da jedoch Almandin-Disthen auch gleichzeitig eine Teilgesellschaft für den Umsatz 2 darstellt, welche bereits gegen die zweite Stufe zu steht, so ist auch dieser Umsatz erörterungsfähig.

Das abgeleitete Schema gibt uns nun alle zulässigen Kombinationen der Mineralien Almandin, Disthen, Staurolith, Chloritoid, von der dritten bis zur ersten Tiefenzone.

Allein in der Natur zeigt sich stets schon bei Eintritt in die Metamorphose der ersten Zone eine Aufnahme von Alkalien. Diese bedingen nach dem Massenwirkungsgesetz wechselnde Mengen von Glimmern, und zwar: Muskowit-Paragonit in der ersten Zone, Biotit und saurer Plagioklas in der zweiten Zone, Feldspaten verschiedener Gattung in der dritten Zone. Der Eintritt mäßiger Mengen von Kalk kommt in Epidot-Klinozoisitbildung, beziehungsweise in tieferem Niveau in der Bildung basischer Plagioklase zur Geltung. Das Gesamtbild wird aber dadurch nicht verändert, wie die Erörterung der betreffenden Gesteine zeigen wird.

Hier ist noch des Umstandes zu gedenken, daß es eine Parallelreihe mit Magnesia unter den Tongesteinen nicht gibt! Das zeigen die Tonanalysen sehr deutlich. Wenn wir trotzdem

bei diaphthorischen Erscheinungen, die Tonabkömmlinge von der mittleren in die oberste Zone treiben, deutlich beobachten, daß Almandin und Staurolith in Chlorit umgesetzt werden, das heißt, auf Kosten von Fe-Verbindungen nun Mg-Verbindungen entstehen, so kann das nur durch Austausch (Zutritt von Mg-Lösungen, Abfuhr von Eisen) geschehen. Dieser Austausch ist eine der typischsten Erscheinungen unserer steirischen Diaphthoresen von Stufe 2 nach Stufe 1.

### Tonschieferderivate A. Auswahl analysierter Typen.

#### 1. Almandin-Disthen-Schiefer beim Gaberl, Stub.

Analyse von Pöcher.

Graphitisches, graues, vorzüglich schiefriges Gestein mit erbsen- bis haselnußgroßen Almandinen und schwarzen Disthenstängeln mit Längen bis zu 5 cm und Breiten bis zu 1 cm als Porphyroblasten; im Grundgewebe viel Alkaliglimmer, wenig Meroxen und Quarz.

U. d. M. beobachtet man reiche schungitische Pigmentierung, besonders konzentriert in Disthen und Almandin, wo sie ein dichtes, mitunter streifiges si (Sanders) bildet. Hin und wieder ein Korn Oligoklas. Rutil als Einschluß in Glimmern und Granat, Apatit in üblicher Menge. Der Almandin wurde isoliert und analysiert (Pöcher). Das ausgesuchte Material war sehr rein.  $TiO_2$  geht auf Einschlüsse von Rutil. Der Granat selbst ist eine isomorphe Mischung von (Molekularprozenten):

67%  $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$  Almandin-Silikat  
13.5%  $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  Pyrop „  
19.5%  $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$  Andradit „

Mehr als zwei Drittel entfallen also auf das Almandinsilikat, womit die Einstellung zu Almandin gerechtfertigt erscheint.

Aus der Gesteinsanalyse ist zu ersehen, daß die Glimmer beträchtlichen Natrongehalt aufweisen.

Beurteilung der Zonenstellung: Die Gesellschaft Almandin-Disthen ist mit Rücksicht auf die Beteiligung von Meroxen und Alkaliglimmer als Teilassoziation von Almandin, Disthen, Staurolith, Quarz, aufzufassen, d. i. Assoziation 2 mit Ausfall von Staurolith, untere Abteilung der zweiten Tiefenzone. Womit auch die übrigen Begleitgesteine übereinstimmen.

#### 2. Almandin—Disthen—Staurolith—Schiefer, Tiefsattel, Gleinalpe.

Analyse Birnbaum.

Dieses Gestein unterscheidet sich vom erstbeschriebenen im

#### Almandin

Si O <sub>2</sub>	37.24
Ti O <sub>2</sub>	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.33
Fe O	29.12
Mg O	3.30
Ca O	6.60
	100.16

Analysentabelle: Tonschieferabkömmlinge (mit Eisenvormacht).

	1	1a	2	2a	3	3a	3b	4	5	6	7	8
Si O <sub>2</sub>	41·98	37·24	46·56	38·09	54·06	54·05	39·79	45·39	32·91	47·19	58·99	56·78
Ti O <sub>2</sub>	1·56	0·35	1·45	1·14	0·79	0·86	0·85	1·47	1·74	3·00	0·82	0·91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27·31	16·22	28·84	21·34	22·76	23·93	31·62	31·70	27·54	26·51	19·39	23·80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6·23	7·33	3·75	4·41	2·56	2·78	5·49	1·48	4·49	2·56	5·25	3·98
Fe O	8·82	29·12	5·73	26·22	9·25	8·99	13·07	6·90	15·13	5·35	4·00	2·99
Mn O	—	—	Sp	0·53	Sp	—	—	Sp	0·13	Sp	0·26	0·12
Mg O	1·58	3·30	0·67	0·17	0·48	0·58	2·09	1·01	4·60	2·02	2·50	1·34
Ca O	2·87	6·60	2·79	8·00	0·62	0·70	0·78	0·63	1·18	1·51	0·80	1·44
Na <sub>2</sub> O	2·05	—	2·81	—	1·93	1·78	—	2·52	2·06	2·70	2·16	1·63
K <sub>2</sub> O	4·60	—	4·29	—	2·11	2·05	—	4·01	3·81	5·15	4·05	4·08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	} 2·74	—	2·99	—	3·83	} 4·40	5·94	4·74	6·60	3·93	} 1·90	} 3·10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		—	0·54	0·50	0·25		0·25	0·20	0·09	0·45		
CO <sub>2</sub> (C)	—	—	—	—	(C) 0·94	—	—	0·44	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp	—	0·38	—	0·20	0·21	—	Sp	0·30	0·28	0·46	0·36
	99·74	100·16	100·81	100·40	99·78	100·33	99·88	100·49	100·58	100·65	100·67	100·03
					Sp. G = 2·940		Sp. G. = 3·571	Sp. G. = 2·811	Sp. G. = 2·913		z	
Si	41·9	—	45·7	—	55·1	54·5	—	45·1	34·2	47·8	57·3	56·0
U	45·4	—	40·8	—	37·7	38·7	—	44·5	55·6	39·3	32·9	34·2
L	12·7	—	13·5	—	7·2	6·8	—	10·4	10·2	12·9	9·8	9·8

1. Almandin-Disthen-Schiefer, Gaberl. Stub. 1a Almandin hieraus. 2. Almandin-Disthen-Stauroolithschiefer, Tiefsattel, Gleinalpe. 2a Almandin hieraus. 3, 3a Chloritoidschiefer, Leuker-Kapitel, Gleinalpe. 3b Chloritoid hieraus. 4. Chloritoidschiefer, Platte bei Graz. 5. Chloritoidschiefer, Hochwechsel. 6. Almandinführender phyllitischer Schiefer, Übelbach. 7. Helliglimmerschiefer Hauenstein, Gleinalpe. 8. Helliglimmerschiefer Bussardkogel, Gleinalpe.

Mineralbestand durch Eintritt von Staurolith und etwas größeren Mengen von basischem Oligoklas. Makroskopisch ist es ihm täuschend ähnlich, nur zeigt das Grundgewebe intensivere Fältelung.

Das mikroskopische Bild ist besonders typisch. Hier sieht man feinschuppigen Alkaliglimmer, ein pigmentiertes, eng stauchgefälteltes Grundgewebe bilden, an welchem Quarz nur schmitzenweise Anteil nimmt. In diesem weichen Grundgewebe bilden alle übrigen genannten Gemengteile: Disthen, Almandin, Staurolith und Oligoklas wohlausgebildete Porphyroblasten, mit dichtem, schungitischem si. Auch aus diesem Gestein wurde Granat isoliert und analysiert (Birnbäum).

3. Almandin (Analyse 2a). Der optische Befund ergibt Einschlüsse von Disthen, Titanit, Quarz. Der Granat selbst kann als folgende isomorphe Mischung berechnet werden:

72.3 Mol. %	Almandin	$\text{Fe}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
1.6 "	Spessartin	$\text{Mn}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
0.8 "	Pyrop	$\text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
8.6 "	Grossular	$\text{Ca}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$
16.7 "	Andradit.	$\text{Ca}_3 \text{Fe}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$

Es liegt die Assoziation 2 der unteren zweiten Tiefenzone vor.

3. und 3a. Almandin—Chloritoidschiefer und Almandin—Chloritoid-Staurolithschiefer am Wege Leuker-Kapitel, Gleinalmgebiet (Analyse Machatschki).

In matt-grauschwarzem, dichtschruppigem Grundgewebe zahlreiche Porphyroblasten von Almandin und Chloritoid. Erstere sind modellartig scharfe Rhombendodekaeder von schwarzroter Farbe und Erbsen- bis Bohnengröße, letztere schwarze Scheibchen von sechsseitigem Umriß mit etwa 6 bis 10 mm Durchmesser und 1 bis 3 mm Dicke.

Das Mikroskop zeigt uns zwei verschiedene Assoziationen, die eng beieinander vorkommen. (Siehe auch das abgeleitete Schema.)

2. Almandin, Chloritoid.

4. Almandin, Chloritoid, Staurolith.

Davon gehört 4 zur mittleren, 2 zur oberen zweiten Tiefenzone. Neben den bestimmenden Gemengteilen, die eben angegeben wurden, treten auf:

Quarz, Alkaliglimmer, Meroxen, basischer Oligoklas, Ilmenit-Hämatit, Apatit und ein blasser Chlorit, das Gewebe ist dicht schungitisch imprägniert. In den Porphyroblasten bildet dieser Schungit ein gefälteltes, verlegtes und gegen se verdrehtes si (Sanders), welches deutlich zeigt, daß die Durchbewegung die Kristalloblastese begleitet hat bis ans Ende.

Der Chloritoid wurde isoliert und analysiert (Machatschki), Analyse 3b. Seine Zusammensetzung läßt sich ausdrücken durch folgende Formel:

$1 \text{ H}_4 \text{ Fe}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si O}_9 = \text{Ferroamesit}$   
 $3 \text{ H}_2 \text{ Fe Al}_4 \text{ Si}_2 \text{ O}_{12} = \text{Ferromargarit}$ 
} in isomorpher Mischung.

#### 4. Chloritoidphyllit, Platte bei Graz.

Im Gebiete Platte-Linneck sind schwarzgraue bis grüne phyllitische, d. h. glimmerreiche, feinfältelige Schiefer nicht selten. In solchen beobachtet man oft schon mit freiem Auge schwarze, glänzende, rosettenartig gruppierte Chloritoide, papierdünn, mit Durchmessern von 3—5 mm, von welchen Gesteinen wir Handstücke besitzen, die ganz von Chloritoid erfüllt sind, oder auch spärlich verteilte schwarzgrüne, sechsseitige Scheibchen, ebenfalls von denselben Ausdehnungen. In allen Fällen sind die Chloritoide pigmentspeichernde Porphyroblasten.

Die Dünnschliffe zeigen uns ein Grundgewebe aus:

Alkaliglimmer, sehr feinschuppig, oft limonitisch imprägniert.

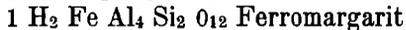
Quarz, feine Körnchen, lagenweise angereichert.

Rutil, in Form ganz feiner Nadelchen und Kniezwillinge (Tonschiefernadelchen).

Karbonat, meist Kalzit, es scheinen aber auch Eisenkarbonate in kleinen Resten vertreten zu sein.

Pigment, schungitisch, ziemlich reichlich.

Dieser einfache Mineralbestand gestattet im Verein mit der Analyse eine Berechnung des Mineralbestandes. Auf Grund derselben erscheint der Chloritoid als isomorphe Mischung von



Dies entspricht bei Zusammenziehung der gewöhnlichen alten Chloritoidformel  $\text{H}_2 \text{ Fe Al}_2 \text{ Si O}_7$ .

Ferner zeigt es sich, daß der Alkaliglimmer eine ebenso reiche Na- als K-Beteiligung aufweist, was sich für viele Tonschiefer-Abkömmlinge nachweisen läßt. Der Name Muskowit ist für diese Glimmer also nicht angebracht.

Was die Assoziation anbetrifft, die durch die Kombination: Chloritoid, Quarz, Alkaliglimmer (für Pyrophyllit), Siderit charakterisiert ist, so findet man diese nur auf der rechten Seite unserer Umsatzgleichungen. Sie ist also reine erste Tiefenzone.

#### 5. Chloritoidschiefer des Hochwechel.

Hellglitzerndes, glimmerig-schuppiges Schiefergestein mit 2—3 mm großen, dunkelgraugrünen Chloritoidporphyroblasten.

Das Mikroskop enthüllt:

Alkaliglimmer, feinschuppig.

Pennin, oft sehr stark beteiligt, blaßgelbgrün, schwach pleochroitisch.

Quarz, Körnchen, lagenweise angereichert.

Chloritoid, schöne, hellblau bis gelbgrün pleochroitische Porphyroblasten, mit feinsten Quarzeinschlüssen (so wie in den meisten Chloritoiden).

Zoisit-Epidot in geringen Mengen.

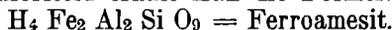
Ilmenit, spärlich eingestreute Täfelchen. Apatit, Eisenhydroxyde.

Turmalin, spärlich graubraun. Biotit, graubraun, gelegentlich. Pigment fehlt.

Auch hier konnte der Chloritoid nicht isoliert werden und es wurde versucht, durch Berechnung der Gesteinsanalyse die Konstitution der Gesteinsbildner zu ermitteln.

Bezüglich des Alkaliglimmers gilt das schon Gesagte: starke Na-Beteiligung neben K.

Für den Chloritoid erhält man die Formel:



Übrigens mit geringer Manganbeteiligung für Eisen.

Auch dieses Gestein gehört in die erste Tiefenzone.

#### 6. Almandinführender phyllitischer Schiefer, Übelbach.

Feinschuppig, grau, graphitisch glänzend, mit feiner Paralleltexur, schwache Stauchfältelung. Außer Glimmer und Quarz sind mit freiem Auge keine Gemengteile sichtbar.

Im Dünnschliff:

Alkaliglimmer, feinschuppig. Quarz wie bisher. Almandin, winzige, blaßrosafarbige Körner. Pennin, sehr blaßgelbgrüne Schüppchen. Zoisit, spärliche Körner, bezw. Säulchen. Rutil, feine Nadelchen. Apatit. — Anscheinend auch noch ein Tonerdesilikat der Tongruppe im Glimmergewebe. Schungit als reichliches Pigment.

Chemisch: Alkaliglimmer wie früher! Der Almandin, wie sich aus der Analysenberechnung ergibt, sehr rein.

Die Stellung in den Tiefenzonen ist hier schwierig festzustellen, Almandin-Zoisit verweisen gegen die mittlere Tiefenzone hin, womit die Assoziation der liegend und hangenden Gesteine übereinstimmen. Jedenfalls aber gehört es dann in die obere Abteilung dieser Zone.

#### 7. Diaphthorite nach Staurolith-Disthengesteinen auf der Stubalpe.

Wir haben im Stub-Gebiet (Gaberl), sowie auf der Gleinalpe (Tiefsattel) Gesteine beschrieben, welche zum Teil als Almandin-Staurolith-Disthenschiefer, zum Teil wegen ihres Feldspatgehaltes bereits als Paragneise zu bezeichnen sind. Diese Gesteine gehören der unteren Abteilung der zweiten Tiefenzone an.

Gesteine dieser Art sind nun in der Gegend zwischen Brandkogel, Wölkerkogel und lange Tratten einer mehr oder minder

ansgiebigen Diaphthorese verfallen, und so findet man zwischen ihren Urbilden aus der zweiten Tiefenzone und zwischen Chlorit-Muskowitschiefern alle Übergänge.

Almandin widersteht der Umsetzung relativ am besten, so daß man ihn noch in Gesteinen antrifft, welche von Disthen und Staurolith nur mehr Pseudomorphosen enthalten. Auch Meroxen hält sich besser.

Interessant ist der Umstand, daß sich solche Gesteine von jenen erster Stufe mit vorschreitender Metamorphose vorzüglich schon makroskopisch unterscheiden lassen. Die Umsetzungsprodukte von Staurolith und Disthen liefern nämlich Knäuel, bestehend aus Chlorit und Alkaliglimmer, bezw. Alkaliglimmern allein. Die Umwandlungsprodukte haben also Ähnlichkeit mit jenen von Cordierit, welche als Pinit, Prasiolith usw. bezeichnet wurden.

Dieser Umstand und ursprüngliche Fehlbestimmungen der Staurolith-Disthenreste veranlaßten mich zur Bezeichnung Cordierit- und Pinitgneise. Das war ein Irrtum. Die Gesteine enthalten nirgends Cordierit.

Physiographisches: Almandin, der bis zu Haselnußgröße gedeiht und eine schöne weinrote Farbe besitzt, zeigt sich im Dünnschliff oft lappig oder auch skelettisch ausgebildet, auch Sektorenbildung (Gliederung in Anwachsipyramiden) findet man, und diese kommt verstärkt zum Ausdruck durch die Anordnung eines feinkörnigen, krümmeligen si (Sanders.)

Staurolith, gelbe, in blassen Farbtönen pleochroitische, in Glimmer-Chloritknäueln liegende Porphyroblasten von unregelmäßig zerfressenen Umrissen und mit Löchern, meist dicht bestäubt mit schungitischen Krümmeln, die ein si bilden. Betrachtet man solche Interpositionen bei starker Vergrößerung, so sieht man, daß sie zunächst in Form verschwimmender, grüner Flecken erscheinen, bei genauerer Einstellung erscheint dann ein schwarzes Zentrum in grünem Hof, bevor der Umriss scharf erscheint. Diese Höfe sind leicht mit pleochroitischen Höfen zu verwechseln.

Disthen, bildet weiße bis sehr blaßblaue Säulenreste in Hüllen aus Alkaliglimmer, sie schauen ebenfalls ganz zerfressen aus. Das Pigment — es ist dasselbe wie im Staurolith, liefert hier blaue bis blauviolette Höfe, die anscheinend auch wirklich etwas pleochroitisch sind.

Meroxen, meist mit blutroten oder kupferroten Tönen im Pleochroismus, seltener mit den Farben des normalen Biotites, bildet ebenfalls ursprüngliche Porphyroblasten mit Pigment.

Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) in versetzt, kommt gelegentlich in größeren Xenoblasten vor, er besitzt nadelförmige oder leistenförmige Einschlüsse, so ähnlich wie Sillimanitnadeln. Die genaue Bestimmung war nicht möglich.

Muskowit in Form größerer Scheiter, außerdem Schüppchen von Alkaliglimmer nach Staurolith, Disthen. Bezüglich der kleinen Alkaliglimmer wäre zu bemerken, daß dieselben wohl in beträchtlichem Ausmaße Na- neben Kali enthalten. Wahrscheinlich gilt dasselbe für die großen Glimmerscheite und es wäre, bis daß man die Stellung dieser Glimmer genauer in einer Bezeichnung festlegen kann, der Name Alkaliglimmer doch am besten.

#### 8. und 9. Hellglimmerschiefer vom Hauenstein und Bussardkogel, Gleinalpe.

Hellglitzernde, glimmerig-schuppige Gesteine, fein gefältelt. Mit freiem Auge beobachtet man stets bedeutende Mengen von silberigem Muskowit und hellrotem bis dunkelrotem Almandin, daneben wechselnde Mengen von Quarz. Gelegentlich auch Reste von Staurolith (gelbrotbraun) mit chloritisch-glimmeriger Hülle.

Dünnschliffe zeigen:

Alkaliglimmer als stauchfälteliges, ziemlich grobkristallines Grundgewebe. Quarz, lagenweise, meist wenig, verzahntes Mosaik. Almandin als Pigmentspeicherer, das Pigment und die Einschlüsse bilden ein oft weit verlegtes und verdrehtes si (Sanders), welches anzeigt, daß die Almandinporphyroblasten Rollungen und Verschiebungen im Gestein mitgemacht haben. Ferner zeigen sich deutliche Spuren von Umwandlung in Chlorit (Klinochlor)-Meroxen, mit roten Farbtönen, im allgemeinen spärlich, zeigt ebenfalls Umwandlung in Chlorit. Staurolith, nur in Resten, deren Rand zernagt aussieht, mit Almandin als Einschluß. Auf seine Kosten entstanden: feinschuppiger Alkaliglimmer und etwas Klinochlor. Disthen bis auf geringe Reste in Alkaliglimmer umgesetzt. Rutil durchschwärmt in Form kleiner, goldgelber Kristalle das Gesteinsgewebe. — Apatit. Pigment nur noch in Spuren in den Porphyroblasten.

In einer Reihe dieser Gesteine tritt Quarz bis auf ein Minimum zurück, in einer anderen steigt seine Beteiligung so an, daß er makroskopisch als vorherrschend erscheint.

Genesis: Die beschriebenen Hellglimmerschiefer erscheinen als Diaphthorite, denn es bilden sich in ihnen Mineralien, die für die erste Zone typisch sind: Alkaliglimmer, Chlorit, auf Kosten von solchen, welche tieferen Zonen angehören: Almandin, Staurolith, Disthen, Meroxen.

Chemisches: Die Glimmer weisen abermals starke Na-Beteiligung auf. Da die Hauptmassen derselben Alkaliglimmer sind, herrscht Übereinstimmung mit den schon bisher aus dieser Gesteinsreihe erörterten Alkaliglimmern. Für den Almandin ließ sich aus den Analysen ein Mischungsverhältnis berechnen, welches mit den bisher erörterten übereinstimmt, das heißt, das Alman-

dinsilikat waltet beträchtlich vor, Spessartinsilikat ist sehr wenig beigemischt, Grossularsilikat hält sich in den Mischungsgrenzen, Pyropsilikat tritt stark zurück.

Ein auffälliger Umstand ist hier die Ersetzung von Eisen-silikaten (Almandin, Staurolith) durch Magnesiumsilikate (Chlorit). Es wird da offensichtlich bei der zweiten Kristallisation dieses Gesteins, der Diaphthorese in die erste Stufe, Eisen für Magnesia ausgetauscht. Wir vermuten, daß dies durch CO<sub>2</sub>-hältige Lösungen geschieht.

Die ursprüngliche Assoziation: Almandin, Staurolith, Disthen, gesellt mit Meroksen ist jene des Almandin-Disthen-Staurolith-schiefers vom Tiefsattel (Gleinalpe) und des Almandin-Disthen-schiefers vom Gaberl (Stubalpe), die Assoziation 2 der unteren zweiten Tiefenzone.

Darüber keimt eine Assoziation der ersten Tiefenzone auf. (Chlorit-Alkaliglimmer) die der reinen ersten Zone entspricht.

#### Chemische Zusammenhänge.

Aus dem Dreieck Si-U-L sind die großen Züge des chemischen Zusammenhanges der geschilderten Typen ersichtlich.

Die Hellglimmerschiefer, Almandin-Disthenschiefer und almandinführenden phyllitischen Schiefer gruppieren sich eng um die Linie Quarz-Muskowit, zum Teil sehr in der Nähe des Muskowitpunktes selbst. Das Abrücken davon nach links, einem größeren Quarzgehalte entsprechend, ist ein Unterschied von minderer Wichtigkeit. Jedenfalls zeigt sich, daß bei Abnahme des Quarzes in den Hellglimmerschiefeln Deckung mit den Almandin-Disthen-Staurolithschiefern eintritt.

Das ist insofern wichtig, als die analysierten Typen gerade aus einem Gebiete stammen, in welchem diaphthoritisierte Schiefer (eben diese Hellglimmerschiefer) neben nichtdiaphthoritischen stofflich eng verwandten, geologisch derselben Serie streichend zugehörigen Schiefeln (Almandin-Disthen-Staurolithschiefer usw.) vorkommen.

Die chloritoidführenden Schiefer weichen von dieser Gruppe nach unten ab, besitzen demnach ein relativ niedrigeres L und ein höheres U. Vermittelnd erscheint der Chloritoidschiefer von der Platte bei Graz, wodurch gezeigt wird, daß auch hier nur graduelle, nicht sprunghafte Unterschiede bestehen.

Im ganzen ist das Feld aller zusammengefaßten Tonabkömmlinge ziemlich geschlossen. Sie liegen im stumpfen Winkel der Geraden: Quarz-Muskowit und Muskowit-Chloritoid.

#### Andere Vorkommen.

##### 1. Chloritoidschiefer.

Almandin-Chloritoid-Schiefer, Radegunder Gneisinsel.

Fundort:

Dunkelgrauer, grobblättriger Schiefer, Almandin und Chloritoid als Porphyroblasten in einem Gewebe, welches frei sichtbar auch noch helle Glimmerschuppen und Quarzkörnchen erkennen läßt.

U. d. M. erkennt man reichliche schungitische Pigmentierung, Rutil und etwas blaßfärbigen Chlorit neben den oben genannten Mineralien.— Das Gestein entspricht im übrigen vollkommen den Almandin-Chloritoidschiefern der Gleinalpe. Obere Abteilung der mittleren Tiefenzone.

Chloritoidphyllit, Reiteralm, Rottenmanner Tauern.

Phyllitischer, graugrüner Schiefer.

In einem Grundgewebe aus reichlichem, feinkörnigem Quarz und feinschuppigem Chlorit liegen Porphyroblasten von blaugrünem Chloritoid, welcher regelmäßig von Chlorit umwachsen wird. 1. Tiefenstufe.

Solche Schiefer sind in der Grauwacke des Palten-Liesingtales häufig.

Chloritoidschiefer, Kowaldschmidt, Rosenkogelgebiet.

Dieses am Nordostrand des weiteren Korallengebietes, Teigitschgegend, auftretende phyllitische Gestein ähneln stark dem Typus der Chloritoidschiefer von der Platte.

Es enthält reichlichen, mit Alkaliglimmerschüppchen untermischten Quarz im Grundgewebe und blaugrünen Chloritoid als nicht allzureichlichen Porphyroblasten. 1. Tiefenstufe.

Chloritoidschiefer, Almhauskopf, Stubalpe.

In einem hellgraugrünen Grundgewebe aus überaus feinschuppigem, serizitischem Glimmer enthält dieses phyllitische Gestein dunkelblonde, sechsseitige, spröde Porphyroblasten von papierdünnem Chloritoid (Ottrelith?). Pleochroismus hellgelb-farblös, Basis im Schliff fast farblos  $2E = 21^\circ$ . Schwach doppelbrechend, gut lichtbrechend. Winzige, aber sehr zahlreiche Rutilen, oft in Kniezwillingen, bilden ein schönes, unverlegtes s (Sanders) im Grundgewebe und in den Porphyroblasten. 1. Tiefenzone.

#### **Andere Vorkommen von Hellglimmerschiefern.**

Hellglimmerschiefer, Stubalpe.

Fundort: Salzstiegel-Rappold.

In diesem mächtigen Vorkommen findet man gröber und feiner struierte, bald mehr lepidoblastische, bald mehr körnige Abarten. Die Textur ist stets ausgeprägt schiefrig, oft fein fältelig.

Hauptgemengteile sind stets: Quarz, Alkaliglimmer im Grundgewebe, Almandin als Porphyroblast. Das Verhältnis dieses Gemengteiles unterliegt starkem Wechsel. Hin und wieder findet man etwas Disthen. Meropen stets sehr untergeordnet, ebenso Chlorit.

Erste Tiefenstufe. In dem Vorkommen mit Disthen und Me-

roxen vor allem äußert sich wie bei den Hauensteiner Hellglimmerschiefern der Gleinalpe diaphthoritischer Charakter.

**Hellglimmerschiefer vom Pöller- und Hochalmgebiet.**

Hellglimmerschiefer von der Ausbildung der Hauensteiner Hellglimmerschiefer am Fuchskogel, Hirzygraben.

Diese Hellglimmerschiefer enthalten blaßrosaroten Quarz. Die Almandine sind streifenweise häufig.

**Hellglimmerschiefer im oberen Murgebiet.**

Sattelkogel, Preber-Südkamm.

Helle, glitzernde Gesteine, ganz vergleichbar mit den Hauensteiner Hellglimmerschiefern der Gleinalpe, und wie diese diaphthoritisch, nur sind hier die Granaten vollständig chloritisiert, ebenso auch die spärlichen Meroxene.

Sie bergen Lagen von Turmalin-Quarz mit 90% Turmalin.

**Hellglimmerschiefer in den niederen Tauern.**

Krakau, Rautental, Preber, Feistritzgraben, Etrach, Katschtal, Hochstufoben, Hohenwart, Grein.

Es sind quarzreiche und quarzarme, mittel bis fein struierte Typen mit mehr oder weniger Almandin (auf Staurolith-Disthen hin sind sie noch nicht durchuntersucht), ganz den bezüglichlichen Gleinalm-Stubalm-Typen entsprechend.

In ihrem Gebiete findet man auch meroxenreiche Formen, die noch näherer Untersuchung harren. Vielleicht sind Rappold-Glimmerschiefer darunter.

**Disthenfels, Stubalpe.**

Wölkerkogel SW-Flanke.

In eine mächtige Quarzlage eingebettet finden sich hier linsenförmige Schollen von hellgrauer, manchmal hellblauer Farbe, welche nur aus Disthen bestehen. Struktur ziemlich grobkörnig, der Disthen enthält schungitische Krümmel.

Mit Rücksicht auf die Begleitgesteine muß man auf ein Teilgleichgewicht der mittleren Tiefenzone schließen.

**Quarz-Disthenfels, Koralpe.**

Glitzbachgraben.

Graublauer, spätiger Rhätizit, nach Andalusit paramorph, daneben etwas Quarz.

Dieses Vorkommen wurde seinerzeit für Andalusit gehalten. Als Gestein steht es vielleicht mit pegmatitischen Quarzlagen in Verbindung.

**Tonschieferderivate des Radegunder Gebietes.**

Diese Gesteine entwickeln sich von einem aus reichlichem pigmentierten, serizitischen Grundgewebe und aus Almandin-

Porphyroblasten aufgebauten Typus mit stets geringem Quarzgehalt, den Granatphylliten, zu Staurolithschiefern einerseits, zu Chloritoidalmandinschiefern anderseits. Sie gehen durch Quarzaufnahme über in Granatglimmerquarzite und chloritoidführende Quarzphyllite.

Es sind schwarze oder mißfarbig graue Gesteine mit feinschuppigem Grundgewebe aus serizitischen Glimmern. Im einfachsten Falle liegen im stauchgefältelten Glimmergewebe Porphyroblasten von Meroxen und Almandin in verschiedenem Mengenverhältnis. Solche Gesteine möchte ich als phyllitische Almandin-Meroxenschiefer bezeichnen. (Niederschöckel-Rinnegg.)

Mit dem Eintritt von Staurolith wird das Gewebe mehr körnigschiefrig und erscheint Oligoklas, auch Quarz reichlicher, die serizitischen Glimmer werden gröber schuppig. Staurolithführende Almandin-Meroxenschiefer (Rinnegg-Ehrenfels). Zum Teil sind diese Gesteine diaphthoritisch.

#### **Tonschiefer-Abkömmlinge im Kulmgebiet.**

Sie lassen sich in zwei Gruppen teilen, welche äußerlich schon nach der Pigmentführung trennbar sind.

1. Gruppe: Stark pigmentierte, phyllitische Schiefer. Schwarz feinblättrig, quarzarm oder mittelmäßig quarzführend. Diese Schiefer zeigen im Dünnschliff ein feingefälteltes Alkaliglimmergewebe, das oft ganz quarzfrei ist oder Quarzlagen enthält. Darin liegen große Almandine als Porphyroblasten mit einem hübschen, bogig verlaufenden groben *si* aus Quarzkörnern, ferner eigenartige Flatschen aus feinschuppigen Alkaliglimmern, manchmal mit etwas Chlorit, welche nach Pseudomorphosen von Disthen und Staurolith aussehen. Schungitisches Pigment ist verschieden dicht verteilt und gibt den Gesteinen eine grauschwarze Färbung. Phyllitischer Almandinschiefer.

2. Gruppe: Nicht pigmentierte blättrige Schiefer. Hellglimmerschiefer, aus dem obigen abzuleiten als vorgeschritten diaphthoritisches Gestein, hellgrau, silbrig glitzernd, grobblättrig, mit Almandinen, Biotitresten, Chlorit, Muskowit und Quarz, sonst in allen den Hellglimmerschiefern der Gleinalpe zu parallelisieren.

#### **Tonschiefer-Abkömmlinge im Pöllauer Gebiet.**

##### **1. Serizitschiefer.**

Sehr helle, seidig glänzende, fein lepidoblastische Schiefer. Komponenten Quarz, Alkaliglimmer, letzterer überwiegend! Zirkon als Einschluß. Beim Stumpfbauer soll der Quarz Sillimanit enthalten, doch ist eine genaue Bestimmung nicht möglich. (Es könnte sich auch um feine Apatitnadeln handeln.) Der Glimmer wurde von Ippen analysiert.

Versucht man die Analyse zu berechnen, so muß man vom

Aluminium ausgehen. Dabei aber ergibt sich der  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt um 2·89 % zu hoch, und dies nähert sich wieder dem Analysenfehler, der sich in der Summe von 102·10 ausspricht. Abgesehen davon resultiert ein bedeutender Quarzüberschuß.

Im großen und ganzen dürfte ein Glimmer von folgender Zusammensetzung sich ergeben:

$\text{H}_3(\text{Na}, \text{K})_3 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24}$  + etwas  $\text{H}_{24} \text{Si}_6 \text{O}_{24}$ ,  
restlicher Quarz beigemischt. In Prozenten molekular:

$\text{H}_6 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24}$	44·5 %
$\text{K}_6 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24}$	4·0 %
$\text{Na}_6 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24}$	40·5 %
$\text{H}_{24} \text{Si}_6 \text{O}_{24}$	11·0 %
	<hr/>
	100·0 %

$\text{Si O}_2$	51·43
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	32·11
$\text{Na}_2 \text{O}$	11·80
$\text{K}_2 \text{O}$	1·25
$\text{H}_2 \text{O}$	5·67
	<hr/>
	102·10!

Demnach kein Paragonit, sondern jener eigenartige Alkaliglimmer, der uns ja vielfach bei Schiefen erster Tiefenstufe entgegentritt.

Diese Serizitschiefer sind vorschreitend metamorphosierte Tonschieferderivate der ersten Tiefenstufe.

## 2. Hellglimmerschiefer.

Dombach-Hirschkogel, Hochwart, Riegelbauer usw.

Es wechseln quarzarme und quarzreichere Formen. Ansonst Muskowit, Almandin, spärlich Granat, gelegentlich mit Chloritierung! Vereinzelt Porphyroblasten von Albitoligoklas.

Vielfach sind die Gesteine pigmentarm, gelegentlich aber auch schungitisch pigmentiert. (Nicht durch Magnetit!) Filzartige Glimmerputzen weisen auf präkristalline Mineralien (Disthen?). Die Gesteine entsprechen vollauf den Hellglimmerschiefern der Gleinalpe.

## 3. Almandin-Meroxenschiefer.

Goldberggraben, Schusterhansl.

Schungitisch pigmentierte, dunkle, feinschuppig-schiefrige Gesteine. U. d. M. Porphyroblasten von Almandin und Meroxen in einem aus Muskowit, beziehungsweise irgend einem Alkaliglimmer und sehr wenig Quarz aufgebauten Grundgewebe. (Beim Schusterhansl mehr Quarz.) Der ebenfalls angegebene Chlorit soll nach Eigel ebenfalls aus derselben Gesellschaft stammen. Das ist ja möglich. Im übrigen liegen hier Schiefer in zweiter Tiefenstufe vor.

## 4. Almandinführender phyllitischer Schiefer.

Hirschhofer Kreuz, Gollnerbrücke.

Grau bis graubraun, zum Teil eisenschüssig. In einem Grundgewebe, welches lagenweisen Wechsel von feinschuppigem Alkaliglimmer und Quarz zeigt, zahlreiche kleine Porphyroblasten von

Almandin und viel schungitisches Pigment. Ferner wird ein stengliges, in Limonit umgesetztes Mineral erwähnt, das Eigel nicht bestimmen konnte. Ich schließe aus mehreren Gründen auf Staurolith.

#### 5. Almandin-Disthen-Staurolithschiefer.

Gollnerbrücke.

Feinschiefrig, grau, mit erbsengroßen Almandinen und zahlreichen schwarzen, kleinen Disthenen und Staurolithen, die schungitisches Pigment speichern. Grundgewebe feinschuppiger Alkaliglimmer und Quarz. Viele kleine Rutil.

3 bis 5 bilden eine Reihe Tonschieferderivate, die ursprünglich in zweiter Stufe kristallisierten und dann teilweise in die erste Stufe hinein diaphthoritisiert wurden, wobei wie immer Staurolith und Disthen früher verschwanden als Almandin.

#### Hornblendeführende Glimmerschiefer.

Was Eigel als hornblendeführende Glimmerschiefer anführt, das sind diaphthoritische Amphibolite, wie der Beschreibung zu entnehmen ist. (Rabenwaldgipfel, Lehenshofen, Zisser-Taverne.)

Anders scheint es sich zu verhalten mit den von Sigmund erwähnten Glimmerschiefern von der Strecke Oberfeistritz-Anger und vom Wege Anger-Talkbrüche.

Sie enthalten als Hauptgemengteile Quarz und Alkaliglimmer. Daneben erbsengroße Almandine und wenig Biotit (a hellgelb, b=c schmutziggrün) und ebenso wenig Hornblende (a hellgrün, b olivgrün, c blaugrün). Merkwürdig erscheint in diesem Gestein Ilmenit, welches Erz auch in den Granaten Einschlüsse bildet. Immerhin wären auch diese Schiefer einer Untersuchung im Zusammenhang mit den übrigen Pöllauern wert.

#### Tonschieferderivate A der Niederen Tauern.

Diese Schiefer bilden eine sehr schöne Reihe mit Entwicklung von niederer zu höherer Kristallinität, d. h. von feinschuppigen, phyllitischen Bildungen bis zu grobblättrigen bis grobporphyroblastischen.

1. Granatphyllit. Dunkle, an kohligem Pigment reiche feinschuppige Schiefer, knotig durch Granat. Gemengteile: Feinblättrige Alkaliglimmer, Quarz, etwas Meroxen und Almandin; Rutil, Sölk und Donnersbach aufwärts.

2. Staurolith-Disthenschiefer mit Almandin. Diese drei Mineralien bilden Porphyroblasten, von welchen indes meist nur Almandin frei sichtbar wird. Das Grundgewebe wird gebildet von einem grobblättrigen Gemenge von silbergrauem Alkaliglimmer und tiefbraunem Meroxen, welchem meist wenig Quarz beigemischt ist. Hin und wieder tritt saurer Plagioklas hinzu, welcher bis zur

Ausbildung von Paragneisformen zunehmen kann. Das graphitisch-schungitische Pigment bildet prächtige, interne Reliktfältelungen in den Porphyroblasten, ansonst erscheint es verschwunden (Wölzer Umgebung). Zwischen 1 und 2 bestehen viele Übergänge und oben drein macht sich manchmal Diaphthorese bemerkbar.

Diese Gesteine sind jenen an der Stub- und Gleinalpe nahe verwandt.

#### **Almandin-Staurolithschiefer im oberen Murgebiet.**

Vorkommen: Turrachgraben, Prebersee-Graben, Einachgraben.

Dunkle phyllitische Gesteine, meist in Diaphthorese begriffen. In einem oft fälteligen, durch schungitisches Pigment schwärzlichen Grundgewebe aus Alkaliglimmer und mehr oder weniger Quarz-Porphyroblasten von Almandin, oft in chloritischer Umwandlung. Flatschen von Schüppchen-Muskowit und Chlorit auf ehemaligem Staurolith (vgl. Gleinalpe, Stubalpe). Die Gesteine führen auch Rutil.

(Stur würde diese Gesteine als Tonglimmerschiefer bezeichnet haben.)

Durch Eintritt von Plagioklas (Natur noch nicht festgestellt) entstehen gneisartige Formen (Tonerdesilikatgneise).

#### **Phyllite im Sausal.**

Im Gebiete zwischen Pernitsch und Rettenberg finden wir Tonschieferderivate in gleicher Ausbildung wie in der Grazer Umgebung in den „Semriacher Schieferen“. Graphitisch graue bis schwarze, feinschupp-fältelige Gesteine, bestehend aus Quarzkörnchen und Flittern glimmerartiger Mineralien, unter welchen ein Alkaliglimmer die Hauptrolle spielt. In diesem Gewebe häufen sich graphitische Krümmel, so daß z. B. bei Fresen Graphitgewinnung (Schwärzegewinnung) versucht worden ist.

#### **Graphitische Schiefer der Grauwacke von Obersteler.**

Bei Trieben, im Lorenzergraben, bei Wald, Gaishorn etc. treten Schiefer auf, welche aus Graphit, Quarz, Serizit und eventuell auch Chloritoid bestehen.

Sie sollen als Graphitphyllite oder als Graphitchloritoidphyllite bezeichnet werden. Im Handstück sind sie grau, Chloritoid ist mit freiem Auge nicht sichtbar.

Hin und wieder tritt ein rhomboedrisches Karbonat in das Gesteinsgewebe ein (Siderit? Ankerit?).

1. Tiefenzone. — Auch bei Altenberg a. d. Schnealpe und bei Aflenz treten solche Schiefer auf.

#### **Serizitphyllite.**

In derselben Zone findet man graue, grüne oder weißliche

uneben schiefrige, oft feinst gefaltete Gesteine. Einzelne besitzen viel Graphit.

Es sind hauptsächlich folgende Assoziationen vertreten:

1. Quarz-Serizit (Nebengengenteile: Chlorit, Magnetit, Albit, Graphit).
2. Quarz Serizit (Nebengengenteile: Rutil, Zirkon, Turmalin, Graphit).
3. Quarz-Serizit-Chlorit (Nebengengenteile: Zirkon, Apatit, Turmalin).

Diese Schiefer sind vorschreitend metamorphe Gesellschaften erster Stufe wie die oben erwähnten graphitischen Schiefer, mit welchen sie ja vielfach in Beziehung treten.

Siehe dazu die Analysenbeispiele steirischer Graphite.

#### Beispiele von steirischen Graphiten.

(Analysen aus dem chemischen Laboratorium der geologischen Reichsanstalt 1910—1912, 1920).

Örtlichkeit	C	Asche	H 20 bis 100 <sup>o</sup>	H 20 über 100 <sup>o</sup>	S
Wald	45·26	50·40	1·90	2·44	
"	41·80	52·45	2·75	3·00	
"	28·92	66·95	0·25	3·88	
"	40·90	52·45	0·15	6·50	
Gaishorn	39·27	57·30	2·30	1·13	
"	60·89	22·70	12·50	3·91	
Afenz	26·52	65·40	2·00	6·08	0·12
"	26·69	66·55	2·45	4·31	
"	12·03	34·30	0·65	3·02	
Altenberg	64·53	27·80	2·65	5·02	

Diese Graphite liegen in einer Serie von Graphitschiefern und graphitischen Tonschiefern, welche zum Teil ziemlich quarzreich sind und gelegentlich auch Chloritoid führen. In den Analysen zeigt sich das sehr beträchtliche Schwanken des Graphitgehaltes. Schon kleine Mengen von Graphit lassen die Gesteine sehr dunkel erscheinen. Die „Asche“ besteht aus den übrigen Gesteinsgemengenteilen: Quarz, serizitische Glimmer etc. Der hohe Wassergehalt geht vielleicht nicht nur auf Glimmer, sondern auch auf Mineralien der Tongruppe.

#### Serizitschiefer (-phyllite) der Niederen Tauern.

Gasselalm, Edelbachschartl, Preuneggatal. — Labeck, Seewigtal. — Pleßnitzzinken — Scheibleck — Sattental. — Heidachkar, Strechengraben.

Die in Rede stehenden Serizitschiefer sind ebenflächige, feinschuppige, silbergraue Gesteine mit sehr viel Serizit, weniger

gleichmäßig verteilten Quarz und Porphyroblasten verschiedener Art, endlich nuß- bis handtellergroßen, eingelagerten Quarzknuern oder Linsen, welche Ankerit, Eisenocher, Eisenglanz oder Magnetit umschließen.

Das Mikroskop zeigt, daß alle diese Schiefer einen bedeutenden Rutilgehalt besitzen.

Auf Klüften beobachtet man Chlorit und Albit.

Die Porphyroblasten sind: a) Ankeritrhoeder, b) Hämatit (besonders in Quarz), c) Magnetit.

Manchmal tritt auch Chlorit ins Gewebe ein.

Interessant sind auch die hin und wieder recht schön ausgebildeten Formen mit Magnetit-Porphyroblasten, welche bereits äußerlich in Form von Spindeln hervortreten. Eine solche Spindel besteht aus einem zentralen Magnetitoktaeder und zwei in s angelagerten Kegeln aus Klinochlor! Das ganze knotige Gebilde ist eingehüllt von Serizit und Quarz (Fig. 14).

Gegen S zu werden die Schiefer höher kristallin. So zum Beispiel tritt im Gebiete der Perfallspitze (Gumpental) ein Hellglimmerschiefer: Muskowit-Quarz-Rutil auf, der sich aus Serizitschiefern zu entwickeln scheint.

Die genannten Gesteine sind Produkte vorschreitender Metamorphose in der ersten Tiefenstufe.

### 1. Überblick über die Tonschieferderivate A.

- 3. Tiefenzone: Keine Vertreter in Steiermark, außer etwa dem Quarz-Disthenfels vom Glitzbach (Koralpe).
- 2. Tiefenzone: Disthenfels
  - Almandin-Disthenschiefer
  - Almandin-Staurolith-Disthenschiefer
  - Phyllitische Almandinschiefer-Granatphyllit
  - Almandin-Chloritoid-Staurolithschiefer
  - Almandin-Chloritoidschiefer
  - Almandin-Meroxenschiefer.
- 1. Tiefenzone: Chloritoidphyllit
  - Chloritoidschiefer
  - Serizitschiefer und Serizitphyllite
  - Phyllite
  - Graphitchloritoidphyllit
  - Graphitphyllit.
- Diaphthorite: Hellglimmerschiefer (Diaphthorite von Disthen-Staurolith-Gesteinen).

Dieses kleine Schema möge den im Lauf der Darstellung etwas zerrissenen Faden wieder knüpfen. An der Hand der Gesteinsbezeichnungen lassen sich ja die Gesteine, welche aus Gründen der Verbreitung und um den chemischen Zusammenhang stärker

zu betonen, nicht in systematischen Zusammenhang gebracht wurden, leicht auch nach diesem Gesichtspunkte ordnen.

## 2. Tonschiefer-Abkömmlinge B. (Mit primärer oder erworbener Mg Vormacht über Fe.)

### 1. Allgemeines.

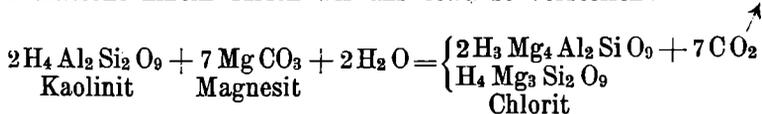
Die Tonanalysen zeigen allgemein, wie schon betont, Eisen > Magnesia. Wir betrachten jetzt den umgekehrten Fall und lassen zunächst Fe als Komponente ganz ausscheiden. Dann liegt in Bezug auf Tone sehr annähernd folgendes System vor: Si O<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Mg O (H<sub>2</sub> O, CO<sub>2</sub>).

Gehen wir von der obersten Stufe aus, so müßten da folgende Mineralien gesteinsbildend auftreten:

Quarz, Chlorit, Magnesit.

Talk und Serpentin kämen nicht in Betracht, da sie nicht tonerdehaltig sind und andererseits kein reines Tonerdmineral in dieser Stufe möglich ist, außer dem sehr wenig häufigen Pyrophyllit etwa.

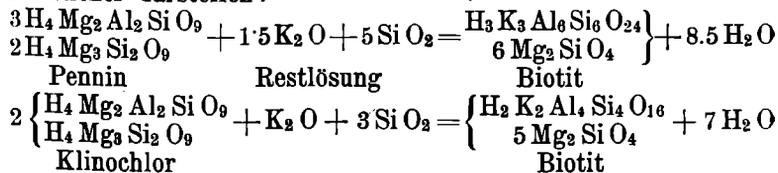
Die Bildungsumstände aus dem diagenetischen Ton in die erste Tiefenzone hinein dürfen wir uns etwa so vorstellen:



Es ist aber zu bemerken, daß Chlorite obiger Zusammensetzung nicht die häufigsten sind. Meist ist das Verhältnis Amesit: Serpentin etwa 1:1 (Klinochlor) oder 3:2 (Pennin). Auf jeden Fall also mehr Serpentin-Beteiligung.

Diese Frage ist aber nebensächlich gegenüber einer anderen: Wie gestaltet sich nun in die zweite Stufe hin die Umwandlung der Chlorite in Biotite?

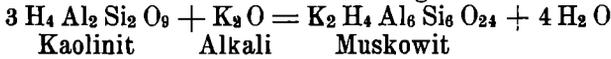
Da ist vor allem der Beobachtung zu gedenken, daß bei der häufig beschriebenen Chloritisierung der Biotite als Ergebnis nicht ein Gemenge von Muskowit und Chlorit, sondern nur Chlorit erscheint! Das ist nur möglich, wenn Alkalien weggeführt werden. Daher ist umgekehrt die Bildung von Biotit aus Chlorit nur bei Alkalizufuhr möglich. Wir können dies in Formeln übersichtlicher darstellen:



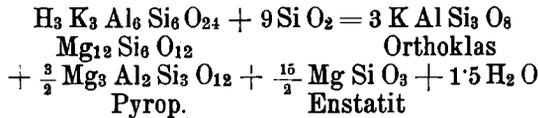
K ist zum Teil zu ersetzen durch Na. Die Alkalien + Si O<sub>2</sub> stellen Restlösungen dar, welche aus Intrusivkernen stammen.

Dieser Punkt ist schon mehrfach berührt worden. Für das Verständnis unserer Reihenentwicklung ist also die Annahme von Alkalizufuhr unbedingt nötig.

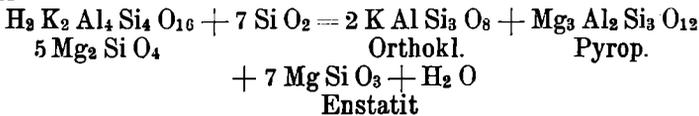
Es ist aber auch zu bedenken, daß Muskowit-Serizit ständige Begleiter von Chlorit in der Natur sind. Unter denselben Umständen, wo Chloritbildung stattfindet, bildet sich bei Anwesenheit von Alkali und Kaolinit der Alkaliglimmer:



Wird der Biotit in die unterste Zone versetzt, so setzt er sich um:



oder



Tatsächlich kommt nun aber neben Biotit meist viel Muskowit vor. Daher ergibt sich mehr Pyrop und Enstatit verschwindet (Orthoklas wächst an).

Ferner ist in der Natur die Eisenbeteiligung immerhin namhaft, sodaß neben Biotit, der auch schon beträchtliche Eisenmengen enthält, Almandin als Granat auftritt.

Auf Grund dieser Erwägungen stellen wir daher in unsere Reihe folgende Kombinationen ein:

1. Stufe: Grünschiefer (Parachloritschiefer)  
Quarz, Chlorit, Magnesit (Dolomit), Muskowit.
2. Stufe: Zweiglimmerschiefer  
Quarz, Biotit, Muskowit.
3. Stufe: Granulitgneis etc.  
Quarz, Pyrop, Orthoklas.

## II. Gliederung.

### 1. Rappold-Glimmerschiefer.

Gesteine dieses gut zu kennzeichnenden Typus bauen zum großen Teil den Rappold der Stubalpe auf.

Textur: Ausgezeichnet lagig-schiefrig mit prächtig entwickelter Fältelung, die auch in den meisten Handstücken sichtbar ist. Mittel- bis grobkörnig-schuppig. — Farbe graubraun. — Frei erkennbar: Lagen von weißem oder limonitisch gelb gefärbtem Quarz, getrennt durch Lagen von schwarzbraunem Meropen, dem Muskowit beigemischt ist. In diesen Lagen winzige,

leicht zu übersehende Körner von Almandin. Gesamteindruck gneisartig.

U. d. M. bemerkenswert ist besonders der Umstand, daß trotz der lebhaften Faltung keine Verbiegungen der Glimmer zu beobachten sind. Es liegt posttektonische Kristallisation, also Kristallisation nach der Durchbewegung vor. Die Glimmerscheite bilden Polygonalbogen, ihre c-Achse ist überwiegend  $\perp$  zu s, nur vereinzelt liegt  $c \parallel s$  (Sanders), das sind sogenannte „Querbiotite“.

Physiographisches. Quarz bildet ein feines Körnermosaik mit Verzahnung. Häufig sind goldgelbe Limonit-Fahnen, welche die Quarzkörner durchziehen. Meroxen,  $2E = 25-30^\circ$ . Pleochroismus mit sienaroten Farbtönen. Muskowit in ebenso großen Scheitern wie Meroxen,  $2E = 70^\circ$ . Almandin, blaßrosa mit einem gut ausgebildeten Einschluß-si (Sanders) aus Quarz und Meroxen, meist skelettartig, sonst in rundlichen Körnern. In kleinen Mengen: braungrüner, schaliger Turmalin, streng in s liegend, Zirkon, Apatit als winzige Einschlüsse, besonders in Meroxen. Vereinzelt: Xenoblasten von inversem Oligoklas. Diese Xenoblasten sind buchtig begrenzte Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz, sie besitzen die Dimensionen der übrigen Hauptgemengteile.

Die Schiefer sind noch nicht chemisch untersucht worden. Zur Orientierung führen wir eine Schlifffausmessung nach Rosiwal an.

Rappoldgipfel:		Almhaus-Ochsenstand:	
Quarz	37.5 Vol. %	19.0 Vol. %	
Meroxen	48.0 „ %	55.0 „ %	
Muskowit	9.2 „ %	26.0 „ %	
Almandin	5.0 „ %	— — —	
Turmalin	0.3 „ %	— — —	
	<hr/> 100.0 Vol. %		<hr/> 100.0 Vol. %

Diese Schiefer gehören der mittleren Tiefenzone an.

Aus dem Mineralbestand lassen sich die Hauptzüge des Chemismus erkennen: extreme Kalkarmut, Magnesia über Eisen vorherrschend, Alkalien relativ hoch, so etwa wie in den Hellglimmerschiefern, Kieselsäure hoch. In Si U L müssen die Projektionen auf die Linie Quarz-Biotit fallen, etwa in die Nähe der Hellglimmerschiefer.

Glimmerschiefer vom Rappold-Typus im oberen Murgebiet.

Paalgraben, Preber-Südkamm.

Den typischen Vertretern von Rappold selbst sehr ähnlich. Bemerkenswert die Umsetzung der Almandine und Meroxene in Chlorit (Diaphthoresis). Hin und wieder etwas Epidot und Erz.

## 2. Chloritförender Glimmerschiefer. Gleinalpentypus.

Graugrüne, kataklastisch-grobschiefrige Gesteine mit flachknolligen Quarzlagen zwischen lepidoblastischen Lagen aus Meroxen, Muskowit, Chlorit, oft auch mit großen Almandinen. Längsbruch deutlich gestriemt.

U. d. M. Ausgezeichnet beobachtbare Kataklastik aller Gemengteile. Almandin ist relativ vom schwächsten mitgenommen. Muskowit, Meroxen und Chlorit bilden Lagen aus Fetzen und sind ziemlich untermischt mit Quarzsplittern. Chlorit wird sichtlich auf Kosten von Almandin gebildet, ob auch auf Kosten von Meroxen, das ist nicht klar zu sehen. Hin und wieder, aber nur sehr selten tritt etwas unzonarer Oligoklas auf. Schungit ist spärlich. Brauner Turmalin, Rutil, Apatit ebenfalls.

Diese Gesteine mit ihrer ausgeprägten Kataklastik sind diaphthoritisch, mindestens in Bezug auf Almandin, wahrscheinlich auch auf Biotit. Ihre letzte Durchbewegung ist parakristallin in Bezug auf Chlorit. Im Felde sind die Gesteine sehr leicht zu erkennen.

Von den Hellglimmerschiefern unterscheiden sie sich nämlich durch das Zurücktreten von Muskowit, sowie durch das Gefüge. Von den Rappoldglimmerschiefern ist der Unterschied außer in der Textur und Struktur auch gegeben durch den Chloritgehalt.

In der Projektion rücken diese Gesteine stark von den Hellglimmerschiefern ab gegen den Si-Punkt zu, entsprechend dem höheren Quarzgehalt.

### 3. Glimmerschiefer des Wechselgebietes.

Almandinförender Zweiglimmerschiefer in Diaphthorese.

Vorkommen: Kirchberg—Aspang—Wechselostabfall äußerste Flanke. Helle, gut schiefrige, quarzreiche Gesteine mit Muskowit und Meroxen hauptsächlich auf dem Hauptbruch.

Es wechseln quarzreiche Lagen mit solchen, die überwuchernd glimmerige Minerale enthalten, worunter ein serizitischer Alkaliglimmer, ein Meroxen, a fast farblos, c rötlichbraun, fast optisch einachsiger, ferner Pennin, der als Umwandlungsprodukt nach

#### Analyse.

(Birnbäum) (103).

Si O <sub>2</sub>	72·66	
Ti O <sub>2</sub>	1·03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·08	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·31	
Fe O	2·45	
Mn O	Sp.	
Mg O	0·31	Si = 71·2
Ca O	0·81	U = 19·5
Na <sub>2</sub> O	2·66	L = 9·3
K <sub>2</sub> O	2·81	
H <sub>2</sub> O +	1·58	
H <sub>2</sub> O -	0·26	
C O <sub>2</sub>	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·43	
	100·39	

Meroxen auftritt, oder auch „Gewölle“ (Mohr) bildet, das heißt wirre Knäuel nach Almandin, von dem noch meist Reste vorhanden sind. Albit, etwas Klinzoisit, Zirkon, Magnetkies sind spärlich.

Diese Gesteine sind Diaphthorite nach einem Zweiglimmerschiefer nach Art der Rappoldglimmerschiefer und zeigen Beziehungen zu den chloritführenden Glimmerschiefern der Gleinalpe.

Almandinführender Chlorit-Muskowitschiefer Haselgraben, liegend Aplit(gneis). Grüne, albitgneisähnliche Gesteine mit hellroten, bis 1 cm großen Almandinen als Porphyroblasten; quarzreich, glimmerige Mineralien etwas gröber schuppig.

Alkaliglimmer und Pennin zusammen sind etwa mengengleich mit Quarz. Alkaliglimmer und Pennin sind oft parallel verwachsen.

Albit, Apatit, Rutil, etwas Epidot-Orthit sowie Ilmenit kommen nur spärlich, bzw. untergeordnet vor. Die Almandine sind gruppen- oder streifenweise angeordnet.

Auch dieses Gestein entspricht beiläufig dem Rappoldtypus, aber in Diaphthorose.

Glimmerschiefer dieser beschriebenen Art sind im Wechselgebiet auch nach Westen zu, gegen die Fischbacher-Alpen hin zu beobachten. Sie zeigen weitgehende Einstellung in die erste Tiefenzone.

#### 4. Grünschiefer sedimentärer Abkunft.

##### A. Chloritschiefer von Schladming.

Nähere Bezeichnung der Vorkommen: Schladming, Stein an der Enns, Öblarn, Walchen bei Öblarn.

Textur ausgezeichnet dünnstiefriig-blättrig. Korngröße fein bis mittel. Farbe sattgrün. Hauptbrüche oft ebenso fein fältelig wie bei Phylliten, so daß der Name Chloritphyllit nicht unangebracht wäre. Bei einzelnen Vorkommen reichlicher auftretende pfefferkorngroße Knoten sind chloritisch umhüllte Karbonate.

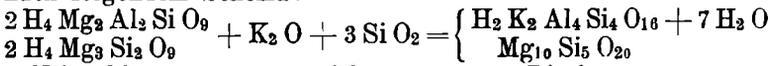
U. d. M. Weitaus herrschender Hauptgemengteil ist ein sattgrüner, feinschuppiger Chlorit (Klinochlor?) mit untermengten feinen Quarzkörnchen. Diese letzteren treten mitunter auch als chloritfreie, flachbogig gefaltete kurze Linsen auf. Über das ganze Gewebe feinkrummelig verteilter Epidot ist für alle diese Gesteine besonders charakteristisch. Kalzit durchzieht das Gewebe zum Teil in spätigen Adern, oder er bildet große Porphyroblasten, die gelegentlich sehr reichlich sind. Auch Magnetit in winzigen, aber doch schon frei sichtbaren Kristallen von modellartiger Ausbildung ist häufig, manchmal allerdings fehlt er vollkommen. Titanit nur vereinzelt. Albitporphyroblasten vereinzelt in einem Schladminger Vorkommen. Intensiv blau getönte Hornblende und tiefbrauner Meroxen, welche beide in spärlichen Mengen auf-

treten, erreichen bedeutendere Größe wie die Chloritschüppchen, ohne aber zu Porphyroblasten zu werden.

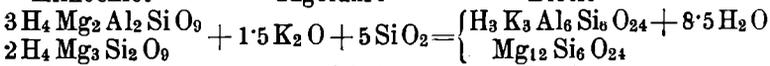
Ferner kommt es in einigen Vorkommen zur Bildung von biotitreichen Lagen.

Die Biotite, Hornblenden und Albite gehören zu einer Phase vorschreitender Metamorphose, welche mit Alkalizufuhr in Verbindung steht. Damit hängt vermutlich auch die Farbe des Biotites zusammen. In Schiefergesteinen mit präkristallinem Meroxen erscheint dieser postkristallin meist rottönig.

Die Biotitbildung auf Kosten von Chloritginge chemisch nach folgendem Schema:



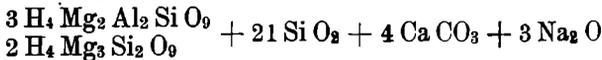
Klinochlor                      zugeführt                      Biotit



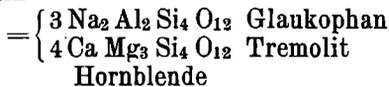
Pennin                      zugeführt                      Biotit

Die beiden Gleichungen zeigen sowohl die Ableitung des Biotites aus Pennin wie aus Klinochlor, wobei nur ganz wenig Fe für Mg eintritt, wogegen Na für K sich stärker beteiligen kann.

So läßt sich auch die Bildung der Hornblende aus Chlorit verständlich machen:



Pennin



Bei Klinochlor als Ausgangsprodukt erhält man in analoger Weise eine Hornblende mit dem Verhältnis Glaukophan zu Tremolit = 3:5. Wir erinnern uns daran, daß wir bei den Hornblendezoisitschiefern des Gleinalmgebietes Hornblenden, welche neben Tremolit eine bis zu 50% reichende Glaukophanbeteiligung aufweisen, aus der Bauschanalyse herausrechnen konnten.

Ist für Hornblendebildung kein Kalk mehr verfügbar, so bildet sich wohl nur Biotit allein und in die zweite Tiefenzone versetzt, würden wir aus unserem Gestein einen Biotit-Epidot-Glimmerschiefer entstehen sehen, allerdings nicht einen vom Typus Rappold: Dieser Typus unterscheidet sich schon grob chemisch, aus dem Mineralbestand heraus zu urteilen, durch größeren Fe O-Gehalt und stark zurücktretenden Kalkgehalt von den Ennstaler Vertretern der 1. Tiefenzone.

Dem Mineralbestand nach ist auf dolomitischen Mergel als Ursprungsgestein zu schließen.

Analyse des Chloritschiefers von der Walchen (Verein):

Si O <sub>2</sub> 41·67	Mn O 0·73	Glühverl.	} 9·44	Si 43·6	U=36·4	L 20·0
Ti O <sub>2</sub> 1·69	Mg O 9·32	(H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> )			S=49·5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 10·98	Ca O 10·44	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	} 0·49	A <sub>0</sub> 3·2	C <sub>0</sub> 0·8	F <sub>0</sub> 6·0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2·07	Na <sub>2</sub> O 3·26				an 2·1	ab 6·0
Fe O 8·11	K <sub>2</sub> O 1·57		99·77	fe 2·8	mg 4·4	ca 2·8

In Si U L liegt der Projektionsort in der unmittelbaren Nachbarschaft der von Schneider analysierten Hornblendezoisit-schiefer und eines von Birnbaum analysierten Kalksilikat-schiefers (Gleinalpe). Damit ist die Vermutung, es handle sich in unserem Falle um ein stofflich verwandtes Gestein, belegt.

Da aber für solche grüne Gesteine gerne eine Abkunft von diabasischen Tuffen angegeben wird, haben wir zu Vergleichszwecken doch auch die Werte a<sub>0</sub> c<sub>0</sub> f<sub>0</sub> usw. berechnet und einprojiziert.

Zur Beurteilung des Resultates muß man die Schladminger Metadiabase heranziehen: Von diesen weicht der Chloritschiefer überall soweit ab, daß eine Verwandtschaft nicht zu konstatieren ist, was sich übrigens auch aus strukturellen Merkmalen ergibt. Es sei besonders betont das Verhalten der Karbonate: In den Metadiabasen ist das Karbonat nie in Form von Porphyroblasten anzutreffen, sondern stets in Form von feinsten Körnchen, mit Glimmer untermischt, als Karbonatisierungsprodukt der Plagioklase, deren Umriss noch erkennbar sind.

Ein Vergleich der Analysenergebnisse mit dem Schliffbild zeigt befriedigende Übereinstimmung: Kali geht auf Biotit, Natron auf Biotit und Hornblende (Glaukophanmolekül), in welcher wohl auch Eisen eine größere Rolle spielen muß. Der Eisenrest würde auf Magnetit entfallen. Die Magnesiummenge zum Großteil auf den Chlorit. Kalk auf massenhaftes Karbonat, ferner auf Epidot und etwas auch auf Hornblende. Die Gesteinspartie des Schliffes dürfte weniger Hornblende und Biotit enthalten, als wie die Analyse verlangt, was ohneweiters möglich ist.

#### B. Chloritschiefer vom Gatschberg (Sölktal).

Grüne, schuppige Schiefer, bestehend aus Chlorit (Klinochlor) mit geringeren Mengen Quarz und Epidot, Magnetit, Pyrit; auf Kluftflächen Anatas — oder Rutil und Titanit (als Sphen); im Gewebe manchmal noch Braunspat. Der Chloritschiefer führt ebensolche Quarzlinzen wie die Serizitschiefer.

#### C. Grünschiefer von St. Nikolai im Groß-Sölktal. (Hansen-Alm.)

Graugrüne, kristalline Schiefer, welche von Aplitgängen und Quarzplatten oder -Linsen durchschwärmt sind.

Die Quarzlinzen sind mit Epidot und Pennin ausgestattet, die Aplitgänge bringen Eisenglimmer und Pyrit mit.

Der Grünschiefer selbst besitzt ein serizitisches Grundgewebe, untermischt mit Quarzkörnchen, Chlorit, Epidot, Karbonat (Kalzit?), etwas Hornblende, Titanit, Pyrit, mit chloritisierenden Almandinen, und Albiten als Porphyroblasten; Meroxen erscheint auf Hauptbrüchen angereichert.

Das Gestein ist zweifellos diaphthoritisch und obendrein gefeldspatet. Es scheint mir zu gewissen Wechsel-Glimmerschiefern nächstverwandt.

## § 54. Abkömmlinge von Tonsandsteinen.

### 1. Granatglimmerquarzite der Gleinalpe.

Dickplattig-spaltende, graurote oder graue Gesteine mit deutlichem Aufbau aus feinen Lagen, außerordentlicher Kornfeinheit, von welcher bloß die bis Haselnußgröße gedeihenden, tief blutroten Almandine eine Ausnahme machen, die häufige und wohlentwickelte Porphyroblasten darstellen. Auf dem Hauptbruch silbrig glänzender Muskowit in Schüppchen. Vielfach zeigen diese Schiefer hornfelsartige Dichtigkeit.

U. d. M. zeigt sich ein regelmäßiger Wechsel von quarzreichen und quarzarmen Lagen. In letzteren folgen, streng in *s* angeordnet, winzige, selten größere Meroxene mit roten Farbtönen im Pleochroismus in dicht gedrängten dünnen Lagen aufeinander, wenig untermischt mit Muskowit. Almandin, häufig bis zur Skelettartigkeit von Quarzeinschlüssen durchsiebt, ist bald weniger häufig, so daß er makroskopisch nicht hervortritt, bald sehr zahlreich, dies wechselt auch lagenweise.

Als Seltenheiten treten hinzu: Vereinzelte Xenoblasten von inversem Oligoklas, Kalkspat, Klinozoisit, Hornblende, Klinochlor. Ständige Begleiter im üblichen Ausmaße sind Apatit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen (Einschlüsse in Meroxen), Turmalin mit blaugrünen Kernen, grüner Schale.

Die Vorherrschaft von Quarz über den feinschuppigen Glimmer läßt lepidoblastische Strukturen nicht aufkommen. Der größere Glimmerreichtum einer Lage bedingt nur, daß dieselbe eine dunkelgraurote Farbe zeigt, während glimmerarme Lagen hellgrau oder weiß erscheinen.

Die Analyse verweist das Gestein ziemlich in die Mitte aller analysierten Typen sedimentärer Abkömmlinge der Gleinalmschieferhülle. Ein Teil der Ge-

### Granatglimmerquarzit

östlich Neuhof.

Analyse: Birnbäum.

Si O <sub>2</sub>	64·03	
Ti O <sub>2</sub>	0·84	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·61	
Fe O	5·92	
Mn O	0·82	
Mg O	1·67	Si 62·5
Ca O	3·55	U 25·4
Na <sub>2</sub> O	1·05	L 12·1
K <sub>2</sub> O	5·20	
H <sub>2</sub> O —	0·24	
H <sub>2</sub> O + l	0·83	
Ca O <sub>2</sub> f	0·44	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·44	
Summe	100·42	

steine solcher Art dürfte ihre Projektionspunkte im Felde Quarz-Muskowit-Biotit-Almandin besitzen, noch links von den Hellglimmerschiefern, beziehungsweise in der Nähe der chloritführenden Glimmerschiefer. Der Kalzit- und Plagioklasgehalt treiben in unserem Fall den Projektionspunkt höher hinauf.

Die geometrische Analyse zeigt folgendes Verhältnis der wichtigsten Komponenten.

Quarz	50 %	Muskowit	} 8 %
Almandin	30 %	Chlorit usw.	
Meroxen	12 %	Karbonat	
= 100 %			

Die Granatglimmerquarzite vermitteln nach allen Richtungen: Weitere Zunahme des Quarz führt in die Gruppe quarzitischer Gesteine. Zunahme an Meroxen führt zu den Rappoldglimmerschiefern. Zunahme an Muskowit führt zu den Hellglimmerschiefern, ein weiterer Zuwachs an Tonerde geht in die Staurolith-Disthenschiefer, eine Zunahme an Kalk führt in die Reihe der Plagioklasschiefer und Kalksilikatschiefer.

Die Stellung ist also eine geradezu zentrale.

## 2. Granatglimmerquarzite der Stubalpe.

Diese braunen, feinkörnig-schiefrigen Gesteine zeigen dem freien Auge ein gleichmäßiges Gemenge von sandigen Quarzkörnchen und Meroxenschüppchen, spärlichem, sehr kleinem Almandin, stets nur wenig Muskowit.

	Rappold	Almhaus	Schwarz-	Soldaten-	Almhaus
		Kopf	kogel	haus	Wegteilung
Quarz	64·1	68·0	51·9	55·8	53·3
Meroxen	29·4	25·5	28·5	27·1	36·0
Muskowit	—	—	5·5	2·0	2·0
Almandin	4·5	4·0	10·2	8·7	7·7
Plagioklas	2·0	2·5	—	4·5	1·0
Turmalin	—	—	3·9	1·9	—

Diese Granatglimmerquarzite bilden meist Lagen im Rappoldglimmerschiefer. Ihr Plagioklas (Oligoklas-Albit oder Oligoklas) ist in Form kleiner Porphyroblasten und durch Feldspatung dieser Schiefer erzeugt.

Manche Vorkommen sind intensiv gefältelt oder enthalten eingeknetete Lagen weißen Quarzites. Die tektonische Phase dieser Gesteine ist jedoch vollauf präkristallin, wie die schönen Polygonalbogen von Meroxen zeigen. Die Almandine enthalten ein hübsches *si* aus opaker Substanz.

Zweite Tiefenstufe.

## 3. Radegunder Gebiet.

Granatglimmerquarzite. Gesteine, welche ganz und

gar denen aus dem Übelbachgraben entsprechen (Gleinalpe), nur hin und wieder etwas mehr Pigment enthaltend.

Sie sind somit aufgebaut aus Lagen, die ziemlich allein aus feinen Quarzkörnern bestehen, und solchen, welche mehr gemischt sind aus Quarz und Meroxen, letzterer in feinen Schuppen in *s* eingestellt. In solchen Lagen, die übrigens auch stets etwas Muskowit mitenthaltend, tritt auch Almandin auf. Hier auch etwas brauner Turmalin.

Es ist auffallend, daß gerade diese Gesteine zur Bildung von Schiefergneisen neigen, indem sie Feldspäte, im allgemeinen saure Plagioklase aufnehmen. Sie werden dabei ganz ähnlich den Stainzer Plattengneisen, von denen sie sich aber durch den Mineralbestand unterscheiden: Sie führen nämlich nie die dort so häufigen Disthenflatschen.

Vorkommen verstreut in den phyllitischen Almandin-Staurolithschiefergebieten.

Quarzphyllit, Szecheny-Promenade bei Radegund. Dieses Gestein ist ein Beispiel für um Graz weitverbreitete Typen.

Wir haben ein feinkörniges, durch Beimengung blättriger Mineralien phyllitisch gestaltetes Gestein vor uns, das durch reichliche Beimengung schungitischen Pigmentes stets grau oder grauschwarz erscheint, und in welchem schwarz pigmentierte, papierdünne, bis 1  $cm^2$  große Scheibchen eines makroskopisch nicht bestimmbareren Glimmerminerals sehr verbreitete, in *s* (Sanders) eingestellte Porphyroblasten bilden. Almandin kann ganz fehlen, tritt aber gelegentlich auch ganz häufig auf.

Im Dünnschliff sieht man tatsächlich große Alkaliglimmer, ganz vollgepfropft mit schungitischen Krümmeln, in einem Grundgewebe aus Meroxenfetzchen und Quarz, letzterer vorwaltend, im übrigen gleichmäßig gemengt. Almandin in kleinen Körnchen nicht häufig, brauner Turmalin sehr verbreitet, in manchen Lagen derart angereichert, daß ganze Quarz-Turmalinfelslagen gebildet werden (Rabnitzberg).

Obere Abteilung der mittleren Tiefenzone.

Chloritoidführender Quarzphyllit. Die oben beschriebenen Schiefer gehen durch Aufnahme von Chloritoid mit den Eigenschaften des Gleinalmchloritoides über in chloritoidführende Quarzphyllite. Diese unterscheiden sich von den Gleinalm-Chloritoidschiefen nur durch das Zurücktreten des serizitischen Glimmers im Grundgewebe. Die Kombination ist sonst dieselbe:

Chloritoid, Almandin, Ilmenit; blasser Chlorit, Meroxen, etwas Quarz, Alkaliglimmer. Viel schungitisches Pigment, auch gelegentlich Epidot.

Vorkommen: Rabnitzberg, Angerkreuz, Schöckelkreuz. Mit Übergängen in phyllitische Typen, also zu Tonschieferderivaten.

#### 4. Glimmerquarzite und Granatglimmerquarzite des oberen Murgebietes.

Dichte, graue Gesteine in den Paragneisserien am Preber. Feinschiefrig, aus Lagen von Quarz mit feinen Zwischenschaltungen von Meroxen und Chlorit sowie gelegentlich eintretenden skelettischen Almandinen. — Diaphthoritische Formen sind fast häufiger wie normale. Opake Krümmel in sehr verschiedener Menge.

#### 5. Glimmerquarzite im Korallengebiet.

Im Gebiete der südlichen wie der nördlichen Korralpe findet man Glimmerquarzite und Granatglimmerquarzite mit teils lagigem Bau, teils gleichmäßiger Mischung von Meroxen und Quarz.

Durch ihre Feldspatung entstehen die Stainzer Plattengneise und ähnliche Typen. Hin und wieder auftretende Disthene und Sillimanit sowie die Vergesellschaftung mit Eklogiten verweisen diese Gesteine in die dritte Tiefenzone.

Es sind meist hellfarbige, plattig-brechende Gesteine von feinem Korn.

### § 55. Abkömmlinge von Quarzsandsteinen.

#### 1. Quarzite im Gleinalpgebiet.

Dünn- bis dickplattige, manchmal auch grobklobige Gesteine von heller Farbe und feinem Korn, meist wenig mächtige Lagen in der marmorreichen Serie der Hüllschiefer des Gebirges bildend.

Sie bestehen fast lediglich aus granoblastisch verzahntem Quarz, etwas eingestreutem Meroxen, Almandin, auf den Schichtflächen tritt hin und wieder ein Besteg von Alkaliglimmer zu Tage.

Diese Quarzite gehören in die mittlere Tiefenzone.

#### 2. Quarzite im Stubalpengebiet.

Hier findet man Gesteine von derselben Ausbildung wie oben beschrieben in der Almhausserie in weiter Verbreitung.

Zweite Tiefenstufe.

#### Niedere Tauern.

Außer den schon erwähnten Serizitquarziten gibt es hier auch Quarzite der mittleren Tiefenzone, zum Beispiel in den sogenannten Brettsteinzügen usw.

#### 3. Quarzitisches Gesteine des Pöllauer Gebietes.

Granatquarzit, Kapellenbach. Blaugrau pigmentiertes, verzahntes Quarzgrundgewebe mit wenig Alkaliglimmer und häufigen Almandinporphyroblasten. Auf Klüften Pyrit. In einem zweiten Vorkommen in unmittelbarer Nähe ist der Almandin in Chlorit umgesetzt und Almandin-Chlorit machen fast die Hälfte des Gesteines aus.

Auch hier sehen wir ein Gestein mittlerer Zone umkristallisierend in eines der ersten Tiefenzone.

Turmalinquarzit. (In der Nähe der Talkbrüche des Rabenwaldes.) Dieser „Turmalinquarzit“ scheint mir ein Turmalinpegmatit oder -Aplit zu sein. Das helle Mineral, welches neben dem reichlichen Turmalin (Schörl) auftritt, ist nämlich nicht Quarz, sondern Plagioklas, mit Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz.

Quarzit (Rötliche Quarzitschiefer Sigmund) tritt auf an der Bahnlinie Oberfeistritz-Anger (Westseite des Pöllauer Gebietes).

#### 4. Serizit-Quarzite der Niederen Tauern.

Muster von diesen, den Radstädter-Quarziten ähnlichen Gesteinen sah ich vom Bauleiteck.

Die weißen, leicht faserig gebauten Gesteine bestehen aus Kornfasern von Quarz, welche von dünnsten Häuten eines feinschuppigen Alkaliglimmers eingehüllt werden (1. Tiefenzone).

#### 5. Serizitquarzite des Wechselgebietes.

Serizitgrauwacke (Voraukamm). Rosarote, erbsgroße oder größere Quarzgerölle in glitzernder Quarz-Serizitmasse, von hellgrünlicher Farbe. Gesamtcharakter: Metamorphe gröbere Arkose (Sandstein).

Im Schriff: Im granoblastisch verzahnten Quarzgewebe Serizit, hin und wieder Mikroklin, Kalzit, Turmalin, alle in geringer Menge, ferner Löcher eines rhomboedrischen Karbonates (Breunnerit? Ankerit?). Die größeren Quarze enthalten Fahnen feinsten Hämatit-schüppchen, welche vielleicht die Färbung verursachen.

Semmeringquarzit. Weiß, dichtes Quarzzahngewebe mit sehr wenig Serizit und Löchern eines rhomboedrischen Karbonates.

Tabelle 40. 6 Quarzite des Karbonzuges Veitsch-Semmering.  
Veitscher Quarzit.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	
Si O <sub>2</sub>	69·97	68·34	70·42	75·97	87·97	69·13	I. Neuberg (Anal. Großpietsch).
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20·03	9·32	8·64	13·08	6·06	16·94	II. } Veitsch (Anal. Banco).
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·83	1·01	2·92	0·94	2·70	0·22	III. } Veitsch (Anal. Banco).
Fe O	—	—	—	—	—	0·38	IV. } Veitsch (Anal. Banco).
Mg O	3·64	14·57	11·97	1·21	0·44	7·33	V. Roßkogel b. Neuberg Veitsch (Großpietsch).
Ca O	Sp.	Sp.	—	—	—	0·64	VI. Veitsch (Michel).
Na <sub>2</sub> O	} Sp.	} 2·45	} 1·30	} 6·83	} 2·40	0·43	
K <sub>2</sub> O						0·26	
CO <sub>2</sub>						0·15	
H <sub>2</sub> O						5·29	
Glühverl.	4·90	4·96	4·93	2·42	0·66		
Summe	99·37	100·65	100·00	100·00	100·33	100·77	

Quarzit vom Schweighof (Wechselgebiet bei Friedberg). Plattig, weiß oder schmutzigweiß, mit Serizitbelag am Hauptbruch. Im Schliff: Außer Quarz kleine Mengen Serizit, grüner Biotit, Ilmenit-Leukoxen, etwas Apatit, Rutil.

In dem Zug der Gesteine, von welchen Vertreter aus der Veitscher Gegend und der Umgebung von Neuberg a. Mürz chemisch untersucht wurden, finden wir Gesteine, die zum Teil den Plattelquarzen von Leoben sehr ähnlich sind. Sie enthalten in verzahntem, feinem Quarzgewebe in sehr verschiedenem Ausmaße eingestreut Schüppchen serizitischen Glimmers, sehr selten kleine Mikrokline, und in verschiedenem Ausmaß Rumpfit, d. h. es gibt unter ihnen ganz rumpfitfreie Typen, bis zu den Übergängen in Rumpfitschiefer. Die Rumpfitführung verdanken die Gesteine einem metasomatischen Prozeß, der Zuführung von Magnesia-Lösungen.

Die Gesteine sind meist hellfärbig.

Quarzit. Fröschnitz im Semmeringgebiet (Anal. Eichleitner, Geol. Reichsanst. 1910).  $\text{SiO}_2 = 98.66$   $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.30$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO} =$  Spuren. Summe 99.96.

Diese Analyse gibt ein Beispiel für sehr reinen Quarzit.

#### 4. Abschnitt.

### § 56. Abkömmlinge von Mergeln.

#### I. Plagioklasschiefer.

Tonmergelabkömmlinge mit  $\text{Fe} > \text{Mg}$ .

##### I. Plagioklasschiefer der Gleinalpe.

##### A. Fruchtschieferähnliche Plagioklasschiefer.

Ausgezeichnet schiefrig, auf dem Hauptbruch ein reicher, muskowitischer Belag, aus dessen graphitisch grauer Fläche, kleinen schwarzen Knoten gleich, quergestellte Meroxentäfelchen porphyroblastisch hervortreten. Quer- und Längsbruch schwarz, außerordentlich feines Korn. Nicht zu dicht gedrängt treten scharf begrenzte Almandinporphyroblasten von Erbs- bis Nußgröße auf.

U. d. M. Grundgewebe: Plagioklas (invers, Kern basischer Andesin, Rinde Labradorit), ein lappig ineinandergreifendes oder — wenn Plagioklas besonders überwiegt — zyklisch gemustertes Gewebe. — Zoisit neben diesem Plagioklas in breiten Stengeln mit tiefblauer, abnormaler Interferenzfarbe. — Staurolith, in langen Leisten.

Porphyroblasten: Dickscheibiger, rottöniger Meroxen, und Almandin mit nach Anwachspyramiden oft reizvoll geordnetem schungitischen Pigment, welches übrigens das ganze Gestein dicht erfüllt.

Apatit, Turmalin (braun und grün), etwas Muskowit als Neben- und Übergengenteile. In einem Vorkommen enthält der

Plagioklas feine Schüppcheneinschlüsse. Die Analysenberechnung läßt auf Pyrophyllit schließen.

Vorkommen: Kainachtal, Leuker-Kapitel, Hadergasse.

### B. Hornfelsartige Plagioklasschiefer.

Splitterig brechende, dichte, blaugraue bis schwarze Gesteine mit Porphyroblasten von Almandin und Meroxen.

U. d. M. ein zyklisches oder ein verzahntes Grundgewebe von basischem, inversem Plagioklas, Quarzgehalt wechselnd. Die Pigmentmassen durchziehen wieder das gesamte Plagioklasgewebe, dessen Kornfeinheit äußerlich den Anschein der Dichtheit erweckt. Die kupfertönigen Meroxene bilden Knoten, die aus mehreren Individuen bestehen. Die Almandine sind groß und einschlußrein.

Typisches Vorkommen: Krautwasch-Bärenkreuz.

Daran schließen sich Übergangstypen, in welche bei schiefriger Beschaffenheit,  $\alpha$  Zoisit in feiner Nadelform in die Plagioklasse eintritt und gleichzeitig auch Diopsid-Hornblende aufkeimen. Hier steigt der Quarzgehalt mitunter mächtig an.

Typisches Vorkommen: Vorderer Stagg, Übelbachgraben, Pagger-Gruber (Gleinalpengebiet).

**Tabelle 41. Chemismus der Plagioklasschiefer.**

	I.	II.	
Si O <sub>2</sub>	47·18	47·61	I. Fruchtschieferähnliche Plagioklasschiefer, Burgstaller-Kapitelbauer, Gleinalmgebiet.
Ti O <sub>2</sub>	1·43	0·93	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25·90	21·87	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5·69	3·54	
Fe O	2·84	7·95	
Mn O	0·18	—	
Mg O	—	1·48	
Ca O	4·20	5·34	
Na <sub>2</sub> O	1·73	4·30	
K <sub>2</sub> O	5·50	3·33	
H <sub>2</sub> O —	0·83	0·95	II. Hornfelsähnlicher Plagioklasschiefer Krautwasch-Bärenkreuz (Analytiker Birnbaum)
H <sub>2</sub> O +	3·55	2·71	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·32	0·39	
	99·35	100·40	
			I. II.
			Si 48·0 46·3
			U 37·2 36·1
			L 14·8 17·6

Die Projektionen fallen in Si-U-L in den Streifen Quarz-Anorthit-Muskowit, nahe an die Linie Anorthit-Muskowit. Eine Drückung der Lage tritt natürlich ein bei Anwachsen der Tonerdemineralien, wodurch schließlich Übergänge zu den Almandin-Disthen-Stauroolithschiefern gegeben sind.

### II. Paraamphibolite.

Mergelabkömmlinge, mit namhafter, zum Teil überragender

Beteiligung von Mg neben Fe, zu entnehmen aus der Wertegruppe Fe, Mg, Ca.

### 1. Hornblendezoisitschiefer.

#### Gleinalpe.

(Siehe die Analysen 8 und 9 in der Tabelle 26 Gleinalpenamphibolgesteine S. 160.)

Die Hornblende-Zoisitschiefer, bzw. Zoisit-Hornblendeschiefer der Gleinalpe (Tiefsattel, Roßbachkogel N.-W.-Ecke. Terenbachalpe Nordhang) sind helle, schwarzgrüngefleckte Schiefergesteine. Ihr Korn ist grob. Unter den hellen, porzellanartig weißen Gemengteilmassen sind lange Zoisitstengel (mehrere Millimeter bis einen Zentimeter) bisweilen frei erkennbar, jedenfalls sind die beinahe porphyroblastischen Hornblenden stets schön beobachtbar.

Ihre c-Achsen sowie die Querachsen des Zoisits pendeln im Längsbruch und liefern im Querbruch rhombenähnliche, im Längsbruch langleistenförmige Schnitte.

U. d. M. ein granoblastisch, bis stengeliges Gewebe aus Oligoklas mit 15 bis 20 % An, Zoisit in langen Stengeln, etwas Muskowit, Rutil, Klinochlor, Karbonat, Apatit.

Geom. Analysen

	Rutil	Muskowit	Oligoklas	Zoisit	Hornblende	Kalkspat	Chlorit usw.
Terenbachalpe	1.0	9.2	4.6	28.8	51.2	5.2	0.0
Roßbachalpe NW.	1.0	7.0	37.0	40.0	15.0	0.0	0.0
Tiefsattel	2.8	7.2	15.4	54.4	21.4	0.0	0.0

Die Berechnung, die auf Grund der Schlußausmessung glatt durchführbar war, liefert Anhaltspunkte über den Amphibol.

Dieser enthielte demnach 50 Mol. % Tremolit und 50 Mol. % Glaukophan. Auslöschung  $c:c = 18$  bis  $19^\circ$ . Färbung sehr blaß,  $a =$  gelbgrüngrau (36 u Radde),  $b =$  grüngrau (37 n),  $c =$  blaugrüngrau 38 l.

In den Dreiecksprojektionen nach Becke zeigt sich überall eine sprunghafte Abweichung von den als Orthoamphibolite gekennzeichneten Gesteinen. Interessant ist die nahe Beziehung zu gewissen Kalksilikatschiefern.

### 2. Hornblendegarbenschiefer.

Vergleiche Analyse 10 (Schneider), Tabelle Nr. 26.

Hornblendegarbenschiefer der Gleinalpe.

Vorkommen in der Ecke zwischen Kainach- und Alpengraben.

Geologische Vorbemerkung. Garbenschiefer treten als Lagen in Schieferkomplexen auf. Innerhalb solcher Lagen beobachtet man häufig eine bedeutende Änderung der Ausbildung in Bezug auf Struktur und Mineralbestand. Dies entspricht dem Wechsel

im Chemismus, der sich sowohl im Streichen, als auch im Fallen bemerkbar macht.

So finden wir auch im zu besprechenden Falle mehrere Typen im selben Gesteinszug.

Typus I. Mit körnigem Grundgewebe aus Quarz und Oligoklas. Das Gestein zeigt etwa 1 bis 2 *cm* lange, dunkelgrüne Hornblendeporphyrblasten in strahliger Anordnung. Das dazwischen liegende Grundgewebe ist sehr feinkörnig weiß. Im weiteren Liegenden geht es in eine dünne Amphibolitlage über.

U. d. M. Porphyroblasten von Hornblende,  $c:c = 13$  bis  $14^{\circ}$ ,  $a$  — gelb 9t (Radde).  $b$  = grüngrau 37p,  $c$  = grasgrün 15g. Berechnet man aus der Bauschanalyse 10 dieses Gesteines die Hornblende, so erhält man für sie etwa 50% Tremolitsilikat und 50% Syntagmatitsilikat — das wäre recht ungewöhnlich.

Die geometrische Analyse ergibt:

Apatit 0·6, Titanit 2·0, Alkaliglimmer 2·8, Meroxen 1·2, Chlorit 4·2, Ilmenit 8·4, Hornblende 38·4, Grundgewebe 42·4.

Dazu ist zu bemerken, daß die Hauptbestandteile des Grundgewebes Oligoklas und Quarz sind. Merkwürdig ist der große Gehalt an Ilmenit. Aus der Analyse berechnet man 14 Vol% davon! Es ist ungleichmäßig flockig im Gestein verteilt. Da dieser Erzgehalt die Projektionswerte beeinflusst, wurde eine Berechnung unter Abzug des Erzes versucht.

Es zeigt sich deutliches Abrücken von den Orthoamphiboliten, von denen sie durch den Kieselsäureüberschuß sowie durch das Verhalten im Dreieck  $fe\ mg\ ca$  geschieden sind, überdies nähere Lagebeziehungen zu den Zoisithornblendeschiefeln. Kennzeichnend ist für solche Gesteine das sprunghafte Verhalten der Projektionen in den einzelnen Dreiecken, wodurch sich dieselben von den Massengesteinen abheben:

Das Ursprungsgestein dürfte ein Tonmergel gewesen sein. Typus II. Mit sandigem Grundgewebe. Im Hangenden geht der Typus I auf kurze Strecken hin über in Gesteine, welche sich dünnplattig spalten lassen und bei brauner Farbe des Grundgewebes, welches aus Quarz, Epidot, Chlorit, Meroxen, Limonit sich aufbaut, und lange Säulen von dunkelgrüner Hornblende, zu strahligen Büscheln zusammentretend, als Porphyroblasten enthält.

Typus III. Mit muskowitzischem Grundgewebe. Im Streichen nach NO geht Typus II über in Gesteine mit silbrig glänzendem Grundgewebe aus feinschuppigem Alkaliglimmer, dessen nähere Eigenschaften noch unbekannt sind. Darin finden wir garbenförmige, aus dünnen, gebogenen Amphibolnadeln aufgebaute Aggregate als Porphyroblasten.

Typus IV. Mit karbonatreichem, körnigem Grundgewebe. Gegen SW nehmen die Garbenschiefer Karbonate in reicher

Menge auf, so daß nun Kalzit Hauptgemengteil des Grundgebewes wird. Daneben sind in geringer Menge beteiligt: Quarz, Klinozoisit, Alkaliglimmer, Meroxen; blaugrüne Hornblende bildet aus dem Karbonat sprossende Porphyroblasten. Die Garbenstruktur ist hier aber sehr undeutlich.

Eigentümlich berührt die Tatsache, daß die von uns bis jetzt untersuchten Marmore des Stub- und Gleinalpengebietes reine Kalzitmarmore sind. Die Bildung der Hornblenden aber erfordert Magnesia. Es ist möglich, daß wir noch Dolomitmarmore oder dolomitische Mergelabkömmlinge auffinden, aber auch das ist möglich, daß hier Magnesia zugeführt worden ist und sich aus den Kalktonmergeln nur unter Stoffzufuhr Garbenschiefer dieser Art bilden konnten.

#### Hornblendegarbenschiefer. Andere steirische Vorkommen.

Sehr schöne Hornblendegarbenschiefer gibt es in den Niederen Tauern (Sölketal usw.). Schwarze 3 bis 7 cm lange Hornblendestengel bilden Garben in glimmerig-quarzigem Grundgewebe. Der Glimmer ist ein Alkaliglimmer. Manchmal kommen neben den Hornblendeporphyroblasten auch solche von Almandin vor.

Sehr merkwürdig und einer neuen Untersuchung wert sind die Hornblendegarbenschiefer, welche am Predigtstuhl weite Verbreitung besitzen. Es sind eigentlich gefeldspatete Glimmerschiefer (graues Quarz-Alkaliglimmergewebe mit Albiten), welche überaus gleichmäßig von feinen Hornblendegarben durchspickt sind.

Dieselben findet man auch in der Gegend des Kircheneck, am Etrachsee, Hubenbauertal, Schöder, Feistritz.

#### Garbenschiefer vom Pölshals.

Mittelkörniges Gestein mit grünem Hornblendegebälk und weißen, fast intersertalen Zwischenklemmassen aus Quarz und Oligoklas. Begleiter von Marmor. Abkömmling eines Tonmergels. Zweite Tiefenzone.

Hornblendegarbenschiefer von der Mahralpe (Puster-eckjoch) und von Siebenhütten.

Kleine Hornblendegarben auf den Hauptbrüchen eines Gesteins, das ansonst als Hellglimmerschiefer zu bezeichnen wäre, da es aus Quarz, Alkaliglimmer und Almandin besteht. Es liegt ein Hornblendegarbenschiefer mit glimmerschiefrigem Grundgewebe vor. Hornblende:  $c:c = 16^\circ$ . a grünlichgelb, b olivgrün, c blaugrün. Ds. Strickeralm, Groß-Sölketal.

Ds. Kindberg im Mürztal, Brandstättergraben, Stanzer-Tal.

Im Gebiete zwischen Voraú und Kreuzwirt (Übergang nach Birkfeld) gibt es ebenfalls einen schönen Hornblendegarbenschiefer mit grüner Hornblende.

### 3. Glimmeramphibolit

#### Gleinalpe.

Vorkommen: Kainachtal, vor dem Jäger Reif.

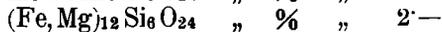
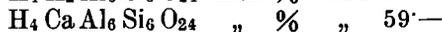
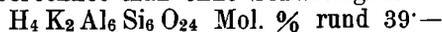
Ein hellgrünes, von perlmutterglänzendem Glimmer reich durchzogenes, fein gefälteltes Gestein, gelegentlich mit Quarzschwielen. Neben Amphibolit und Alkaliglimmer zeigt der Dünnschliff noch Chlorit, Oligoklas, Quarz, Ilmenit. Schon die Kombination Alkaliglimmer-Hornblende macht das Gestein interessant. Die Textur ist schiefrig ohne eine Porphyroblastenentwicklung.

Zwecks Vergleichung mit Orthoamphiboliten wurden alle Wertegruppen wie für Massengesteinsabkömmlinge berechnet. Es zeigt sich, daß sich auch dieses Gestein sehr von den Orthoamphiboliten der Gleinalpe abhebt.

Eher ließen sich Beziehungen zu echten Gabbroabkömmlingen auffinden. Diese sind indes auch nicht lückenlos. Was aber besonders gegen die Massengesteinsnatur spricht, ist die eigentümliche Konstitution des Glimmerminerals, welches den Margaroditen nahe steht.

Der Alkalichlorid-Rückstand gab nur die Kalieraktion in der Flamme, dasselbe auch der mit Salzsäure befeuchtete Glimmer, der

sich nur in kleinen Mengen aus dem Gestein isolieren ließ. Aus der Analyse berechnet man ohne Schwierigkeit:



100—

Es verbleibt ein Rest von 1·43 % SiO<sub>2</sub>, welcher sich beim Zerreiben des Glimmers als harter Sand verriet. Optisch ist das Mineral von Muskowit nicht unterscheidbar.

Paraamphibolite im engeren Sinne.

Hierher gehören Gesteine, die sich durch gleichmäßig-körnige Struktur, große Feinheit des Mineralbestandes, der übrigens un-

Tabelle 42.

	I	II	ad I
Si O <sub>2</sub>	45·77	46·32	Si 43·0
Ti O <sub>2</sub>	0·96	—	U 41·9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17·92	36·53	L 15·1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·65	—	a <sub>0</sub> 2·4
Fe O	6·42	1·70	c <sub>0</sub> 2·7
Mn O	0·12	—	f <sub>0</sub> 4·9
Mg O	11·04	0·62	an 5·3
Ca O	9·21	4·11	ab 3·7
Na <sub>2</sub> O	2·62	—	or 1·0
K <sub>2</sub> O	1·04	4·48	te 2·8
H <sub>2</sub> O	2·65	6·24	mg 6·2
	100·40	100·00	ca 1·0
			S = 49·8

Glimmeramphibolit I, ad I, und Margaroditischer Glimmer, Kainachtal, nach Birnbaum.

ruhigen Wechsel zeigt, was das Mengenverhältnis betrifft, und ausgesprochene Neigung zur Drusenbildung auszeichnen. Sie sind von den Orthoamphiboliten im Gleinalmgebiet leicht abzutrennen (auch makroskopisch) und verraten sich geologisch durch Übergänge in Kalksilikatschiefer und geselliges Vorkommen mit Marmoren. Farbe graugrün, Textur lagig-schiefrig, in den Klufträumen Eisenhydroxyde, Nester von Epidot und Chlorit.

Der herrschende Amphibol ist kräftig blautönig. Neben ihm kommt stets Chlorit in größeren Mengen vor. In wechselnden kleineren Mengen treten auf: Oligoklasalbit (13 bis 20 % An), Quarz, Meroxen, Muskowit, Rutil, Apatit, Almandin, Epidot.

#### Gleinalmgebiet.

Im Gleinalmgebiet findet man ihre Vertreter in dünnen Zügen den oberen Hüllschiefern eingelagert: Magg, Holzer, Pockstallergraben, Kapitel-Leuker.

#### Paraamphibolite im oberen Murgebiet.

Vorkommen: Preberseegraben, Grazer Hütte am Preber, Predlitz. Diese dünn-schiefrig-ebenplattigen, dunklen, feinkörnigen Gesteine sind aufgebaut aus: Quarz, Hornblende, Plagioklas, Epidot, etwas Erz und Muskowit, der sich besonders am Hauptbruch häuft. Auch Almandin kann in das Gewebe eintreten.

Eine besondere Abart entsteht durch den Eintritt von Meroxen.

Merkwürdig ist ein Gestein vom Preber-Südkamm, welches vielleicht auch hierher gehört. Es enthält grüne Hornblenden mit bräunlichen Kernen, seine Plagioklase sind gefüllt, außerdem gibt es große Zoisite neben den Plagioklasen. Im übrigen wie oben.

Die unzweifelhaften Paraamphibolite, welche denen der Gleinalpe vergleichbar sind, haben einen auffallend hohen Epidotgehalt. Quarz und Muskowit treten mehr zurück.

Dem Stufencharakter nach sind es Gesteine zweiter Tiefenzone, einzelne davon mit Diaphthorese nach der ersten Stufe.

### III. Kalksilikatschiefer.

#### 1. Allgemeine Vorbemerkungen.

Für das geologische Auftreten dieser Gesteine gilt dasselbe, wie für so viele andere Sedimentabkömmlinge: Sie sind lagenweisem und streichendem Wechsel des Mineralbestandes ausgesetzt und außerdem Glieder marmorreicher Zonen.

Allen gemeinsam ist das Herrschen von Kalksilikaten in Form der tonerdehaltigen Plagioklase, Zoisit und Epidote, und der tonerdearmen bis -freien diopsidischen Augite und tonerdearmer Hornblenden. Daneben tritt in sehr wechselnden, oft auch bedeutungslosen Mengen Kalzit auf, und endlich spielt Almandin, Meroxen, Chlorit, Muskowit im Bestand nicht selten eine Rolle. Quarz verhält sich so wie Kalzit.

## 2. Gleinalmgebiet.

Hier kommen Kalksilikatschiefer in großer Mannigfaltigkeit vor. Sie lassen sich nach der Assoziation sehr gut gliedern und zeigen eine ziemliche Veränderlichkeit der Zonenlage (tiefste Abteilungen der mittleren Zone bis zu deren höchsten Abteilungen).

1. Diopsid-Almandin führende Kalksilikatschiefer.
2. Amphibolitische Kalksilikatschiefer.
3. Chloritführende Kalksilikatschiefer.

Für diese drei Abteilungen gilt als normaler für die mittlere Tiefenzone charakteristischer Bestand die Kombination.

Hornblende, Meroxen, Oligoklas, Zoisit, Roteisen, d. h. an diesen Mineralien ist die Hauptgleichgewichtslage zu erkennen, die sich wie ein roter Faden durch alle erscheinenden Formen hindurchzieht. Treten diese Mineralien ohne Gäste aus der dritten oder ersten Zone auf, dann erhalten wir Gesteine, welche die Hauptzüge von Amphiboliten (gleichviel, ob Para- oder Orthoamphibolite) tragen. Der Name „amphibolitische“ Kalksilikatschiefer erscheint mir daher am meisten zur Bezeichnung verwendbar.

Eine Verschiebung nach unten bringt den Diopsid und Almandin als neue, bezeichnende Komponenten, eine Verschiebung nach oben den Chlorit, so daß sich die Zonenstellung bequem mittels Anführung dieser Mineralien kennzeichnen läßt.

### 1. Diopsid-Almandin führende Kalksilikatschiefer.

Vorkommen: Schulhaus NeuhoF-Jud (Übelbachgraben), Gruber am Mitterberg, Pockstallergraben Eingang, Prettenthaler.

Diese schönen, feinkörnigen Gesteine sind aus wechsellagernden lauchgrünen und tiefbraunen Bändern aufgebaut, stellenweise steckt in den Lagen, aber stets nur in den braunen (!) Almandin als häufiger, bis haselnußgroßer, dunkelweinroter Porphyroblast.

In Dünnschliffen beobachtet man:

Quarz als verzahntes, feines Mosaik; Andesin-Labrador, invers; rottönigen Meroxen mit Zirkoneinschlüssen. Diese besitzen kräftige, pleochroitische Höfe; Kalkspat; in großer, bisweilen überwältigender Menge ein blaßgrüner Diopsid; Almandin; Zoisit in feinen Nadeln, die einen lockeren Filz in solchen Gesteinspartien bilden, welche Meroxen oder Diopsid nicht in geschlossenen Mengen aufweisen; grüner Turmalin sparsam, Ilmenit, Titanit, Roteisen, Pyrit, Apatit in üblichen geringen Mengen. Ferner tritt auch eine schmutzigrüne Hornblende hinzu, die streifenweise den Diopsid ganz verdrängen kann, manchmal aber wieder sehr stark zurücktritt. Ein krümmeliges, schungitisches Pigment durchzieht alle Gemengteile, ein s (Sanders) bezeichnend, das intern meist verlagert ist. Im Hauptpegmatit des Stagg einge-

schlossene Schollen dieser Kalksilikatschiefer gehen über in quarzitische Gesteine (durch plötzliche Zunahme des Quarzgehaltes) und erhalten durch reiche Beteiligung schungitischen Pigmentes eine tief blauschwarze Farbe, ihr ganzer Eindruck ist hornfelsartig dicht. Doch ist dies eine Ausnahme.

### 2. Amphibolitische Kalksilikatschiefer.

Vorkommen: Burgstaller-Kapitel (Kainachtal).

Grüne bis graue, feinkörnige, dickplattig spaltende Gesteine. Im Dünnschliff beobachtet man:

Quarz, Meroxen, Hornblende, basischen Oligoklas, Kalkspat, Ilmenit-Titanit, Zoisit-Epidot, Apatit.

Diese Gesteine zeigen Übergänge in Paraamphibolite, im engeren Sinn, von welchen sie sich dadurch unterscheiden, daß Hornblende-Oligoklas hier nicht in so großen Mengen beteiligt sind.

### 3. Chloritführende Kalksilikatschiefer.

Grüne, graue oder schwarze, körnige, dickplattig spaltende Gesteine. Vorkommen: Grenze des Paläozoikums bei Übelbach, Weg Burgstaller-Kapitel, Weg Kapitel-Brendlstaal, Kleintal usw.

**Tabelle 43. Chemismus.**  
(Analysen von Birnbaum).

	I	II	III
Si O <sub>2</sub>	41·26	69·89	74·24
Ti O <sub>2</sub>	2·32	0·94	0·43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10·73	8·19	9·01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·93	1·71	1·35
Fe O	7·72	4·22	2·27
Mn O	—	Sp	—
Mg O	3·86	2·88	1·29
Ca O	15·41	6·73	6·68
Na <sub>2</sub> O	0·14	0·94	1·76
K <sub>2</sub> O	2·75	2·38	1·28
H <sub>2</sub> O —	0·44	0·39	} 2·07
H <sub>2</sub> O +	0·82	1·88	
Ü O <sub>2</sub>	10·25	Sp	Sp
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·78	0·41	0·34
	100·41	100·56	100·72
Si	47·1	69·6	73·0
U	30·6	18·5	15·1
L	22·3	11·9	11·9

I. Burgstaller-Kapitel, II. Pockstaller Graben,  
III. Vord. Stagg.

viel Quarz, weniger Kalzit, Zoisit, Alkaliglimmer, sehr wenig Hornblende und Chlorit bildet rottöniger Meroxen, Porphyro-

a) Chlorit-Epidot-schiefer, Kapitel-Brendlstaal. Hier wechseln Lagen von feinkörnigem weißen Quarz und Kalkspat mit solchen, die hauptsächlich ausfeinschuppigem Pennin mit eingelagertem Epidot bestehen. Auch Meroxen beteiligt sich am Aufbau. Hornblende fehlt.

b) Burgstaller-Kapitel. Das sehr feinkörnige Gewebe enthält: Quarz, Kalzit, Oligoklas, Hornblende, Chlorit, Epidot, Meroxen und Alkaliglimmer! in bunter ungleichmäßiger Mischung.

c) Bachanek bei Übelbach. Schwarz, hornfelsartig.

In einem sehr feinkörnigen Grundgewebe aus

blasten mit prächtigem schungitischen Si, verlegt und verdreht gegen se aus demselben Material.

d) Kleintal. Gleichmäßige, graue, fast etwas lepidoblastische Schiefer mit Quarz, sehr reichlichem Epidot, mäßigen Mengen Karbonat (Kalzit), ferner Muskowit, Meroxen und etwas Chlorit. Hornblende fehlt hier.

Diese Vertreter zeigen in Si U L eine hübsche Reihenentwicklung auf der Linie Quarz—Epidot. Auffallend ist die Verwandtschaft der Hornblende-Zoisitschiefer mit dem amphibolitischen Kalksilikatschiefer Burgstaller-Kapitel (Nr. 1), 2 und 3 sind diopsid-almandinführende Kalksilikatschiefer.

#### 4. Kalksilikatschiefer im Hochalmgebiet.

Bei Tödlingers Mühle (Rotleiten) gibt es ein durch weiße Kalkspatadern geflammtes phyllitartiges Gestein, welches Hornblendeporphroblasten, sauren Plagioklas (Oligoklas), Meroxen, Muskowit, sehr viel Quarz enthält. Schungitisch reich bestäubt. Solche Kalksilikatschiefer sind uns auch aus dem Alpengraben des Gleinalmgebietes bekannt.

#### 5. Kalksilikatschiefer, Radegunder Gebiet.

Graugrüne, sehr feinkörnige, meist streifige, amphibolitähnliche Gesteine, von welchen man einzelne auch als Paraamphibolite bezeichnen könnte.

Rabnitzberg. Hornblende nebst reichlichem Zoisit-Epidot und Quarz.

Einöd. Größere, normalpleochroitische Hornblenden bilden ein grobmaschiges, unvollständiges Gebälk in einem feineren Gewebe aus farblosem, filzigem Tremolit mit eingestreuten Klinozoisit-Kriställchen und Kalzit, welcher auch größere linsige Aggregate aufbaut.

Dieses Auftreten zweier Hornblenden nebeneinander haben wir bereits aus der Trafößler Gegend beschrieben. Das Problem ist noch nicht gelöst.

Buchgraben. Hier tritt die Hornblende stark zurück. Das Gewebe zeigt hauptsächlich Kalzit, Epidot, Quarz und Schüppchen-Meroxen.

Diese Schiefer können als Mergelderivate betrachtet werden. Sie gehören der mittleren Tiefenstufe an.

#### 6. Kalksilikatschiefer im Kulmgebiet.

Diopsid-Epidotschiefer, Kulm-Westhang. Eines der merkwürdigsten Gesteine wegen seiner Assoziation: Diopsid, Epidot, Kalzit, sehr helle Hornblende, alle Gemengteile grobstenglig oder grobkörnig, ohne Umsetzungserscheinungen.

Makroskopisch grob gebändert aus gelbgrünen Epidot- und dunkelgraugrünen Diopsid- oder Diopsid-Hornblendelagen.

Hornblende-Epidotschiefer, Lagen in Marmor. Schmutziggrüne Hornblende in einem Gewebe aus Kalzit, Klinozoisit-Epidot und Quarz. Das Karbonat ist sehr reichlich vorhanden und außerordentlich fein granoblastisch.

### 7. Kalksilikatschiefer, oberes Murgebiet.

#### Kendlbruck, Turrachgraben.

Grünliche dichte oder dunkelgraue, etwas schuppige Gesteine. Lagen von Quarz und Kalzit, wechselnd mit solchen aus Chlorit, Meroxen, Hornblende, Muskowit, Erz. In den Quarz-Kalzitlagen kann Plagioklas auftreten (Natur noch unbekannt). Ebenso können reine Meroxen-Almandinlagen zwischengeschaltet werden, ohne den Hauptcharakter des Gesteines zu verändern. Von Erzen ist Pyrit konstatiert worden.

#### Zweite Tiefenzone.

**Tabelle Nr. 44. Mineralreiche Marmore und Verwandte, „Teigitschmühle“.**  
Analysen: Lieb. Ausrechnung Heritsch.

	1	2	3	4	5	
Si O <sub>2</sub>	50·15	25·95	51·30	38·99	43·34	
Ti O <sub>3</sub>	—	—	0·77	—	5·33	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21·33	5·06	15·63	21·32	14·94	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·43	0·46	1·88	—	1·54	
Fe O	5·78	1·70	8·57	27·10	12·03	
Mg O	2·69	2·50	Mn 0·050 3·21	3·90	5·96	
Ca O	4·05	32·87	11·78	8·70	10·03	1. Plagioklasschiefer.
Na <sub>2</sub> O	4·06	0·36	3·15	—	2·91	2. Mineralreicher Marmor.
K <sub>2</sub> O	5·48	1·17	1·40	—	1·20	3. Paraamphibolit.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·50	0·20	—	—	—	4. Granat aus 3.
H <sub>2</sub> O	3·03	2·13	3·19	—	1·41	5. Hornblende aus 3.
C O <sub>2</sub>	0·80	28·58	—	—	—	
<b>Summe</b>	<b>100·30</b>	<b>100·96</b>	<b>100·38</b>	<b>100·01</b>	<b>98·69</b>	
Si	47·9	55·8	49·6	.	.	
U	34·3	10·4	30·5	.	.	
L	17·8	33·8	19·9	.	.	
S	61·21	.	56·55	.	.	

Granat aus 3): Almandin mit 60% Almandin 14% Pyrop. 1% Spessartin, 25% Grossular. Hornblende aus 3): 50% Tremolit, 12% Syntagmatit, 38% Glaukophan.

### 8. Kalksilikatschiefer im Korallengebiet.

Im Marmorbruch des Teigitschgrabeneinganges ober Gaisfeld, in der Nähe der Teigitschmühle, beobachtet man folgende Gesteinsgesellschaft: (Tabelle 44).

Mineralreiche Marmore, darüber Bändermarmor, darüber

Marmor, welcher knollige Lagen von Paraamphibolit (Analyse 3) enthält, starken Wechsel der Gemengteile zeigend und schließlich im hangendsten Teil des Steinbruches Plagioklasschiefer (Analyse 1).

Alle diese Gesteine sind miteinander verknüpfet und gefaltet. Uns interessiert vor allem die mineralische Entwicklung. Die Unterlage lieferte eine Kalkmasse mit Mergelbänken. Die Kalkmasse steckte in psephtitschen Massen. Daraus wurde nach Durchbewegung und Kristallisation neben reinem Marmor:

1. Plagioklasschiefer. Hauptgemengteile: Inverse Oligoklasse, Meroxen, Nebengemengteile: Quarz, Zoisit, Turmalin, Kalzit, Granat, Muskowit, Hämatit. Als Gesteinspigment: Schungitische Krümmel. Das Gestein entspricht ganz gewissen Plagioklasschiefern der Gleinalpe. Die Berechnung des Mineralbestandes läßt sich auf Grund des optischen Befundes sehr befriedigend durchführen und ergibt namentlich einen wertvollen Aufschluß über den Glimmer. Der Olivinanteil des Meroxen enthält Fe und Mg im Verhältnis 1:1; im Muskowitanteil ist  $K:H = 58:35 = 8:5$ , es kann daher nur wenig Muskowit neben Meroxen vorhanden sein.

2. Mineralreicher Marmor. Hauptgemengteil: Kalzit. Nebengemengteile: Zoisit, Meroxen, Muskowit, Quarz, Plagioklas, Hämatit.

Dieser Marmor ist einer der wenigen dolomitischen Marmore unseres Gebietes. Aus der Analyse ergibt sich:  $CaCO_3:MgCO_3 = 14.7:1$ , demnach sehr schwach dolomitisch. Im Olivinanteil des Meroxens ist abermals  $Fe:Mg = 1:1$ , im Muskowitanteil wieder nur Kali,  $H_2O:K_2O = 2:1$ .

3. Paraamphibolit. Hauptgemengteile: Hornblende, Granat. Nebengemengteile: Zoisit, Meroxen, Ilmenit, Kalzit, Quarz. Struktur ausgeprägt poikiloblastisch. Die Konstitution von Hornblende und Granat siehe auf Analysentabelle Nr. 44.

Lage in Si-U-L. In diesem Dreiecke bilden die drei Gesteine eine hübsche Reihe, welche vom Feld der Marmore ausgehend in das Feld der Amphibolite führt. Die Reihe beginnt mit dem mineralreichen Marmor, dann folgt der Paraamphibolit, dann der Plagioklasschiefer. Die letztgenannten Gesteine fallen ins Eruptivgesteinsfeld. Legt man die unter L zusammengesetzten Werte auseinander, so ergibt sich sofort eine weitgehende Abweichung von Eruptiven. Unser Paraamphibolit ist eines jener Gesteine, die der Unterscheidung von Ortho- und Paramaterial immerhin einige Schwierigkeiten bereiten. Es ist aber nicht nötig, an eine Vermischung beider Materialien zu denken, wenn man den Gesteinscharakter deuten will.

Stainz, Sauerbrunngraben. Hier kommen sogenannte Augitgneise vor. Das sind diopsidführende Kalksilikatschiefer, vergesellschaftet mit Marmor.

## 5. Abschnitt.

## § 57. Rumpfit- und Talkschiefer als metamorphe Sedimente,

## 1. Rumpfitschiefer.

Die Stellung des Rumpfit. (Siehe Fig. 39.)

Im Zuge der steirischen Magnesitlagerstätten tritt Rumpfit wiederholt gesteinsbildend auf, zum Teil (bei Arzbach-Neuberg) auch für sich allein. Als rumpfitführende Gesteine sind zu nennen:

1. Rumpfitführende Dolomite. (Veitsch.)
2. Reiner Rumpfitschiefer. (Arzbach) Jassinggraben.
3. Rumpfitführende Serizitquarzite. (Arzbach.)
4. Rumpfitreiche Tonschiefer. (Häuselberg, Leoben.)

Redlich hat mit Nachdruck darauf hingewiesen, daß Rumpfit das Produkt einer sehr interessanten Metamorphose darstellt. Diese Metamorphose spielt sich im Bereich der oberen Temperatur-Druckzone ab. Sie ist zu dem eine Metamorphose mit Stoffzufuhr, und zwar sind es dieselben Lösungen, welche den Kalk unter Dolomit- oder Magnesitbildung verdrängten, also Lösungen von hohem Magnesiumgehalt. In Ton- und Serizitschiefer eindringend, lieferten sie Rumpfit oder Talk.

Tabelle 45. Chemische Stellung der Rumpfitschiefer.

	II Arzbach	III Jassinggraben	IV Eichberg	V Arzbach
Si O <sub>2</sub>	23·86	30·75	30·71	29·98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28·58	41·66	38·10	24·38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5·32	1·61	1·83	0·19
Mg O	29·18	12·09	17·83	30·52
Glühv.	12·97	13·12	11·30	12·42
C O <sub>2</sub>	—	—	—	0·93
Ca O	—	—	—	0·42
Fe O	—	—	—	0·63
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0·16
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0·23
	99·91	99·23	99·77	99·86
	Si 22·66	Si 19·25	Si 42·05	Si 28·24
	U 77·34	U 80·75	U 57·95	U 70·73
	L 0·00	L 0·00	L 0·00	L 1·03

Die Tabelle zeigt weitreichende Verschiedenheiten, die sich auch in Si-U-L ausdrücken. Um über die Stellung des Rumpfit als Mineral einige Klarheit zu gewinnen, wurden die Analysen auf die Molekularproportionen gerechnet und in ein Osann'sches Dreieck (aber mit Zehnernteilung) eingetragen (siehe Figur 39).

Die Rumpfitschiefer sind graugrüne bis grüne Schiefer, welche mit freiem Auge von Talkschiefern nicht zu unterscheiden sind.

Die Formel des Rumpfites enthält vornehmlich  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ . Wie in vielen analogen Fällen ist der Wassergehalt leider nicht zu gliedern. Man muß sowohl an Konstitutionswasser, als auch an adsorbiertes und an hygroskopisches Wasser denken. Wir beschränken uns daher auf die Darstellung von  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , das heißt auf ein Dreikomponenten-System, rechnen die der Analyse entnommenen Molekularproportionen auf 100 und tragen die Ergebnisse sowie die den Formeln entsprechenden Orte von  $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$  Serpentin,  $\text{H}_4\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{SiO}_9$  Amesit,  $\text{H}_2\text{MgAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$  das ist der dem Ferromargarit entsprechende Magnesiamargarit,  $\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$  Kaolinit,  $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$  Talk,  $\text{H}_4\text{Mg}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$  Meer-schaum, in die Projektion ein. Unsere Rumpfitanalysen II bis V in der Reihenfolge, wie früher, und die bei Dana, System of Mineralogy, 6. Auflage, S. 661 zu findende Firtsch'sche Analyse (1), fallen mit Ausnahme von III in das Dreieck Margarit-Serpentin-Amesit, dessen Seiten durch die Reihen der Chlorite, Chloritoide (wenn wir Fe für Mg einsetzen) und Delessite gegeben sind.

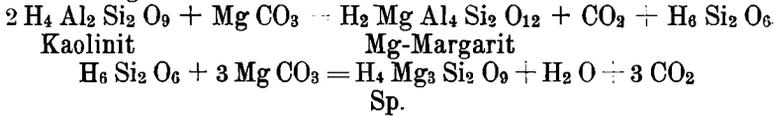
Hier gibt es einige interessante Analogien. Auf der Reihe Fe-Margarit — Fe-Amesit ist die Mischung 1:1, also  $\text{H}_4\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{SiO}_9$ .  $\text{H}_2\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{12} = \text{H}_6\text{Fe}_3\text{Al}_6\text{Si}_3\text{O}_{21}$  oder  $\text{H}_3\text{FeAl}_3\text{SiO}_7$  eine besonders stabile und häufige, viele Chloritoide nähern sich diesem Mischungsverhältnis so sehr, daß man die Formel  $\text{H}_3\text{FeAl}_3\text{SiO}_7$  lange Zeit als Grundverbindung angenommen hatte. Von ähnlicher Konstanz ist das Mischungsverhältnis des gesteinsbildender so wichtigen Klinochlor auf der Reihe Amesit-Serpentin. Je weiter sich das Mischungsverhältnis vom Klinochlorverhältnis entfernt, desto bedeutungsloser werden die betreffenden Mineralien. Endlich stellt der Delessit (siehe Dana, wie oben, S. 660) das entsprechende Glied auf der Reihe Mg-Margarit — Serpentin vor. Durch die Verbindungslinie Delessit-Chloritoid werden die Rumpfitte in zwei Gruppen geteilt. Eine (II, V) schmiegt sich der Chloritreihe an, die zweite (I, III, IV) der Delessitreihe, III ist möglicherweise mit Kaolinit verunreinigt. Der Chloritoidreihe läuft keine Gruppe gleich, was ja, da die Chloritoide typische Fe-Mineralien sind, verständlich ist.

Der Umstand, daß beide Rumpfit-Gruppen vom Serpentinpol des Dreieckes wegfallen, gegen die Außenpole Margarit-Amesit hin, ist jedenfalls keine Zufälligkeit. Ob es zwischen den Gruppen in der Dreiecksfläche Übergänge gibt, ist fraglich. Die lineare Anordnung spricht für Analogie mit der Granatfamilie, für welche Boeke ein sehr anschauliches Bild gegeben hat.

Wir hätten demnach in den Rumpfiten eine Mineralfamilie vor uns, welche aus den drei Gliedern Sp, Am, Mg-Margarit in verschiedenen Verhältnissen aufgebaut ist. Eine Reihe nähert sich der Reihe Klinochlor-Amesit und enthält nur geringe Beimengungen von Margarit. Die zweite Reihe nähert sich den

Gliedern Delessit-Margarit und enthält geringe Beimengungen von Amesit. Was das Wasser anbetrifft, so enthalten alle Analysen mehr, manche sogar erheblich mehr, als für die Formel nötig wäre. Die Zusammenhänge sind in dieser Hinsicht noch ungeklärt.

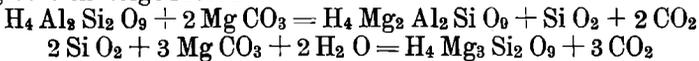
Genesis. Die Redlich'sche Erklärung legt dar, daß der Tonerde- und Kieselsäuregehalt des Muttergesteins die Grundlage für die Rumpfitbildung liefern. Wir formulieren nun den Prozeß folgendermaßen:



Beide Prozesse laufen nebeneinander. Der zweite tritt jedoch augenfällig zurück. Es müßte nämlich sonst Delessit entstehen, statt dessen kommen nur margaritreichere Glieder. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Grund dafür in einer Mischungslücke, Delessit-Serpentin, zu suchen ist, die sich unter den Umständen der Bildung noch weiter nach links verschiebt. Das wäre eine völlige Analogie zur Chloritreihe (Lücke Pennin-Serpentin).

Für die der Chloritreihe nahestehende Gruppe wäre der Prozeß anders zu formulieren.

Nimmt man auch hier als Ausgangsprodukt Kaolinit, so ergibt sich folgendes Bild:



Das Zahlenverhältnis ist derartig, daß nur ein ganz bestimmter Chlorit Sp<sub>1</sub> Am<sub>2</sub> entstände, mit der gleichlaufenden Bildung des beimischbaren Mg-Margarites also ein ganz bestimmter Rumpfit. Insofern aber auch im Laufe der Margaritreaktion, wie sie weiter oben dargestellt wurde, Sp entsteht, so müssen auch die hier gebildeten Rumpfite in der Zusammensetzung schwanken können, sodaß Mischungen wie



entstehen könnten, wie dies beiläufig dem Punkt V entspricht.

Regionale Bedeutung. Unter den Bedingungen der obersten Tiefenzone bilden sich aus der Grundlage basischer Ex- und Intrusiva, hauptsächlich auf Kosten von Pyroxen und Amphibol, sowie in sauren Ex- und Intrusiven auf Grund des Biotites Chlorite, Serpentin, Talk, ohne daß Stoffzufuhr nötig ist.

Aus normalen Tonsedimenten mit dem üblichen Fe-Gehalte: Chloritoide, ebenfalls ohne Stoffzufuhr.

Aus normalen Tonsedimenten mit Zufuhr von MgCO<sub>3</sub> entstehen Rumpfite. Das Mitvorkommen von Apatit, welches Redlich besonders unterstreicht, ist ein Zeichen, daß die betreffenden

Lösungen bedeutende Reaktionskraft haben müssen. Ob Talk dabei als einfache Addition  $4 \text{ Si O}_2 + 3 \text{ Mg O} + \text{ H}_2 \text{ O}$  entstehen kann, wie Redlich vermutet, ist trotz der Pseudomorphosen nicht leicht nachweisbar.

Jedenfalls hat der Rumpfit für die Bewertung des metamorphen Zustandes jener Gesteine, in welchen er auftritt, die Bedeutung eines Indikators.

## 2. Talkschiefer.

Unsere Talkschiefer sind graue, grüne oder weiße dichte Gesteine mit wachsglänzenden, unebenen s-Flächen, welche fast allein aus Talkschüppchen aufgebaut werden. Manche von ihnen enthalten Pyritwürfel, manche Dolomit- oder Breunneritporphyroblasten, Reste von Hornblenden oder auch Porphyroblasten einer aktinolithischen Hornblende, endlich auch graphitisch-tonische Verunreinigungen.

Es gibt Talkschiefer, welche in einem solchen Zusammenhang mit Serpentin, bezw. mit peridotitisch-pyroxenitischen Gesteinen stehen, daß man schließen muß, es seien diese Talkschiefermassen Abkömmlinge von Massengesteinen. Solche Talkschiefer sind von uns bei den Serpentinien angeschlossen worden.

Eine andere Abteilung von Talkschiefern aber finden wir fernab von Serpentinien, in Sedimentkomplexen, oft in Gesellschaft von Magnesit und von Rumpfitschiefern. Sie als „sedimentäre Talkschiefer“ zu bezeichnen, geht nicht an. Viele Anzeichen weisen darauf hin, daß sie, analog wie die Rumpfitschiefer, wie die Dolomite und Magnesite durch Metamorphose unter Zufuhr von Magnesialösungen aus Sedimenten hervorgegangen sind. Dabei mag Verdrängung eine bedeutende Rolle spielen.

Hierher gehören die Talkschiefer, welche von der Sunk bis an den Semmering (Veitsch, Arzbach usw.) die Magnesitlagerstätten begleiten.

In diesen Talkschiefern findet man noch öfter graphitisch-tonige Schmitzen.

Talk aus den Talkschiefern von Mautern. (Analyse Hackl, Geologische Reichsanstalt 1910—1912.)

Dem Talk scheint etwas Chlorit beigemischt zu sein. Der Kalkgehalt ist vielleicht auf Karbonat rückführbar (?).

Da auch quarzitische Gesteine in der Nähe der Magnesitlager in Talkschiefer umgewandelt erscheinen, kann es möglich sein, daß Magnesiakarbonatlösungen unter Lösung von Quarz den Talk gebildet haben. Der Umstand, daß Apatit Begleiter solcher Talkschiefer ist, zeigt an, daß die betreffenden Lösungen neben Magnesiakarbonat noch andere

Si O <sub>2</sub>	57·54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·30
Fe O	1·09
Ca O	1·36
Mg O	31·72
H <sub>2</sub> O	6·81
	100·82

wichtige Substanzen (Kristallisatoren) enthalten haben, also wohl über eine ganz bedeutende Reaktionskraft verfügten.

### 3. Leukophyllit-Weißeerde (Anhang).

Weißer, talkartiger Schiefer, bestehend aus dem Mineral Leukophyllit (oder aus einem Gemenge mehrerer talkig-glimmeriger Mineralien?).

Solche Schiefer, die noch einer näheren Untersuchung bedürfen, finden sich u. a. bei Feistritz im Stubalpengebiet und bei Ratten—Rettenegg, N von Birkfeld.

Es ist möglich, daß ein Gemenge serizitischer Alkaliglimmer mit einem Glied der Chloritfamilie, etwa Leuchtenbergit vorliegt. Vom Talkschiefer unterscheiden sich diese Gesteine durch beträchtlichen Tonerdegehalt, durch das rauhere Anfühlen und deutliche Schuppigkeit.

Vergl. auch S. 147.

## 6. Abschnitt.

### § 58. Metamorphe Karbonatgesteine.

#### I. Marmore.

Als Marmore in petrographischem Sinne bezeichnen wir grob- bis feinkörnig kristalline Kalke und Dolomite. Sie entbehren der Versteinerungen, welche infolge der Metamorphose zum Verschwinden gebracht worden sind, und auch meist größerer

Tabelle 46. Mineralreiche Marmore und Marmore der Stubalpe.

	1		2		3	4	5		6	
	A	B	A	B			A	B	A	B
Si O <sub>2</sub>	46·29	—	6·45	—	(Unlös.=)	(Unlös.=)	2·67	—	—	3·43
Ti O	Sp	—	—	—	1·26	0·80	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6·09	—	2·79	—			0·13	—	—	1·46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·77	—	1·05	1·16			0·30	—	—	0·10
Fe O	1·19	—								
Mg O	10·60	—	Sp	Sp			0·04	—	—	Sp
Ca O	12·03	12·56	0·77	48·03	55·20	55·37	—	57·04	52·45	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	1·22	—			0·15	—	—	0·88
K <sub>2</sub> O	—	—		—	—					
H <sub>2</sub> O	0·41	—	—	—			—	—	—	—
C O <sub>2</sub>	—	9·86	—	37·67	43·32	43·43	—	42·40	41·58	—
	Rückstand 77·38 %		Rückstand 12·28 %				Rückstand 3·29 %		Rückstand 5·87 %	

1. Tremolitmarmor, Stub, Kohlbachgraben (Pöcher). 2. Mineralreicher Marmor, Samer, Reichstraße (Pöcher). 3. Marmor β, Stub, Wegteilung—Almhaus (Purkart). 4. Marmor β, Stub, Holzlenz (Purkart). Marmor β, Stub, Salla (Purkart). 5. Marmor β, Stub, Wegteilung—Almhaus (Purkart).

Mengen von organischem Pigment, welches als ursprünglich vorhanden angenommen werden muß, bei der Metamorphose jedoch in die den Marmor einhüllenden Schiefer auswandert.

Der Geruch, der sich beim Zerschlagen mancher Marmore bemerkbar macht, rührt nicht von Skatol her, wie man es früher annahm, sondern nach einer Untersuchung Dischendorfers an steirischen Marmoren von Schwefelwasserstoff ( $H_2S$ ) oder von  $H_2S_2$ , welcher letzterer Stoff zu Pyrit  $FeS_2$  in Beziehung gebracht werden kann.

Unter den Marmoren der Stubalpe, von denen die Almhauserie eine große Anzahl enthält (Almhaus-Gaberl-Graden), haben sich bis jetzt nur Kalzitmarmore nachweisen lassen.

In diesen weißen bis grauen, zuckerkörnigen Gesteinen findet man in spärlicher Verbreitung eine Reihe von Mineralien, über deren Konstitution noch keine ausreichenden chemischen Daten vorliegen (Siehe Tabelle Nr. 46).

Wir erwähnen:

**Granat.** Nach Analogie der mineralreichen Marmore und Kalk-Silikatfelse des Sauerbrunngrabens bei Stainz zu schließen, gehört er zum Almandin. Optisch läßt sich nirgends ein Kalkgranat nachweisen, er ist auch bei uns wegen der Zonenstellung (mittlere Tiefenzone) nicht zu erwarten. Im Dünnschliff erscheinen diese Granaten meist farblos oder schwach rötlich.

**Glimmer.** Sehr helle Alkaliglimmer bilden lockere Bestege auf Schichtflächen. Ihre Konstitution ist leider noch unbekannt. Seltener erscheinen Meroxene.

**Quarz,** kleine sporadische Körnchen im Kalzitgewebe.

**Tremolit,** hellgrüne bis farblose Stengel, meist in großer Menge auftretend, so daß diese Gesteine (Tremolitmarmore, zum Beispiel Kohlbachgraben) aus der Reihe der Marmore herausrücken in die Reihe der Kalksilikatschiefer. — Bemerkenswert ist das von Mohr aufgefundene Vorkommen eines Tremolit führenden Marmors bei Voitsberg.

In derselben Serie und mehrmals mit Marmor verknüpft, treten Glimmermarmore von brauner bis dunkelgrauer Farbe auf, welche in sehr beträchtlichem Ausmaß Meroxen enthalten, der in s eingestellt ist. Ein Teil dieser Gesteine ist nur langsam und schwer in Salzsäure löslich.

Es ist möglich, daß sich unter diesen Gesteinen Dolomitmarmore befinden. Sie würden etwa unter dem Namen Meroxen-Dolomitschiefer ein Seitenstück zu den Kalkglimmerschiefern abgeben, als welche sie zunächst angesprochen werden könnten.

#### Marmore des Gleinalpengebietes.

Prächtige, reinweiße, zuckerkörnige Marmore finden wir am Gallmannsegg (1296 m), N. von Kainach. Hier sind die Mar-

morlagen grob gebankt, auf den Bankungsflächen heller Alkalglimmer.

Die Marmore W. vom Krautwasch sind blaugrau gebändert, feinkörnig, ohne Glimmer, dem gebänderten Schöckelkalk sehr ähnlich.

Unter den schwachen Marmorlagen der kalkarmen Serie der Gleinalmhüllschiefer findet man Marmore mit blondem bis hellbraunem Glimmer (beim Hoyer; Wolfsgrube usw.).

Im anschließenden Hochalmgebiet verzeichnet Sigmund Lagen von Dolomitmarmor.

Ein prächtiger, blaßrosafarbiger Marmor ist im Kleintal zu finden.

#### Marmore im Koralpengebiet.

Neben reinen Kalzitmarmoren kommen auch hier mineralreiche Marmore vor, wie zum Beispiel im Sauerbrunngraben bei Stainz, ferner im Teigitschgraben und westlich von Köflach. (Straße nach Edelschrott.)

Dort findet sich ein Glimmermarmor mit großen blonden und dunkelgrünen Glimmern.

#### Marmore in den Seetaler Alpen.

Scheifling, Unzmarkt, Judenburg, Katal usw. in einer Serie, die mit dem Bau der Almhauszone ähnlich ist. Sie sind auch petrographisch denselben gleich.

#### Marmore in den Niederen Tauern.

Bei Zeyring, im Bereich der Brettsteinzüge. Der zuckerkörnige Marmor, dessen Kalzitkörner durch ihre Klarheit auffallen, enthält zahlreiche kleine Mercoxenschüppchen regellos im Kalzitgewebe verteilt.

St. Nikolai (Großsölktal). Quarzreich. — Tremolitführend (Knallstein), Gumpeneck, Reichaschartel, Süßleiteck, Schimpelsee. Meist rein weiß, lichterrosa, selten grau oder blau gebändert. Gelegentlich mit blonden Glimmern, deren Natur noch fraglich ist.

Glimmer-Marmor von Gatschbach bei Pusterwald, zu den Kalkmassen des Kasofens und Brettsteins gehörig, enthält einen goldblonden Glimmer. Ob das Phlogopit ist, muß erst noch nachgewiesen werden.

#### Marmore im Wechselgebiet.

Dolomitmarmor vom Spitzer i. d. Grub. Licht- bis dunkel, grau, Diploporendolomit des Semmering-Mesozoikums. Mylonitisch, kristallin regeneriert. Das Dolomitgewebe birgt etwas Albit-Quarz und Serizit, gelegentlich auch Pyrit, von Limonit überzogen.

### Analysentabelle 47 zur Reihe Dolomit-Magnesitgesteine.

Nach Redlich: Karbonzug der Veitsch. Springer, Berlin 1914.

Sattlerkogel								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Ca C O <sub>3</sub>	54·12	54·10	51·99	5·25	2·19	2·13	5·3	3·23
Mg C O <sub>3</sub>	42·75	41·34	44·96	81·12	94·99	94·34	84·5	89·39
Fe C O <sub>3</sub>	2·11	1·19	3·05	13·63	2·82	2·53	6·1	7·38
Rückstand	1·70	2·46	16·02 <sup>1</sup>	—	—	—	3·4	—
	100·68	99·09	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00
I bis III Dolomite; IV, V Magnesit als Krinoidenstielglieder in Dolomit; VI bis VIII Magnesite. <sup>1</sup> 16 51% SiO <sub>2</sub> .								
Häuselberg bei Leoben.								
	I	II	III					
Ca C O <sub>3</sub>	57·8	56·94	92·82	I. Grauer Dolomit. II. Krinoidenreste aus demselb. (Dolomit). III. Krinoidenreste aus dem Kalk d. Leobner Kalvarienberges.				
Mg C O <sub>3</sub>	38·0	39·95	Sp					
Fe C O <sub>3</sub>	3·4	2·52	1·06					
Rückstand	1·7	0·81	5·70					
	100·9	100·22	99·58					
Sunk bei Trieben								
	I	II	III	IV				
Ca C O <sub>3</sub>	95·51	93·31	53·18	54·69	I. und II. Kalke von Trieben. III. Productus-Schalen hieraus. IV. Pinolitartiger Dolomit des Sunk.			
Mg C O <sub>3</sub>	2·95	3·37	42·95	40·95				
Fe C O <sub>3</sub>	1·68	0·35	1·12	4·36				
Rückstand	—	2·56	1·92	—				
	99·78	99·59	99·17	100·00				
Kotalpe bei Turrach								
	I	II	III					
Ca C O <sub>3</sub>	3·82	53·17	61·46	I. Grobkristalliner Magnesit. II. Dolomit mit erhaltener Schichtung. III. Dolomitischer Kalk.				
Mg C O <sub>3</sub>	79·88	37·48	31·88					
Fe C O <sub>3</sub>	12·47	4·72	5·62					
Rückstand	3·83	6·63	1·04					
	100·00	100·00	100·00					
Kaswassergraben bei Großreifling								
	I	II						
Ca C O <sub>3</sub>	2·32	53·99	I. Magnesit (Anal. Machatschki), II. Dunkelgrauer feinkörniger Dolomit (Anal. Martiny), <sup>1</sup> H <sub>2</sub> O etwa 2% nicht mitgerechnet.					
Mg C O <sub>3</sub>	90·84	39·90						
Fe C O <sub>3</sub>	4·90	1·76						
Mn C O <sub>3</sub>	1·09	—						
Rückstand	0·85	1·67						
	100·00	97·32 <sup>1</sup>						

### Magnesite und Dolomite.

(Analysen der Geolog. Reichsanstalt 1907 bis 1909, 1920).

	Dolomit Lorenzen, Paltenal		Dolomit Turrach	Magnesit Lorenzen l.P.	Magnesit St. Michael	Magnesit Neuberg	Brennerit Turrach
Ca C O <sub>3</sub>	49·86		53·58	1·79	12·28	4·75	1·79
Mg C O <sub>3</sub>	46·12		41·23	93·81	83·28	86·16	77·91
Fe C O <sub>3</sub>	2·84		—	1·31	2·77	6·70	16·45
Unlöslich	1·48	{ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + <sub>2</sub>   Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Si O <sub>2</sub>	2·90 2·05	3·30	1·29	2·20	3·55
Graphit	0·10		—	—	—	—	—
	100·40		99·76	100·11	99·62	99·81	99·70

### Kalkglimmerschiefer und Verwandte.

Besonders glimmerreiche Marmore werden schiefrig und sind unter dem Namen Kalkglimmerschiefer einzustellen. Neben dem Glimmer — er soll normalerweise ein Alkaliglimmer sein — stellen sich auch andere Silikate gern ein, wie zum Beispiel Epidot und Chlorit. (Gleinalpe über dem Kapitelbauern, auch sonst in den marmorreichen Hülschiefererien.)

Bei Voitsberg finden sich Marmore zum Teil mit Tremolit, zum Teil mit echtem Fuchsit. (Mündliche Mitteilung von Prof. Mohr.) Diese Marmore sind möglicherweise Dolomitmarmore, mit Lagen von Dolomitfuchsitschiefern.

Ein dunkelgraues, aus einem Karbonat (Dolomit?) und Meroksen bestehendes Schiefergestein wäre ebenfalls in die Nähe der Kalkglimmerschiefer zu stellen. Dieses Gestein findet man südlich vom Gaberl auf der Stubalpe, einige Minuten vom Schutzhaus entfernt. (Dolomit-Meroxenschiefer?)

Echte Kalkglimmerschiefer sind anscheinend bei uns nicht häufig und der Masse nach von geringer Bedeutung.

### 2. Reihe der Dolomit-Magnesitgesteine.

#### Dolomite und Magnesite unserer steirischen Magnesitlagerstätten.

Unsere wichtigsten Magnesitlagerstätten: der lange Zug vom Sunk bei Trieben bis zur Veitsch, nach Arzbach und in das Semmeringgebiet hinein, ferner die Vorkommen von Turrach, Häuselberg bei Leoben, St. Erhard in der Breitenau und Kaswassergraben bei Großreifing, zeigen überall genetische Zusammenhänge zwischen Kalk, Dolomit und Magnesit.

Die Dolomite sind sehr häufig dunkelblaugraue, feinkörnige Gesteine, gelegentlich noch mit Fossilresten. U. d. M. bauen sich solche Dolomite auf aus granoblastisch angeordneten Dolomitenkristalloiden mit zwischengelagerter „Graphitsubstanz“. Vielfach sind die Kristalle anormal optisch zweiachsig (Anomalie durch

Druck). Ferner beobachtet man Verzwillingung nach — 2 R. Solche Dolomite zeigen häufig noch Schichtung und Bankung wie ein Kalkstein, was deshalb erwähnenswert ist, weil sie unregelmäßig begrenzte Schollen in ungeschichtetem und ungebanktem Magnesit bilden können.

Gelegentlich trifft man auch grobspätige, gelbe, eisenschüsige Dolomite. — Endlich sei erwähnt, daß die blauen Dolomite von Gängen weißen, grobspätigen Dolomites durchzogen sind, welche Rumpfit enthalten können.

**Magnesit.** Am leichtesten kenntlich ist die Pinolit genannte Abart. Sie besteht aus großen, weißen bis grauen, flach-rhomboedrischen Körnern von Magnesit, mit zwischengelagerter graphitischer Substanz. Die Magnesitkörner haben eine Länge bis etwa 1 cm, eine Dicke bis zu 0.7 cm und gleich den Pignoli genannten Koniferensamen umsomehr, als die graphitische Umrahmung sie stark hervorhebt.

Tritt das Pigment zurück, dann erhält das Gestein eine gleichmäßig hellgraue Farbe. Grobkörniger Magnesit.

Es gibt auch feinkörnige Magnesite. Der in Serpentinstöcken vorkommende dichte Gelmagnesit gebärdet sich nicht als Gestein im geologischen Sinne.

Im Dünnschliff fällt beim Magnesit das Fehlen der Zwillingslamellierung auf.

Die drei Karbonate, Kalzit, Dolomit, Magnesit besitzen also ein optisches Kennzeichen:

Kalkspat: Zwillingslamellierung nach —  $\frac{1}{2}$  R = 01 $\bar{1}2$

Dolomit: " " " — 2 R = 02 $\bar{2}1$

Magnesit: " " " fehlend.

Das Kennzeichen ist jedoch nicht untrüglich, da auch bei Dolomit die Zwillingslamellierung öfter fehlt.

Strukturell zeigen Kalksteine eine allotriomorph-körnige Struktur bei größerer Kristallinität, Dolomite eine panidiomorph-körnige, das heißt die Kalkspatkörner berühren sich allseitig und zeigen daher nirgends Annäherung an kristallographische Begrenzung, wogegen die Dolomitkörner sich nur stellenweise berühren, also mehr kristallographisch entwickelt erscheinen (Annäherung an Rhomboederform). Das Gefüge erscheint daher etwas porös: die Poren können mit verschiedenen Substanzen erfüllt sein.

Verhalten gegen Säuren: Kalk braust lebhaft mit verdünnter, kalter Salzsäure. — Dolomit sehr wenig, er löst sich erst in warmer Säure rascher. — Magnesit ist am schwersten löslich.

**Genesis und Chemisches.** Die Auswahl von Analysen zeigt, daß die Mehrzahl der Dolomite kleine Beträge von  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{FeCO}_3$  beigemischt enthalten können. Die Beimischungen reichen für das erstgenannte Karbonat bis zu 9%, für das zweitgenannte bis zu etwa 5%. Wir können annehmen, daß Dolomit

die beiden anderen Karbonate in fester Lösung aufzunehmen vermag, innerhalb der angegebenen Grenzen.

Dolomitische Kalke sind also auch von diesem Standpunkte aus Gemenge von wechselndem Verhältnis zwischen Dolomit und Kalzit und nicht etwa Gesteine, die aus isomorphen Mischungen von Dolomit und Kalzit in beliebigem Verhältnis bestehen.

In prächtiger Weise läßt sich der Gang jenes Prozesses verfolgen, welcher den Namen Dolomitisierung erhalten hat. (Siehe Analysentabelle.)

Im Krinoidenkalk vom Leobner Kalvarienberg sind die Krinoidenreste noch ebenso kohlen-saurer Kalk wie das ganze Gestein.

In den Kalken von Trieben bestehen die Produkten-Schalen aus Dolomit, während die Hauptmasse des Gesteins Kalk ist.

Auf der Kotalpe bei Turrach findet man dolomitische Kalke, das heißt Kalksteine mit sehr weit fortgeschrittenem Dolomitierungsprozeß, Gemenge von Kalzit und Dolomit.

Am Häuselberg bei Leoben gibt es Dolomite, in welchen sowohl die Krinoidenreste, als auch die Gesteinsmasse vollständig aus Dolomit (als Mineral) bestehen.

Am Sattlerkogel des Veitschgebietes wieder gibt es reine Dolomite, welche noch Krinoidenstielglieder enthalten. Diese Fossilreste aber sind Magnesit.

Das Endprodukt sind reine Magnesite, bei deren Kristallisation die Fossilien ganz zerstört und die ehemalige Schichtung oder Bankung verloren worden sind.

Wir stellen uns den Werdegang der Dolomite und Magnesite demnach folgendermaßen vor:

Ausgangsprodukt: Geschichtete und gebankte Kalksteine. Diesem Ausgangsprodukt werden Magnesia-Lösungen zugeführt.

Die Magnesialösungen verdrängen Kalzit aus dem Kalkstein und hinterlassen an seinerstatt Dolomit. Weshalb sich der Dolomit zunächst der Fossilreste bemächtigt, ist noch eine offene Frage. Ist das ganze Gestein dolomitisiert, so verhält sich nunmehr anscheinend der Dolomit gegenüber weiterhin verfügbaren Magnesialösungen so wie früher der Kalk: zunächst werden die Fossilreste, jetzt aus Dolomit bestehend, in Magnesit verwandelt, dann folgt das ganze Gestein nach und unter Verdrängung des Dolomits entsteht der Magnesit.

Vergleicht man die Dichten der drei Mineralien:

Kalkspat 2·6—2·8

Dolomit 2·85—2·95

Magnesit 2·9—3·1

so ergibt sich, daß dem weitest vorgeschrittenen Verdrängungsprozeß der Kalke das dichteste Mineral — Magnesit — entspricht. Einen weiteren Fingerzeig liefern einige Charaktermineralien der obersten Tiefenzone, welche den Magnesit paragenetisch begleiten.

Epidot (Sunk), Talk, Rumpfit, Albit (letzterer von Trems bei Sterzing).

Daraus kann man schließen, daß die Bildung der Magnesite und Dolomite der behandelten Vorkommen Beziehungen hat zu Kristallisationen der ersten Tiefenzone.

Magnesit-Talk am Kaintaleck bei St. Kathrein an der Laming.

Man müßte hier eigentlich von einem Magnesit-Talkgestein sprechen, denn es ist die Magnesitmasse in Blöcke aufgelöst, welche durch Talkadern (grauer oder weißer Speckstein, seltener perlmutterglänzender Talkschiefer) verbunden werden.

Bezeichnenderweise tritt daneben noch Dolomit und Schwerapat auf.

#### Magnesit der Breitenau.

Neben einer grobspätigen elfenbeinfarbigem Art tritt eine durch graphitische Substanzen graugefärbte grobspätige Art auf. In diesen Gesteinskomplexen findet man Nester eines dunkelgrauen, feinkörnigen Dolomites, der selbst wieder Putzen von grobem, weißem Dolomit einschließt. Ferner in den obersten Etagen ein blaugebänderter Kalk, ganz ähnlich dem Schöckelkalk. Endlich findet man sporadisch auch weißen Ton und wachsgelben Talk. Im Hangenden einen blättrigen graphitischen Ton-schiefer mit Quarzlinsen und Pyrit.

Dolomit vom Grazer Schloßberg (Westseite).

Der Grazer Schloßberg besteht zum Teil aus Kalkstein und schiefrigem Kalkstein (Ostseite), zum Teil aus Dolomit (Westseite), von welchem Analysen von Morlot und Ippen vorliegen.

Table 48.

	1	2	3	4	
Ca CO <sub>3</sub>	54·7	53·27	55·07	55·10	1 nach Morlot, 2—4 nach Ippen.
Mg CO <sub>3</sub>	42·5	41·77	41·78	43·93	
Fe CO <sub>3</sub>	0·0	1·63	1·44	Sp.	Das Gestein ist sehr hellgrau bis weiß, massig.
unlösbar	1·6	1·42	1·26	0·30	
H <sub>2</sub> O	1·1	0·96	0·64	nicht best.	
	99·9	99·05	100·19	99·93	

### 3. Ankerit-Siderit-Reihe.

Ankerite (Rohwand) sind grobkörnig-spätige Gesteine mit oft reichlichen „Graphit“ als Umrandung der Ankerit-Individuen, so daß sie oft Pinoliten sehr ähnlich werden. Häufig enthält dieses Gestein Kupferkies und Fahlerze.

Fundorte: Erzberg, Radmer a. d. Hasel.

**Ankerit von Neuberg.**  
(Anal. Eichleiter,  
Geol. Reichsanst. 1910.)

Ca CO <sub>3</sub>	48·03
Mg CO <sub>3</sub>	15·12
Fe CO <sub>3</sub>	33·19
Unlöslich	4·00
	<hr/>
	100·34

Man faßt die Ankerite (als Mineralien) auf als isomorphe Mischungen von Dolomit Ca Mg C<sub>2</sub> O<sub>6</sub> und dem entsprechenden Eisenkarbonat Ca Fe C<sub>2</sub> O<sub>6</sub> in verschiedenem Verhältnis.

Siehe Analysenbeispiele.

Siderite sind die aus mehr oder minder reinem Fe CO<sub>3</sub> aufgebauten Gesteine, welche makroskopisch recht verschieden aussehen. Es gibt hellgelbliche bis bräunliche,

fein bis grobkristalline Formen, und wieder solche, welche tiefbraun bis schwarz gefärbt sind. Die dunklen Formen verdanken ihre Farbe der Limonitisierung und dem Reichtum an Mangan (als Dioxyd). Struktur wie bei Kalkstein.

Interessant sind auch hier Paragenesen mit Epidot.

Genetisch herrschen nahe Analogien zur Dolomit-Magnesitbildung. Eisen-Magnesia-Lösungen verdrängen zunächst Kalk aus Kalksteinen unter Ankeritbildung, im Verlauf des Prozesses entsteht durch weiteres Zutreten von Eisenlösungen der Siderit.

**Tabelle 49. Ankerite von Radmer a. d. Hasel.**

1. Kalk		2. Kalk	3. Ankerit	4. Ankerit	5. Pinolitartiger Magnesit
Ca CO <sub>3</sub>	96·96	80·40	51·16	50·09	
Mg CO <sub>3</sub>	1·41	1·41	28·22	27·99	
Fe CO <sub>3</sub>	1·06	7·10	16·74	17·60	
Rückstand	0·60	8·12	4·05	4·35	
	<hr/>				
	100·03	100·28	100·12	100·03	
Als reine Karbonate:					
Ca CO <sub>3</sub>	97·52	87·20	53·23	52·35	48·76
Mg CO <sub>3</sub>	1·42	7·73	29·36	29·25	38·36
Fe CO <sub>3</sub>	1·06	5·07	17·41	18·40	12·85

#### IV. Kapitel. Unveränderte oder wenig metamorphe Sedimente.

##### §. 59. Tone, Tonschiefer, Schieferton.

Diese Gesteine sind noch wenig untersucht. Es ist nötig, hier einige allgemeine Bemerkungen voranzuschicken.

Die tonaufbauenden Mineralien sind etwa folgende:

Kaolinit, H<sub>4</sub> Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>9</sub>, in Form winziger Flocken oder Schuppen.

Quarz, in Form feinsten Sandes, dem Kaolinit untermengt.

Feldspat, (Ortho- und Plagioklase), ebenfalls in Form feinen Sandes.

Glimmer, (besonders Alkaliglimmer und baueritisierte Merxene) in Form von winzigen Schüppchen.

Halloysit, Newtonit, Termierit und andere Verwandte des Kaolinitis.

Leverrierit, ungefähr  $H_2 Al_2 Si_2 O_8$  mit einem Kaligehalt, der bedeutend geringer ist als jener der sonst chemisch nächstverwandten Alkaliglimmer.

Hydrargillit und Diaspor, das sind Al-Hydroxyde, die auch durch kolloidale Formen analoger Zusammensetzung vertreten werden können.

Chlorite in feinen Schüppchen.

Organisches Pigment. — Eisenhydroxyde und -Karbonate. — Feinverteilter Pyrit oder Pyrit in Knollen. — Zirkon. Apatit.

Das Mengenverhältnis ist sehr, sehr wechselnd. Es soll aber festgehalten werden, daß die Hauptrolle Kaolinit, Tonerdehydrate, Quarz spielen! Alles andere tritt sehr zurück oder fehlt ganz.

Die chemischen Analysen zeigen, daß eine ganze Anzahl von Tönen äußerst alkaliarm sind, besonders Natron tritt stark zurück.

Tonschiefer unterscheiden sich von den Tönen durch den rasch ansteigenden Gehalt an Alkaliglimmer, was sich chemisch ausdrückt durch die namhaften Alkalibeträge. Gleichzeitig treten authigene Turmaline und Rutil in das Gewebe ein. Diese sind Neubildungen, nicht durch Ausheilung etwa vervollständigte Kristalle. Zum Tonschiefer wird der Ton im ganzen also durch Stoffzufuhr (Lösungen mit Alkalien, Titansäure, Borsäure usw.). Hand in Hand damit gehen tektonische Prozesse, die sich in der Fältelung und Faltung ausdrücken.

Es scheint mir, daß gegenwärtig die Zeit noch nicht da ist, welche uns die Tone nach dem Alkaligehalt und nach der Häufigkeit des Vorkommens zu gliedern erlaubt.

Der Umstand, daß Staurolith-Disthen in metamorphen Tongesteinen eine sehr weite Verbreitung besitzen, deutet wohl darauf hin, daß die Ausgangsprodukte alkaliarm sind. — Sehr bedeutsam für die Beurteilung des Verhältnisses Tonschiefer-Ton, erscheint mir der Umstand, daß die Staurolithe und Disthene regelmäßig Umwandlung in Glimmer erleiden, wenn sie die Diaphthorese in die erste Stufe mitmachen, daß also Alkalizufuhr unbedingt eintritt. Da nun Serien solcher ursprünglich der mittleren Tiefenzone angehörigen Gesteine mit tonigen Gesteinen verknüpft auftreten, welche vorschreitend metamorphosiert worden sind, so werden wohl auch diese Alkalizufuhr bekommen haben und die reichliche Glimmerbildung in ihnen zeigt, daß recht bedeutende Mengen von Alkalien zugeführt werden!

#### Beispiele.

Bythothrephys-Schiefer von der Basis des Plabutsch.

Diese mit organischem Pigment bandartig gezeichneten

Schiefer sind Tonschiefer mit wechselndem Karbonatgehalt und führen gelegentlich zu Tonmergeln hinüber.

#### Karbonische Tonschiefer, Turrach.

Schwarze, dickplattige Schiefer mit Pflanzenresten und Linsen von Anthrazit, welcher stellenweise in Graphit übergeht.

#### Pyritführende Tonschiefer des Rhät (Semmering).

Dunkle, feingeschichtete Tonschiefer mit Pyritwürfeln als „Porphroblasten“. Hier macht sich schon eine höhere kristalline Entwicklung geltend, das heißt die Glimmer entwickeln sich reichlich, die Pyrite, welche ganz ohne Rücksicht auf die Schieferung eingelagert sind, erreichen bedeutende Größe. Es liegt der Übergang zu den Phylliten des Rhät vor.

#### Tonschiefer von Kammern und St. Georgen ob Murau.

Schwarze, sehr mürbe Tonschiefer ohne Pyrit. Diese Schiefer entwickeln jedoch Ausblühungen von Gips, Glauberit und Ihleit (ein Eisensulfat). Das Studium der Verbreitung solcher Mineralien in Tonschiefern wäre sehr verdienstvoll, denn die Ergebnisse sind dazu geeignet, das Verhalten der Tonschiefer metamorphen Prozessen gegenüber nach gewissen Richtungen hin zu beleuchten.

#### Tegel.

Als Tegel bezeichnet man kalkhaltige Tone. (Zum Beispiel Florianer Tegel.) Sie besitzen hell- bis dunkelblaue Farbe, sind gelegentlich schiefrig oder enthalten Schiefertrümmer. Zum Beispiel Sausal: Voregg, St. Nikolai im Sausal.

#### Schlier.

Ost-Sausal. Versteinerungsarmer, brauner, von Eisen oft rötlich gefärbter Ton mit bedeutendem Sandgehalt und zurücktretenden blauen, schiefrigen Toneinlagerungen.

#### Lehm.

Gemengte, gelbe bis braune Tone, aus Kaolinit, noch nicht näher bekannten Tonerdesilikaten, ferner Hydrargillit-Diaspor, endlich Splittern von Feldspaten, Quarz, Glimmern bestehend. Gehängelehm im Sausal.

#### Höhlenlehm von der Drachenhöhle bei Mixnitz.

In den Ablagerungen der Höhle sind neben phosphatfreien oder sehr armen Lehmschichten anzutreffen: Zum Beispiel

#### Phosphaterde-Schichten.

A. Braun, feinerdig. 57% Calciumtriphosphat, 6% Ton, 24% Quarzsand, 4% Calciumcarbonat, 6% Eisenhydroxyd, 3% Titanmineralien usw.

B. Grautonige 37% Calciumtriphosphat, 25% Ton, 24% Quarzsand, 1.5% Calciumcarbonat, 5% Eisenhydroxyde, Titanmineralien.

Phosphathaltender tonreicher Quarzsand.

3% Phosphate, 60% Quarzsand, 24% Tonsand, Eisen- und Tonerde, zum Teil in Bindungen Phosphorsäure.

Die sogenannten „Phosphatnüsse“, knollig bis traubig, in den oberen Schichten der Ablagerung lose anzufinden, sind nahezu reiner Kollophan.

Für einen Teil der phosphatreichen Schichten hat Abel angenommen, sie seien auf Fledermausguano zurückführbar. Diese Abart von Höhlenlehm wurde daher „Chiropterit“ benannt.

Der hohe Phosphatgehalt machte die nunmehr bereits abgebauten Höhlenlehme der Drachenhöhle zu einem wertvollen Kunstdüngermittel.

## § 60. 2. Konglomerate, Breccien, Agglomerate.

Konglomerate nennen wir Gesteine, welche in einer bindenden Feinmasse, dem Cäment, Gerölle enthalten. Die bindende Feinmasse besteht aus Kalk, tonigen Substanzen, glimmerigen Mineralien, Quarzkörnchen. Die Gerölle können verschiedenartiger Natur sein, dann spricht man von Geröllvölkern, oder sie können auch wenigstens vorherrschend von einem Gestein geliefert werden.

Von den Konglomeraten unterscheiden sich die Breccien durch eckige Begrenzung der eingebetteten Gesteine und vielfach auch durch geringere Beteiligung des Bindemittels.

Agglomerate sind lose Geröll- oder Schuttmassen, untermischt mit Sand in verschieden starker Beteiligung.

### Beispiele von Konglomeraten.

Rote Konglomerate von Gams bei Frohnleiten.

Bindemittel: Kalk und feiner Quarzsand. Geröllvölker. Meist herrscht Hochlantschkalk, daneben beobachtet man andere Kalke, Sandsteine, Dolomite, stellenweise ist das Bindemittel mehr tonig und die Gerölle sind Kalkschiefer. Selten sind unter den Geröllen Phyllite, Hornstein, roter Sandstein, Granatamphibolit.

Diese Konglomerate sind bald grob, bald feiner struiert.

Ähnlich sind die roten Konglomerate der Bärnschütz bei Mixnitz aufgebaut.

Gosaukonglomerat der Kainach zeigt eine stärkere Beteiligung der kristallinen Schiefer (Gleinalmgesteine) unter den Geröllvölkern. Karbon-Konglomerat von Turrach. Die Einbettungsmasse ist glimmerig-sandig, etwas schiefrig. Sie ent-

hält bis faustgroße, weiße Quarzgerölle, seltener schwarzen Lydit (dichtes Gemenge von Quarz, Chalcedon usw. pigmentiert durch kohlige Stoffe) und Gerölle von grünen Schieferen nach Art der Semriacher Schiefer.

Verrucano (Untertrias) Konglomerat, Werchzirmalpe bei Turrach. Einbettungsmasse wie beim vorigen. Gerölle: Erzführender Kalk, Karbonkonglomerat. Verrucano (Untertrias) Konglomerate von Afenz, Turnau, Veitsch, Neuberg, Preiner Gscheid: Rotviolette, rotbraune, hellgrüne Gesteine, Einbettungsmasse schiefrig, aus Quarz und serizitischem Glimmer aufgebaut, oft stark eischüssig. Gerölle fast ausschließlich milchweiße Quarze, vorzüglich gerundet, mehr oder minder stark ausgewalzt. (Dünnschliffe zeigen, daß diese äußerlich einheitlichen Quarze aus kleinen Trümmern bestehen.) Diese Gerölle sind häufig recht klein (Erbsen- und Bohnengröße) und die Gesteine zeigen oft eine regelmäßige, dichte Durchspickung mit denselben.

Rannach-Konglomerat von Trieben, Dietmannsdorf, Kallwang, Mautern. Typische Vertreter besitzen eine sehr feine, schiefrig angeordnete Einbettungsmasse aus Quarz und Serizit. Die Gerölle sind hauptsächlich große, grobe, ausgewalzte Quarze und Granitstücke. Der Dünnschliff zeigt vollkommene Zermalmung der ausgewalzten Quarze, die Brösel bleiben jedoch beisammen.

In graphitisch durchstäubten Vorkommen wird auch Chloritoid angegeben. Bei Dietmannsdorf gibt es verhältnismäßig gleichmäßig gekörnte Abarten: Grandsandstein. Zwischen grob- und feinklastischem Sediment sind alle Übergänge zu beobachten.

Im Rannachkonglomerat sehen wir ein Sediment vor uns, welches sich in vorschreitender Metamorphose nach der ersten Tiefenzone befindet.

Radlkonglomerat bei Eibiswald. Enthält wenig sortiertes grobgebanktes Schutt- und Blockwerk aus Gesteinen der südlichen Korralpe, vielfach wohlgerundet, zum Teil eckig.

Leithakalk-Konglomerat des Sausal. Steingrub, Fünfturm, Altenberg.

Leithakalk als Bindemittel für Schiefertrümmer, Quarzgerölle, Sandstein. Unter den Schiefertrümmern: Sausalschiefer, Gneise, Amphibolite, welche letztere zwei in den sonst eng mit den Konglomeraten verbundenen Breccien fehlen.

#### Beispiele von Breccien.

Permische Flaserbreccie von Liezen, Admont, Dürrenschöberl. Buntes Trümmerwerk verschiedener Gesteinsbruchstücke.

Rauchwacke von der Wartalpe (Gaishorn). Trümmer von Kalkstein und Quarzit, verkittet durch eine feinsandige Einbettungsmasse aus Kalkspat und Quarz.

Dieses Gestein entstand durch mechanische Vermengung

zweier benachbarter Gesteinslagen: Kalk und Quarzit, auf tektonischem Wege. Vom petrogenetischen Standpunkt aus ist sie ein Mylonit, ein Beispiel für eine Reibungsbreccie.

Durch Verkittung von Gehängschutt entstehen Breccien, welche nicht einem solchen tektonischen Prozeß ihren Ursprung verdanken. Solche Gehängbreccien beobachtet man zum Beispiel oberhalb Lankowitz am Weg zum „sommerlangen Zaun“. Eggenberg bei Graz.

Zu den Rauchwacken (Myloniten) gehört auch der grobbrecciöse helle Dolomit zwischen Neuberg und Kapellen im oberen Mürztal.

Ferner der Mylonit an der Basis des Schöckelkalkes westlich von Radegund, welcher Trümmer von Schöckelkalk und von Pegmatiten in friktionärer Mischung enthält.

Eine sehr schöne Schöckelkalkbreccie trifft man in den Kalksteinbrüchen vom Kollernickelkogel bei Maria Trost (Grazer Umgebung) an. Es sind da die dunkelblaugrauen, gebänderteren Schöckelkalkbruchstücke von Nuß- bis Faustgröße, durch ein Aderwerk von weißem Kalzit verkittet.

An der Grenze des Kristallins liegende Kalke des Grazer Paläozoikums sind ebenfalls oft gänzlich zertrümmert und durch weiße Kalkspatadernetze verkittet (Kainachtal, vor der Mündung des Alpengrabens).

#### Beispiele für Agglomerate.

Belvedereschotter. Die groben Bestandteile dieser Schotter sind Quarzgerölle, doch fand man auch Gerölle von Ergußgesteinen (Andesiten usw.). Die feineren Gemengteile sind Quarzkörnchen, helle Glimmerschüppchen, Kalkbröckel, Schieferbrösel, Brauneisenkörnchen.

Seltener findet man auch Pegmatitgerölle, größere Kalkgerölle, verschiedene Orthogneise.

Murschotter. Die Murschotter von Graz enthalten reichlich die Gesteine der Gleinalpe und Hochalpe unter ihren Geröllvölkern, ferner Gesteine, deren Anstehendes unbekannt ist, zum Beispiel Nephrit.

### § 61. 3. Sande und Sandsteine.

Als Sande und Sandsteine bezeichnen wir Sedimentgesteine, welche Quarzkörner oder -Splitter als Hauptgemengteil führen. Daneben spielen andere Mineralkörner eine mehr oder minder bedeutende Rolle. Sind die Körnermassen lose, dann heißen sie Sande, sind sie zämentiert, dann sprechen wir von Sandsteinen. Als Zäment fungieren häufig Karbonate (Kalzit, Dolomit) oder Eisenhydroxyde, seltener ist das Zäment tonig bis tonigglimmerig oder kieselig (Chalzedon!).

### Beispiele von Sanden.

Sande des Tertiärs der Oststeiermark besitzen meist gelblichbraune Farbe und bestehen zum größten Teil aus Quarzkörnchen und -Splintern, (80—90 %), der Rest ist Glimmer, Feldspat, Eisenhydroxyd, Kalk, tonige Flitter.

Mursande. Aus den Mur-Alluvien kennt man sehr helle, fast weiße Quarzsande mit verschwindend wenig anderen Mineralbeimengungen.

### Beispiele von Sandsteinen.

Der Gleichenberger Mühlsteinquarzit ist ein durch Chalzedon verkitteter Belvedereschotter. Die Stücke sind zum Teil sehr gleichmäßig mittel- bis feinkörnig und weisen helle, weißliche, graue oder gelbe Farben auf.

Die dunkelblauen und gelben Sandsteine des Plabutsch bei Graz besitzen dolomitisches Bindemittel.

Hierher gehören auch die grauen bis schwarzen karbonischen Sandsteine von Turrach, welche reichlich kohlig pigmentiert sind. Die braunroten, eisenschüssigen Sandsteine unserer Verrucano oder Untertriassschichten, die roten und bunten Sandsteine an der Basis der Trias im Posruckgebirge, die glimmerigen Sandsteine im Semmeringgebiete.

Vielfach beobachten wir den Übergang der Sandsteine in den metamorphen Zustand der ersten Tiefenzone. Diese Sandsteine werden unter den Quarziten beschrieben.

## § 62. 4. Karbonatgesteine als Sedimente.

Hierher stellen wir die Kalke und Dolomite, letztere allerdings mit einem Vorbehalt: Ein Teil der Dolomite wird nämlich durch Verdrängung von  $\text{Ca CO}_3$  durch  $\text{Mg CO}_3$ , welches durch Lösungen infolge metasomatischer Prozesse herbeigeschafft wird, gebildet.

Der fossile Inhalt der Kalke und Verwandten soll uns hier nicht näher beschäftigen. Vom petrographischen Standpunkt aus sind die Kalksteine allotriomorph-feinstkörnige Aggregate aus Kalkspat, neben welchen bloß wenige andere Mineralien und Pigment eine prozentual geringe Rolle spielen.

Physiographisches: Die Kalzit-Individuen zeigen u. d. M. häufig eine überaus feine Bestäubung, stets sieht man Spaltung und polysynthetische Verzwilligung.

Dolomit (auch Braunspat). In einer Reihe von Kalken treten eingestreut in das Kalzitgewebe klare oder limonitisch gelbbraun gefärbte, wohlbegrenzte Rhomboeder auf, welche sich vom Kalkspat durch den Mangel der oben erwähnten Verzwilligung unterscheiden. Diese Rhomboeder gehören Dolomit (oder Braunspat) an, welcher chemisch auch an der Unlöslichkeit in

Essigsäure (Probe an abgedeckten Dünnschliffen) erkannt werden kann.

Quarz in kleinen Körnchen ist allgemein verbreitet.

Über die Natur des Pigmentes fehlen noch umfassende Daten. Es ist möglich, daß fein verteilter Pyrit an der Pigmentierung fallweise ebenso beteiligt ist, wie kohlige Stoffe.

Eine große Anzahl unserer Kalke ist ganz oder nahezu fossilieer. Davon weisen abermals eine ganze Anzahl hochkristallines Gepräge auf, das sich bis zur Marmorähnlichkeit steigern kann, so daß die Grenzen zwischen Marmor (im petrographischen Sinne ein metamorphes Produkt) und Kalkstein (das nur diagenetisch verfestigte Produkt) verschwimmen.

Unter unseren Kalken könnte man eine Reihe aufstellen, welche von den Kalksteinen mit fossilem Inhalt und feinstem, aber oft auch ungleichmäßigem Korn allmählich zu überaus gleichmäßig körnigen, größeren, fossilieeren Formen überleitet. Die Vernichtung der organischen Reste ist eine Begleiterscheinung der Sammelkristallisation, welcher Kalksteine schon bei Temperaturen und Drucken unterliegen, die erst an die Grenze der Bedingungen der ersten Tiefenzone heranreichen. Das Bild der Sammelkristallisation sei hier kurz entworfen: Ausgangsprodukt möge sein ein Kalkstein von ungleichem Korn. Unter Einfluß geringer Temperaturerhöhungen und wohl auch unter Teilnahme von Wasser als Lösungsmittel wachsen die kleinen Körner auf Kosten der größeren so lange, bis gleichmäßiges Korn entstanden ist. (Daher spricht man auch von „Egalisierungskristallisation“.)

**Tabelle 50. Beispiele von Kalksteinen und Dolomiten.**

Schöckelkalk. Von diesem in der Umgebung von Graz weitverbreiteten Gestein liegen Analysen vor.

	I	II	III	IV	V	
Ca CO <sub>3</sub>	91·71	91·09	81·52	93·47	73·66	I. Radegund
Mg CO <sub>3</sub>	5·46	7·60	16·90	4·15	14·22	II. Weizklamm
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·25	—	—	—	1·22	III. Peggau
Gangart	0·75	1·87	1·77	1·86	10·72	IV. Annagraben
	%	%	%	%	%	V. Glockengraben

Analysen von Schöckelkalk nach Heritsch. (Wiener Akademie, 1917.)

Es wäre sehr wünschenswert, wenn an diesen Kalken Schwefelbestimmungen vorgenommen würden. Auch die Natur der Gangart sollte Gegenstand einer Untersuchung sein.

Der fossile Inhalt ist vollkommen zerstört, wenn man von wenigen Ausnahmen absieht.

Makroskopisch sind die Schöckelkalke meist schön dunkelblau und weiß oder verschiedenen grau gebänderte, gleichmäßig feinstkörnige Gesteine. Es sind aber auch gleichmäßig graue und weiße Formen darunter.

Die Unterscheidung von anderen Kalken ist oft sehr schwierig.

Erzführender Kalk ist ein fossilereerer, faseriger, rötlich und weiß geflammter bis pfirsichblütroter Kalk, welcher mit den Sideritlagern verknüpft ist. Eisenerz. — Der erzführende Kalk von Turrach ist feinkörnig, dicht, weiß bis grau, enthält Einlagerungen von Siderit und Magnesit und ist mitunter mit örtlichen Erzen (Kupferkies, Zinnober) ausgestattet.

Korallenkalke des Plabutsch als Beispiel fossilführender Kalksteine. Im Dünnschliff sieht man die Formen der Korallen, markiert durch die kristallingewordenen Kelchwände und organisches Pigment, eingebettet und ausgefüllt durch feinstes Kalzitgewebe.

Kalkschiefer. Dünnschichtige, schiefrig gewordene Kalke. Die Erlangung der Schieferigkeit wird anscheinend wesentlich unterstützt durch einen Gehalt an kohligem und tonigen Substanzen (Graphitische Kalkschiefer). Wir kennen silurische und devonische Kalkschiefer aus dem Grazer Paläozoikum.

Reiflinger Kalke sind hellgraue, feingeschichtete Kalke mit knotig-höckerigen Schichtflächen. Die Knotigkeit beruht auf Einlagerung von Lagen und Knollen von Hornstein.

Oolithische Kalke sind Kalke, die aus konzentrisch geschichteten und radiaalfaserigen Kügelchen von Kalkspat aufgebaut werden. Die Größe dieser Gebilde ist sehr verschieden. Klausalpe, Dachsteingebiet.

Von den Dolomiten erwähnen wir:

Devonische Dolomite des Grazer Paläozoikums. Dunkelblau, dicht. Der dolomitische Charakter feststellbar mit Hilfe von Essigsäure. Ferner den ungeschichteten Ramsaudolomit und den geschichteten Opponitzer Dolomit.

### § 63. 5. Salzgesteine.

Haselgebirge werden Gesteinskörper genannt, welche hauptsächlich aus grauem Salzton (mit zirka 30% Steinsalz vermengter Ton) bestehen. In den Salzton eingelagert treten auf „schwimmende“ Schollen aus Anhydrit und Polyhalit. Diese Schollen besitzen oft gewaltige Ausdehnungen. Anhydrit und Gips sind übrigens vielfach dem Salzton beigemischt.

In unserem Ausseer Gebiet finden wir, Salzgesteine (Halite) bildend, noch folgende Paragenesen:

Rötliches Steinsalz mit wenig Anhydrit und Blödit; daneben Kieserit und Epsomit.

Grobspätiger Anhydrit verkittet durch orangegelben bis

dunkelroten Löweit. Die Salzgesteine sind vielfach gefaltet und durcheinandergemalen.

Das Ausseer Salzager gehört dem alpinen Typus solcher Lagerstätten an. Für diesen Typus ist charakteristisch das Fehlen der Mineralien Sylvin, Karnallit und Kainit.

Als Augensalz wird grobkörniges Steinsalz bezeichnet, welches größere Stücke reinen Salzes in Form von Geröllen oder eckigen Stücken enthält.

Der oben erwähnte Salzton nimmt an Grenzschichten einen weichen Fettglanz an (= glänzender Tonschiefer).

Tongips wird der Ton bei größerer Einnengung von Gips.

Lebergebirge ist ein braunrotes Mergelgestein, vielleicht ein veränderter Werfener Schiefer.

Teufelswerk. Löweit, Blödit, Symonit, Kieserit, Mirabilit bilden in zerstörten Salzlagern einen wesentlichen Bestand, der jedoch an der feuchten Grubenluft zerfließt und aus den Schichtfugen von Steinsalz und Polyhalitbänken herausquillt, ebenso aus Nestern von Muriazit (Anhydrit).

Heidengebirge ist eine Art Haselgebirge mit Bronze- resten oder Malachit usw. Es scheint schon von den Kelten bearbeitet und gelockert worden zu sein, ist aber wieder zusammengewachsen.

Ulmenbilder. Bilder der Stollenwände von Aussee zeigen die überaus komplizierte tektonische Struktur der Steinsalzlager. Zum Beispiel Augensalz intensiv gefaltet, die Faltung tritt besonders hervor durch eingelagerte Tonhäute.

Tongips mit mehreren Steinsalzlagen, quer dazu eine durch Polyhalit ausgefüllte Verwerfung. In solchen Stücken ist häufig das Salz als Fasersalz vorhanden.

Oder ein Komplex von Na-Mg-Sulfaten, Polyhalit und Steinsalz, Polyhalit als zerrissene und verbogene Zwischenlage.

#### § 64. Anhang. Einiges über steirische Kohlen.

Als Lignit bezeichnet man eine Braunkohle, welche noch deutliche Holzstruktur zeigt (Köflach usw.). Als Gestein enthält unsere Kohle tonige und sandige Beimengungen, Pyrit und Harze, auch Bitume im mineralogischen Sinne.

Im Lignit (Braunkohle) von Görtschach und von Köflach sind Hartit und Jaulingit, sowie Quarz zu finden.

Diese Mineralien siedeln auf Längs- und Querrissen, nebeneinander oder auch einzeln.

Hartit graulichweiß, paraffinähnlich, kristallin.

Jaulingit, asphaltartig, pechschwarz, honigbraun, hyazinthrot.

Quarz als gelber oder nelkenbrauner Bergkristall von 3 bis 4 mm Länge. In Köflach wird die solchen Quarz enthaltende

Kohle „Wedelkohle“ genannt. Die mit Kohlenflötzen vergesellschafteten, an Pflanzenresten reichen Schiefertone nennt man Kohlenschiefer.

Anschließend einige Analysen steirischer Kohlen.

**Tabelle Nr. 51.**

(Analysen aus dem chemischen Laboratorium der geolog. Reichsanstalt, 1907—1909, 1910—1912, 1915, 1920.)

Örtlichkeit	C	H	O + N	S	H <sub>2</sub> O	Asche	Kalorien
Eibiswald	47·13	3·41	13·47	2·36	9·95	23·75	4.302
„	64·69	4·63	15·73	0·99	10·70	3·50	6.079
Kalkgrub	45·60	3·67	12·38	2·52	20·35	16·20	4.242
Piberstein	47·18	3·26	16·34	0·75	29·70	3·00	3.940
Parschlug	60·54	4·41	17·25	4·26	8·50	5·30	5.590
Weinitzen	38·86	2·86	17·89	2·21	22·30	17·25	3.105

Die Eibiswälder Glanzkohle ist eine kompakte, glänzend schwarze Braunkohle.

### 3. Teil. Besondere petrographische Fragen.

#### 1. Kapitel.

#### Bedeutung und Wesen steirischer Mylonite.

Wie bereits an anderer Stelle gesagt worden ist, sind Mylonite Gesteine, welche auf tektonischem Wege zertrümmert oder zermalmt worden sind. Es kann auf diesem Wege auch eine Vermischung oder Verknüpfung zweier oder auch mehrerer benachbarter Gesteine zustandekommen. Geht dann später noch eine Kristalloblastese über ein solches Gemenge hinweg, so kann das Bild bis zur Unkenntlichkeit verhüllt werden und damit wächst die Gefahr, in Gesteinen Mylonite zu sehen, die keine sind.

Es gibt bei uns Gesteinsserien, die, wie Freund Heritsch sich ausdrückt, kartenblätterartig durcheinander gestoßen zu sein scheinen. (Almhauserie im Stubalmgebiet usw.) In solchen Gebieten sind Mylonite, die Mischungen mehrerer Gesteine darstellen, wohl zu erwarten.

Das Mikroskop aber kann in vielen Fällen nicht die Entscheidung über die Mylonitnatur liefern, wengleich der Größe der vermischten Gesteinsschollen auch nach unten hin keine Grenze gesetzt werden kann.

Doch wird die Mylonitnatur sich am besten erkennen lassen, wenn sie schon im Handstück oder in einem Aufschluß sichtlich wird.

#### Mylonite der Seetaler Alpen.

Aus dem Gebiet zwischen Kreiskogel und Oberbergerkogel beschreibt Heritsch solche gemischte Mylonite, deren Charakter schon im Handstück zu sehen ist.

Da erscheinen zum Beispiel in einem Knetgestein aus Eklogit-amphibolit, Gneis (Größinggneis?) und Marmor kleine Putzen des Gneises und Schnüre vom Marmor in Massen von Eklogit-amphibolit eingelagert. Über das Ganze hinweg ging eine vollkommene Kristalloblastese.

Ferner findet sich hier eine Mischung von Eklogit, Zoisit-amphibolit, Granathornblendegneis und Marmor und eine solche von Eklogit-amphibolit mit einem Gneis (Granodioritgneis?).

Vor der Mylonitisierung müssen die Gesteine bereits fest vorgelegen haben und es ist ziemlich wahrscheinlich, daß sie nach der Mylonitisierung eine Diaphthorese erlitten haben. Es scheint aber, daß letztere von der dritten in die zweite Tiefenzone führte.

#### **Mylonite bei Radegund.**

Der Granodiorit vom Wirzelberg ist derart mylonitisiert, daß Teile des Gesteinskörpers geradezu phyllitisch geworden sind. Granodiorit-Phyllonit. Posttektonische Kristallisation fehlt.

#### **Mylonite der Stubalpe.**

Hier dürften tatsächlich Mylonite aus Quarziten, beziehungsweise Glimmerquarziten und Staurolith-Disthenschiefer-Diaphthoriten vorliegen. Die Frage ist deshalb schwer zu entscheiden, weil Materialwechsel bei Sedimenten an und für sich schon vorkommt, so daß diese Gesteine eventuell auch Abkömmlinge von Gesteinen sein könnten, die schon primär Wechsel von sandigen und tonigen Lagen aufzuweisen vermögen.

#### **Oberes Murgebiet.**

Preber. In den Paragneis- und Schiefergebieten des Preber und Rotheck sieht man schon im großen die unglaublich komplizierte tektonische Verknetung von Paraamphiboliten (Hornblendeplogioklassschiefern) und Schiefergneisen, beziehungsweise Glimmerschiefern. Da zeigen die Aufschlüsse in den einförmig hellen, feinkörnig-schuppigen Glimmerschiefern schwimmend die gefalteten und verbogenen Trümmer amphibolitischer Lagen. Schollen von einigen Dezimetern Dicke und 1—10 cm Länge bilden ganze Schwärme in den Schieferen.

Vom Sattelkogel (Preber) beschreibt Heritsch solche im Dünnschliff zu studierende Verknetungen. Es wandern an den Gesteinsgrenzen Titanite und Zoisite in den Hellglimmerschiefer, eingewanderte Hornblende wird in Meroxen umgesetzt (der Hellglimmerschiefer hat dort nämlich mehr Meroxen wie sonst!), Almandin, aus Hellglimmerschiefer stammend, erscheint im Para-amphibolit wieder.

Die Verknetung ist so innig, daß die Gesteine nicht längs der Grenze mechanisch (durch Schlag) trennbar sind.

Ähnliche Gesteinsverknüchtungen gibt es in Steiermark noch mehrere.

## 2. Kapitel.

### Über einige wichtige Gesteinsbezeichnungen.

#### 1. Gneis.

Ursprünglich bezeichnete man als „Gneis“ ein erkennbar schiefriges Gestein mit Quarz, Feldspat, Glimmer als Hauptgemengteilen. Über das Mengenverhältnis dieser Gemengteile war nichts ausgesagt, ebensowenig über die Natur des Feldspates, der zum Orthoklas oder Plagioklas gehören konnte, und auch die Glimmer konnten sowohl zu Muskowit als auch zu Biotit gehören.

Die nächste Stufe der Begriffsentwicklung führte zur Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen.

Der typische Vertreter der Orthogneise, das heißt schiefrigen Gesteine vom chemischen und zum größten Teil auch mineralischen Charakter von Massengesteinen, wurde der „Granitgneis“: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, eventuell auch Muskowit. Die oben gegebene Definition ist ohne weiters aber auch auf geschieferten Granodiorit: Quarz, Oligoklas, Meroxen, anwendbar.

Die Bezeichnungen Syenitgneis, Tonalitgneis, Dioritgneis aber, die im Verlaufe der Entwicklung der Petrographie auftauchten, durchlöcherten den alten Gneisbegriff, denn da wurden nun Gesteine als Gneis bezeichnet, welchen entweder Quarz oder Biotit, oder beide fehlten, wogegen Hornblende als neue Komponente eintrat.

Daran änderte auch die Zusammenfassung der saureren Typen als Alkalifeldspatgneise und der basischeren als Plagioklashornblendegneise nichts mehr.

Der Gneisbegriff hatte eine Wandlung durchgemacht. Es zeigte sich die ausgesprochene Neigung, metamorphe Tiefengesteine der pazifischen Reihe (vom Granit bis einschließlich Diorit) und der atlantischen Reihe (vom Alkaligranit bis zum Monzonit und Eläolithsyenit einschließlich) als Gneise zu bezeichnen.

Eine Einheitlichkeit in Auffassung und praktischer Handhabung ist aber bis heute noch nicht erzielt.

Wir möchten die Namengebung in folgender Weise handhaben: Als Orthogneise bezeichnen wir metamorphe Massengesteine der pazifischen oder atlantischen Reihe vom granitischen Anfang bis an die Grenze mit gabbroiden Formen (Gabbros, Essexite usw.). Ihre genauere Stellung muß durch Vorsetzung des jeweiligen Familiennamens vor die Silbe Gneis gekennzeichnet werden: Granitgneis, Granodioritgneis, Dioritgneis, Riebeckitgranitgneis usw. Ebenso lassen sich die Ganggesteine behandeln: Pegmatitgneis, Aplitgneis usw.

In jüngster Zeit beginnt man zu unterscheiden zwischen Massengesteinen, welche trotz schiefrieger Textur und trotz gewisser Züge im Mineralbestand nur eine einzige Kristallisation hinter sich haben, und solchen, welche zwei Kristallisationen durchgemacht haben. Die nordischen Forscher bezeichnen Massengesteine der ersten Art nicht als Gneise, sie umschreiben den Tatbestand auch in der Bezeichnung nicht.

Wir möchten aber wenigstens vorläufig doch den Tatbestand in der Bezeichnung ausdrücken, indem wir Gesteine der ersten Art kennzeichnen durch die Vorsetzung der Silbe Gneis — vor den Namen des betreffenden Tiefengesteins, zum Beispiel Gneisgranit, das ist ein schiefrieger, aber nicht metamorpher Granit. Wenn wir sagen schiefrieger, so ist dies ja lediglich eine Texturbezeichnung, nichts weiter.

Es erscheint auf den ersten Blick unfolgerichtig, wenn man die metamorphen Formen der Fortsetzung der Reihen von basischen Ende hin, das heißt der Gabbros, Essexite, Shonkinite usw. nicht auch als Gneise bezeichnet. Für diese Gesteine aber haben sich die Namen Amphibolit, Eklogit usw. schon zu einer Zeit eingebürgert, da der Gneisbegriff noch enger gefaßt war. Zwischen diesem alten Gneis und zwischen Eklogit bis Amphibolit sind aber die Unterschiede handgreiflich. Heute haben wir keinen Grund, den Gneisbegriff über den Diorit hinaus auf basischere Gesteine zu übertragen, umsoweniger, als sich an der Grenze der saureren und basischeren Reihenglieder, eben zwischen Diorit und Gabbro, mit großer Regelmäßigkeit geologisch bedingte Reihenunterbrechungen einstellen. Wie ja auch in diesem Werke mehrfach betont wurde, entwickeln sich unsere Intrusiva vom Granit bis einschließlich Diorit, die basische Fortsetzung der Reihenentwicklung fehlt in den Intrusivkernen, ist dagegen in den Hüllen selbständig vertreten.

Schwieriger ist es, den alten Gneisbegriff folgerichtig im Gebiet der Paragneise anzuwenden.

Der Kern derselben, die Schiefergneise, teilen allerdings den Mineralbestand: Quarz, Glimmer, Feldspat mit den alten „Gneisen“. wengleich das Verhältnis sich ändert, und vor allem nun der Feldspat zurücktritt.

Unter den „Tonerdesilikatgneisen der modernen Literatur“ befinden sich in bedeutender Zahl Gesteine, in welchen Feldspäte keine große Rolle mehr spielen. Nimmt man an, daß hier gewisse alkalifreie Tonerdesilikate (Disthen) als Vertreter der Feldspäte fungieren, dann kommt man zu einer abermaligen Erweiterung des Gneisbegriffes, und diese Erweiterung kann damit begründet werden, daß zwischen den feldspatfreien und feldspatführenden Gliedern der Reihe alle Übergänge bestehen.

Wir möchten womöglich die Anwendung der Bezeichnung

Gneis für Gesteine, welche Feldspat nicht als Hauptgemengteile führen, vermeiden.

Tonerdesilikatgneise wären demnach in unserem engeren Sinne nur solche Schiefergesteine, welche Quarz, Feldspat, Glimmer neben Granat, Disthen, Staurolith als Hauptgemengteile führen, und sedimentären Chemismus besitzen.

Bei Mangel an Feldspat könnte die allgemeine Bezeichnung Tonerdesilikatschiefer platzgreifen.

### 2. Glimmerschiefer.

Quarz, Glimmer, Granat werden von altersher als Hauptgemengteile angegeben.

Wenn Quarz als Hauptgemengteil verschwindet, nennen wir das Gestein ebensowenig mehr Glimmerschiefer, als wenn Staurolith-Disthen als Hauptgemengteile eintreten!

Nehmen wir noch Bedacht darauf, daß die Glimmer Alkaliglimmer und Meroxen sein können, so werden wir mit Erfolg unterscheiden zwischen: Hellglimmerschiefern (Quarz, Muskowit, Almandin), Meroxen (Biotit)schiefern, (Quarz, Meroxen, Almandin) Zweiglimmerschiefern (Quarz, beide Glimmer als Hauptgemengteile, Almandin). Alles übrige nur Neben- und Übergemengteile.

### 3. Phyllit.

Wir möchten den Namen Phyllit für Gesteine anwenden, welche feinschuppige, helle Glimmer als herrschenden Hauptgemengteil führen. Ein phyllitischer Schiefer gehört weder zu einer bestimmten Tiefenzone, noch zu einer bestimmten geologischen Formation. Der Name deutet blättrige Textur an und diese ist bedingt durch feinschuppigen Alkaliglimmer. Als sekundäres Merkmal kommt dazu die reiche schungitisch-kohlige oder graphitische Pigmentierung.

Besonders charakteristisch ist für solche phyllitische Schiefer die porphyroblastische Entwicklung anderer Hauptgemengteile, zum Beispiel Almandin, Staurolith, Disthen, Chloritoid, aber auch Meroxen und Chlorit, obwohl diese selbst blättrige Mineralien sind.

### 3. Kapitel.

#### Bemerkungen zur Möglichkeit der Gesteinsbestimmung aus Handstücken mit freiem Auge.

An den Aufnahmsgeologen, an den Naturbeobachter aus Liebhaberei, an den Studierenden tritt gleichermaßen die Frage heran: Wie erkenne ich die Gesteine im Gelände oder nach Handstücken?

Es kommt nun diese Frage auf die Erkennung des Mineralbestandes heraus. Nun wird jedermann begreifen, daß die Er-

kennung von Gesteinen mit so feinem Korn, daß man die Einzelmineralkörner nicht mehr unterscheiden kann, nicht möglich ist. Diesbezüglich gibt es nur wenige Ausnahmen.

Wie weit man die Unterscheidung in großen Zügen treiben kann und wo die wichtigsten Grenzen der Unterscheidbarkeit liegen, soll im folgenden erörtert werden.

Wie steht es zunächst mit der Unterscheidbarkeit der drei Hauptreihen: Sedimente, Massengesteine und Metamorphose?

### **Sedimente.**

Als Sedimente sind zunächst die losen Absätze zu erkennen:  
Schotter, Schutt, Sande;

Verkittete Sedimentmassen:

Lehm, Löß, Konglomerate, Breccien.

Karbonatgesteine. Unter diesen wäre eine Unterscheidung in Kalke, Dolomite, Magnesite, Siderite wünschenswert, von welchen Magnesit und Siderit, wohl auch Dolomit übrigens bereits metasomatisch veränderte Sedimente darstellen.

Einen Kalk von einem Dolomit zu unterscheiden, ist im allgemeinen nicht leicht. Natürlich umso weniger dolomitische Kalke.

Beides sind schwarzblaue bis weiße Gesteine von dichtem bis erkennbar spätigem Korn, mit dem Messer leicht ritzbar, geschichtet, gebändert oder auch „massig“, das heißt ohne Andeutung von lagiger Textur. Daß auch die Salzsäure im Feld versagen kann, haben wir schon erlebt.

Mergel unterscheiden sich von ihnen durch erkennbaren Gehalt an blättrig-schuppigen Komponenten.

Tone und Schiefertone sind durch ihre Milde und feinschuppiglagigen Aufbau erkenntlich.

Sandsteine durch das gröbere Korn, die Beteiligung an Quarzsplittern in hervorragendem Maße, neben welchen auch weichere Karbonatkörnchen und Glimmerfitter wahrnehmbar sind. Nehmen die Karbonatkörner zu, so entstehen Karbonatsandsteine.

Magnesit ist in der Form des Pinolit frei zu erkennen: grobspätig-linsige Magnesitkörner, deren Bindemasse durch kohlig-graphitische Pigmente unregelmäßig fleckig grau gefärbt erscheinen.

Siderit verrät sich durch gelbliche bis rostbraune Farbe. Er ist aus spätigen Individuen aufgebaut, welche perlmutterähnliche Reflexe auf den Spaltflächen zeigen.

### **Massengesteine, metamorphe Massengesteine und metamorphe Sedimente.**

Von den vollkommen richtungsloskörnigen Tiefengesteinen kann man unterscheiden:

Granite, Granodiorite, Syenite, Diorite einerseits  
Gabbros, Peridotite andererseits.

Die Granodiorite und Granite können makroskopisch nur selten unterschieden werden. Das Korn der Feldspate ist nämlich vielfach zu fein, um den Kalifeldspat vom Plagioklas zu unterscheiden, während man den Quarz und Biotit doch immer erkennen kann. In Gesteinen der dioritischen Reihe sind Hornblende und Biotit gut zu erkennen, und da meistens hier der Anteil dunkler Gemengteile wesentlich ansteigt, so kann man Granit-Granodiorit von Quarzdiorit-Diorit im Allgemeinen wohl trennen.

Syenit wird man im Felde, wenn nicht sehr grobes Korn vorliegt, nicht erkennen, sondern leicht als Diorit klassifizieren.

Schiefergneise nach Art des Grössinggneises sind von Orthogneisen kaum im Felde zu trennen, allenfalls nach längerer Übung und genauer Kenntnis des Gebietes.

Rappoldglimmerschiefer sind mit Granodioritgneisen zu wechseln.

Hellglimmerschiefer und Tonerdesilikatschiefer sind stets leicht zu erkennen. (Kennzeichen siehe bei den betreffenden Gesteinsbeschreibungen.)

Granatglimmerquarzite (Sturfsfeste Glimmerschiefer) sind ebenfalls leichtkenntlich.

Amphibolite heben sich untereinander meist wenig ab, sind aber recht gut zu trennen von Hornblendegneisen, Hornblendegranatgneisen, Kränzchengneisen, Hornblendezoisitschiefern. Die Paraamphibolite im engeren Sinne sind im Felde nur schwierig von den Orthoamphiboliten zu trennen.

Serpentine sind im Felde kenntlich.

Sehr schwierig zu unterscheiden sind im Felde die atlantischen Basalte und Verwandten, wogegen die sauren Pazifiker wenigstens die Haupttypen: Quarztrachyt, Trachyt, Andesit unterscheiden lassen. Pazifische und atlantische Basalte sind nicht auseinander zu halten.

Porphyroide (das heißt mehr oder minder metamorphe Formen von sauren Ergußgesteinen) sind auch nur fallweise zu diagnostizieren. Gewisse Grenzformen werden wohl als Serizitschiefer, Serizitgrauwacken usw. zunächst eingestellt werden.

Eklogite und Eklogitamphibolite sind im Felde kaum stets unterscheidbar, wohl aber beide von den Amphiboliten.

Diabase und Metadiabase, sowie Norizite sind bald erkennbar (mit wenigen Ausnahmen) und von den sedimentären Grünschiefern trennbar.

Pegmatite und Aplite sind mit sehr wenig Ausnahmen leicht kenntlich, ebenso Pegmatitgneise und die oft granulitartigen Aplitgneise.

Diaphthoritische Erscheinungen sind manchmal frei konstatierbar, zum Beispiel bei reichlicher Chloritisierung von Gesteinsgranaten.

Auch Kataklyse ist meist ersichtlich.

Augengneise sind bei uns stets konstatierbar und von echten porphyrischen Gesteinen auseinanderzuhalten.

Diese kurze Aufzählung bezweckt nur, einen Überblick zu geben. Auch diese ganz roh gefügte Ausführung zeigt schon, daß eine große Anzahl von Gesteinen im Felde bestimmbar ist, doch gerade in einigen sehr wichtigen Fällen sind wir ohne Sicherheit. Da hilft dann nichts als zumindest schleifen lassen und den Dünnschliff beobachten.

#### 4. Kapitel.

##### Rückblick und Aufgaben.

Wir sehen in der Steiermark in mächtiger Ausbreitung einen zusammenhängenden alten Gebirgskörper vor uns, welcher der zweiten Tiefenstufe entspricht. Zu diesem Gebirgskörper gehören die zweitstufigen Intrusiva der Gleinalpe und Hochalpe mit ihren weit verbreiteten Ablegern und detto pegmatitischem Gangfolge einerseits, jene der Bösenstein-Seckauer Masse, des Mürztales, des Rabenwaldes mit ihren Ablegern und pegmatitischem Gangfolge andererseits. Diese Intrusiva besitzen Schieferhüllen zweiter Tiefenzone. Es wird vielleicht möglich sein, mit der Zeit das Abklingen der Metamorphose in den Schieferhüllen nachzuweisen. Anzeichen dafür zeigen sich am Südrand der Gleinalmhülle und in den Niederen Tauern.

Die Koralpen und Seetaler Alpen zeigen uns Schieferkomplexe mit dritter Tiefenzone, aber kein zugehöriges Intrusivgestein. Vielleicht aber lassen die Pegmatite noch eine Scheidung zu. Das Koralpengebirge ist wohl noch älter, als die vorgenannten. Am Rande übrigens dem gleinalpenkristallinen Gebirge aufgeschoben.

Die Gleinalpenkristallisation hat anscheinend Teile des Koralpengebirges in die zweite Tiefenstufe hinein diaphthoritisiert. Dieses Kapitel wäre noch zu untersuchen.

Auf das mächtige zweitstufige Gebirge sind Höfe mit erststufiger Metamorphose aufgepfropft. Große Komplexe der alten Schieferhülle der zweitstufigen Intrusiva wurden hiebei diaphthoritisiert. Als Intrusiva gehören zu dieser neuen Kristallisation jene der Schladminger Tauern, der Ammering- und der Wechsel-Intrusivkörper, mit Ablegern. Außerdem nahmen an der Kristallisation teil neu entstandene Absatzmassen, unter welchen paläozoische Schiefer und Kalke, Grauwacken usw. zu nennen sind. Alles zeigt erste Tiefenstufe und das Abklingen dürfte kaum schwierig feststellbar sein.

Diese Skizze zeigt ein ganzes großes Arbeitsprogramm auf.

Von hohem petrographischen Interesse ist ferner schon das bisherige Ergebnis der Durchsuchung der paläozoischen Gesteine

unserer Grazer Umgebung von Seiten Sigmunds. Eine Fülle von Mineralien (darunter viele Erze) stecken in diesen Gesteinen und die Petrographie wird sich mit der Bedeutung dieses Materials bald einmal auseinandersetzen müssen.

Eine große Reihe von chemischen und optischen Analysen sind noch dringend notwendig.

In der Oststeiermark sind seit langem keine zusammenhängenden petrographischen Bearbeitungen erfolgt.

Eine große Menge von Einzelfragen sind von uns im Verlaufe der Abhandlungen einzelner Gesteine aufgezeigt worden.

Auch eine petrographische Bearbeitung der Sedimente, beziehungsweise wenig veränderter Sedimente wäre sehr dankenswert. Freilich hieße es da von Grund aus aufbauen.

So sehen wir ein reiches, schönes Arbeitsgebiet vor uns und es wäre wünschenswert, daß viele fleißige Hände sich regten für die fortschreitende Erkenntnis unserer Gesteinswelt.

#### Anmerkungen zum Text.

Seite 81. Die Zugehörigkeit der Pegmatite der Schladminger Tauern ist zweifelhaft. Sie stellen zumindest teilweise eine ältere Schöpfung vor, als der Intrusivkern der Wildstelle es ist.

Seite 92. Beryll ist zu streichen. Neuerdings brachte Stiny einen pegmatitischen Quarzgang mit großem Apatitkristall aus der Pack-Gegend.

Seite 95. Die Parallele des Kirchberger Granites mit dem Schladminger Intrusiv ist als ein erster Versuch zu bewerten. Es wären analoge Beziehungen möglich wie zwischen Gleinalpen-Intrusiv und dem Bogen Bösenstein-Seckauer-Mürztaler Pöllaner Intrusionen.

Seite 114. Die Olivinbomben beziehe ich genetisch auf die Reihe der oststeirischen Atlantiker.

Seite 117. Magmabasaltfundort: Loipersdorf bei Fürstenfeld.

Seite 235. Chloritführende Glimmerschiefer zwischen Tiefsattel und Krautwasch.

### Projektionswerte der Gesteinsanalysen.

In der Reihenfolge des Textes zusammengestellt und fortlaufend nummeriert.  
Vgl. die Tafel.

No.	Gestein	S	a <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	f <sub>0</sub>	an	ab	or	fe	Mg	Ca (al)	Si	U	L
<b>Intrusiva.</b>														
<b>Gleinalm.</b>														
1	Granodiorit . . . . .	71·7	6·3	2·1	2·2	1·7	6·0	2·2	4·9	3·6	1·3	62·6	23·1	14·2
2	Mikroklingranit . . . . .	77·3	7·8	1·3	0·9	1·4	4·3	4·3	5·8	3·5	0·7	65·6	20·5	13·9
3	Orthoangengneis . . . . .	76·4	7·1	1·3	1·6	1·6	3·7	4·3	6·8	2·5	(0·7)	65·6	20·8	13·6
<b>Brucker Umgebung.</b>														
4	Granodioritgneis . . . . .	—	4·7	2·0	3·3	3·0	4·7	2·3	4·2	3·5	(2·3)	61·20	26·93	11·87
5	Granatgranodioritgneis . . . . .	—	4·6	1·4	4·0	2·3	6·1	1·6	3·5	2·5	(4·0)	67·29	23·26	9·45
6	Tonalitgneis . . . . .	—	4·3	2·7	3·0	3·8	4·4	1·8	4·3	5·0	0·7	54·96	30·27	14·77
7	Dioritgneis . . . . .	—	3·2	3·5	3·3	4·3	4·0	1·7	4·6	5·3	0·1	52·93	31·65	15·40
8	" . . . . .	—	3·6	2·8	3·6	4·2	4·9	0·9	4·3	4·0	1·7	47·09	33·09	14·82
<b>Bösenstein.</b>														
9	Granitit . . . . .	80·72	8·9	0·4	0·7	0·4	5·1	4·5	3·6	2·4	4·0	69·4	15·8	14·8
10	" . . . . .	77·87	8·2	0·4	1·4	0·5	6·8	2·7	5·5	2·1	2·4	65·7	18·7	15·6
11	Glimmerdiorit . . . . .	65·21	6·0	0·7	3·3	1·0	6·9	2·1	4·5	2·5	3·0	54·0	26·8	19·2
12	Flasergneis . . . . .	81·00	7·1	1·1	1·8	1·3	4·0	4·7	4·1	1·2	(4·7)	74·6	19·5	10·9
<b>Mürztaler.</b>														
13	Granit . . . . .	80·9	8·4	0·5	1·1	0·6	4·3	5·1	3·4	1·2	(5·4)	71·1	17·4	11·5
14	" . . . . .	82·0	7·4	0·5	2·1	0·6	3·6	5·8	3·0	1·0	(6·0)	70·6	18·0	11·4
15	" . . . . .	82·1	8·2	0·1	1·7	0·1	6·3	3·5	2·8	1·7	(5·5)	71·7	16·6	11·7
<b>Birkfeld.</b>														
16	Augengneis . . . . .	80·4	8·5	0·7	0·8	0·8	4·2	5·0	4·0	1·2	(4·8)	63·3	24·0	12·7
17	" . . . . .	80·9	6·8	0·4	2·8	0·6	2·5	6·9	1·4	0·4	(8·2)	65·3	19·0	15·7
18	„Schiefergneis“ . . . . .	81·7	8·4	0·3	1·3	0·3	4·7	5·0	2·5	0·8	(6·7)	70·1	17·6	12·3
<b>Schladming.</b>														
19	Granodiorit . . . . .	75·3	5·6	1·9	2·5	2·5	3·0	4·5	5·2	2·0	(2·8)	63·9	23·7	12·4
20	" . . . . .	78·9	6·3	2·0	1·7	2·4	4·4	3·2	5·6	3·6	0·8	69·1	18·7	12·2
21	Glimmerdiorit . . . . .	61·0	3·5	1·6	4·9	3·2	4·8	2·0	2·7	4·1	(3·2)	51·9	37·0	11·1
22	Tonalit, Diorit . . . . .	70·6	4·4	2·0	3·6	3·1	5·6	1·3	5·1	2·3	(4·6)	66·7	23·5	9·8
23	Glimmerdiorit . . . . .	57·0	4·0	2·5	3·5	3·8	4·7	1·5	5·0	4·8	0·2	46·2	37·9	15·9
24	Basische Schliere . . . . .	48·7	2·6	3·7	3·7	5·8	3·6	0·6	2·2	7·8	0·0	41·3	43·0	15·7
<b>Ergußgesteine.</b>														
<b>Gleichenberg (Pazif.).</b>														
25	Quarztrachyt . . . . .	82·1	8·3	0·9	0·8	0·9	5·1	4·0	3·4	1·7	(4·9)	69·2	17·4	13·4
26	Latit-Trachyt . . . . .	84·9	6·9	1·0	2·1	1·3	5·2	3·5	4·4	1·4	4·2	61·8	20·7	17·5
27	" . . . . .	71·6	6·1	1·7	2·2	2·2	4·8	3·0	5·0	1·8	3·2	60·5	22·8	16·7
28	Andesitoid . . . . .	71·1	5·9	2·2	1·9	2·7	4·6	2·7	4·7	3·7	1·6	54·7	27·5	17·8
<b>Weitendorf.</b>														
29	Plagioklasbasalt . . . . .	59·09	2·8	3·5	3·7	5·6	2·8	1·6	6·9	2·8	(0·3)	52·4	32·6	15·0
<b>Neuhaus.</b>														
30	Basalt . . . . .	53·00	0·9	3·8	5·3	8·1	1·9	0·0	4·4	5·2	0·4	47·0	41·7	11·3
<b>Kapfenstein.</b>														
31	Olivinbombe . . . . .	38·30	0·0	0·5	9·5	—	—	—	1·2	8·6	0·2	37·5	59·8	2·7

No.	Gestein	S	a <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	f <sub>0</sub>	an	ab	or	fe	Mg	Ca (al)	Si	U	L
	<b>Oststeirische Atlantiker.</b>													
32	Nephelinit . . . . .	49.9	5.0	0.8	4.2	1.4	6.8	1.8	3.4	2.0	4.6	41.3	31.5	27.2
33	Magnabasalt . . . . .	50.7	3.4	2.0	4.6	3.4	4.8	1.8	3.3	4.2	2.5	42.5	37.3	20.2
	<b>Steinberg bei Feldbach.</b>													
34	Trachydolerit . . . . .	50.64	4.3	1.7	4.0	2.8	5.7	1.4	1.8	4.9	3.3	43.38	35.87	20.75
35	Nephelinbasalt . . . . .	50.29	4.6	1.1	4.3	1.9	6.4	1.7	4.6	2.9	2.5	42.92	36.84	20.24
36	Nephelinbasanit . . . . .	51.92	4.8	1.5	3.7	2.4	5.9	1.7	3.1	3.9	3.0	43.41	34.43	22.17
37	Basalt-Obsidian . . . . .	68.66	7.7	0.0	2.3	0.0	6.2	3.8	6.0	0.7	3.3	54.8	22.6	22.6
	<b>Quarzkeratophyre usw. der Blasseneckserie.</b>													
38	—	83.8	7.3	0.1	2.6	0.1	6.9	3.0	3.9	1.1	(5.0)	71.5	18.1	10.4
39	—	81.4	5.9	2.2	1.9	2.6	5.3	2.1	4.0	1.2	(4.8)	70.7	18.5	10.8
40	—	82.6	4.0	1.1	4.9	2.2	4.5	3.3	3.6	0.4	(6.0)	75.2	19.9	5.0
41	—	73.5	6.4	2.0	1.6	2.4	5.4	2.2	6.9	1.8	(1.3)	65.6	21.4	13.0
42	—	77.0	4.9	1.9	3.2	2.8	5.2	2.0	6.0	1.0	(3.0)	66.0	23.5	10.5
43	—	75.2	6.5	1.0	2.5	1.4	6.4	2.2	6.3	1.7	(2.0)	63.0	23.9	13.1
44	—	75.1	6.7	1.2	2.1	1.5	5.0	3.5	6.3	1.7	(2.0)	63.1	23.1	13.8
45	—	74.1	5.2	2.2	2.6	3.0	3.8	3.2	7.9	2.0	(0.1)	64.0	24.9	11.1
46	—	76.2	8.4	0.4	1.2	0.5	6.9	2.6	6.3	2.2	1.5	61.4	21.3	17.3
47	—	76.8	4.2	0.1	5.7	0.2	5.0	4.8	5.0	0.1	(4.9)	65.0	27.5	7.5
48	—	72.5	7.7	0.2	2.1	0.2	7.1	2.7	8.7	0.0	1.3	58.5	25.2	16.3
	<b>Metaquarzkeratophyre der Brucker Umgebung.</b>													
49	—	85.4	7.8	9.1	2.1	0.1	8.3	1.6	1.2	3.8	(5.0)	76.6	14.2	9.1
50	—	82.1	7.0	0.1	2.9	0.1	7.7	2.2	0.9	3.4	(5.7)	72.0	18.2	9.8
	<b>Sausal.</b>													
51	—	75.7	5.0	0.2	4.8	0.3	2.7	7.0	3.7	0.3	(6.0)	61.6	28.2	10.2
52	—	81.0	4.8	1.1	4.1	1.8	2.3	5.9	5.3	0.3	(4.4)	69.6	21.8	8.6
	<b>Mittelsteirische Diabase.</b>													
53	—	55.87	4.0	0.0	6.0	0.0	4.0	6.0	4.7	2.0	3.3	45.22	30.75	24.03
54	—	51.14	6.4	0.1	3.5	0.2	7.3	2.5	5.6	2.8	1.6	40.23	37.56	22.21
55	—	53.39	5.3	0.2	4.5	0.4	7.9	1.7	4.2	2.0	3.8	44.11	31.21	24.68
56	—	61.13	4.2	1.0	4.8	2.0	6.8	1.2	7.7	0.2	2.1	49.62	32.97	17.41
57	—	61.98	5.8	0.4	3.8	0.7	7.7	1.6	5.8	2.2	2.0	50.20	30.24	19.56
58	—	59.01	5.1	0.6	4.3	1.1	7.0	1.9	6.0	1.8	2.2	48.47	32.65	18.88
	<b>Schladming, Metadiabase.</b>													
59	—	57.0	3.1	2.3	4.6	4.3	3.0	2.7	4.1	4.2	1.7	48.7	34.5	16.8
60	—	69.7	6.1	0.9	3.0	1.3	5.3	3.4	4.0	4.3	1.7	60.3	24.6	15.1
	<b>Metamorphe basische Intrusiva u. Verwandte.</b>													
	<b>Serpentine Gleinalmgeb.</b>													
61	—	—	0.0	0.4	9.6	1.0	—	—	1.0	8.9	0.1	38.9	59.7	1.4
62	—	—	—	—	10.0	—	—	—	0.8	8.8	(0.4)	39.6	60.4	0.0
63	—	—	—	0.4	9.6	1.0	—	—	0.8	9.2	(0.0)	41.6	57.3	1.1
64	Bronzitfels . . . . .	—	—	—	10.0	—	—	—	1.0	8.8	0.2	48.6	50.4	1.0
65	Smaragdschiefer . . . . .	—	0.8	0.4	8.8	3.8	4.2	2.0	1.2	6.5	2.3	49.0	38.3	12.7
66	—	—	1.1	0.6	8.3	3.5	6.0	0.5	1.6	6.1	2.3	48.1	37.9	14.0
67	Chloritschiefer . . . . .	—	—	—	10.0	—	—	—	1.0	6.5	(2.5)	29.6	70.4	0.0
68	Utschit, Bruck . . . . .	—	0.15	0.25	9.60	—	—	—	—	—	—	38.25	55.37	6.38
69	Serpentin Hochgrößen . . . . .	—	0.3	0.3	9.6	1.4	6.7	1.9	1.1	8.6	(0.3)	34.8	64.1	1.1
70	Saussuritgabbro Stub . . . . .	56.3	4.6	1.6	3.8	2.6	4.9	2.5	3.1	3.5	3.4	48.4	30.7	20.9

No.	Gestein	S	ao	c <sub>0</sub>	f <sub>0</sub>	an	ab	or	fe	mg	ca (al)	Si	U	L
<b>Amphibolite. Gleinalm.</b>														
71	—	51.7	2.3	1.7	6.0	4.2	4.3	1.5	3.7	2.8	3.5	46.3	33.3	20.4
72	—	52.9	2.6	1.5	5.9	3.5	5.5	1.0	4.3	3.2	2.5	47.5	35.4	17.1
73	—	54.2	3.3	1.0	5.7	2.2	6.7	1.1	4.2	2.2	3.6	48.1	31.0	20.9
74	—	56.4	3.9	2.1	4.0	3.6	5.7	0.7	4.0	3.5	2.5	47.4	33.6	19.0
75	—	53.5	3.0	1.7	5.3	3.6	5.8	0.6	3.9	3.0	3.1	46.6	33.7	19.7
76	Smaragditschiefer . . .	48.5	0.9	1.2	7.9	5.9	4.1	—	2.1	5.9	2.0	45.8	40.8	13.4
77	Zoisithornblendeschiefer P.	53.2	3.4	3.0	3.6	4.7	4.7	0.6	2.8	3.0	4.2	45.0	32.5	22.5
78		54.3	3.8	4.3	1.9	5.4	4.1	0.4	4.2	0.7	5.1	46.1	31.7	22.2
79	Biotitamphibolit . . . .	51.8	3.2	1.4	5.4	3.0	5.0	2.0	3.6	4.2	2.2	44.6	37.2	18.2
80	Garbenschiefer (Para)	62.8	3.0	2.2	4.8	4.3	4.7	1.0	6.6	2.8	0.6	53.8	34.2	12.0
(80)		66.3	3.8	2.8	3.4	—	—	—	3.8	5.0	1.2	58.1	28.3	13.6
<b>Amphibolite. Bruck.</b>														
81	—	—	2.0	3.9	4.1	6.6	3.1	0.3	2.3	6.8	0.9	44.06	40.58	15.36
82	—	—	3.0	2.9	4.1	4.9	4.1	1.0	2.3	5.0	1.7	54.31	31.22	14.47
83	—	—	2.8	2.4	4.8	4.7	3.9	1.4	3.2	5.9	0.9	51.05	35.57	13.38
84	—	—	1.6	2.6	5.8	5.1	3.6	1.3	2.4	5.2	2.4	45.25	38.50	16.25
85	—	—	2.2	2.1	5.7	5.0	4.4	0.6	4.1	3.9	2.0	46.84	36.45	16.71
86	—	—	3.1	2.0	4.9	4.0	4.9	1.1	3.9	4.0	2.1	54.16	30.77	15.07
87	Smaragditschiefer . . .	—	2.0	2.4	5.6	5.4	2.3	2.3	4.3	3.6	2.1	50.00	34.88	15.12
88		—	1.4	1.6	7.0	5.3	4.6	0.1	2.6	5.2	2.2	43.24	40.57	16.19
<b>Wechsel.</b>														
89	—	50.2	2.5	2.5	5.0	5.0	4.6	0.4	3.5	4.5	2.0	45.2	38.0	16.8
90	—	53.0	2.4	1.9	5.7	4.5	5.2	0.3	3.5	4.2	2.3	49.1	33.6	17.3
91	Eklogit, Eibiswald . . .	53.3	1.9	2.5	5.6	5.7	7.2	0.1	3.6	3.6	2.8	47.8	34.6	17.6
92	Granitgneis Wechsel . .	76.7	7.4	2.5	3.5	1.5	4.5	4.0	6.3	2.4	(1.3)	65.3	20.6	14.1
<b>Paragesteine.</b>														
			Si	U	L	No.	Gestein					Si	U	L
93	Albitgneis Wechsel . . .	59.5	28.4	12.1	109	Kalksilikatschiefer Gleinalpe	47.1	30.6	22.3					
					110		69.6	18.5	11.9					
					111		73.0	15.1	11.9					
	<b>Tonschiefer-Abkömmlinge.</b>				112	Mineralreiche Marmore usw.	47.9	34.3	17.8					
94	Alm.-Disthen-Stauroolith-	41.9	45.4	12.7	113		Teigtitsch	55.8	10.4	33.8				
95	Schiefer . . . . .	45.7	40.8	13.5	114	49.6		30.5	19.9					
96		55.1	37.7	7.2	115	Rumpfitschiefer	22.66	77.34	0.00					
97	Chloridoitschiefer . . .	54.5	38.7	6.8	116		19.25	80.75	0.00					
98		45.1	44.5	10.4	117		42.05	57.95	0.00					
99		34.2	55.6	10.2	118		28.24	70.73	1.03					
100		Almandin-Phyllit . . .	47.8	39.3	12.9									
101	Hellglimmerschiefer . .	57.3	32.9	9.8										
102		58.0	34.2	9.8										
103	Chloritf. Glimmerschiefer	71.2	19.5	9.3										
104	Chloritschiefer Walchen	43.6	36.4	20.0										
105	Granatglimmerquarzit Gleinalm . . . . .	62.5	25.4	12.1										
106	Plagioklasschiefer . . .	48.0	37.2	14.8										
107	Gleinalpe . . . . .	46.3	36.1	17.6										
108	Glimmeramphibolit Gleinalpe . . . . .	43.0	41.9	15.1										

## Literatur.

- A. Aigner, Die Salzlagerstätten der Alpen. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 38, 1901.
- F. Angel, 1. Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1918, Bd. 68, H. 1—2.
- 2. Mineralmorphologische Bemerkungen zum mittelsteirischen Kristallin. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. 35, H. 3—4, 1921.
- 3. Petrographisch-Geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt, Bd. 73, 1923, H. 1—2.
- 4. Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. Jahrbuch f. Mineralogie, Petrographie und Geologie, Beil.-Band, 1925.
- F. Angel u. F. Heritsch, 1. Beiträge zur Petrographie und Geologie der Stubalpe. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1919, Bd. 69, H. 1—2.
- 2. Ergebnisse von geologischen und petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin. Verhandl. d. geol. Staatsanstalt, 1921, H. 2.
- F. Angel u. N. Birnbaum, 1. Zur Kenntnis der Gleinalm-Paraschiefer. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. 37.
- 2. Glimmeramphibolit aus dem Kainachtal. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. 37.
- F. Angel u. E. Schneider, Die Amphibolite der Gleinalpe. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. 36.
- F. Angel u. G. Martiny, Die Serpentine der Gleinalpe. Noch unveröffentlichtes Manuskript.
- K. Bauer, Glimmerschiefer und Pegmatite der Koralpe. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark, 1896.
- F. Becke, 1. Über Myrmeckit. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteil., 1908.
- 2. Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschrift der Wiener Akademie, Math. Naturw. Klasse. Bd. 75 I., Wien, 1913.
- 3. Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen etc. Ibid.
- 4. Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Lincks, Fortschritte der Mineralogie etc., I. Bd.
- 5. Gneisformation des niederöstr. Waldviertels. Min.-Petrograph. Mitteilungen, 1882.
- 6. Bemerkungen zum steirischen Kristallin. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. 35, H. 3—4, 1921.
- 7. Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Ibid., Bd. 35, H. 5—6, 1921.
- F. Becke-Tschemmack, Lehrbuch der Mineralogie.
- C. W. Brögger, Fen gebiet. Kristiania, 1921.
- O. Dischendorfer, Über die Ursache des Geruches der Stinkmarmore. Centralblatt für Mineralogie etc., 1924, Nr. 2.
- C. Doelter, Das kristalline Schiefergebirge der Niederen Tauern, der Rottenmann- und Seetaler Alpen. Mitteil. des Naturw. Vereins für Steiermark, Bd. 33, 1896.
- A. Dörler, Eklogite und Amphibolite der Koralpe. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 35, 1898.
- F. Eigel, Das kristalline Schiefergebirge der Umgebung von Pöllau. Jahresbericht des fb. Gymnasiums, Graz, 1894/95.
- P. Eskola, The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., 1921.

- V. M. Goldschmidt. 1. Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiet. Kristiania, 1921, Dybwald.
- 2. Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania, 1911, Dybwald.
- U. Grubemann. Die kristallinen Schiefer. 2 Bde., Berlin, 1904.
- F. Heritsch. 1. Muskowitgranit aus dem Humpelgraben bei Übelbach. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, Wien, 1908.
- 2. Geologie der Steiermark. Mitteil. des Naturw. Vereins für Steiermark, Bd. 57, 1921.
- 3. Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin, Bornträger, 1923.
- 4. Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone etc. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark. 1911. Bd. 48.
- 5. Konglomerate von Gams bei Frohnleiten. Ibid., Bd. 50, 1914.
- 6. Beobachtungen am Tuffkogel von Kapfenstein. Ibid., Bd. 51, 1915.
- 7. Granite von Bösenstein. Verhandl. d. Geol. Reichsanst., 1919, Nr. 10.
- 8. Gliederung des Altkristallins der Stubalpe. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 51.
- 9. Geologie der Schieferserie der Neumarkt-Murauer Mulde. Centralblatt f. Min. etc., 1923, Nr. 22.
- 10. Amphibolgesteine der Stubalpe, Koralpe und Seetaler Alpen. Ibid., 1922, Nr. 22.
- 11. Eklogitamphibolite etc. aus dem steir. Kristallin. Ibid., 1922, Nr. 16.
- 12. Gesteine des oberen Murgebietes. Erscheint in den Mitteilungen des Naturw. Vereins. 1924.
- V. Hilber, Urgeschichte der Steiermark. Mitteil. des Naturw. Vereins für Steiermark, Bd. 58, B. 1922.
- I. A. Ippen. 1. Petrographische Untersuchungen an kristallinen Schiefen der Mittelsteiermark. Naturw. Verein f. Steiermark, 1895.
- 2. Amphibolgesteine der Niederen Tauern und Seetaler Alpen. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 33, 1896.
- 3. Gesteine der Schladminger Tauern. Ibid., Bd. 38, 1901.
- 4. Amphibolgesteine der Niederen Tauern und Seetaler Alpen. Ibid., Bd. 33, 1896.
- 5. Die chemische Zusammensetzung des Dolomites des Grazer Schloßberges. Ibid., Bd. 31, 1894.
- A. Kieselinger, Zur Frage der Entstehung einiger alpiner Talklagerstätten. Zentralblatt f. Mineralogie etc., 1923, Nr. 15.
- E. Kittl. 1. Geol.-Petrogr. Studien im Gebiete des Bösensteins. Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt, 1914.
- 2. Die Gesteine der Bösensteinmasse. Ibid., 1919.
- C. Lebling. Über den obersteir. Zentralgranit, Zentralbl. f. Min. etc., 1911.
- H. Leitmeier. 1. Beitrag zur Geologie und Petrographie der Stubalpe. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1911.
- 2. Basalt von Weitendorf in Steiermark etc. Jahrbuch f. Mineralogie etc., Beil.-B. 27, 1909.
- 3. Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, 1907.
- 4. Zur Geologie des Sausalgebirges in Steiermark. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark, 1908, Bd. 45.
- T. Machatschki. 1. Chloritoidschiefer der Steiermark. Unveröffentlichtes Manuskript.
- 2. Magnesit aus dem Kaswassergraben etc. Zentralblatt für Mineralogie, 1922, Nr. 1.
- 3. Chemische Untersuchung der Tiefbauschichten und Phosphatnüsse aus der Drachenhöhle bei Mixnitz. Wiener Akademie. Akademischer Anzeiger Nr. 23, Sitzung vom 16. 11. 1923.
- H. Mohr. 1. Über die Entstehung einer gewissen Gruppe von Graphitlagerstätten. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 1920.

- H. Mohr, 2. Lösslehm von St. Peter bei Graz etc. Verhandl. der Geolog. Bundesanstalt, 1923, Nr. 7.
- 3. Ist das Wechselnfenster ostalpin? Graz, 1919. Leuschner.
- 4. Versuch einer tektonischen Auflösung des N.-O.-Sporns der Zentralalpen. Denkschr. Wiener Akademie, Math.-Naturw. Klasse, Bd. 87, 1912.
- 5. Geologie der Wechselbahn. *Ibid.*, Bd. 82, 1913.
- K. A. Redlich, 1. Der Karbonzug der Veitsch. Berlin bei Springer, 1913.
- 2. Alter und Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, Wien, 1903.
- 3. Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite etc. Tschermarks Mineralog. Mitteil., Wien, 1907.
- Redlich-Cornu, Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. Zeitschrift für prakt. Geologie, Berlin, 1908.
- H. Rosenbusch, 1. Elemente der Gesteinslehre. 9. Aufl., 1909.
- 2. Mikroskopische Physiographie. 4 Halbbände, 1908.
- B. Sander, 1. Teilbewegung und Gefüge etc., Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteil., Bd. 30, 1911, H. 3—4.
- 2. Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1914, Bd. 64, H. 4.
- 3. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies etc. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1914, Nr. 9.
- 4. Über tektonische Gesteinsfazies. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1912, Nr. 10.
- 5. Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, Bd. 74, 1923, H. 3—4.
- J. Schädler, Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basalttuffen und ihrer Mineralien. Min.-Petrogr. Mitteil., Bd. 22, H. 4, 1913.
- W. Schmid, Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrbuch der Geolog. Staatsanstalt, 1921. Bd. 71, H. 3—4.
- Bewegungsspuren in Porphyroblasten kristalliner Schiefer. Sitzungsber. d. Wiener Akademie, Math.-Naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 127, H. 4—5.
- Statistische Methoden beim Gefügestudium etc. *Ibid.*, Abt. 1, Bd. 126, H. 6—7.
- A. Sigmund, 1. Neue Mineralfunde in Steiermark, I—VIII. Mitteil. des Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 46—54, 1909—1917.
- 2. Die kristallinen Schiefer etc. im Pöllergraben. *Ibid.*, Bd. 55, 1918.
- 3. Neuer Beitrag zur Kenntnis des Basaltes von Weitendorf. Mitteil. des Naturw. Vereins für Steiermark, 1923. Bd. 59, X.
- 4. Neuer Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Pölleralpen. Joanneum, Graz, 1921.
- 5. Neue Mineralfunde in Steiermark, IX. Joanneum, Graz, 1921.
- 6. Die Basalte der Steiermark. Tschermarks Min.-Petrogr. Mitteilungen, Bd. XV, H. 3—4, Bd. XVI, H. 3—4, Bd. XVII, H. 6, Bd. XVIII, H. 5.
- 7. Eruptivgesteine von Gleichenberg. *Ibid.*, Bd. XXI, 1902.
- 8. Die krystallinen Schiefer und Klufftmineralien der Brucker Hochalpe. Bd. 53, 1916.
- 9. Nephritgeschiebe von außergewöhnlicher Größe aus dem Murschotter bei Graz, Zentralblatt f. Min., 1909.
- E. Spengler, Neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 50/2, 1914.
- G. Steinmann, Entstehung des Nephrites in Ligurien und die Schwellungs-metamorphose. Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 1908.
- J. Stiny, 1. Diopsidfels von Mixnitz. Zentralblatt für Mineralogie etc., 1914, Nr. 24.
- 2. Zur Kenntnis des Mürztaler Granitgneises. Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, 1914, Nr. 12—13.

- J. Stiny, 3. Gesteine der Umgebung von Bruck a. d. Mur. Feldbach. 1917.
- 4. Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostspornes der Alpen. Zentralblatt für Mineralogie etc., 1922, Nr. 22.
  - 5. Neue und wenig bekannte Steine aus der Umgebung von Bruck an der Mur. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., 1915, Bd. 1.
  - 6. Porphyrbkömmlinge aus der Umgebung von Bruck a. d. M. Zentralblatt f. Min. etc., 1917, Bd. 19—20.
  - 7. Graniteneis von Birkfeld. Zentralblatt f. Min. etc., 1918, H. 1—2.
  - 8. Parschluger Senke (gemeinsam mit K. Gaulhofer). Wiener Geol. Gesellsch. IV., 1912.
  - 9. Die geolog. Verhältnisse am Ostende d. Karbonzuges Bruck—Graschnitzgraben (gemeinsam mit K. Gaulhofer). Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1913, Nr. 16.
  - 10. Gesteine vom Steinberg bei Feldbach. Verh. d. Geolog. Bundesanst., Nr. 8, 1923.
- D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz, 1871.
- W. Teppner, Die Nephritfrage mit besonderer Berücksichtigung Steiermarks. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 49, 1912.
- K. v. Terzaghi, Geologie der Umgebung von Flamborg im Sausal. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, Bd. 44, 1907.
- M. Vacek, Über die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verhandl. der Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1890.
- E. Weinschenk, 1. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abhandlungen der Bayr. Akademie der Wissenschaften, II. Kl., Bd. XXII, III. Abt., München, 1906.
- 2. Grundzüge der Gesteinskunde. Freiburg i. B., 1905.
  - 3. Talkvorkommen bei Mautern. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin. 1900.
  - 4. Alpine Graphitlagerstätten. Abhandl. d. Bayr. Akademie d. Wissensch., II. Kl., XX., Abt. II., S. 16.
- L. Welisch, Beitrag zur Kenntnis der Diabase der Steiermark. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, 1910, Bd. 47.
- C. u. M. Wessely, Über ein Vorkommen von Andalusit in Steiermark. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, 1903.
- A. Winkler, 1. Die tertiäre Eruptiva am Ostrand der Alpen. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. I.
- 2. Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1913, Bd. 63, H. 3.

# Sachverzeichnis.

- A**
- Abnormale Aplite 48  
Absatzfeld 47  
Absatzgestein 2, 200,  
206 ff. 268 ff  
Adamellotonalit 66  
Adergneis 3, 82  
Agglomerate 271  
Akerit 42  
Aktinolith-Chlorit-Albit-  
schiefer 177  
Alaskitischer Grano-  
diorit 80  
Albitgneis 210  
Albitisation 212, 214  
Albit-Knotenschiefer 212  
Albit Mikroklinggranit 95  
Albitpegmatit 94, 96  
Albitphyllit 212  
Alkaligranite 42  
Allotriomorph 4  
Almandin-Chloritoid-  
schiefer 218, 223, 226  
Almandin-Disthen-  
Schiefer 216  
Almandin Meroxen-  
Schiefer 227  
Almandin-Phyllit 220,  
226, 227  
Alter Gneis 79  
Ammering-Granodiorit  
Ammeringkristallisation  
73  
Ammering-Orthogneis  
74, 75  
Amphibolgranitit 72  
Amphibolitische Kalk-  
silikatschiefer 252  
Andesit 108  
Andesitoid 107 -  
Ankerit 267, 268  
Anorthositisch 88  
Antigoritserpentin 139  
Aplit 3  
Aplitische Formen 65  
Aplitische Granite 72  
Aplitisch injiziert 213  
Armoured relics 6, 25
- Arterit 3  
Assoziation der meta-  
morphen Tongesteine  
214, 215  
Atlantische Amphibolite  
16 )  
Atlantische Erguß-  
gesteine 102  
Atlantische Magmen  
usw. 39, 42  
Augensalz 277  
Augitgneis 255  
Ausscheidungsfolge 4  
Auswürflinge 118, 119  
Authigen 269
- B**
- Basalt 111, 113  
Basaltglas 118  
Becke's Schema 15  
Behöfte Almandine 48  
Belvedereschotter 273  
Bestimmende Gemeng-  
teile 1  
Biotitamphibolite 174,  
175  
Biotit-Augit-Trachyt  
105  
Biotit-Chloritschiefer  
177  
Biotitgneis 58  
Biotit-Hypersthen-Tra-  
chyt 106  
Biotitschiefer 176  
Bodenkörper 9  
Bösenstein Intrusiva 64  
Breccien 6  
Brunnerit-Serpentin  
139  
Brockentuff 101  
Bronzitfelse 140  
Buntscheckgneis 208  
Bythothrephys - Schiefer  
269
- C**
- Chemismus 2  
Chloritführende  
Glimmerschiefer 235
- Chloritführende Kalk-  
silikatschiefer 252  
Chloritisierte Amphib-  
olite 174, 176  
Chloritoidphyllit 219,  
224  
Chloritoidschiefer 219,  
224  
Chloritschiefer 236, 238  
Chloritschiefer 140  
Chromit-Nester 140  
Ciminit 106  
Corrosion 100
- D**
- Diabas 129  
Diabasporphyrite 133  
Diablastisch 154  
Diablastische Amphibo-  
lite 178, 181, 182  
Diagenese 6  
Diagramme optischer  
Analysen 194  
Diaphthorese, diaphtho-  
ritisch 26, 31, 76  
Diaphthoritische Amphi-  
bolite 171  
Diaphthoritische  
Glimmerschiefer 236  
Dichter Grünstein 177  
Diopsid-Epidotschiefer  
253  
Diorit 58  
Dioritähnlicher Plagio-  
klasgneis 192  
Dioritgneis 59  
Dioritgneis mit Augen 60  
Dioritgneismylonit 90  
Dioritporphyrit 47, 60, 63  
Disthenfels 225  
Disthen - Kleinformen  
208  
Disthenführender  
Granatamphibolit 181  
Dolomit 263, 264, 275,  
276  
Dolomitmarmor 262  
Druck 2

- Dunit 140  
 Durchbewegung 37  
 Durchbruchsgestein 2  
 Durchläufer 19  
 Durchschnittsplagioklas  
 110  
 Dynamometamorphis-  
 mus 15
- E**
- Effusion 3  
 Effusionsperiode 98  
 Egalisierungskristalli-  
 sation 8  
 Eklogit 174, 175, 183 ff.,  
 186—188  
 Eklogitamphibolit 175  
 Eklogit-Assoziationen  
 185  
 Einfache Gesteine 1  
 Einsprenglinge 38  
 Epidotamphibolit 159  
 Ergußgesteine 4  
 Eruptivgestein 2  
 Erzführender Kalk 276  
 Eskolas Schema 15  
 Extrusion 3
- F**
- Feldspatfels 69  
 Feldspatknoten 208  
 Feldspat-Uralitisation  
 188  
 Felsophyrisch(felsitisch)  
 105  
 Feste Glimmerschiefer  
 284  
 Flaseriger Albitamphi-  
 bolit 172  
 Flaserbreccie 272  
 Flasergneis 63  
 Flasergranit 63  
 Fruchtschieferähnlicher  
 Plagioklasschiefer 244
- G**
- Gabbroides Mur-  
 geschiebe 148  
 Gangfolge 40, 42  
 Gemengte Gesteine 1  
 Gesteinsbegriff 1  
 Gleichgewichtswechsel  
 der Eklogite 189  
 Gemeiner Amphibolit  
 156  
 Geometrische Gesteins-  
 analysen 36
- Gesteinsberechnung und  
 Projektion (nach  
 Becke) 31  
 Gleinalm-Granodiorit  
 74, 75  
 Glimmer-Amphibolit 249  
 Glimmerführender  
 Granatamphibolit 181  
 Glimmerquarzit 242  
 Gneis 280  
 Gneisgranodiorit 45, 53  
 Gneispegmatit 78  
 Gosankonglomerat 271  
 Gößnitzgneis 208  
 Gefeldspatete Schiefer  
 51, 52, 56  
 Gefeldspateter Schiefer  
 212, 213  
 Gefeldspateter Chlorit-  
 phyllit 82  
 Gefüllte Plagioklase 76  
 Gesteinsaltersbestim-  
 mung 66  
 Granatamphibolite 173  
 Granatamphibolit 157  
 Granatfeldspatamphi-  
 bolit 61  
 Granatfreie, diablasi-  
 sche Amphibolite 182  
 Granatglimmerquarzit  
 239—241  
 Granatgneis 59  
 Granatgneisquarzite 213  
 Granat-Hornblendefels  
 145  
 Granatpegmatite 92  
 Granatphyllit 228  
 Granitit 71, 196  
 Granodiorit 45, 53, 54,  
 55, 62, 65  
 Granodioritgneis 52, 57,  
 58  
 Granodiorit-Mylonit 55  
 Granodiorittypen von  
 Schladming 80  
 Granophyrisch 105  
 Granulit 53  
 Grauwackenmetamor-  
 phose 121  
 Graphitchloritoid-  
 phyllite 229  
 Graphitphyllite 229  
 Grössinggneis und  
 Grössinggranatgneis  
 207  
 Grubenmanns Schema 15  
 Grünschiefer 135
- Grünschiefer-Amphibo-  
 lite (diaphthoritisch)  
 173, 177
- H**
- Haselgebirge 276  
 Hauptgemengteile 1  
 Heidengebirge 277  
 Hellglimmerschiefer  
 222, 224, 225  
 Hirschegger Gneis 208  
 Höhlenlehm 270  
 Holoblasten 10  
 Hornblendefelse 179  
 Hornblendeführende  
 Granatglimmer-  
 schiefer 173  
 Hornblendegabbro 79  
 Hornblendegarben-  
 schiefer 246—249  
 Hornblendegranulit 78  
 Hornblendogneis 194  
 Hornblendegranatgneis  
 194  
 Hornblendeschiefer 157  
 Hornblendeperidotit 145  
 Hornblendezoitschiefer  
 246  
 Hornblenditisch 88  
 Hornfelsartiger Plagio-  
 klasschiefer 245
- I**
- Idioblasten 9  
 Idiomorph 4  
 Intersertale Plagioklas-  
 gneise 193  
 Intrusion 3, 36  
 Intrusionskontak-  
 gesteine 63  
 Intrusivkerne 43  
 Intratellurische Periode  
 98  
 Inverse Zonarstruktur 10
- K**
- Kalkglimmerschiefer  
 264  
 Kalkschiefer 276  
 Kalksilikatschiefer 250,  
 253, 254  
 Karbon-Sandsteine 274  
 Kataklase 7  
 Katamorphismus 190  
 Konglomerate 6  
 Konstanz der Metall-  
 atome 4

- Konstitution der Eklogit-Mineraie 185, 186  
Konzentration 2  
Koralenkalk 276  
Kränchengneis 192  
Kristalline Mobilisation 7  
Kristallisationsschieferung 12  
Kristallisatoren 8  
Kristalloblasten 9  
Kristalloblastese 9  
Kristalloblastische Reihe 10
- I.**
- Lapilli 118  
Latitischer Trachyt 107  
Lebergebirge 277  
Lehm 270  
Leithakalk-Konglomerat 272  
Leukophyllit 129  
Lherzolit 143  
Lignit 277  
Limburgit 117  
Liparit 103, 104  
Lose Gesteine 1
- M**
- Magmabasalt 117  
Magnesit-Talkgestein 267  
Marmore 260—262  
Massengestein 2  
Massige Textur 4  
Massiger Grünschiefer 176, 177  
Margaroditischer Glimmer 249  
Melaphyrtuff 136  
Meroxengneise 207  
Metadiabas 129  
Metadiabastuffe 133  
Metakeratofelsitfelse 121  
Metaquarzkeratophyre 121  
Metamorphe Gesteine  
Mikrogranitisch 105  
Mikroklingranit 44, 54, 58, 68, 70  
Mikroklingranitgneis 67  
Mikroklingranitit 62  
Mineralfazies 16  
Mineralreiche Marmore 254  
Minettegneis 199  
Mühlsteinquarzit 274
- Mursande 274  
Murschotter 273  
Mürztaler Grobgnais 68  
Muskowitgneis 191  
Mylonite 278—280  
Mylonit 3  
Myrmeckit 44, 48, 51
- N**
- Nebengemengteil 2  
Nephelinbasalt 117  
Nephelinbasamit 116  
Nephelinit 117  
Nephrit 146  
Norzite 133  
Normale Aplite 48  
Normale Granulite 71  
Normale Zonarstruktur 5
- O**
- Obdachegg 161  
Ödem-Metamorphose 147  
Oligoklas-Amphibolit 172  
Olivinbomben 114 ff.  
Oolithischer Kalk 276  
Opazit 25  
Ophicalcit 145  
Ordre habituel 103  
Orthoaugengneis 50, 53, 54, 70, 71  
Ortho-Amphibolite 153
- P**
- Palagonit 118, 119  
Para-Amphibolite 153, 245, 249, 250, 255  
Para-Augengneis 52  
Paragneise 110, 211  
Parakristallin 11  
Pazifische Amphibolite 169  
Pazifische Ergußgesteine 102  
Pazifische Magmen 39, 54  
Pegmatit 3, 49, 55, 56, 67, 69, 72  
Pegmatitgneismylonit 57  
Pegmatitische Quarz-Disthenfelse 225  
Phasenregel 22  
Phosphaterde 270  
Phyllite 229  
Phyllonitisiert 55, 57  
Piezokristallisation 27  
Plagiaplit 82
- Plagioklasamphibolit 158  
Plagioklasamphibolite 171  
Plagioklasapidotamphibolit 176  
Plagioklasgneis 191  
Plagioklasschiefer 244, 255  
Plagioklaszerfall 27  
Poikilitisch 81  
Poikiloblastisch 154  
Polygonalbogen 12  
Porphyrgneise 90  
Porphyroblasten 9  
Porphyroide 128  
Porphyroklasten 10, 66  
Postkristallin 11  
Protoklasse 38  
Pseudosphärolite 105  
Pyritführende Ton-schiefer 270
- Q**
- Quarzdiorit 46  
Quarzgefüge-Regel 12  
Quarzglimmerdiorit 46, 60  
Quarzit 242  
Quarzitschiefer 243  
Quarzkeratophyre 121 ff.  
Quarzphyllit 241  
Quarztrachyt 103
- R**
- Radlkonglomerat 272  
Rannach-Konglomerat 271  
Rappold-Glimmerschiefer 73, 233, 234  
Rauchwacke 272  
Reiflinger Kalk 276  
Reine Zonengesellschaften 24  
Rekristallisierter Pegmatit 57  
Rekurrenzen 5, 6  
Restlösungsprodukte 49  
Resorption 100  
Riffkalke 7  
Ritinger Typus (Amphibolite) 170  
Rohwand 267  
Rückschreitende Metamorphose 26  
Rumpfschiefer 256—259

- S**
- S. si, se (Sanders) 11  
 Sammelkristallisation 8  
 Satz von Eskola 13  
 Saussuritamphibolite 170  
 Saussuritgabbro 149, 152, 153  
 Schachbrettalbit 63  
 Scheitermuskowit 88  
 Schlier 270  
 Schichtige Textur 6  
 Schiefergneis 56, 60, 206  
 Schlaggrabentypus 58  
 Schöckelkalk 275  
 Schüppchen-Muskowit 210  
 Schwellungs-Metamorphose 147  
 Sediment 2  
 Semmeringquarzit 243  
 Semriacher Schiefer 229  
 Serizitalbitphyllit 213  
 Serizitgrauwacke 243  
 Serizitphyllite 229  
 Serizitisierung 126  
 Serizitquarzite 128  
 Serizitquarzit 243  
 Serizitschiefer 226, 230  
 Siderit 268  
 Sideromelan 118  
 Si-U-L 34  
 Skapolithführ. Amphibolit 159  
 Smaragditschiefer 144  
 StainzerPlattengneis 208
- Staurolithgesteine 217, 218, 226, 228, 229  
 Stoffwanderung 31  
 Strahlsteinchlorit-schiefer 171  
 Strahlsteinschiefer 148  
 Strukturen 4, 6  
 Stübachit 146  
 Syenit 62
- T**
- Talkschiefer 140, 259  
 Talk-Serpentin 144  
 Taveyanaz-Sandstein 212  
 Tegel 270  
 Temperatur 2  
 Tektonische Gesteinsfazies 3  
 Teufelswerk 277  
 Tertiär-Sande 274  
 Tiefengesteine 37  
 Tiefenstufen 14 ff  
 Tonalitgneis 59, 60  
 Tonschiefer 270  
 Toscanit 105  
 Trachydolerit 117  
 Trachyte 105  
 Trachytoider Andesit 107  
 Tremolitasbest 143  
 Tremolit-Brennerit-Serpentin 139  
 Tremolit-Marmor 260, 262  
 Tuffe 118, 119
- Turmalin-Albitpegmatit 94  
 Turmalin-Aplit 96  
 Turmalinpegmatit 77  
 Turmalinquarzit 243  
 Typomorph und typisch 24
- U**
- Übergemengteil 2  
 Umstellung von s 11  
 Ungleichgewichte 25  
 Uralitamphibolite 177  
 Utschit 142
- V**
- Verbandfeste Gesteine 1  
 Vergrünung 121  
 Verrucano-Konglomerat 272  
 Vorschreitende Metamorphose 26
- W**
- Wedelkohle 278  
 Weißstein 78
- X**
- Xenoblasten 9
- Z**
- Zentralgneis 66  
 Zentralgneishabitus 76  
 Zoisitamphibolit 159, 173  
 Zweiglimmerschiefer 235

# Ortsverzeichnis.

## A

Ackerlhöhe 213  
Admont 272  
Aflenz 229, 230  
Almhaus (Stubalpe) 202,  
204, 213  
Almhauskogel 202  
Almhauskopf 202, 224  
Alpengraben 133, 246  
Altenberg (Sausal) 272  
Altenberg (Obersteier)  
229, 230  
Ammering 13, 75, 201  
Anger 57, 228  
Angerkreuz 241  
Angererkreuz 178  
Arzbach 256  
Aspang 176, 212, 235  
Assing 182  
Auersberg 118  
Aussee 276  
Ausschlag 211

## B

Bachanek 252  
Bachergebirge 92  
Bartelmä 200  
Bärengraben 163  
Bärenkreuz 159, 245  
Bärenreuter-Plateau 107  
Bärnschütz 271  
Bärentalsäge 181, 188  
Bauleiteck 44, 90  
Baumgarten 145  
Beilstein 119  
Birkfeld 70, 260  
Birkblöße 107  
Bischofwand 203  
Bodenmoos 145  
Bogaschowitz 161  
Bösenstein 13, 44, 61,  
65, 144, 197  
Brandberg 161  
Brandkogel 203  
Braunschmiedsäge 59  
Brandstättergraben 248  
Breitenau 58, 165

Breitenauergraben 53,  
60, 165  
Brendstall 157, 160,  
199, 205  
Brettstein 242  
Brodelsulz 103  
Brucker Hochalpe 50,  
53, 159  
Brucker Stadtforst 58,  
60, 128, 143, 165, 170  
Brucker Umgebung 58  
Brunneben 177  
Bscheidkogel 105  
Buchgraben 253  
Buchkogel 71  
Buntscheckrücken 208  
Burgstaller 245, 252  
Bussardkogel 160, 205,  
217, 222

## C

Cisser Taverne 173, 228

## D

Dachsteingebiet 276  
Deutschlandsberg 92, 95  
Diemlach 146  
Dombach 227  
Donnersbach 228  
Drei Pfarren 213  
Dremmelberg 144  
Dürnschöberl 272

## E

Edelbachschartel 230  
Ehrenfels 226  
Eibelkogel 47  
Eibiswald 186, 272, 278  
Eichgraben 108  
Einach 229  
Einachgraben 229  
Einöd 253  
Eisenerz 122, 125  
Eisenpaß 213  
Elisenrube 143  
Engelwirt 182  
Ennstal 79  
Erzberg 267

Etrachgraben 178, 225  
Etrachsee 248

## F

Fahrmacheralm 198  
Federweißschartel 145  
Fehring 103  
Feichtenbacher 198  
Feistritz 260  
Feistritzgraben 225  
Feldbach 103  
Feldbacher Kalvarien-  
berg 119  
Fensteralpe 46, 47, 163  
Feßnachgraben 94, 178  
Filzmoos 173  
Finsterlberg 118  
Fischbacher Alpen 15,  
236

Flantscher 20, 202  
Fleherhütte 81  
Flitzenalpe 122  
Flitzengraben 122, 125  
Floning 97, 164  
Florian 270  
Fohnsdorf 66  
Fötteleck 177  
Frauenburg 178  
Freiland 95, 188, 204  
Freistadt 196  
Fresen 229  
Freßnitzgraben 147  
Friedberg 96, 175, 212  
Frohnleiten 50, 271  
Fröschnitz 244  
Fuchsgraben 71  
Fuchskogel 53, 163, 225  
Fünfturm 272  
Fürst 63  
Fürstbauer 137  
Fürstenfeld 103, 118,  
119

## G

Gaalereck 66  
Gaalgraben 66  
Gaberl 204, 213, 216  
220

Gaishorn 229  
 Gallmannsegg 261  
 Gams 271  
 Gams Hof 163  
 Gamsgraben 53, 163  
 Gamskogel 143, 170  
 Ganster 182  
 Gasselalm 230  
 Gatschberg 238  
 Georgengraben 178  
 Gernkogel 198, 201, 203  
 Glaneck 66  
 Glasbrenner 122, 125  
 Gleichenberg 274, 103 ff.  
 Gleichenberger Klause  
 101, 108  
 Gleichenberger Kogel  
 105, 106, 108  
 Gleinalmschutzhaus 199  
 Gleinalpe (-alm) 13, 15,  
 44, 54, 154, 212, 213,  
 235, 239, 242, 251,  
 264  
 Glitzbachgraben 225  
 Gmünd 196  
 Gnas 103, 119  
 Goldberggraben 227  
 Golling 81, 82  
 Gollnerbrücke 227, 228  
 Goltz 179, 203, 213  
 Göriach 277  
 Gösser Sattel 163  
 Gössnitz 208  
 Grabenbauer 202  
 Gradisch 181, 188  
 Graz 133, 146  
 Grazer Hütte 91, 203  
 Grazer Schloßberg 267  
 Grazer Stadtgebiet 267,  
 273  
 Grazer Umgebung 217,  
 219, 273, 275, 276  
 Greifenberg 81, 82  
 Grein 225  
 Große Klause 176  
 Große Scharte 122, 125  
 Größing 198, 201, 203  
 Großreifling 263  
 Großsölkthal 79  
 Grubenlenz 173  
 Gruber 160, 212  
 Gruberhube 122  
 Grünangertörl 122  
 Gulsen 140  
 Gumpental 231  
 Gundersdorf 181, 182  
 Güssing 103

## H

Habertörl 122, 125  
 Hadergasse 245  
 Hansenalm 238  
 Hariztal 132  
 Hasberg 119  
 Haselgraben 96, 175,  
 236  
 Hanenstein 59, 217  
 Häuselberg 263  
 Hebalpe 188  
 Heidachkaar 230  
 Hermanngraben 166  
 Herzogberg 92  
 Heumanngraben 171  
 Hiaslbauer 172  
 Hinkareck 122  
 Hirschegg 200, 208  
 Hirscheggeralpe 91  
 Hirschhoferkreuz 227  
 Hirschkogel 123, 227  
 Hirzygraben 225  
 Hochalpe (Hochalm)  
 163, 213  
 Hochanger 164  
 Hochbunds Schuh 200  
 Hochegg 67  
 Hochgrößen 144  
 Hochlantsch 129  
 Hochlantschgebiet 129  
 Hochreit 81  
 Hochseealpe 205  
 Hochstraden 103, 117,  
 118  
 Hochstraße 182  
 Hochstüben 225  
 Hochwart 173, 227  
 Hochwechsel 13, 145,  
 174, 217, 219  
 Hofmannhütte 81  
 Hohenwart 67, 118,  
 178, 225  
 Hohlzenz 260  
 Hold 204  
 Hölleralpe 177  
 Höllgraben 171  
 Holzer 250  
 Hopfriesenhütte 26, 80,  
 81, 82  
 Hoyer 46, 49, 54, 160  
 Hubachgraben 58  
 Huberalpe 81, 87  
 Hühnerstützen 188  
 Humpelgraben 46, 47  
 Hüttengraben 165,  
 170

## J

Janslergraben 67  
 Jantscher 47  
 Jassinggraben 256  
 Johnsbach 122  
 Jörgen 116  
 Jud 251  
 Judenburg 262

## K

Kainach(tal) 245, 252  
 271  
 Kaindl 173  
 Kaintaleck 267  
 Kaiserau 122, 125  
 Kalblinggatterl 122  
 Kalkgrub 278  
 Kallwang 177  
 Kaltenbachgraben 60  
 Kaltenbachhütte 87  
 Kapellenbach 179  
 Kapfenstein 103, 114,  
 118  
 Kapitel 160, 205, 217,  
 245  
 Karhütte 201  
 Karnerberg 58  
 Karnerhube 60  
 Karschalpe 81  
 Kaswassergraben 263  
 Katal 262  
 Katschgraben 91  
 Katschtal 79, 225  
 Katzbachgraben 200  
 Katzensteiner 201  
 Keilhütte 81, 87  
 Kendlbruck 194, 203,  
 254  
 Kernstockhaus 204  
 Kindberg 248  
 Kindsbergkogel 103,  
 117  
 Kirchberg a. W. 95  
 212, 235  
 Kirchdorf 60, 143  
 Kircheneck 248  
 Kitzegg 128  
 Klaffer 81, 145  
 Klafferkessel 81  
 Klausalpe 276  
 Klause 107, 108  
 Kleinalpe 188  
 Kleinfelstritz 198, 201  
 Kleintal 46, 47, 49,  
 253  
 Klösch 103, 116  
 Knallstein 262

- Knittelfeld 144  
 Köflach 262, 277  
 Kohlbachgraben 260  
 Kölblgraben 203  
 Kollernickelkogel 273  
 Koralpe 13, 44, 82,  
 91 ff, 178, 242  
 Kotalpe 81, 263  
 Kotgraben 142, 149,  
 201, 205  
 Kotmarhütte 198  
 Kotmar 198  
 Kowaldschmidt 224  
 Krainerbauer 95  
 Krakau 225  
 Krakanebene 179  
 Krakuschatten 178  
 Kramerbauer 181  
 Kraubath 137, 138, 141  
 Kraubathgraben 67  
 Krautwasch 159, 245  
 Kreilkogel 147, 173  
 Kreiskogel 94, 278  
 Krennhof 200  
 Kreuzsattel 47, 48, 160,  
 205  
 Kreuzsattelgraben 47  
 Kreuzsteiner 181  
 Kreuzwirt 147  
 Krughofkogel 57, 72,  
 147  
 Kühkaaralpe 122  
 Kulmariegl 128  
 Kulmgebiet 56, 149,  
 172, 226, 253  
 Kuruzzenkogel 114, 119
- L**
- Labeck 230  
 Lafnitzgraben 52  
 Lafnitztal 50  
 Lainsach 47  
 Lammalpe 47, 48, 158,  
 160  
 Lammingtal 171  
 Lammgraben 46  
 Lammkogel 54, 160,  
 205  
 Landauersee 51  
 Lankowitz 273  
 Lantsch 129  
 Lantschgebiet 129  
 Lärchkogel 146, 213  
 Laufenegg 187, 204  
 Laufnitzberg 213  
 Laufnitzgraben 53, 163,  
 213
- Lebenkogel 53, 163, 164  
 Lebring 133  
 Lederwinkel 204  
 Lehenshofen 173, 228  
 Leimbach 173  
 Lenzmaierkogel 158  
 Leoben 122  
 Leobnergipfel 122  
 Lessachtal 145  
 Leuker 160, 217, 245  
 Leutschacheralm 66  
 Liesingtal 177  
 Liezen 272  
 Lind 178  
 Lindegg-Jobst 118  
 Lins 122, 125  
 Lobminggraben 163  
 Loipersdorf 144  
 Lorenzen (Koralpe) 181  
 Lorenzen (Mürztal) 141  
 Lorenzen (Paltental)  
 264  
 Lorenzergaben 65,  
 146, 177, 229  
 Lutzmannsdorf 178
- M**
- Magg 250  
 Mandlkogel 128  
 Maralpe 248  
 Masenberg 44, 71  
 Massinggraben 68  
 Maueralpensee 80  
 Mautern 259  
 Mauthausen 196  
 Mauthner 181  
 Mauthnereck 187  
 Mauthstatt 171  
 Melchenspitz 81  
 Mendelalpe 152  
 Mittagkogel 67, 164  
 Mittelsteier 132  
 Mittereggberg 11, 251  
 Mitterriegel 49  
 Mixnitz 137, 165, 171,  
 270  
 Möderbruck 67  
 Modriach 290  
 Mönichkirchen 211  
 Möselsberg 176  
 Mühlldorf 135  
 Mugel 67, 164  
 Mur 274  
 Murau 135, 213  
 Murmoar 204  
 Murmoaralpe 201  
 Murtal 79
- Mürz 68  
 Mürztal 13, 68, 147,  
 248
- N**
- Neualpe 81  
 Neuberg 256  
 Neuhaus 103, 111  
 Neuhof 239  
 Neumarkt 133, 135,  
 213  
 Niedere Tauern 15,  
 178, 228, 243  
 Niederschöckel 226  
 Niklasdorf 146
- O**
- Obdach 211  
 Oberaich 170  
 Ober-Murau 135  
 Oberes Murgebiet 194,  
 213, 234, 242, 279  
 Obertal 81  
 Öblarn 236  
 Ochsenkogel 137, 141,  
 157, 160, 199, 205  
 Ochsenkreuz 137, 159  
 Ochsenstand 204  
 Ostbacher 196  
 Ost-Sausal 270  
 Ost-Steiermark 101 ff.  
 Ötztal 180
- P**
- Paal 234  
 Paalgraben 91, 234  
 Parsteinkaar 81  
 Pacherkoppe 65  
 Pack 91  
 Pagger 159, 160, 245  
 Paltental 145  
 Parschlug 276  
 Perfallspitze 231  
 Pernegg 60  
 Pernitsch 133, 229  
 Pertlstein 118  
 Petal 177  
 Peterer Riegel 163, 199  
 Pfarrerrhube 203  
 Piberstein 278  
 Pirkstaller 201  
 Pischkberg 165, 169  
 Plabutsch (Vorder-)  
 136, 269  
 Planeck 67  
 Planhütten 198, 201  
 Planriegel 198  
 Platte 132, 133, 217

Pleßnitzzinken 230  
 Pockstallergraben 250  
 Pöllan 147, 173, 226,  
 243  
 Pollauberg 71, 173  
 Pölleralpen 53, 163  
 Pöllergebiet 53, 225  
 Pöllergaben 52  
 Pölsals 248  
 Pölster 122  
 Polsteralpen 47, 160  
 Pöneggberg 165, 171  
 Poppendorf 119  
 Präbichl 122  
 Prankerhöhe 214  
 Praterwald 107  
 Preber 71, 178, 194,  
 203, 213, 225  
 Prebergraben 178  
 Preberseegraben 194,  
 203, 229  
 Predigstuhl 211, 248  
 Preinthalershütte 81,  
 82, 87  
 Pretal 196  
 Prettentaler 251  
 Preuneggthal 230  
 Pripfkogel 173  
 Privallergraben 163  
 Pulsterriegel 47, 158  
 Pusterwald 67, 178, 262

## R

Raacherberg 136  
 Rabenwald 44, 71, 173,  
 228  
 Rabnitzberg 172, 241  
 Radegund 55, 94, 171,  
 223, 225, 240  
 Radmer a. H. 267  
 Rannach b. Mautern  
 272  
 Ranten 225  
 Rappold 204, 224, 233  
 Ratten 129, 260  
 Rauchegg 197, 1199, 205  
 Rauchenkatsch 91  
 Rauschbach 173  
 Rauschbachgraben 71  
 Rauschengraben 198  
 Rehkogel 71  
 Reichhals 122  
 Reif 249  
 Reißstraße 204, 260  
 Reiteralm 224  
 Rennfeld 58, 60, 164,  
 169, 170

Rennweg 91  
 Rettenbachklamm 132  
 Rettenberg 133, 229  
 Retteneegg 129, 260  
 Riedgraben 66  
 Riegersburg 119  
 Rieglbauer 227  
 Ringkogel b. Hartberg  
 173  
 Rinnegg 56, 171  
 Rinner 171  
 Risola 103  
 Rissacher See 81  
 Ritting 170  
 Röhrkogel 119  
 Rojakbauer 182  
 Roseggerwirt 53  
 Rosenberg 103  
 Rosenkogel 152, 224  
 Rosenkopf 66  
 Roßbachalpe 157, 205  
 Roßbachkogel 52, 160,  
 246  
 Rotheck 211  
 Rotleiten 213, 253  
 Rottenmanner Tauern  
 61, 178, 224  
 Rötziggraben 122  
 Rupprechteck 90

## S

Sadningkogel 163  
 Sagbauer 142  
 Saglgraben 178  
 Salla 200, 204, 205,  
 260  
 Sallagraben 200  
 Salzstiegel 78, 199, 224  
 Sarner 199, 204  
 Sängerriegel 47  
 St. Anna 182, 188  
 St. Erhard i. B. 264  
 St. Johann b. H. 149  
 St. Nikolai im Sausal  
 270  
 St. Nikolai im Sölkthal  
 238, 262  
 St. Oswald 181  
 St. Wolfgang 178  
 Sattlerwirt 200  
 Sattental 230  
 Sattlerkogel 263  
 Saualpe 47  
 Sauberg 71  
 Sauerbrunngraben 94  
 Sausal 128, 133, 229,  
 270  
 Schabinerbüchel 165,  
 171  
 Schabkogel 165, 170  
 Schäßfern 145, 152,  
 175, 188  
 Schärding 196  
 Scharfes Eck 94, 192, 205  
 Scharreck 80  
 Scharte-Größing 202  
 Schaueregg 176  
 Schaufelgraben 103  
 Scheiffing 94, 262  
 Scheikl 172  
 Scherzberg 94, 210  
 Schiffal 213  
 Schladminger Gegend  
 13, 236  
 Schladminger Tauern  
 26, 79, 262  
 Schläffer 46, 141  
 Schlaggraben 58, 171  
 Schleifgraben 66  
 Schöckelkreuz 94, 241  
 Schödergraben 178  
 Schöttelgraben 178  
 Schrotthalpe 163  
 Schulhaus-Neuhof 250  
 Schusterhansl 173, 227  
 Schwarbrunn 213  
 Schwarzenbachgraben  
 65  
 Schwarzkogel 199, 203  
 Schweigerweg 188  
 Schweighof 245  
 Seckauer Tauern 44, 61  
 Seebach 178  
 Seetaler Alpen 97, 178,  
 192  
 Seewigtal 230  
 Seindl 118  
 Seitenstall 64  
 Semmering 243, 270  
 Semriach 133  
 Speik 47  
 Speik (Stubalpe) 199,  
 203  
 Spielkogel 122, 125  
 Soldatenhaus 204  
 Sölk 228  
 Sölkthal 228, 238, 248  
 Sölsnitz 169  
 Sonntagskarsee 81  
 Sonnwentalpe 177  
 Stadtberge (Fürsten-  
 feld) 119  
 Stainz 92, 94, 188,  
 208, 254

Stanz 165  
 Stanzertal 59  
 Staring 47, 160  
 Staringalpe 159, 205  
 Staringgraben 47  
 Staring-Jagdhütte 16,  
 47

Stein a. Enns 236  
 Steinacher 177  
 Steinberg b. Feldbach  
 117, 118, 120  
 Steingrub 272  
 Steinriesental 82  
 Stiegenwirt 178  
 Stierriegelbach 181  
 Stolzerhütte 122, 125  
 Strickquelle 81  
 Stubalpe (-alm) 44,  
 72 ff., 94, 163, 192,  
 194, 198, 199, 207,  
 240, 242, 279  
 Stüblergraben 142, 163,  
 196  
 Strechengraben 230  
 Sunk 146, 177, 263  
 Süßleiteck 262

## T

Talhof 145  
 Tauern 15  
 Tauernwirt 178  
 Tauferer Schloßberg 31  
 Teichengraben 177  
 Teigitschgraben 200,  
 205  
 Teigitschmühle 254  
 Teufelsmühle 190  
 Texenbachalpe (Teren-  
 bach-A.) 50, 53, 160,  
 200, 203, 246  
 Thomaskogel 48  
 Tiefsattel 52, 205, 216,  
 217, 220, 246  
 Törl 52, 60  
 Törlbach 68  
 Törlgraben 69  
 Traföß 137, 141, 143  
 Tratten 81  
 Trattenkaar 81  
 Trattenscharte 81, 87

Treffneralpe 122, 125  
 Trieben 146, 177, 229  
 Triebenstein 177  
 Troiseck 72, 164  
 Tultschriegel 198, 201  
 Turnau 72  
 Turrach 91, 263, 270,  
 271, 274  
 Turrachgraben 229, 254

## U

Übelbach 5, 49, 217,  
 220, 245  
 Übelstein 58, 59  
 Umgebung v. Graz  
 132, 136  
 Unter-Aspang 95, 96  
 Unter-Rohrbach 91  
 Unterweißenbach 104,  
 119  
 Unzberg 178  
 Unzmarkt 178, 262  
 Urban 91  
 Utschgraben 128, 142

## V

Veitsch 171, 191, 213, 259  
 Voitsberg 261, 264  
 Vornau 72, 249  
 Vordernberg 122  
 Vorderer Stragg 245  
 Voregg 270

## W

Wachholz 147  
 Wachsenegg 119  
 Walchen 133, 236  
 Walchmüller 166, 170  
 Wald 229  
 Waldhornspitze 82  
 Waldkogel 137, 163  
 Waldviertel 15  
 Wartalpe 272  
 Weberalpe 69  
 Wechsel 96, 217, 235,  
 243, 262  
 Wechselgebiet 44, 128,  
 217  
 Wegteilung (Stubalpe)  
 199, 260

Weierhof 136  
 Weinitz 278  
 Weinkogel 108  
 Weißegg 178  
 Weißenstein 49, 196,  
 201, 202  
 Weißensteingraben 291  
 Weißensteinhütte 198  
 Weiße Wand 81  
 Weitental 58  
 Weitendorf 111  
 Wendritschbrücke 178  
 Wenzelalpe 178, 204  
 Werchzirmalpe 272  
 Wienerberg 119  
 Wiesberg 133  
 Wiesenbauer 175  
 Wildegg 22  
 Wildes Loch 80, 81, 85  
 Wildlochscharte 81  
 Wildscharte 122  
 Wildstelle 44  
 Wildstellenspitze 82  
 Wildon 111  
 Wildwiesen 71  
 Windbacher 81  
 Windhof 95  
 Windisch 173  
 Wirberg 119  
 Wirzelberg 55, 279  
 Wolfsgrube 47, 52,  
 137, 212  
 Wölf 182  
 Wölkerkogel 199, 202,  
 225  
 Wölz 229

## Z

Zachengraben 130  
 Zahrerberg 118  
 Zebner 47  
 Zechnermar 130  
 Zeiritzalpe 122  
 Zeiritzkampel 122  
 Zeyring 67, 262  
 Zirbitzkogel 94, 187,  
 192, 211  
 Zimmerleiten 92  
 Zöbern 211

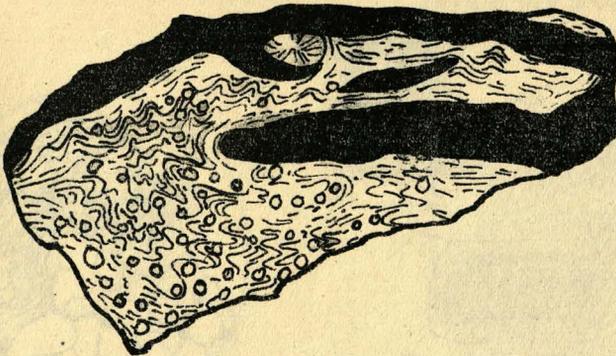
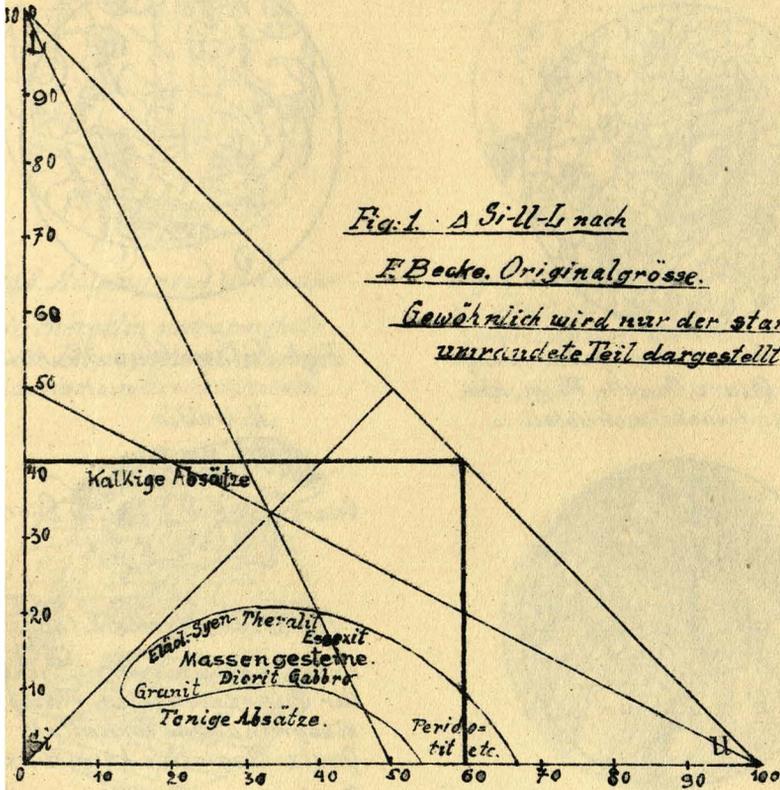


Fig. 2. Verknüpfung von Amphibolit (schwarz) mit Granatglimmer.  
 Schiefer, feinfältelig. Stählergraben, Stüb. Nach Heritsch, Studalpe.

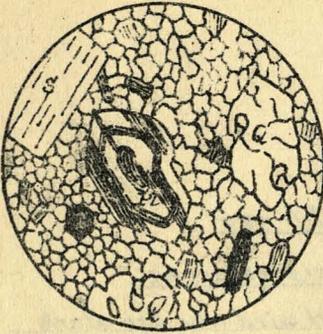


Fig. 3. Quarzporphyr. Einspreng-  
linge von Quarz, Sanidin, Plagioklas,  
Biotit. Grundmasse holokristallin.

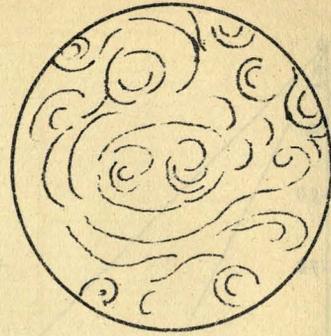


Fig. 4. Vulkan. Glas. Strukturbild.

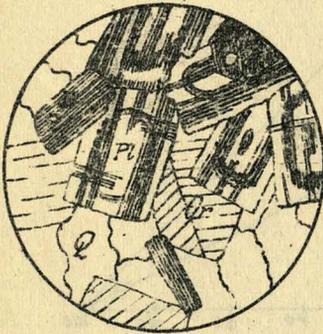


Fig. 5. Granit. Hypidiomorph kör-  
nige Struktur. Ausscheidungsfolge  
Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Quarz.



Fig. 6. Eine Myrmekitknospe.

Beachte die wechselnde Dichte  
der Quarzstengel im Plagio-  
klasgrund. Das Verhältnis  
Quarz: Plagioklas kann durch  
Überlegen eines Mikrometer  
maßstabes erfaßt werden.

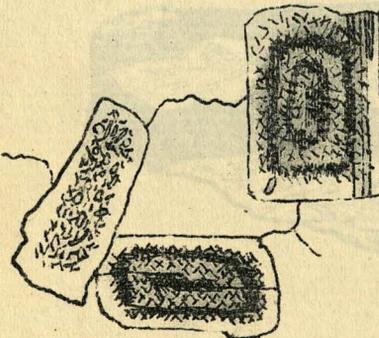


Fig. 6. „Gefüllte Plagioklas (Zentral-  
gneishabitus). Aus Granodiorit der  
Schladminger Intrusivmasse.

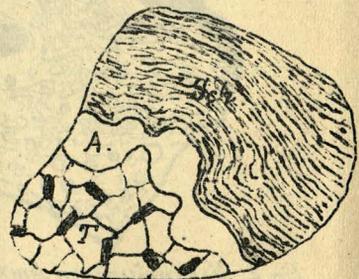


Fig. 7. Tonalit mit Aplitrand  
in Kontakt mit Schiefergneis.  
Schladminger Masse.

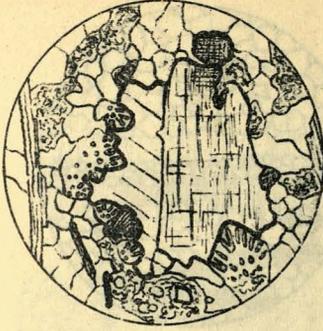


Fig. 8. Augengneis, Gleinalpe.  
Ein Mikroklin, mikropertit-  
Auge, Porphyroblast in grano-  
blastischem Grundgewebe

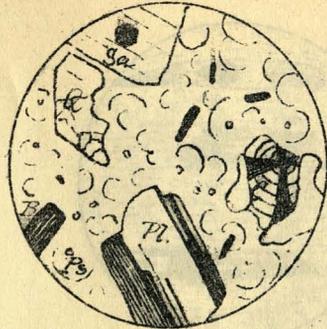


Fig. 9. Quarztrachyt, Gleichenberg.  
C = Chaledonsphärulit. Ps = Pseudos-  
sphärulitanteil der Grundmasse.

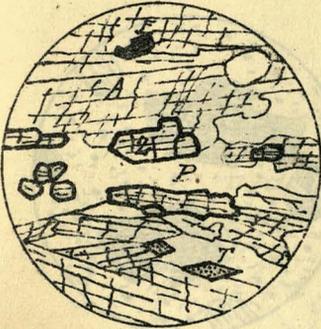


Fig. 10. Amphibolit, Gleinalpe.  
E = Sphenit, A = Hornblende, Z =  
Zoisit, P = Plagioklas, T = Titanit.

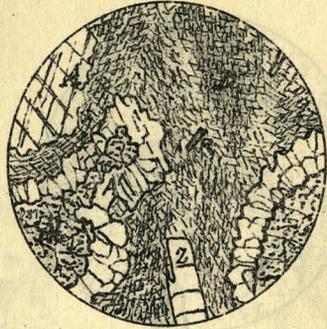


Fig. 11. Diablastischer Granit am,  
phibolit, Horalpe. A = Hornblende, A' =  
Hornblepdehorn Al = Almandin, Z =  
Zoisit, R = Rutil, D = Diablast Gewebe von  
Plagioklas u. Hornblende.

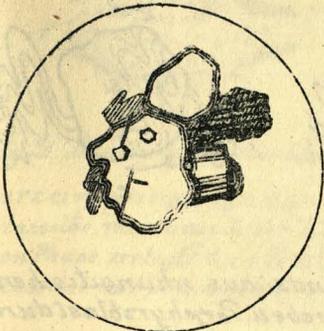


Fig. 12. Inverse Oligoklas  
Granodioritgneis, Gleinalpe.

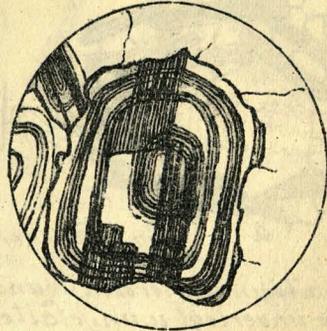


Fig. 13. Normalzonarer Plagioklas.  
Diorit, Ostbacher.

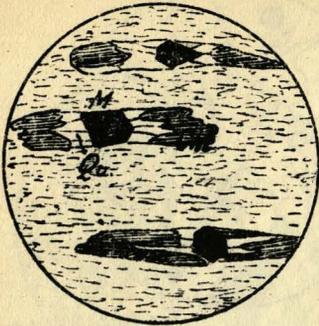


Fig. 14. Magnetit-Chlorit-Phyllit.  
Paltental.

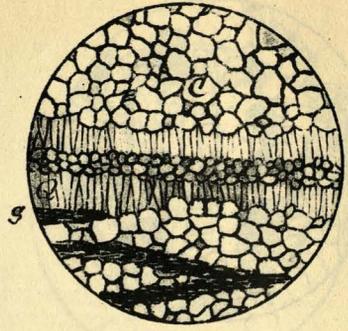


Fig. 15. Bythothrephys (Nereiten)-  
Schiefer. Plumbitisch-Basis. Q = Quarz,  
C = Kalkspat, S = Schungitische  
Substanz mit Tongrund.

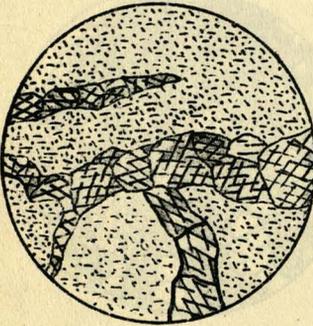


Fig. 16. Devon Kalk, Graz.  
Kalkspatadern, grobepätig in  
feinstörniger Kalkgewebemasse.

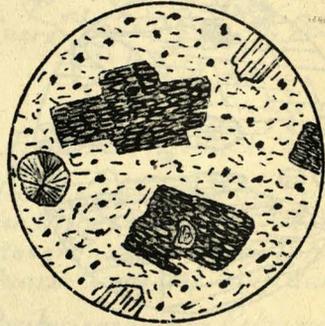


Fig. 17. Metadiabas, Hochlantsch.  
Verglimmerter Plagioklase, grössere Chlorite  
in einer Grundmasse aus Magnetit,  
Chlorit, Glimmer, etc.



Fig. 18. Sanders  $s$  und  $si$ .

a. Polygonalbögen von Meroxen, Granat, Quarz.  $s$  und  $si$  aus schungitischen  
Körnern unverlegt u. ungefältelt Grundgewebe u. Porphyroblast durch-  
setzend.

b.  $s$  u  $si$  unverlegt, aber gefältelt. c.  $si$  gegen  $s$  verlegt, beide gefältelt.  
(Aus Helliglimmersteinfeln u. Verwandten der Stub- u. Gletzalpe.)

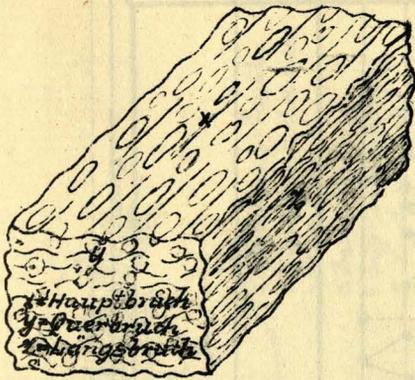


Fig. 19. Schiefertextur

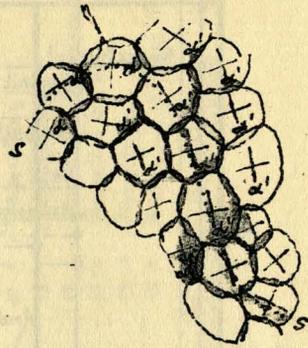


Fig. 20. Quarzgefüge mit Treneroder Regel.

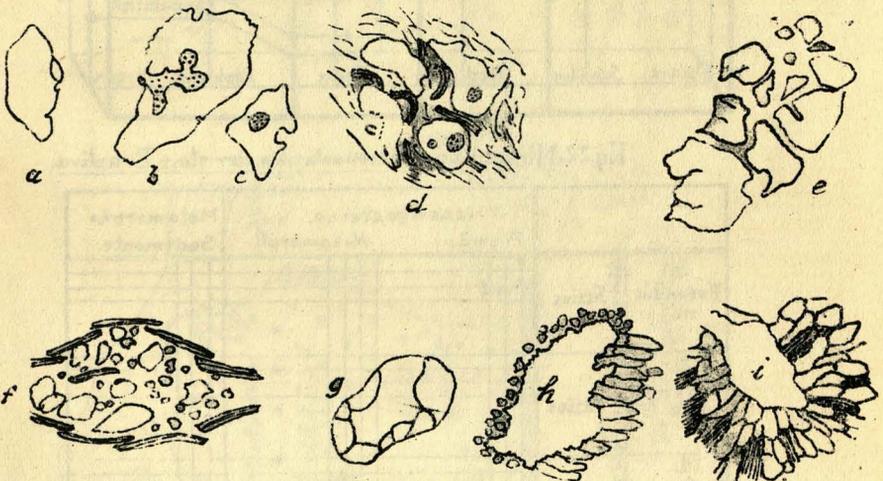


Fig. 21. Aus den Quarzheratophyren der Blasseneck-Serie. a, c = undeformierte Quarzeinsprenglinge. b, g - dies. mit Anfängen mechanischer Deformation. e = dasselbe, mechanisch zerlegt. d = alter Quarzeinsprengling, in der magmatischen Phase zerlegt. h, i = Strahlenquartzbildung. f. Augenbildung. Der Augeninhalt ist porphyroklastisch, d.h. er stammt aus einem Einsprengling.

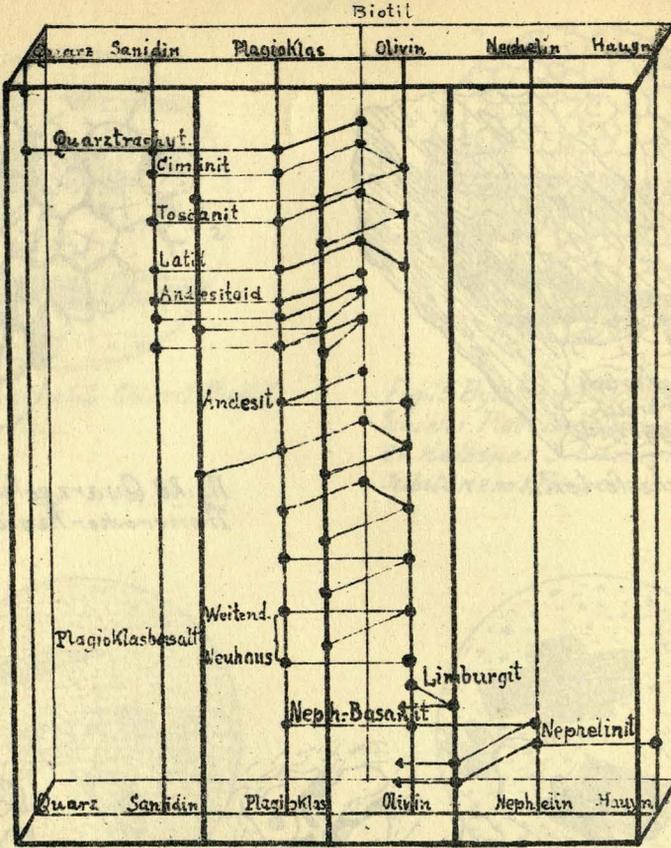
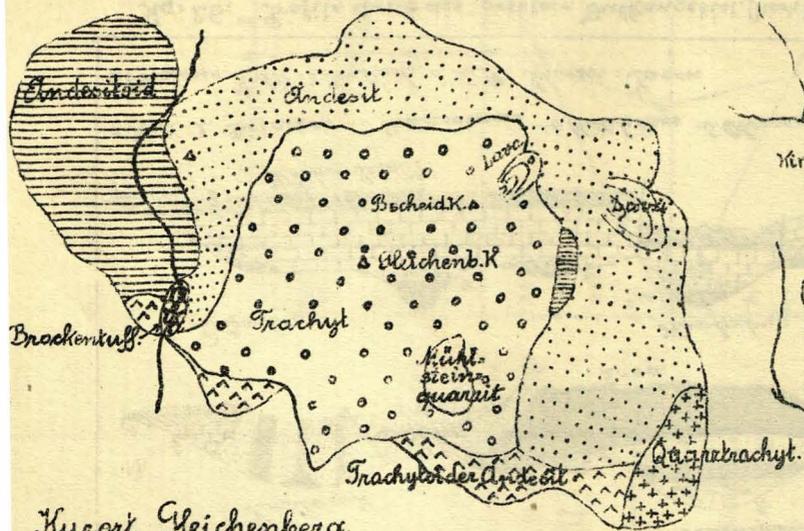


Fig. 22. Mineral-Zusammensetzung der steir. Eraptiva.

		Massengesteins.		Metamorphe
		Primär.	Metamorph.	Sedimente.
3. Tiefenzone	1. Fazies	x1		
	2. Fazies			
	3. Fazies			
2. Tiefenzone	1. Fazies			
	2. Fazies			
	3. Fazies	x2	x2	
1. Tiefenzone	1. Fazies			
	2. Fazies			
	3. Fazies			
Kontaktzone	1. Fazies			x3
	2. Fazies			
	3. Fazies			
Pyrometamorphe Zone	1. Fazies			
	2. Fazies			
	3. Fazies			

x → Chemische u Familienklassifikation.

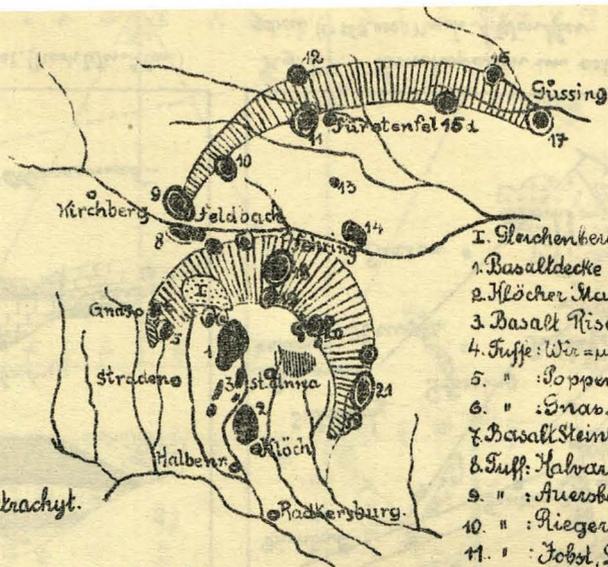
Fig. 23. Allgemeines Klassifikationsschema.



Kurort Gleichenberg



Fig. 24.



1. Glorchenberger Tuffsteine.
2. Basaltdecke Hochstraden.
3. Klöcker Massiv.
4. Tuffe: Witz- u. Sulzberg.
5. " : Poppendorf.
6. " : Enab.
7. Basalt Steinberg, Tuff Perlstein.
8. Tuff: Halbvarianberg, Inkerweissenbach.
9. " : Auersberg.
10. " : Riegerburg.
11. " : Jobst, Lindlegg.
12. " : Stadlberg, Langberge.
13. " : Basalt v. Stein.
14. " : Kriesselstein.
15. " : Kukunim. 16. Toboj. 17. Güssing.
18. Tuff: Fehring.
19. " : Kapfenstein.
20. " : Nonhaus.
21. " : Oberlimbach.

Die Anordnung der ostösterreich. Atlantiker. (Nach Winkler)

/// Bereich der Tuffessens-Bögen.

Fig. 25.



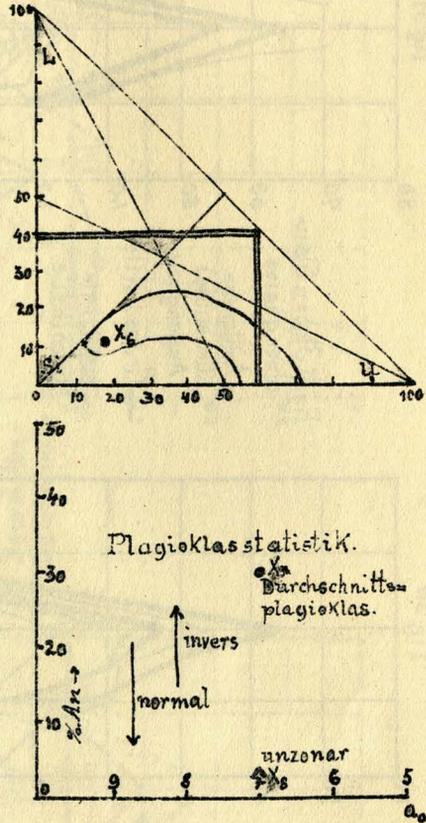
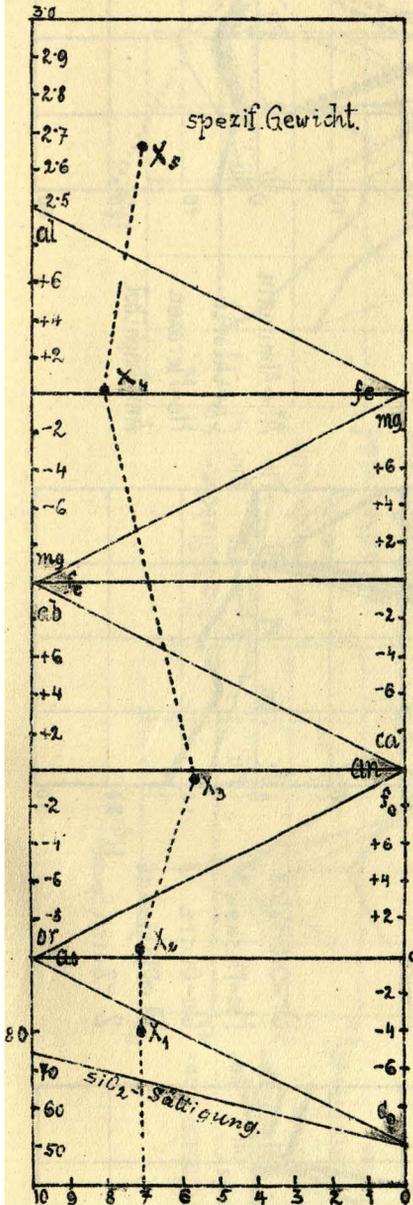


Fig. 28.  
Die chemisch-mineralogische Charakterisierung des Gesteins X durch seine Projektionen  $\lambda_1 - \lambda_2$  in statistischen Diagrammen nach I. Becke.

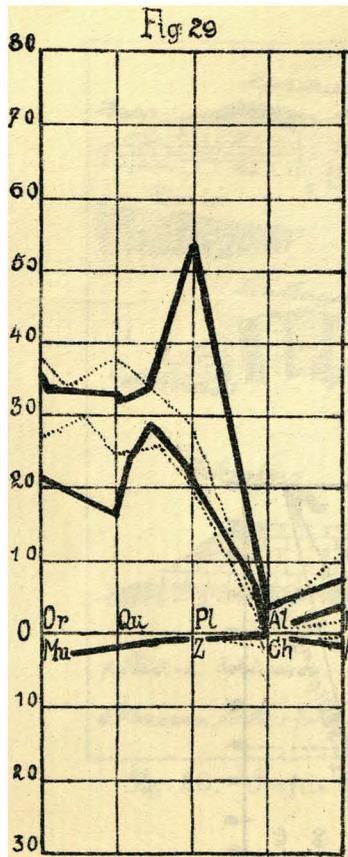


Fig 29 Granule.

— Ob- u. Nied. Osterr.  
— Ostbacher.  
..... Bösenstein.

Fig Stubaipen-  
Orthogneise u. Amering-  
gneise.

— Mikroklingsgranitgn.  
..... Augengneise  
— Ameringgranodiorit  
ooo Ameringgneise, untere  
Grenze.

Or = Orthoklas  
Mu = Muskowit.  
Qu = Quarz  
Pl = Plagioklas  
Z = Zoisit, Epidot

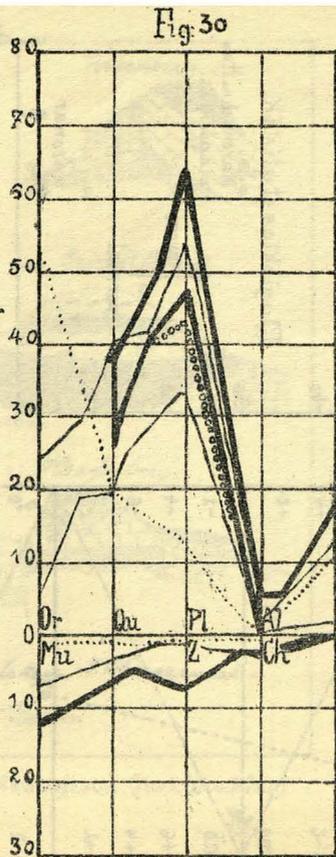
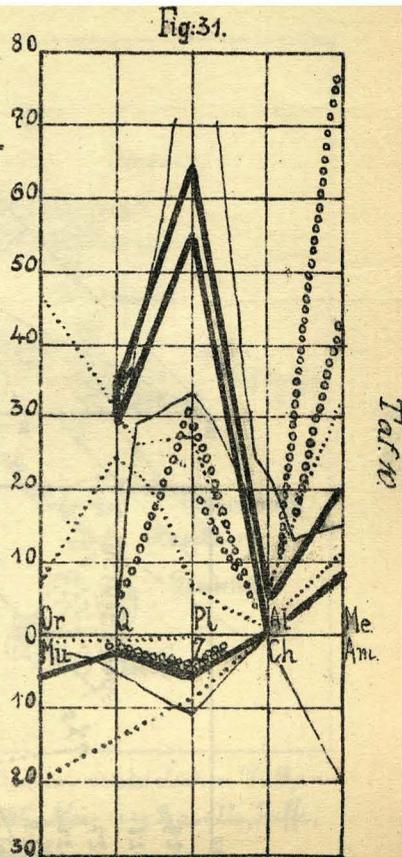


Fig 31 Stub- u. Klein-  
alpengneise.

— Aplitgneise.  
(Granulite)  
..... Augengneise.  
— Granodiorite.  
ooo biotitisierte  
Amphibolite.

Al = Almandin.  
Ch = Chlorit.  
Me = Meroxen.  
Am = Amphibol.

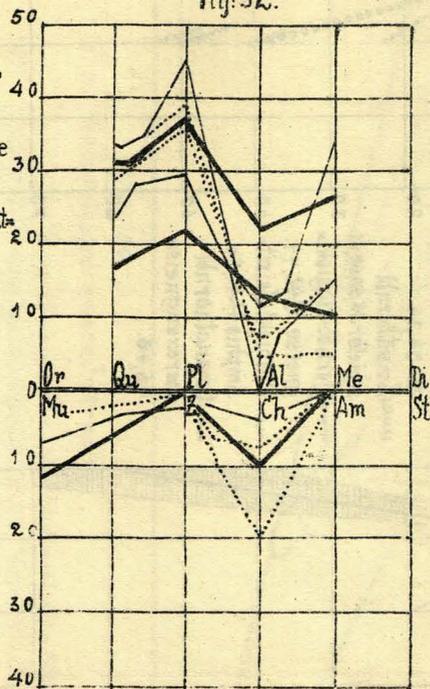


Tafel

Fig. 32.

Fig. 32 Stabalm-Paragneise.

- Grössinggneise
- .... Epigneise
- Grössinggranatgneise.

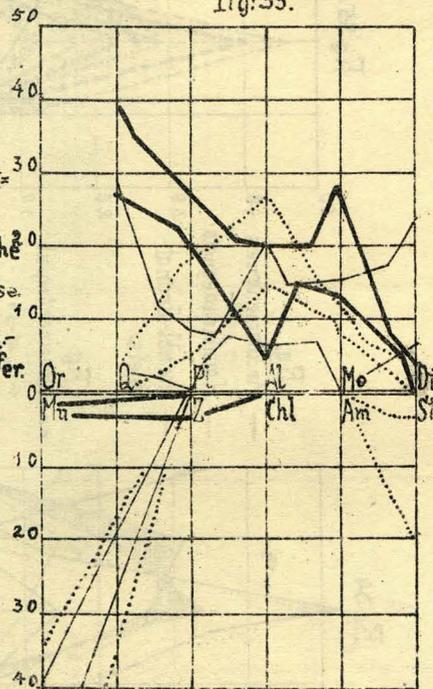


Di = Disthen  
St = Staurolith

Fig. 33.

Fig. 33 Stabalm-Paragneise.

- Bundscheckgneise.
- Disthenreiche Schiefergneise.
- .... Staural-Alm-Disthenschiefer.



Taf. 11.

Fig. 34

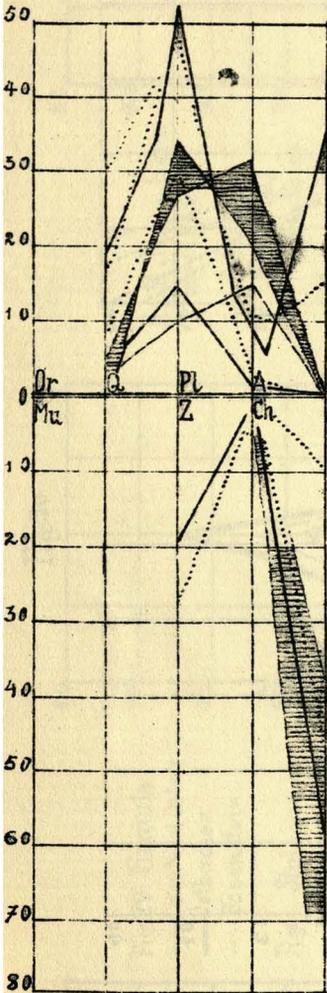
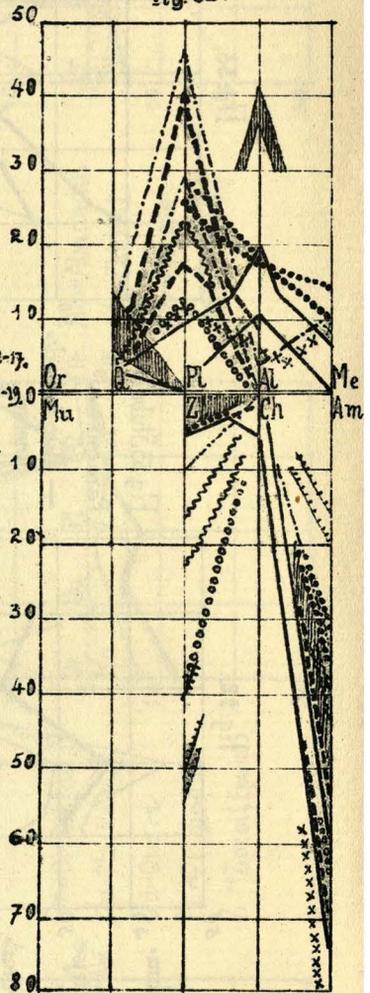


Fig. 35.



- Fig:  
 — Kränzhengneis  
 .... Hornblendegneis  
 — Hornbl.-Granat-  
 gneis

- Fig:  
 \*\*\* Gemeiner Amphib.  
 1-11, 40-54  
 — Granatamphib. I, 12-17.  
 Granatamph. I 18-19.  
 --- Plagioklasamph.  
 20-26, 28, 52-56.  
 .... Zoisitamphib.  
 26-34, 36.  
 .... Zoisithornbl-  
 schiefer 35, 50, 60, 61.  
 --- Hornbl.-Plagiokl-  
 gneise 37, 42, 44.  
 .... Plagiokl.-Zoisit-  
 Amphib. 47, 49, 56.  
 .... Granathornbl-  
 meroxengneise  
 45, 46.

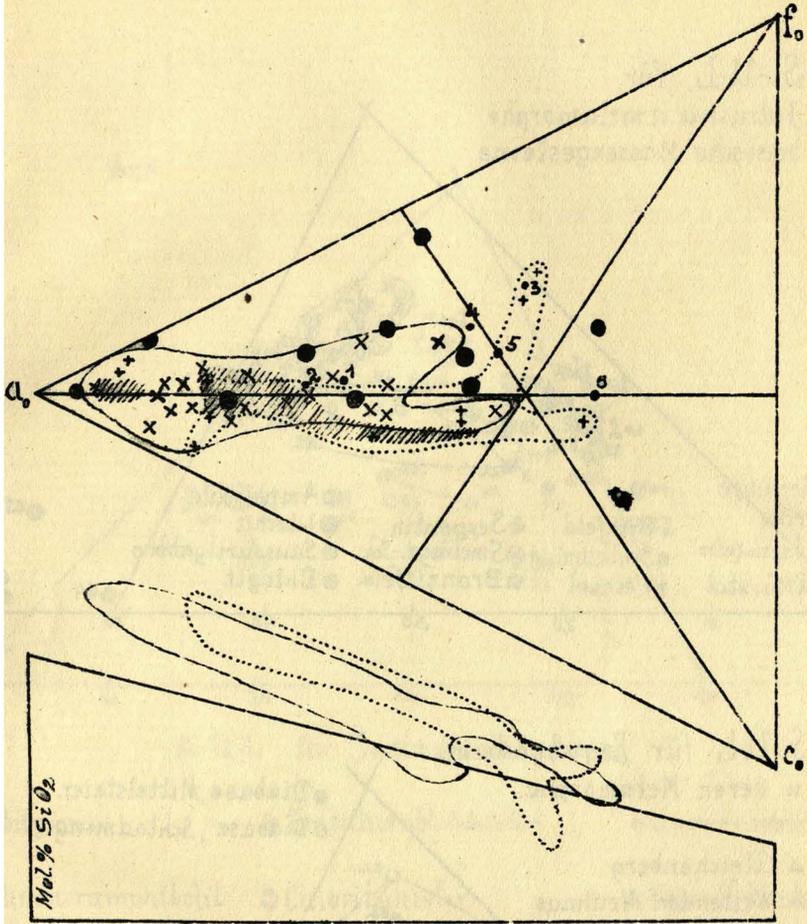


Fig. 56.

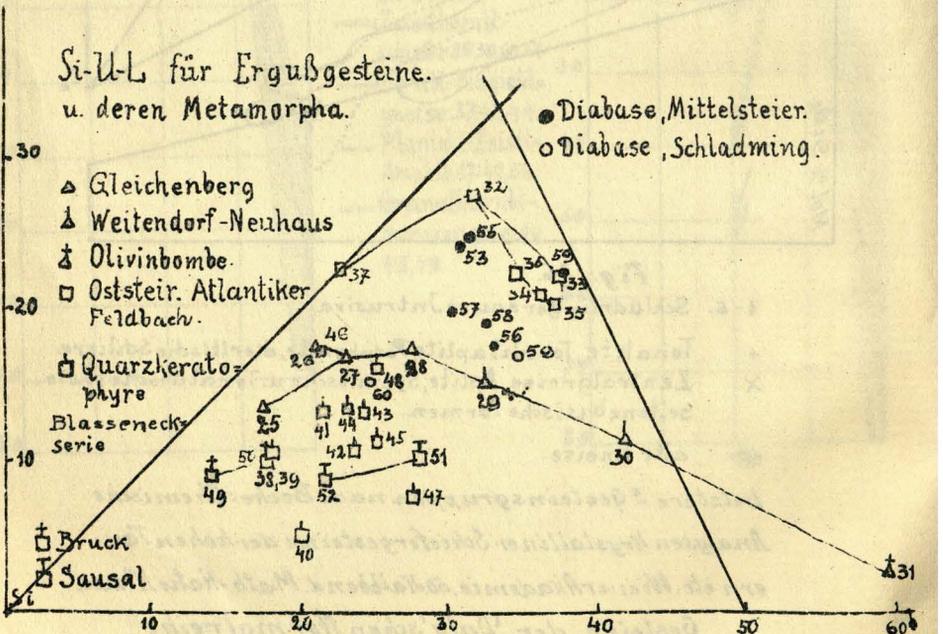
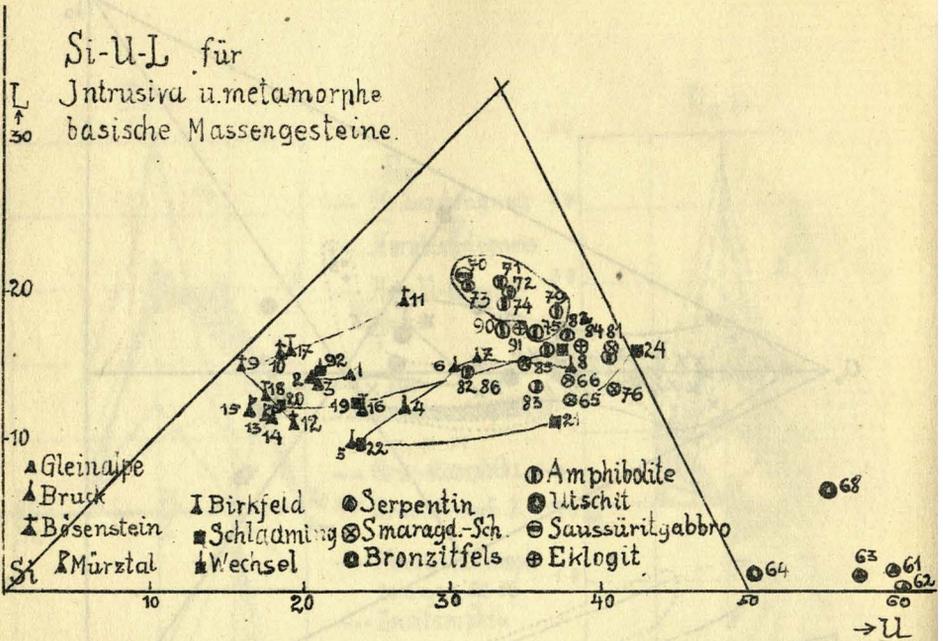
1-6. Schlamminger'saure Intrusiva.

+ Tonalite, Tonalitaplite, Porphyrite, dioritische Schlieren.  
 X Zentralgneise, Aplite, Syenitische u. Tonalitische sowie  
 seltene basische Formen.

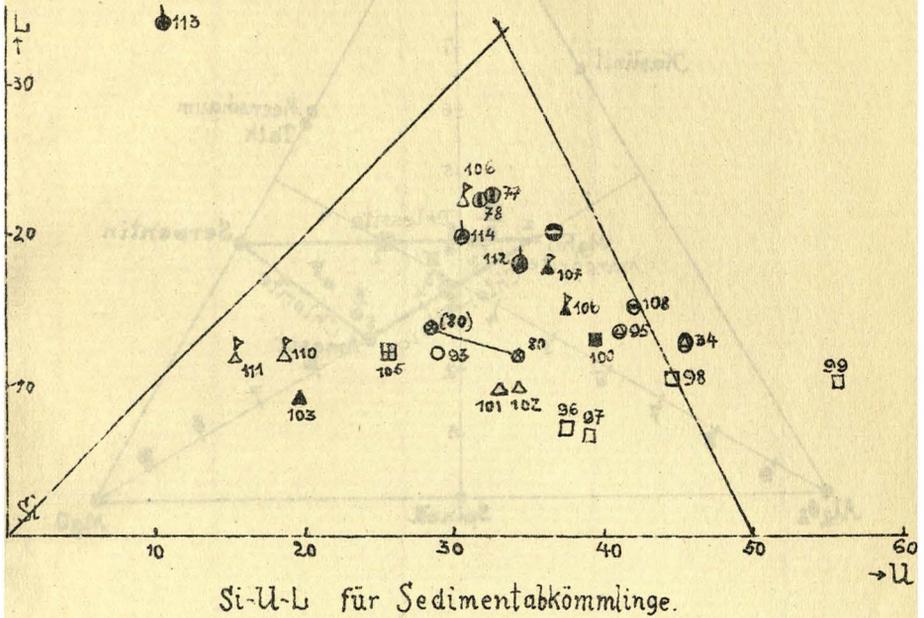
/// alte Gneise.

letztere 3 Gesteinsgruppen nach Becke: Chemische  
 Analysen krystalliner Schiefergesteine der hohen Tau-  
 ern etc. Wiener Akademie, 50. Halbband. Math.-Naturk. Klasse.  
 Gesteine der Daly'schen Normalreihe.

Tafel 14.



Tafel 15.



○ Albitgneis

● Zoisithornbl.-Schiefer.

● Garbenschiefer.

● Glimmeramphibolit

● Chloritschiefer.

▲ Chlorit-Glimmer-  
schiefer.

△ Hellglimmersch.

● Almandin-Disth.-Schiefer.

□ Chloritschiefer.

■ Phyllitische Sch.

⋈ Plagioklasschiefer.

⋈ Kalksilikatsch.

● Mineralr. Marmore

⊞ Granatglimmerquarzite.

Fig. 39.

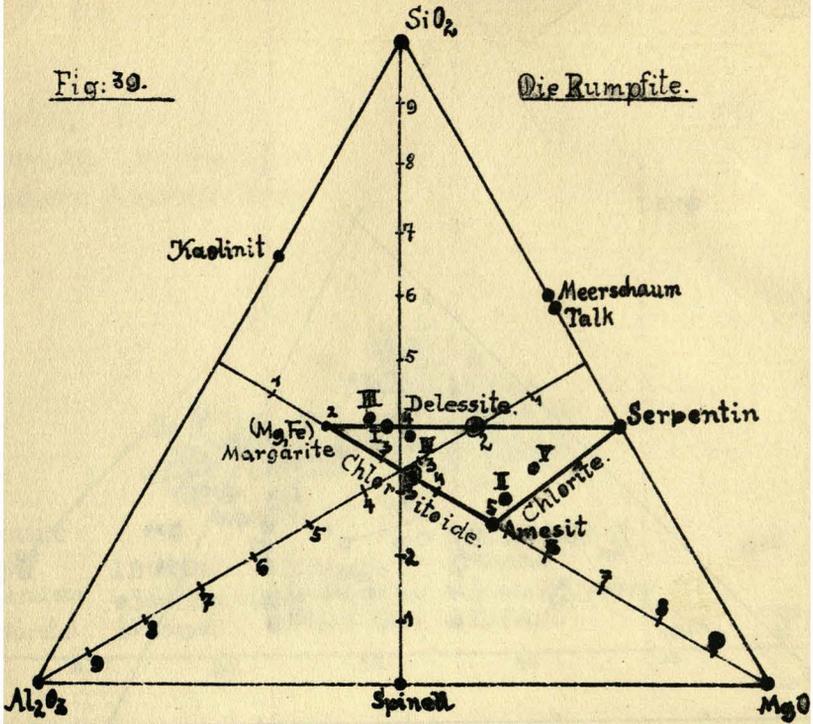


Fig. 40.

Si-U-L der steirischen  
Quarzkeratophyre etc.

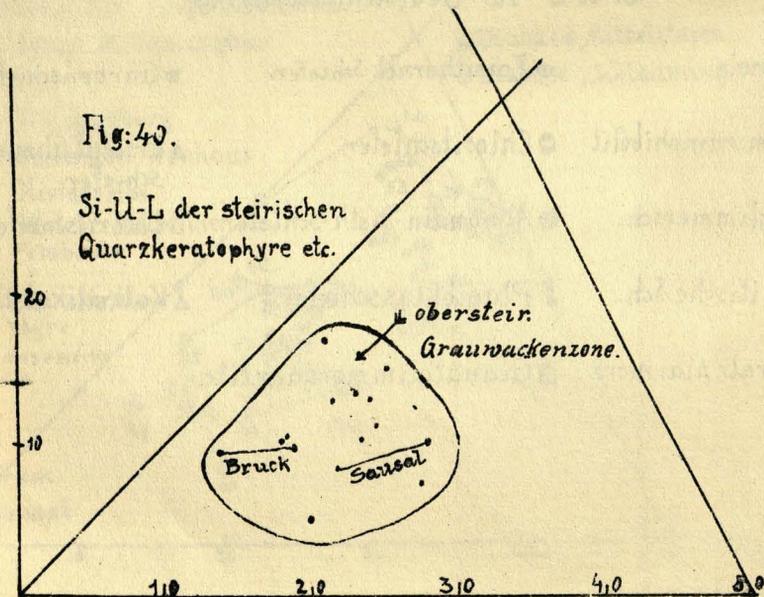


Fig. 37. Gleinalm-Amphibolite.

zum Vergleich:

- Waldviertelamphibolite (Marchet, Wiener Akademie 1919. Sitz-Ber.)
- + Siebenbürger Amphibolite (Vendl, Neues Jahrbuch 1920)
- ∴ Essexite u. Theralite (Rosenbusch, Gesteinslehre.)
- o A-L Gleinalm Amphibolite.

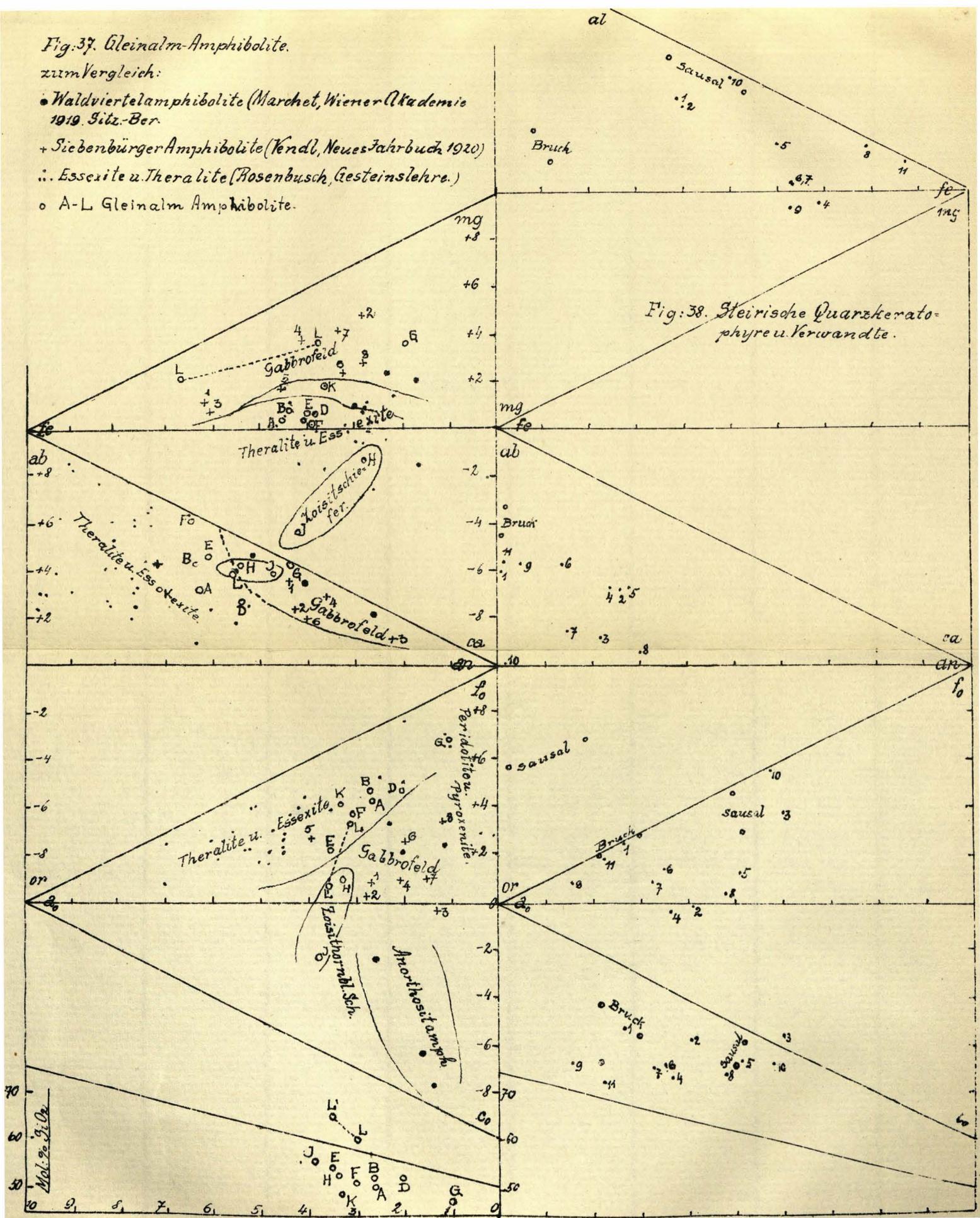
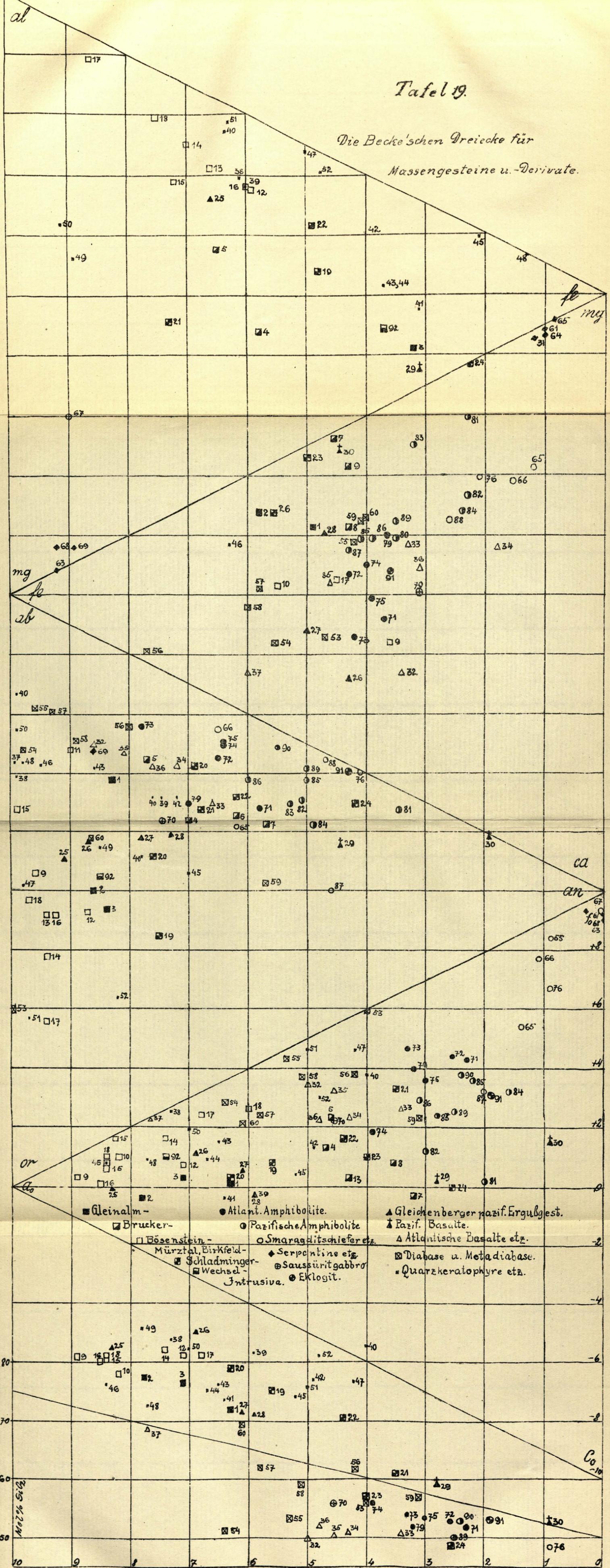


Fig. 38. Steirische Quarzkeratophyre u. Verwandte.

# Tafel 19.

Die Becke'schen Dreiecke für  
Massengesteine u. -Derivate.



- Gleinalm -
- Brucker -
- Bösenstein -
- Mürztal, Birkfeld -
- Schladminger -
- Wechsel -
- Intrusiva.
- Atlant. Amphibolite.
- Pazifische Amphibolite
- Smaragditschiefer etc.
- ◆ Serpentine etc.
- Saussuritgabbro
- Eklogit.
- ▲ Gleichenberger pazif. Ergußgest.
- ▲ Pazif. Basalte.
- ▲ Atlantische Basalte etc.
- Diabase u. Metadiabase.
- Quarzkeratophyre etc.

