

## Werk

**Titel:** 4. Teil - Gesteine des südlichen Zentralplateau (Frankreich).

**Autor:** Angel, Franz

**Jahr:** 1937

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1937\\_0017|log10](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1937_0017|log10)

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

#### 4. TEIL.

### Gesteine des südlichen Zentralplateau (Frankreich).

Von

**Franz Angel** (Graz).

Das Gesteinsmaterial, dessen gesteinskundliche Bearbeitung nachfolgend vorgelegt wird, ist mir durch meinen lieben und geschätzten Freund H. R. VON GAERTNER zugekommen. Es bot mir sowohl vom systematischen, als auch vom fazuell-gesteinskundlichen Standpunkt aus eine Fülle von Interesse, und ebenso fesselten mich die Vergleichsmöglichkeiten mit unseren eigenen gesteinskundlichen Verhältnissen. Deswegen gilt VON GAERTNER mein aufrichtiger Dank; ich wünsche nur, er möge aus dieser Studie den von ihm als Geologe erwarteten Nutzen ziehen können. Die Durcharbeitung eines Sammlungsmaterials, in dessen geologische Räume man keinen Blick tun kann als mittels der Literatur und Karten, bietet natürlich Schwierigkeiten. Herr VON GAERTNER hat mir durch Ermöglichung eines Einblickes in seine Aufzeichnungen und Aufnahmen jedoch in dankenswerter Weise die Arbeit sehr erleichtert. Ich beschränke mich angesichts der Umstände und Bedürfnisse auf folgende Fragen:

1. Aufnahme der Texturen und Strukturen, sowie der Mineralbestände und Beziehungen dieser mit Hilfe von Dünnschliffen ermittelten Tatsachen zum freien Augenschein am Handstück.
2. Zusammenfassung der einzelnen Proben zu natürlichen, gesteinskundlichen Gruppen nach Stoff, Herkommen, Prägung und Umprägung.
3. Zusammenfassung zu mineralfazialen Gesellschaften, verbunden mit Herausarbeiten der örtlichen Fazies- und Zonencharaktere.
4. Bereitstellung des Materials für feldgeologische Ausnutzung.

#### ÜBERBLICK.

Es erscheint aus praktischen Gründen nützlich, das Ergebnis der systematischen Gruppierung voranzustellen und die einzelnen Beispiele anzuführen.

Die Nummern, welche der Benennung voranstehen, sind die aufeinanderfolgenden Ordnungsnummern des Textes, 1—136. Die bei Fundortsangaben stehenden Ziffern oder Kennbuchstaben stimmen überein mit denjenigen der VON GAERTNER'schen Aufzeichnungen.

**A) Schmelzebürtige Gesteine  
und deren umgewandelte Abkömmlinge.**

**I. ERGUSSGESTEINE.**

**a) Saure Ergußgesteine und Metamorphe.**

1. Quarzporphyr, Cassagnes, 5.
2. Porphyroid (Blavierit), Plaisance.
3. Quarzfreier Porphyrit, Castelsac westlich Laurens.

**b) Basische Ergußgesteine, Tuffe, Metamorphe, Tuffite.**

4. Diabas, Lacaune, S. v. P. 911, Stbr. an der Straße nordwestlich Leucate bei Murat.
5. Diabasmandelstein, Dauterribes b. Cabrières.
6. Metadiabas, östl. Felines, Mouthoumet.
7. Chloritschiefer, S. Héripien, Bahneinschnitt.  
Tuffite.
8. Chlorit-Serizitphyllit, Cammazes, 7, 7 x.
9. Chlorit-Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 7.
10. Serizit-Chloritphyllit, Héripien-Faugères, 8.
11. Chloritreicher Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 5.
- 12, 13, 13a. Chlorit-Serizitphyllite, Héripien-Faugères, 3, 5, 6.

**II. TIEFENGESTEINE.**

**1. Saure Tiefengesteine samt Gangfolge.**

*a) Pegmatite und Verwandte.*

14. Pegmatit und pegm. Turmalininjektion, Gorge d'Héric, Eingang.
15. Turmalinpegmatit, Gorge d'Héric, Straßenkurve.
16. Schriftgranit, Col de la Bassine bei Lacaune.

*b) Spaltungsgesteine.*

Aplite.

17. Aplite, N. v. Cammazes, Straße n. Durfort.

*c) Hauptkristallisationen.*

Sidobretypus.

18. Porphyrganit d. Sidobre, Ferrières-Vabre.
19. Grauer, feinkörniger Granit, Straßenkurve der Gorge d'Héric.
20. Mittelkörniger Plagioklasgranit (Kerngranit), Cortal.

Grobgranitgruppe.

21. Muskowitgranit, Le Cabaretou, N. v. St. Pons.
22. Biotitgranit (Granitit), W. v. Rosis.
23. Grobgranit, Mt. de Lacaune, NO. Col de la Bassine.
24. Schriftgranitische Randfazies, Zone écrasée, Col de la Bassine, 1.
25. Grobgranit, Mendic.
26. Schieferiger Schriftgranit, Montagnel, 8.
27. Heller, mittelkörniger Granit, Montagnel-Arfons, 5.
28. Heller, mittelkörniger Granit, Zone écrasée bei Lacaune.
29. Feinkörniger, dunkelgrauer Granit, Montagnel, 4.

**2. Basische Tiefengesteine und deren metamorphe Abkömmlinge.**

*a) Ultrafemite.*

30. Lherzololith, Übergang in Serpentin, Gorge d'Héric.
31. Wehrlit-Amphibolit, wie 30.

*b) Umgewandelte Gabbro-Amphibolite.*

32. Gemeiner Amphibolit, Cammazes-Durfort, xy.  
 33. Plagioklasamphibolit, Cammazes-Durfort, B.  
 34. Hornblendereicher Plagioklasamphibolit, Cammazes-Durfort, B.

**B) Migmatite und migmatische Paragesteine.**

## 1. MIGMATISCHE GRANITGNEISE.

- 35, 36. Migmat. Granitgneise, Cassagnes, Gneissüdrand, 2, 3.  
 37. Wolkig migmat. Granitgneis, Cassagnes, Gneissüdrand, 1.

## 2. MIGMATISCHE AUGENGNEISE.

38. Grauer Augengneis, faserig-lagig, aus Gneis von Cassagnes, —.  
 39. Augengneis, Montagnel, 7.  
 40. Grobknotig-schiefriger Augengneis, Montagnel, 6.  
 41. Caroux-Augengneis, Gorge d'Héric, verbreiteter Typ.

## 3. STREIFENMIGMATITE.

42. Streifenmigmatit, Gorge d'Héric, Eingang, 2.  
 43. Streifenmigmatit m. Biotitporphyroblasten, N. St. Pons, 3.  
 44. Streifengneis, Montélarie bei Lacaune.  
 45. Lagiger Zweiglimmergneis mit Mikroklinaugen, N. St. Pons, 7.  
 46. Streifenmigmatit, N. St. Pons, 1.  
 47. Intrusion in eine Spitzfalte des feinkörnigen Paragneises von Montélarie bei Lacaune.

## 4. DIFFUS GRANITISIERTE KÖRNELGNEISE.

48. Körnelgneis, Gorge d'Héric, XX.

## 5. BESONDERE FORMEN.

49. Schollenmigmatit, Cammazes-Durfort, V.  
 50. Brockenmigmatit, Gneisrand bei Cassagnes, 16.  
 51. Mylonit-Migmatit, südl. Castelpers.

**C) Crescimente und Absatzgesteine.**

## I. KALKE (BIS MARMORE).

52. Schwarzer Kalkstein, Moulin de Madame b. Cammazes, 9.  
 53. Mittelkambrischer Kalkstein mit *Archaeocyathus*, Signal de Marcory.  
 54. Devon.-Bänderkalk, Straße S. Bédarieux, O. v. Pic de Tentayo.  
 55. Marmorisierter kambr. Kalkstein, Ferrières-Vabre, Sidobre.

## II. SANDSTEINE UND TONSCHIEFER.

56. Kalkig gebundener, toniger Sandstein, Moux de Davejeau.  
 57. Tonig gebundener Sandstein mit beginnender Blastese, O. v. Felines, Mouthoumet.  
 58. Gelber Quarzsandstein, Grès de Marcory, Pardailhan.  
 59. Gelber Quarz-Tonsandstein, Grès de Marcory, Caunes-Citou.  
 60. Gelber, glimmeriger Tonsandstein, Grès de Marcory, Pardailhan.  
 61. = 117.  
 62. Grauer Quarzsandstein, Übergang zu Quarzit, Sattelkern des Marcory.  
 63. Grüner Quarzsandstein, Übergang zu Quarzit, Caunes-Citou.



- 64. Grüner Tonsandstein, Caunes-Citou.
- 65. Schwarzer, glimmeriger Tonsandstein, Caunes-Citou.
- 66. Tonschiefer (Arenig-Schiefer), Bois de Boutoury.
- 67. Tonschiefer, St. Chinian.
- 68. Gelbgrauer Tonschiefer, W. vom Signal v. Naudet.
- 69. Roter Tonschiefer, W. vom Signal v. Naudet.
- 70. Hellgrüner Tonschiefer, Übergang zu Serizitphyllit, Caunes-Citou,
- 71. Grauer Serizitphyllit, Caunes-Citou.
- 72. Grauer Serizitphyllit aus den karbonischen Knollenkalken, Übergang, N. v. Les Crozes.
- 73. Verkieselter Tonschiefer aus devonischen Bänderkalken, N. v. Les Crozes.

**D) Metamorphe Abkömmlinge der Übergangsreihe Sand-Ton, einschließlich Arkosen.**

**I. VORSCHREITEND ERSTSTUFIGE METAMORPHE.**

**1. Gleichmäßig feinkörnige Paragneise.**

- 74. Gleichm. feink. Paragneis, Le Cabaret, W. v. Rosis.
- 75. Gleichm. feink. Paragneis, Montagnel, Moulin de Madame, 8.
- 76. Biegefaltiger, feink. Paragneis, N. St. Pons, 6.
- 77. Enge Biegefalte im gleichm. feink. Paragneis, N. St. Pons, 7.
- 78. Feink. Paragneis mit phyllitischen Glimmerhäuten, Chappertis, N. St. Pons, 5.

**2. Quarzitähnliche Paragneise.**

- 79. Dunkelgrauer, quarzitischer Paragneis, Cammazes-Durfort, y.
- 80. Serizitquarzitischer Paragneis, albitführend, Moulin de Madame, 11.
- 81. Biotitquarzitischer Paragneis, Cammazes-Durfort, XX.
- 82. Hellgrauer, serizitquarzitischer Paragneis, Verdières, N. St. Pons, 16.
- 83. Serizitquarzitischer Paragneis bei Main, N. St. Pons, 20.
- 84. Hellgrau- und weißschichtiger Arkoseschiefer, Gorge d'Héric, Eingang, 2.
- 85. Serizitquarzitischer Paragneis mit Quarzgeröllchen, S. von Sorèze, 4 x.
- 86. Quarzitischer, heller Paragneis, Cassagnes, Gneisrand, 6.

**3. Biotitführende Serizitphyllite und Verwandte.**

- 87. Biotitführ. Serizitphyllit, S. von Héripian, 1.
- 88. Chloritführ. Serizitschiefer, Moulin du Diable, N. v. St. Pons, 18.
- 89. Chloritführ. Serizitschiefer Straßenkurven b. Sorèze, 3.
- 90. Albitisierter Serizit-Chloritphyllit, Col de la Bassine, 2.

**4. Albitführende Serizitquarzite.**

- 91. Ebenschiefriger, feinstriemiger, albitf. Serizitquarzit, Straßenkurven S. v. Sorèze, 2.
- 92. Heller, grauwackenähnl., albitf. Serizitquarzit, wie 91, 1.
- 93. Grauer, grauwackenähnl., albitf. Serizitquarzit, Moulin du Diable, N. v. St. Pons, 17.

**5. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite.**

- 94. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit, Moulin de Madame b. Cammazes, 10.

95. Lagiger Serizit-Biotitphyllit, N. v. St. Pons, 11.  
 96. Lagiger Serizit-Biotitphyllit, N. v. St. Pons, 14.  
 97, 98, 99. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite, N. St. Pons, 15, 16 und nahe 11.  
 100. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit in Umschering, N. v. St. Pons, Abzweig. Brassac, 13.  
 101. Chloritführ. Biotit-Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 2.  
 102. Biotit-Serizitphyllit, wie 101, xy.  
 103. Biotit-Serizitphyllit, Ferrières bei Brassac.

**6. Dunkle, phyllitische Schiefer mit Biotit-PorphYROBLASTEN oder HOLOBLASTEN.**

- 104 a, b. Biotitporphyroblasten-Phyllit, N. St. Pons, 10.  
 105. Biotitholoblasten-Phyllit, Kurve bei Brassac, 6.  
 106. Biotitholoblasten-Phyllit, Bahneinschnitt S. Héripien, XX.  
 107. Dunkler, dünnplattiger Biotitholoblasten-Phyllit, N. v. St. Pons, 9.

**7. Penninporphyroblasten-Phyllite.**

- 108, 109, 110, 111. Penninporphyroblasten-Phyllite vom Gneissüdrand bei Cassagnes, 21, 22, 20, 23.  
 112. Ebenschiefriger Biotitporphyroblasten-Phyllit, Cassagnes, 18.

**8. Dunkle Zweiglimmerschiefer.**

- 113, 114. Dunkle Zweiglimmerschiefer, N. St. Pons, 5, 8.  
 115. Biotitreicher Zweiglimmerschiefer, S. Héripien, X.

**II. VORSCHREITEND ZWEITSTUFIG METAMORPHE UND DEREN DIAPHTHORITE.**

116. Staurolithführender Zweiglimmerschiefer, S. Héripien, X (b).  
 117. Feinkörniger Granatglimmerschiefer, NW. Pardailhan (= 61).  
 118. Granatglimmerschiefer, Moulin de Madame, 8.  
 119. Granatphyllit, N. St. Pons, 8.

**Diaphthorite.**

120. Diaphthor. Granatglimmerschiefer, Cassagnes, 13.  
 121. Ds. mit letzten Knopfstellen von Granat, Cassagnes, 13.  
 122. Albitführ. diaphthor. Glimmerschiefer, Cassagnes, 12.  
 123, 124, 125, 126. Diaphthor. Glimmerschiefer, Cassagnes, 7, 10, 14, 17.  
 127. Diaphthor. Granatglimmerschiefer, Gorge d'Héric, Eingang, 1.  
 128. Heller, feinschuppiger Glimmerschiefer-Diaphthorit, Cassagnes, 24.  
 129. Feinschuppiger, diaphthoritischer Zweiglimmerschiefer, Cassagnes, wie 15.  
 130, 131, 132, 133, 134. Helle, feinschuppige Zweiglimmerschiefer-Diaphthorite, Cassagnes, 4, 5, 8, 11, 19.

**III. KONTAKTMETAMORPHE SCHIEFER.**

135. Biotitknotenschiefer mit Chiasolith-Pseudomorphosen, Nordgrenze des Sidobre-Granites bei Vabre.  
 136. Hornfels-Schiefergneis, aschgrau, quarz- und muskowitzreich, Granitgrenze bei Vabre.

Diese Aufstellung möge auch ein Inhaltsverzeichnis ersetzen.

## EINZELBEARBEITUNGEN.

Im Folgenden wird nach obigem Programm das Material im Einzelnen vorgelegt und so weit als nötig, abschnittsweise zusammengefaßt, verglichen und erörtert.

### A) Schmelzebürtige Gesteine und deren umgewandelte Abkömmlinge.

#### I. Ergußgesteine.

##### a) Saure Ergußgesteine und Metamorphe.

##### 1. Quarzporphyr.

Cassagnes, aus dem südlichen Gneisrand.

Das Gesteinsgewebe ist gelblichweiß, wolkig durch Limonit angefärbt. Dem unbewaffneten Auge erscheint die Grundmasse porzellanartig dicht, massig. Es schwimmen darin Einsprenglinge von 0,3—0,6 mm Durchmesser, die teils blaßrosa, teils weiß, teils rauchgrau gefärbt erscheinen, wovon die rauchgrauen, seltener auch wasserhellen Körner zum Quarz gehören und deutlich vorwalten, wogegen die rosaroten sich als Mikroklin-Mikroperthite, die weißen als Oligoklasalbite erweisen. Glimmer oder dunkle Gemengteile anderer Art fehlen.

Dünnschliff. Die Grundmasse besteht aus überaus feinkörnigem Mikrogranit und ist örtlich schlierig. Z. T. ist in diesen Schlieren bloß Quarz als kristallines Mineral zu erkennen, eingebettet in isotrope Basis. Die Grundmasse bildet noch dürftig eine alte strömende Bewegung des Magmas ab; ohne Schlierenbildung wäre dies gar nicht recht wahrnehmbar. Äußerlich ist davon auch nichts zu sehen.

Einsprenglinge: Die größere Anzahl fällt auch bei mikroskopischer Betrachtung dem Quarz zu, welcher fast ausnahmslos optisch gespannt ist. BÖHM'sche Streifung zeigen insbesondere kleinere Schnitte häufig. Einige große, typisch „dihexaedrische“ Quarze besitzen schöne Grundmasseschläuche mit engem Hals. Bekanntlich hat LÄMMLEIN (1) mit Nachdruck die Meinung verfochten, daß diese Schläuche nicht mit Korrosion zusammenhängen, sondern eine besondere Wachstumserscheinung darstellen. — Außerdem sind allerdings auch Quarze mit jenen Kanten- und Eckenrundungen anzutreffen, welche sie einer „Abschmelzung“ (LÄMMLEIN) zu danken haben; bezüglich der Grundmasseschläuche stimme ich nach inzwischen gemachten Erfahrungen LÄMMLEIN's Deutung zu; an Stelle

von Abschmelzung glaube ich aber eher von magmatischer Korrosion, also Anlösung, sprechen zu sollen.

Fernerhin gibt es noch kantige und eckige Splitter, wohl Zerlegungsformen einst größerer Quarze, die noch nicht lange genug der Anlösung ausgesetzt waren. Ferner sei die Aufmerksamkeit auf Mehrkornquarze gelenkt. Das sind Quarzareale, die aus mehreren, pflasterartig verbundenen Quarzkörnern bestehen. Kornverzahnung habe ich nicht beobachtet. Ich halte diese Quarzareale, die manchmal so rund wie Gerölle umrissen sind, für alte Quarzgewebereste. Sie könnten einem Granit, Aplit, oder auch einem Gneis entstammen. Die Rundung ist an mehreren Stellen als korrosiv zu erkennen, z. B. durch die kerbende Wirkung an Korngrenzen. — Die Feldspateinsprenglinge waren ursprünglich ausnahmslos Kalifeldspate. Sie sind im Stadium der Verdrängung durch Schachbrettalbit; diejenige Kalifeldspatart, welche dieser Verdrängung verfällt, ist Mikroklin-Mikroperthit, der Mikroklin ist oft nur undeutlich gitterig („flau“). Ob vorher etwa Sanidin vorkam, ist hier ebensowenig zu erkennen, wie in vielen, typischen Quarzporphyren, mit welchen unsere Kalifeldspate auch die Pigmentierung durch feinverteilt, pulveriges Eisenoxyd (in geringer Konzentration) gemeinsam haben. Bei der Albitisierung werden die sonst etwas trüben Feldspäte klar, das Pigment zieht nach außen ab. Die weißen Albite des Augenscheins sind somit nicht selbständige Gemengteile im Sinn der Mikrokline, sondern spätere Umbildungen.

Auch die Feldspäte bilden z. T. Körnergruppen wie die Quarze. Mitunter treten auch aus Feldspat und Quarz gemischte Körnergruppen auf. Im Schliff kann man Biotit oder andere dunkle Gemengteile so wenig wie im Handstück wahrnehmen.

Eine postkristalline Durchbewegung (nach der Quarzkorrosion) fehlt diesem Beispiel; lediglich eine Natron-Metasomatose hat die ersten Schritte einer Umbildung in der Richtung auf Metaquarzkeratophyre (2) getan. Alle Erscheinungen, die ich angeführt habe, sind mir aus den sehr ähnlichen quarzporphyrischen Gesteinen der obersteirischen Grauwacke bekannt, zum großen Teil auch aus typischen Quarzporphyren (etwa Bozen usw.). Die Problematik ist ebenfalls ganz dieselbe.

## 2. Porphyroid? (Blaviérit.)

Straßenkehren hart östlich Plaisance.

Bei BERGERON (1889) heißt dieses Gestein Blaviérit, und ist im wesentlichen ein Porphyroid; bei MICHEL-LEVY (1930) ist es ein Quetschgestein aus der „zone écrasée“, ein Mylonit.

Das mir übergebene Stück ist vielleicht noch keine ganz typische Form. In einer grünlichen, fast weißen, dicht erscheinenden, aber z. T. deutlich schiefrigen Grundmasse liegen scheinbar unverdächtige Einsprenglinge von glasig-milchigem, etwas amethystfarbenen Quarz, aber auch weiße Feldspatkörner (Mikroclin, z. T. albitisiert) sind wahrzunehmen. Die Einsprenglinge erreichen gegen 2 mm Größe; die Grundmasse ist specksteinähnlich dicht.

Der Dünnschliffbefund ist schwierig zu deuten. Ich fand darin nur zwei Einsprenglingsquarze mit typischen Schläuchen und buchtigem, glatten Kornrand. Alle übrigen Quarze sind mindestens mit breitem Rand kräftig mechanisch zerlegt, so daß an verschiedenen Stellen der feine Quarzsand, den solche zerriebene Einsprenglinge bilden, in die Grundmasse schlierig eingerührt erscheint.

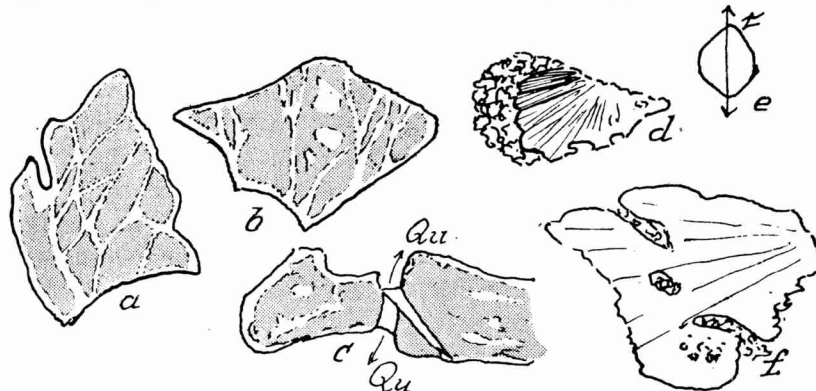


Abb. 30. Aus dem Porphyroid (Blaviérit) Nr. 2.

- a, b = zerschnittene, mit Mikroperthit (weiße Adern) homogen verheilte, proterogene Kalifeldspäte (trüb, grau gekennzeichnet).  
 c = dasselbe, außerdem inhomogene Verheilung durch zwei Quarzlamellen Qu.  
 d = optisch fächerig gefelderter Einsprenglingsquarz mit feinkörnig zerlegtem dicken Ende.  
 e = ungestörtes, kleines Dihexaeder.  
 f = Einsprenglingsquarz mit Schläuchen und Einschluß, von feinblastischer Grundmasse erfüllt. Optisch gefeldert, Rand mechanisch verformt.

Vergr. 35 lin.

Diese Einsprenglingszerreißel sind aber doch alle viel größer als die eigentliche Grundmasse, welche — falls die Ableitung von einer Quarzporphyrbasis richtig ist — in ein Gemenge von feinstem Serizit, ganz wenig feinschuppigem Biotit und Quarz umgewandelt erscheint. Alle Quarze sind optisch stark gespannt (BÖHM'sche Streifung ist merkwürdig wenig verbreitet), außerdem ist aber grobmechanische Kornzerlegung auch optisch, durch scharfe Felderung zwischen + Nikols, die Regel. Die Feldspateinsprenglinge

scheinen ehemals durch Roteisen schwach pigmentiert gewesen zu sein. Sie sind heute auf dem Wege der Umwandlung zu Mikroclin-Mikroperthit, was unter Ausstoßung des Pigmentes vor sich geht. Trübe Flecken des alten Kalifeldspates erscheinen durch das jüngere Aderwerk des gereinigten Mikroperthites, dessen Mikroclin scharf gegittert ist, verkittet. Schachbrettalbitisierung beginnt ebenfalls zu wirken, ist aber noch selten.

Gefüge. Es ist die Deutung möglich, daß sich aus einem alten Quarzporphyr ein Porphyroid im Sinne unserer obersteirischen Grauwackenporphyroide entwickelt, daß also eine Ergußfazies am Weg zur Umwandlung in einen erststufigen Ortho-Serizit-schiefer vorliegt. Die Ergußfazies hätte dann Einsprenglinge von Quarz und roten Kalifeldspäten in mikrogranitischer bis felsitische Grundmasse enthalten. Die darauf folgende Metamorphose wirkte zunächst mechanisch durchbewegend (deformierte Quarze und Kalifeldspäte), zuletzt regenerierend durch Ausheilung der Quarze zu feinkörnigen Geweben, Kristallisation von Serizit, von Mikroclinmikroperthit (im Sinne der OSTWALD'schen Stufenregel) und Albit. Bilder wie hier kenne ich aus obersteirischen Metaquarzkeratophyren zur Genüge. Über das spezielle Problem dieser Genesis wird noch zusammenfassend diskutiert.

### 3. Quarzfreier Porphyrit.

Intrusiv (Perm). Castelsec, östl. Laurens, Montagne Noire.

Das Gestein könnte im Feld unter die Porphyroide eingereiht werden; es war vor allem erwünscht, zu wissen, ob es tektonisch beansprucht worden war.

Das Handstück erscheint graugrün, mit schwach wächsernem Glanz, massig, zum größten Teil auch dicht, aber in dünnen Splittern lassen sich weiße und grüne Einsprenglinge, freilich recht undeutlich, erkennen, welche körnig auftreten und um 1 mm Durchmesser besitzen.

Dünnschliff. Die Struktur ist ungestört massig; man unterscheidet eine fluidale Grundmasse mit dicht gedrängten, sehr kleinen Feldspatleistchen, die oft gekerbte Enden haben, wie dies an Mikrolithen öfters der Fall ist. Die Individuen haben durchschnittlich nur eine Länge von beträchtlich unter  $\frac{1}{10}$  mm, die größere Anzahl ist sehr schmal, zeigt Karlsbadergesetz und gerade Auslöschung der symmetrischen Zone; die schwache Licht- und Doppelbrechung weist im Verein mit den übrigen Eigenschaften auf sauren Oligoklas, 20% An. Daneben gibt es etwas klotzigere Schnitte mit höherer Licht- und Doppelbrechung, und geringer

Auslöschung auf Schnitten senkrecht X, in solchem Sinn, daß man auf sauren Oligoklas bis 25% An schließen darf. Zwischen den Feldspäten liegt eine unauflösbare, z. T. isotrop-glasige, graugrüne Basis. Unter den Einsprenglingen konnte noch ein Plagioklas bestimmt werden: die Rindenschicht enthält etwa 25, der Kern rund 30% An. Die Form ist gut erhalten, Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz noch erkennbar, ebenso auch noch kompliziertere Verzwillingung, Verwachsung und Stockbildung ersichtlich, aber die Hauptmasse der Einsprenglinge ist in allen Fällen durch Kalkspat pseudomorphosiert. Unzweifelhafte Reste von Kalifeldspat-Einsprenglingen konnte ich nicht erkennen. Es gab auch farbige Einsprenglinge, die jetzt in Chlorit umgewandelt sind; Form, Spaltung, Art der Chloritisierung weisen darauf hin, daß zwei Arten vorlagen, von welchen für die eine Augit, für die andere Olivin in Betracht kommt, möglicherweise statt Olivin auch ein Hypersthen. Diese Pseudomorphosen enthalten kein Karbonat. Ferner ist des Umstandes zu gedenken, daß sich häufig Feldspat- und Pyroxen-(Olivin)-pseudomorphosen zu kleinen Körnergruppen vereinigt haben, zu welchen sich auch verhältnismäßig große und auffällige pigmentierte Apatite gesellen, sowie Leukoxen nach Titaneisen.

Mit den früher beschriebenen Porphyroiden scheint demnach keine Beziehung gegeben. Es ist vielmehr nur die große äußere und innere Unähnlichkeit hervorzuheben. Die Bezeichnung quarzfreier Porphyrit scheint mir vorläufig die zutreffendste zu sein.

#### b) Basische Ergußgesteine, Tuffe und Metamorphe.

##### 4. Diabas.

Im kambrischen Kalkstein des neuen Steinbruches südl. P. 911, westl. Moulin de Leucate, Mts. de Lacaune.

Handstück gelblich-graugrün, fast dicht. Körnung 0,1—0,5 mm (Die Körnungen wurden mit einer Reichert-Meßlupe mit Zehntel-mm-Teilung gemessen). Trotz der Kornfeinheit erkennt man schon freiäugig die ophitische Struktur.

Dünnschliff. Der eine Hauptgemengteil ist leistenförmiger, breit zwillingslamellierter, unzonarer Oligoklas mit 20—25% An. Eine schmale Rindenzone ausgenommen, sind diese Oligoklase mit Einschlüssen vollgespickt, unter welchen Klinozoisit leicht zu erkennen ist. Außerdem aber kommt ein blaßgrünliches, nur wenig pleochroitisches Mineral als Einschluß in diesen Oligoklasen vor, welches Pumpellyit sein mag. Eine ganz verlässliche Bestimmung war nicht möglich. Der zweite, wichtige primäre Gemengteil ist



ein teilweise gut erhaltener, im Schliff zart braun getönter Pyroxen mit  $c/Z = 39^0$ , der so häufig in Diabasen anzutreffen ist und nach den Pigeoniten hinzielt. Nebengemengteile sind Titanmagnetit, z. T. in Umwandlung zu Leukoxen, ferner Apatit.

Zu jüngeren Bildungen gehören als Umwandlungsprodukte kleine Felder von Pennin, durchspickt mit strahlsteinartiger, nadeliger Hornblende, ferner auch etwas Prehnit.

Genese. Die ursprüngliche Paragenese war offenbar Labrador mit violgrau-bräunlichem Pyroxen, ophitisch gefügt, überstreut mit Titanmagnetit. Die Struktur ist noch vollkommen unverwischt. Ihr auffallender Grundzug besteht darin, daß Pyroxenindividuen, welche den Plagioklas an Größe ums 10—15 fache übertreffen, das Bett abgeben für die sparrig eingenisteten Plagioklase. Dadurch erscheinen die Pyroxene wie zerhackt. Die Augite grenzen aber nicht lückenlos aneinander. Dazwischen dehnen sich vielmehr Räume aus, die ebensogroß wie die Pyroxene, aber ganz nur von einem Gebälk von Plagioklasen eingenommen sind. In der Ausscheidungsfolge steht demnach nach Erz und Apatit zunächst der Plagioklas mit basischen Kernen, dann erst folgte der Pyroxen. Diese Umkehrung der normalen Ausscheidungsfolge ist sichtlich dem Massenverhältnis zuzuschreiben. Daß der Plagioklas im primären Zustand zonar gebaut war, wird durch die deutliche innere Häufung der Einschlüsse angedeutet. Der Erstarrungsschluß ist eutektisch gewesen, wie die Strukturverhältnisse zeigen.

Was die spätere, in den Anfängen stecken gebliebene Umprägung (diese Art Plagioklas-Saussuritisierung, Hornblende-, Chlorit- und Prehnit-Neubildung) betrifft, so entspricht sie einer Exposition in der ersten Tiefenzone, aber nicht unter differentieller Durchbewegung, sondern unter Pseudomorphosierung der Struktur (vgl. dazu ANGEL 1932). Äußerlich hat sich diese schwache Umprägung mit Beteiligung grüner Gemengteile durch allgemeine Grünfärbung des Gesteins bemerkbar gemacht.

Keinesfalls könnte man angesichts der gegebenen physiographischen Analyse zur Vorstellung gelangen, daß eine Wechselwirkung von Porphyrgesteinen mit Kalken dieses und manche ähnliche Grünssteine erzeugt hätte. Dem Sinne nach kann die Umprägung der Quarzporphyre vollkommen parallelisiert werden mit jener der Diabase vom geschilderten Typus. Die Schachbrettalbitisierung im nicht durchgeschieferten Porphyroid z. B. entspricht der Saussuritisierung im nicht durchgeschieferten Diabas. Dies bedeutet, daß einzelne Straten der Serien, in welchen diese Diabase und Porphyroide liegen, reliktsch ungschieferig geblieben sind.



## 5. Diabas-Mandelstein.

Dauterribes bei Cabrières, Basis des Devon, Mt. Noire.

Man vermutet in diesem gelblichgrauen, sehr verwittert aussehenden Gestein zunächst etwa einen Mergel mit tuffigen Beimengungen. Die Gesteinsmasse ist derartig mit Kalkspat durchsetzt, daß sie an fast allen Stellen mit verdünnter HCl lebhaft braust. Auch infiltriertes Eisenhydroxyd geht bei Säurebehandlung in Menge in Lösung. Entfernt man durch feuchtes Bürsten die dünne, bräunlichgelbe, erdige Kruste der Oberfläche, so kommt ein gleichmäßig hellgrünes, dichtes Gewebe zum Vorschein, in welchem bläulichgrüne, erbsen- bis bohngroße, spröde Mandeln sitzen, und man stößt auf Hohlräume derselben Größe, die mit gelbem Eisenhydroxyd ausgekleidet sind.

Im Dünnschliff löst sich das Grundgewebe auf in eine echte, diabasische Grundmasse aus Plagioklasleistchen, die karbonatisiert sind und auch Prehnit enthalten, so daß der primäre Charakter dieses Plagioklases nicht mehr feststellbar ist. Die Leistchen haben einige Zehntel mm Länge, etwa ein Drittel bis Viertel davon an Dicke, und drängen sich sehr dicht. Es ist nur wenig Zwischenmasse vorhanden, welche größtenteils wiederum karbonatisiert und auch chloritisiert erscheint, daher die lichtgrüne Gewebefarbe des gesäuberten Gesteins. Als Einsprenglinge kann man lediglich Plagioklase anführen, größere Pseudomorphosen mit vorzüglicher Formerhaltung, aber infolge der Pseudomorphosierung nicht bestimmbar. Pseudomorphosen nach dunklen Einsprenglingen (Pyroxen, Olivin oder Hornblende) wurden nicht beobachtet. Es scheint eine schon primär plagioklasreichere Diabasform vorzuliegen, als Differentiat sehr gut zum vorigen passend. In den Mandelräumen kann man 3 Mineralien erkennen: Chalzedon, Kalkspat, Chlorit. Auch im Dünnschliff beobachtet man, wie sich von der Oberfläche aus Eisenhydroxyd in die oberflächennahen Schichten hineinzieht, worunter aber fast nur die Zwischenklemm-Masse leidet.

Dem faziellen Zustand nach liegt wieder nur ein metasomatisch umgebauter, nicht durchbewegter, also nicht im Sinne eines Schiefers metamorpher Diabas vor.

## 6. Metadiabas.

Aus dem Ordovizium(?) östl. Felices, Massiv von Mouthoumet.

Sieht man das graugelbe bis graugrüne Handstück an, so wird man zwar gleich an diabasisches Material denken, muß aber im Zweifel bleiben, ob eine Lava oder Tuff, bzw. ob eine metamorphe Form davon vorliegt.

In splitterig dichter Grundmasse (ganz hellgrün) schwimmen kantige oder rundliche Plagioklaskörner (gelblich), die etwa 0,2—0,5 mm Durchmesser haben. Andere Gemengteile sind nicht unterscheidbar, aber es treten in sparsamer Verteilung langgezogene Hohlräume auf, etwa 2—4 mm lang, 1 mm weit, mit Limonit ausgekleidet, welche an Mandeln erinnern. Schollige Fremdkörper, etwa denen unserer paläozoischen Diabastuffe entsprechend, gibt es in diesem Fall nicht. Die Spickung mit den Plagioklasen ist dicht, die Mandelhohlräume sind sporadisch. Der Augenschein führt auf einen Diabas, nicht auf einen Tuff; aber sichtlich ist sein Zustand nicht mehr mechanisch unverletzt. Die lichte Farbe — begreiflich, da dunkle Gemengteile nicht hervortreten — hat ihre Grüntönung von feinverteiltem Chlorit her, und weist gleichzeitig diesem Diabas eine bestimmte systematische Stellung an: man wird ihn im frischen Zustand bei den Leukophyren unterbringen.

Sicherheit brachte schließlich der Dünnschliff. Das Gewebe besteht aus einer auch u. d. M. äußerst feinkörnigen, bis dichten, Grundgewebemasse, in welcher sich Plagioklaskörnchen, Serizit und reichlich Feinchlorit erkennen läßt, der das Gewebe beinahe gleichmäßig in feinen Schüppchenzügen durchwirkt, wodurch die Gesamtfarbe so gleichmäßig wird. In dieser Grundmasse schwimmen reichliche verschieden große Plagioklase, heute Oligoklas-Andesine mit 30—35% An, zu Zwillingstöcken vereint und nach den gewöhnlichen Gesetzen lamellar verzwilligt. Sie sind aber mit Mikrolithen gefüllt, die dem Klinozoisit, dem Serizit und Kalkspat angehören, oft tritt auch Titanit (als Leukoxen) und Rutil in die Fülle ein. Titanit und Rutil sind übrigens im ganzen Gewebe reichlich in Form von Krümeln und Krümelgruppen verteilt. Quarz war nicht wahrnehmbar.

Gefüge. Der Dünnschliff zeigt ganz klar ein Linsengefüge mit Spuren von Durchbewegung eines älteren Bestandes, sowie Ausheilen. Die mechanische Durchbewegung bildet sich ab in der Einordnung der Chlorit- und Serizitmassen in den lentikulären Bau, ferner in der Zerbrechung der ehemaligen Plagioklaseinsprenglinge in Trümmer, die z. T. nicht regeneriert wurden, und in der mechanischen Verflößung kleinerer Splitter der Einsprenglinge. Ausheilend tritt die Neubildung saurerer Plagioklase als Pseudomorphosen nach den Einsprenglingen oder deren Trümmern auf, ferner die Kristallisation von Serizit und Feinchlorit, Klinozoisit und Kalkspat (welcher übrigens durch verdünnte HCl in ziemlicher Menge im Gewebe nachweisbar ist). Merkwürdig sind die ver-

einzelten mit Titanit auf (001) verkrusteten Muskowite, fast ausnahmslos „Quermuskowite“ im Sinne SANDERS. Ich halte sie für Neubildungen einer Kali-Metasomatose, vergleichbar den Muskowit-holoblasten in alpinen Eklogiten.

Der primäre Zustand war der eines Diabases mit Leukophyrcharakter, d. h. mit weitaus vorwiegenden hellen Gemengteilen: wohl Labradoren, ferner mit viel Titaneisen und einem Quantum Pyroxen in der Grundmasse.

Faziell ist dieses Gestein heute bereits als kristalliner Schiefer erster Tiefenzone, obere Abteilung, zu zählen, das beweist der Zustand der Durchbewegungsabbildung und die neue Mineralgesellschaft. Solche Diabase bezeichne ich als Metadiabase.

#### 7. Chloritschiefer.

Kristallin vom Bahneinschnitt S. von Héripien, in weichen, grünlichen Schiefem mit Knoten, XX.

Eine ebenschiefrig, feinschuppig gebaute Lage (Korn 0,5—1 mm), mit ziemlich häufigen, schwarzgrünen Flecken von unter 1 mm Durchmesser. Es fehlen helle, körnige Gemengteile, dagegen reichert sich in einigen Lagen Serizit an. Die dunklen Fleckchen habe ich herauspräpariert. Sie sind gröber schuppige Chlorite; es läßt sich nicht deutlich erkennen, ob sie ein protogenes Mineral pseudomorphosieren, doch könnte es wohl — nach unseren Steirischen Mustern zu urteilen — ein Pyroxen gewesen sein. Stofflich ist dieser so einfach zusammengesetzte Schiefer auf einen Diabastuff, vielleicht einen solchen mit Pyroxenkristall-Auswürflingen, zurückführbar. In Pulverpräparaten konnte neben Chlorit (Klinochlor) auch vereinzelt Biotit wahrgenommen werden, noch spärlicher Quarz und etwas Albit. Die Sedimentbeimischung (Serizitschiefermaterial) ist unverkennbar, tritt aber noch nicht so in den Vordergrund, wie bei den folgenden Beispielen.

#### TUFFITE.

##### 8. Chlorit-Serizitphyllit.

Aus den Profilen N. v. Cammazes, 7 u 7. x.

Es lagen drei Proben derselben Gesteinsart vor, aus einem Zuge stammend, von dem es schien, er enthielte Diaphthorite. Die Stücke sind hell graugrün, serizitisch schimmernd, rein lepidoblastisch und flachbogig gefältelt. Die wirkliche Korngröße ist bloß 0,1 mm, das Gewebe erscheint jedoch viel gröber geschuppt, weil sich die Individuen zu Schuppenpacketen gruppieren.

Dünnschliff. Als Gemengteile findet man Quarz, Serizit, Feinchlorit (Klinochlor) mit  $X = Y =$  grasgrün,  $Z =$  blaßgelb; ferner sieht man zahlreiche Eisenglanztafelchen, kleine Turmaline mit folgendem Farbwechsel: //  $Z =$  rötlichgelbgrün,  $\perp Z =$  tiefbräunlichgrün, daneben winzige Rutilite und Apatit.

Serizit wiegt vor, dann folgt der Menge nach Klinochlor. — Der Querschnitt enthüllt einen sehr bezeichnenden, lagenhaften Kornwechsel. Auf papierdünne, quarzreiche, pflasterige und mit Chlorit gespickte Lagen folgen solche, die ganz quarzfrei oder ausgesprochen quarzarm sind, aus übereinandergeschichteten Serizitblättern bestehen und gleichmäßig Chlorit eingewirkt enthalten. Man beobachtet im Schliff den Erfolg des nunmehr zum Stillstand gekommenen Gleitens übereinander, welches mit der Schöpfung von Räumen unter kleinen Sätteln verbunden war, worin die scharf ausgeprägte Schichtung der Schenkel in den Sätteln, bzw. Mulden selber ausblieb. In solchen Räumen stecken Querchlorite und Großquarze, ohne weitere einfache Beziehung zum übrigen Lagenbau. Nach B. SANDER (1930, S. 243 ff.) liegen hier Musterbeispiele von Biegefalten vor (vgl. Textabbildung 31). Wir werden derartig organisierte Gewebe noch in allen Übergängen zu scherfaltigen Gesteinen antreffen, was in SANDER's Sprache bedeutet, daß wir hier noch Relikte aus einer Stauperiode des Gebirges vor uns haben, aus der Zeit unmittelbar vor dem tektonischen Abfließen der Massen, oder gerade diesen Akt beginnend und fixierend. Das Beginnen kündigt sich an durch scherende Ablösung von Lagenpaketen, die übereinander lagen. Die Raumfüllung unter den Faltenknien soll nach SANDER 1930, S. 247 eine Platzwechsellerscheinung sein: Was an Schenkeln und Faltenknien zuviel war, wird in die sich virtuell öffnenden Räume eingestopft und braucht sich dort weiterhin keiner Ordnung zu unterwerfen, eine Deutung, der ich beipflichte.

Außerdem sind am Präparat noch als Biegefaltenmerkmale zu erwähnen: Betätigung der Regel von der Stauchfaltengröße (SANDER 1930, S. 247), Mächtigkeitskonstanz der gebogenen Elemente selber im Scharnier.

Gefaltet erscheint ein wesentlich sedimentäres „s“, nämlich eine periodisch wechselnde Feinschichtung. Die Art der Chloritführung schließt meines Erachtens die Möglichkeit einer Pseudomorphosierung aus einem proterogenen (BECKE 1913) Gemengteil aus, die Chloritführung erscheint als primäre Folge der chemischen Sedimentanlage. Nun ist aber der dadurch gegebene Reichtum an Mg sehr bemerkenswert im Gegensatz einerseits zu dem (Mg, Fe)-

Mangel rein quarziger und serizitisch toniger Gesteine, andererseits zu den viel häufigeren, aus den normalen Quellen der Sedimentation fließenden Eisenhydroxydmassen, die für die Hauptmenge der Sedimente und Sedimentabkömmlinge unseres Aufsammlungsraumes so bezeichnend sind, daß man vielfach von einer Eisendurchtränkung sprechen kann.

Der im Chlorit ausgedrückte Mg-Reichtum dieser Gesteine fällt daher auf und erheischt eine Überlegung der möglichen Quellen. Man kann z. B. den Gedanken diskutieren, inwieweit nicht etwa Dolomit im metamorphen Stoffumsatz die nötige Magnesia geliefert hat; es ist ferner die Meinung geäußert worden (BERGERON 1907), daß bei solchen Prozessen „granitische Fumarolen“, oder sagen wir pneumatolytische bis hydrothermale Restlösungen aus granitischer Quelle indirekt, nämlich durch Einwirkung auf Kalke und Dolomite, im Stande gewesen wären, Mg-Silikate in den Schichtstößen entstehen zu lassen. Allein, angesichts der Gegenwart von Diabasen, muß wohl in erster Linie daran gedacht werden, daß Tuffeinstreu in tonige bis sandige Sedimente vorliege.

In Analogie mit petrographisch ganz ähnlich gebauten Serien aus Diabasen, Tuffiten, Serizitschiefern und dgl., wie ich sie aus den Steirischen paläozoischen Arealen kenne, möchte ich für die in Rede stehenden Gesteine ebenfalls diese Deutung vertreten (vgl. ANGEL 1932, 1933, 1934).

Die anderen Herleitungen stoßen, wie ich glaube, auf größere Schwierigkeiten. Es ist gar keine Andeutung davon zu sehen, daß Karbonatmassen bei der Prägung dieser Schiefer mitgewirkt hätten; es fehlen auch Kalkmineralien. — Ich finde nur für eine vorschreitende Metamorphose, die das Sediment in die erste Tiefenstufe überführte, mineralogische, gesteins- und gefügekundliche Merkmale; nirgends eine Andeutung von Diaphthorese. Eine leichte Kornvergrößerung gegenüber den nichtmetamorphen Sedimenten dieser Schichtverbände ist aus dem Kornverband gut zu erschließen.

Die Bezeichnung Tuffit gebrauche ich im gleichen Sinn wie A. WINKLER für wesentlich sedimentäre Gesteine, aber mit Tuffeinstreu.

### 9. Serizit-Chlorit-Phyllit.

Aus dem Profil W. der Straße südlich von Hériplan, 7.

Das Vorkommen war u. A. daraufhin zu untersuchen, ob nicht ein Diaphthorit vorläge. Es gleicht äußerlich so ziemlich dem vorigen, besonders in Textur und Struktur. Das Korn ist ein wenig gröber, 0,2—0,3 mm. Die Farbe ist aber mißtönig bräunlich-graugrün; Textur ebenschiefrig. Das Gewebe führt reichlich

Ilmenit und Leukoxen, sowie Magnetit, ferner reichlich Schuppengeflecht von Klinochlor, der dem Pennin nahe steht, in „s“ (SANDER 1911) streng eingeregelt ist und sich mit pflasterigem, aber nicht in Zeilen geordneten Quarz vermengt. Der Serizit ist hier gröber schuppig, er nähert sich jenen Korngrößen, bei welchen man im



Abb. 31. Aus dem Chlorit-Serizitphyllit Nr. 8. Biegefalte, noch gut erhalten, mit Stopfraum unter dem Faltenknie. „s“ = kristallin und tektonisch ausgearbeitete sedimentäre Anlage „ss“. Ch = Chlorit, Q = Quarz, weiße Lamellen in Packeten = Serizit, schwarze Täfelchen = Ilmenit. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

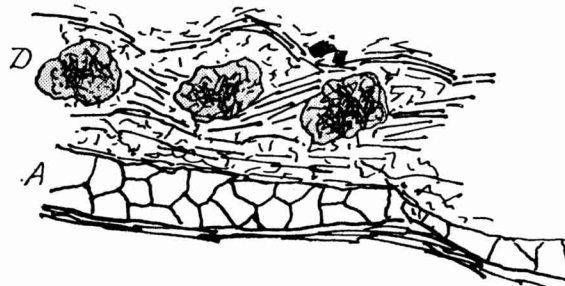


Abb. 32. Aus dem Serizit-Chlorit-Phyllit N. 9. Aplitische Lage A und drei Diabaskörnchen D, eingebaut in das körnig-schuppige Grundgewebe. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

Dünnschliff schon zur Bezeichnung Muskowit übergeht; im gleichen Maß ist auch die Dimensionierung des Klinochlors vergrößert. In diesem Gewebe stecken ein paar rundliche Körnchen von Diabas, zu je 1 mm Durchmesser, gefügt aus einigen Körnern von kaolinisiertem Plagioklas und etwas Chlorit mit Ilmenit. Sie liegen in einem Niveau und gehören wohl zur Tuffeinstreu.

Außerdem enthält das Gestein eine wenige Millimeter dicke, parallel „s“ injizierte, gelblichweiße, syenitaplitische Lage, die schon im Handstück flach schräg zerschert ist. Diese bestätigt auch der Dünnschliff, wo man eine Doppelzeile quadrig verbundener Körner von trübem (etwas kaolinisiertem) Mikroperthit und klaren Albiten beobachten kann; Mengenverhältnis etwa 3:1; Quarz kommt in dieser Lage nur vereinzelt vor, Glimmer fehlt. Die Zerschörung führt den Beginn der Scherfaltung nach vorhergegangener Biegefaltung vor Augen.

#### 10. Serizit-Chlorit-Phyllit.

Aus dem Profil S. von Héripian, 8.

Das Handstück führt einen gelbgrauen, anscheinend ebenschiefrig schuppigen Schiefer vor, der feinen Lagenwechsel zeigt. Schon diese Lagen sind nur 0,1—0,2 mm mächtig, das Korn geht unter 0,1 mm herunter! Es liegt wesentlich dasselbe Gestein vor, wie bei 9. — nur erscheint sowohl die Materialherkunft, als auch der erreichte kristalline und tektonische Endzustand in Einzelheiten vom vorigen Beispiel abweichend.

Man kann deutlich zwei Gewebeteile unterscheiden. Der eine besteht aus Serizitmassen, die etwas Pyrit und Magnetit enthalten und sogleich an serizitisiertes Porphyroidmaterial erinnern, wobei zu erwähnen ist, daß kurze Quarz-Kornfasern eingewoben sind, die wohl auch von Porphyrquarzmaterial herkommen könnten, ferner daß gelegentlich auch Chlorit und Biotit in starker Verdünnung gegenüber dem andern Teil des Gesteinsgewebes hier eingebaut erscheinen. Die Serizite — etwas gröber wie in den vorigen Beispielen, sind sehr gut eingeregelt. Die Zusammensetzung des serizitischen Anteils und sein Gefüge lassen auf eine saure Tuffkomponente schließen. Es fehlt diesen Massen neben der Bezugsmöglichkeit auf rein sedimentäre Tonschiefer wegen des Aufbaues auch jede Andeutung von graphitischem oder verwandtem Pigment.

Der zweite Gewebeteil entspricht ganz nahe den schon in früheren Beispielen beschriebenen chloritreichen Serizitschiefergeweben. Hier herrschen ungefähr in gleicher Gesamtmenge Quarz, Klinochlor, etwas weniger Biotit, daneben gibt es wieder etwas Magnetit, und in den Chloriten reichlich Sagenit. Die Strukturverhältnisse — vgl. Taf. 4, Fig. 1 — erinnern in ganz auffallender Weise an jene Bilder, die SANDER 1930 über Gefügeteile einerseits von Granulit-Quarzen (S. 191), andererseits von glimmerreichen Gefügen, etwa Albitphyllit, Schmirn (Tirol (S. 269, 270) veröffent-



licht hat. Da trifft man in den quarzreichen Gewebeteilen die gelängten Granulitquarze wieder. Das Bezeichnende daran: die Quarze bilden schmale, nur eine Kornlage ausmachende und bald austreichende Zeilen // zur Schieferung. Sie sind wie dickplattige Quadern aneinandergesetzt und zu Überindividuen vereint. Ihre Ausrichtung: Die Quarzachsen pendeln in den SANDER'schen Ebenen  $ac$  und  $(0hl)$ . Das wäre kennzeichnend für vorkristalline S-Tektonite.

Ein anderes, höchst bezeichnendes Gefügebild erhält man beim Studium der stärker lepidoblastischen Gewebeteile, z. B. solcher mit angereicherten Chloriten und Seriziten. Diese Verhältnisse sind im oben genannten Bild besonders deutlich festgehalten. Das Gewebe ist in dünne, spitze, von einander abgescherte Falteile zerlegt. Es wird sozusagen der tektonische Gesteinsfluß in seiner Hochphase abgebildet. Es liegt genau jener Fall vor, den man bei solchem Material bei Umscherung einer Biegefalte erwarten muß. Darüber liegt der abbildende Schleier nachtektonischer<sup>54)</sup> Kristallisation.

Auch hier liegt kein Diaphthorit vor.

### 11. Chloritreicher Serizitphyllit.

Aus dem Kristallprofil S. v. Hérípian, 5.

Diesem grauen, ebenschiefrigen, weich graphitisch schimmernden Gestein sieht man zunächst den Chloritbetrag nicht an, den der Schliff enthüllt. Tatsächlich ist ja etwas graphitisches Pigment vorhanden. Allein hauptsächlich wird die Gesteinsfarbe veranlaßt durch Überdeckung des etwas düsteren Chloritgrüns mit durchtränkendem, schmutzigen, limonitischen Braun und mit dem Braun neu aufgesproßter Biotite.

Der Gesteinskörper wird abermals aufgebaut aus wechselnden quarz- und serizitreichen Lagen mit gleicher Kornfeinheit wie beim vorigen Beispiel, und darin wechselnd dichte Tuffeinstreu, welche reichliche Chloritkristallisation zur Folge hat; im Zusammenhang mit dieser Einstreu stehen auch die Titaneisenklümpchen, welche sehr ausgiebig in Leukoxen verwandelt erscheinen. Das Sediment unterlag einer Biegefaltung und vorschreitend erststufiger Kristallisation von Quarz, Serizit, Biotit und Chlorit, wobei es wieder zur Chloritnesterbildung in den Räumen unter den Falten-

54) In diesem petrographischen Teil wird „Tektonik“ und „tektonisch“ etwa in dem Sinne von Orogenese und orogenetisch gebraucht, um nicht alt bekannte Ausdrücke durch neue zu ersetzen (Anm. 19 S. 69).



knien kam. Die Biegefaltung wurde dann umgeschert, und in Fig. 2 der Tafel 4 sind die bezüglichen Gefügeeinheiten zu sehen. Die Konzentration schuppiger Gemengteile an den Faltenknien wirkt im Augenschein am Handstück so, als ob dort kleine, undeutliche Glimmerporphyroblasten säßen, doch sieht man mittels Lupe auch am Handstück schon die zarten Fältelungen (vgl. auch Abb. 33 und 34).

Auch eine zerscherte, syenitaplitische Lage wiederholt sich hier wie im Falle 9.



Abb. 33. Aus chloritreichem Serizitphyllit Nr. 11. Schoppfältchen aus Chlorit in Quarzgewebe. Kräftig ausgezogen: Chlorit, körnig: Quarz. Querschnitt. Vergr. 65 lin.

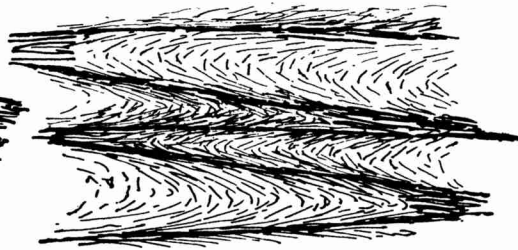


Abb. 34. Aus demselben Gestein. Scherfältelungs-Einheiten, im Geflecht aus Serizit und Feinbiotit. Die Scherflächen treten schon ausgeprägt hervor. Jeder Strich bedeutet die Lage eines Schuppenquerschnittes. Querschnitt, Vergr. 65 lin.

12, 13, 13a. Chlorit-Serizitphyllite aus dem Kristallinprofile südlich von Hériplan, 3, 5, 6.

Diese drei Stücke unterscheiden sich in keiner Weise wesentlich von den eben beschriebenen Mustern. 12 ist chloritreicher, 13 etwas biotitreicher, 14 serizit- und graphitreicher, als der ideale Durchschnitt, und das letzte Beispiel außerdem wieder stärker welligfältelig. Es sei betont, daß alle diese Formen, wenn man sich den Limonit- und Graphitgehalt entfernt und die diabatische Tuffeinstreu verstärkt denkt, den gleichgedeuteten Tuffiten nördlich von Cammazes auch äußerlich bis zur Ununterscheidbarkeit ähnlich werden.

## Zusammenfassung.

Hinsichtlich des ganzen Abschnittes, der sich mit Ergußgesteinsabkömmlingen und Tuffiten beschäftigt, ergibt sich eine Reihe von Fragen allgemeinerer Bedeutung, welche zusammenfassend Erörterung finden mögen.

Die Porphyroid-Blaviérit-Frage. Entscheidend dafür, die beschriebenen Gesteine als veränderte Quarzporphyre anzusehen, war für mich die Beobachtung der Einsprenglingsquarze mit Buchten und Schläuchen. Die Äußerungen der französischen Forscher BERGERON (1889) und MICHEL-LÉVY (1930) beleuchten die Frage nach der Natur dieser Gesteine und ihre Problematik sehr eindringlich. Für den erstgenannten sind die Porphyroide des Gebietes Migmatite aus einem Mikrogranulit-Quarzporphyr und Serizitschiefern, dies wird für bestimmte Fälle profilmäßig zu belegen gesucht. Nach den Profilen handelt es sich um teilweise gangförmige, teilweise stockförmige Massen in Schiefeln. Der Blaviérit ist ein Injektionsgestein mit sehr reichlicher Serizitschieferkomponente; Porphyroide sollen weniger derartige Beimischung haben. Für den zweiten dieser Forscher wären die Mikrogranulite Mylonite der von ihm als „Granulit“ bezeichneten Muskowitgranite; Blaviérit wäre der zugehörige Ultramylonit, und das Porphyroid soll ebenfalls ein Mylonit nach den Muskowitgraniten sein, aber unter Einfluß eines jüngeren Granites nachtektonisch metamorphosiert.

Darin, daß das Studium der sogenannten „alten Ergußgesteine“ wie Quarzporphyr bzw. Porphyr immer wieder zu verschiedenen Zeiten, an verschiedenen Orten und bei verschiedenen Forschern dazu führt, Migmatisierung, Mylonitisierung und doch auch magmatische Kristallisation in ein Verhältnis zu setzen, wie es bei Quarztrachyten usw. nur ganz vereinzelt sich aufdrängt, darin liegt die Quarzporphyrfrage. Persönlich möchte ich in den vorliegenden Gesteinen Quarzporphyre sehen, welche nachträglich erst durch Metamorphose in erster Tiefenzone zu Porphyroiden (einschließlich Blavieriten) werden. Als Quarzporphyre aber möchte ich sie direkt zu granitischen Tiefenkörpern in Beziehung setzen; es müßte erst von Fall zu Fall entschieden werden, ob in den Quarzporphyren Wiederaufschmelzungen granitischer Gesteine oder deren Fortentwicklung aus spätmagmatischer Phase zu den Gang- und Decken-Quarzporphyren vorliege.

Die Diabasproben haben dieselben Eigentümlichkeiten geboten, die schon BERGERON (1889) wohl bekannt waren. Auch dem hier beschriebenen Porphyrit ähnliche Gesteine sind dort schon beschrieben.

Die unter „Tuffit“ erörterten Gesteine sind Mischgesteine aus Sediment- und Diabasmaterial. Sie könnten daher auch im Zusammenhang mit den metamorphen Sedimenten beschrieben werden, wobei sich aber die wichtige und interessante Tuffeinstreu mit ihren Gefügeeigenheiten zu sehr der Aufmerksamkeit entzöge. Aus diesem Grund sind die betreffenden Fälle hier erörtert worden.

Von gefügekundlichem Interesse ist auch die Kornzerscherung in den Quarzporphyr-Abkömmlingen. Ich möchte darauf hinweisen, daß SANDER 1930 (S. 176) verblüffend ähnliche Erscheinungen an einem graphitdurchstäubten Quarz festgestellt und abgebildet hat.

Sehr bemerkenswert ist die Beobachtung des zum Serizit in der erststufigen Blastese gleichwertigen Feinbiotites und Feinchlorites.

## II. Tiefengesteine.

### 1. Saure Tiefengesteine samt Gangfolge.

#### a) Pegmatite und Verwandte.

#### 14. Pegmatit und pegmatitische Turmalininjektion in hochmetamorphe, kambrische Schiefer.

Vom Eingang der Gorge d'Héric.

Das Handstück ist aus einem ziemlich groben, schriftgranitisch gebauten Pegmatit gebrochen. Sein Korn (Quarz, Feldspäte) beträgt  $\frac{1}{2}$ —1 cm im Durchmesser. Der rauchgraue bis glasige Quarz ist schon im Handstück vom weißen Mikroklin leicht unterscheidbar. Mit dem Pegmatit wurde eine angrenzende, besonders turmalin-

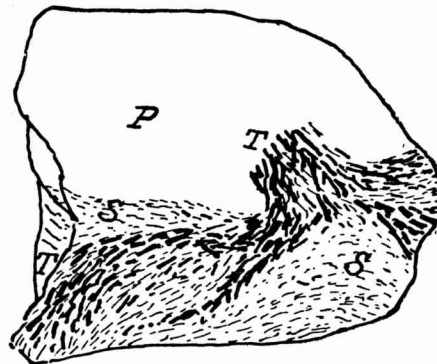


Abb. 35. Pegmatit und pegmatitische Turmalininjektion, Nr. 14.

P = Grobes Pegmatitgewebe.

T = Turmalin-Prismenschwärme.

S = Schiefergewebe.

Handstückskizze  $\frac{1}{2}$  nat. Größe.

reiche Schieferpartie mitgebrochen. Diese enthält feinschuppigen Muskowit und feinkörnigen Quarz als Grundgewebe; darin drängen sich in dichten Schwärmen Turmalinsäulchen von etwa 2 mm Länge und  $\frac{1}{2}$  mm Dicke. Ihre Ausrichtung bildet ein stark gestauchtes, faltiges „s“ ab. Die Turmaline sind schörlartig, aber nicht mit den in Pegmatiten üblichen blauschwarzen bis braunvioletten Farbwechsel-Tönen, sondern braun. Der Unterschied in der Korngröße gegenüber dem Grundgewebe, die Nachbarschaft mit dem Pegmatit,

für welchen sie geradezu ein Salband bilden, und die Beschaffenheit des Grundgewebes bestätigt die Deutung, daß hier am Pegmatitkontakt Schieferpartien turmalinisiert worden sind. Ganz analoge Bildungen sind mir aus dem Steirischen Altkristallin der Stubalpe bekannt; auch hier tritt in Abhängigkeit von Pegmatiten

Turmalinisierung von Schieferpartien ein, und auch hier kommt es zur Kristallisation von braunen Turmalinen. Die Kriställchen haben keine klastischen, etwa kristallin ausgeheilten Kerne, und sind tadellos kristallographisch begrenzt! Man kann die Turmaline also weder aus gestaltlichen Gründen auf das ursprüngliche Sediment beziehen, noch würde damit ihre Häufung an sich und speziell an der Pegmatitgrenze erklärlich werden. In diesem Fall handelt es sich wohl um pegmatitbürtige Turmaline.

### 15. Turmalinpegmatit.

500 m vor der scharfen Straßenkurve im Südteil der Gorge d'Héric.

Dieses Handstück stammt von einem sehr feinkörnigen Muster (1—2 mm). Das weiße Gewebe baut sich aus Mikroklin, Quarz und wenig Muskowit, sowie seltenen, kleinen Turmalinnestern auf. Dieser Turmalin ist der gewöhnliche Pegmatit-Schörl mit  $\perp Z =$  tiefblauschwarz,  $// Z =$  hellbraunviolett, wie es in unseren ostalpinen Pegmatiten die Regel ist. Die Mikrokline werden bis 4 mm groß, einzelne Muskowite etwa 2 mm. Daneben gewahrt man bei genauem Zusehen winzige (unter 1 mm) himbeerrote und recht spärliche Granaten, die recht merklichen Mn-Gehalt verraten, wie auch dies in Pegmatiten häufig zu finden ist (Radegund, Weststeier usw.). Das Gewebe ist teilweise parakristallin bewegt und zeigt daher Mörtelzonen; doch überdauert die Kristallisation die Bewegung. Auch in dieser Hinsicht kann man eine Parallele zu unseren Pegmatiten ziehen. Wie ich den Notizen von GAERTNER'S entnehme, ist auch ihre Lagerung in den Schiefen mit jener unserer Pegmatite vergleichbar. Sie sind mehr oder weniger lagergangartig eingeschichtet (vgl. Abb. 9 S. 56). Man muß eigentlich den Gedanken in Betracht ziehen, daß diese Pegmatit-Fladen, wie ihre Protoklase anzeigt, geradezu als Schmiermittel auf Bewegungsbahnen zu wirken imstande sein müssen. Ihre geologische Form, sowie ihre Gefügeeigenschaften drücken recht eindeutig ihre tektonische Funktion beim Gleiten der Schieferstockwerke eines Deckenbaues aus.

### 16. Schriftgranit.

Aus der „Zone érasée“ am Zentralgneis-Nordrand, NW. Col de la Bassine, an der Straße Brassac—Lacaune.

Das kleine Handstück sieht sehr merkwürdig aus. Es ist eine Platte mit einem regelmäßigen Wechsel von porzellanartig gelblich-weißen und glasartig grauen Lagen, deren Dicke etwa  $1-1\frac{1}{2}$  mm beträgt. Textur massig. Die undurchsichtigen Feldspatlagen haben

ein Korn von 0,3—0,4 mm, das Korn der Quarzlagen liegt unter 0,1 mm.

Dünnschliff: Innig verzahnte Subindividuen von Quarz schließen sich zu Überindividuen zusammen, und diese bilden Lagenfüllungen zwischen Orthoklas-Körnerlagen, die ebenfalls durch Zerstückelung ihr derzeitiges Format erlangten. Der Kalifeldspat ist etwas kaolinisiert und außerdem sprießt in ihm feinstes Serizit.

Demnach liegt ein deformierter Schriftgranit vor. Die ehemaligen Quarzstengel sind zu lagenhaften Kornfasern breit gedrückt. Darüber ging eine leichte hydrothermale Umsetzung.

*b) Spaltungsgesteine.*

APLITE.

17. Aplit.

Nördlich Cammazes, an der Straße nach Durfort. ZV.

Dieses massige, blaßrötliche Gestein besitzt ein Korn von 0,1—0,2 mm. Es bricht fast stengelig. Gang in Biotitschiefern.

Im Schliff erkennt man ein feinkörnig-pflockiges Quarzgewebe, worin nicht allzu dicht verschieden orientierte, einsprenglings-ähnliche Mikrokline und Albitoligoklase schwimmen. Diese größeren Gewebsteile fallen zunächst auf. Es treten aber auch in der Grundmasse beiderlei Feldspäte auf. Somit herrscht hier eine leicht porphyrische Mikrostruktur.

*c) Hauptkristallisationen.*

Unter dem mir vorgelegten Material kann ich recht scharf zwei granitische Entwicklungen trennen. Dies ist u. A. deshalb von Bedeutung, weil daraus bestimmte Erscheinungen in der Fazies der begleitenden Schiefer verständlich werden.

DER SIDOBRE-TYPUS.

18. Porphygranit der Sidobre.

Von der Straße Ferrières-Vabre („Granulite“ des Blattes Castres).

Handstück massig mit weiß-schwarzer Sprengelung infolge der Biotittäfelchen und -Nester im weißen Quarz-Feldspatgrund. Das Gestein besitzt tadellose, weiße Mikroklin-Einsprenglinge mit etwa 2 cm Kantenlänge und Dicke. Quarzkörner werden  $1/2$ —1 cm groß, ebenso die Plagioklase und Kalifeldspäte der Grundmasse. Die Biotite sind bezeichnenderweise auffallend kleiner, sie erreichen meist nur 0,3—0,4 mm Scheibendurchmesser, nur ganz vereinzelt

werden sie größer. Vielleicht sollte ich mit der Bezeichnung Mikroklin-Einsprenglinge vorsichtiger sein; diese „Einsprenglinge“ haben nämlich Einschlüsse von Biotit, und sogar auch von Plagioklasen. Sie sind also nicht unbestrittene Frühausscheidungen, und nicht schlechtweg vergleichbar den Einsprenglingen von Ergußgesteinen, wie etwa Olivin oder Pyroxene oder Plagioklase (von Diabasen und Andesiten usw.). Äußerlich aber stechen sie durch ihre Größe und gute Formausbildung so hervor, daß man einen anderen Namen nicht gut wählen kann. Auch die Bezeichnung Porphyroblast würde hier nicht zutreffen, denn es handelt sich offensichtlich weder um eine autometamorphe, noch um eine gewöhnlich metamorphe Bildung.

Der Dünnschliff enthüllt eine ungestörte Ausscheidungsfolge. Erst erscheinen die Biotite, kleine Gruppen bildend oder vereinzelt. Sie zeichnen sich durch Zirkoneinschlüsse mit kräftigen pleochroitischen Höfen aus, was auf ein beträchtliches Alter schließen läßt. Ihr Richtungsfarbwechsel: Z = hellgelb, X, Y = tief rötlichbraun. Dann erscheinen die Kerne der schönen, zonar gebauten Plagioklase mit etwa 33—35 % An, also basischer Oligoklas. Die Rinde geht beim Weiterwachsen über mehrfache, zarte Rückfallzonen schließlich in sauren Oligoklas (20 An) über. Mit den Rinden ungefähr gleichzeitig wächst der Mikroklin, der z. T. bedeutende Areale einnimmt und dann äußerlich als Einsprengling erscheint oder aber kleinere Lücken schließt, wobei ihm der spärliche Quarz zuhülfe kommt. Dieser füllt überhaupt bloß noch kleine Zwickel aus. Die Plagioklase erscheinen gegen Quarz scharf eigengestaltig, oft trifft dies auch noch gegen Mikroklin zu. Muskowit fehlt im Schliff, ist aber auch am Handstück nicht zu sehen.

Derartig gebaute Granite kennen wir aus den Tonalitgebieten unserer Alpen südlich vom Hauptkamm und auch aus dem Granitgebiet an der Donau, z. B. bei Mauthausen usw. Letztere Form betrifft ein sehr altes Granit-Intrusiv, erstere eine junge tonalitische bis granitische Intrusivmasse. Wo diese Intrusiv-Fazies mit Schieferen in Kontakt gerät, macht sie Hornfelsfazies. Dies sei vorläufig notiert.

Es wäre noch zu erwähnen, daß im Gesteinsgewebe auch noch kleine Apatite (ohne Höfe) vorkommen und daß eine sekundäre, leichte Umsetzung eingegriffen hat, die nicht mit einer Durchbewegung verbunden war. Aber es kam gelegentlich zur Chloritisierung von Biotit und zu kaolinisch-serizitischer Umwandlung der Plagioklaskerne.

## 19. Grauer, feinkörniger Granit.

500 m vor der scharfen Straßenkurve im Südteil der Gorge d'Héric.

Dieses gleichmäßig, feinkörnig-graue, dem Mauthausener Granit etwas ähnliche Gestein kann in Nachbarschaft grober Granite oder Pegmatite wohl geradezu aplitisch wirken. Es enthält aber zuviel Biotit, und allein betrachtet, wird man es sogleich zu gewöhnlichen Graniten stellen.

Massig, Feldspatkorn um 2—3 mm, Biotitkorn um 0,2—0,3 mm.

Dünnschliff: Sogleich fällt wieder der große, normalzonare, mit Rückfallzonen begabte Plagioklas auf. Kerne mit 33—35 % An, Rinden mit 15—18 % An. Diese Individuen sind ganz unzersetzt, klar, enthalten aber merkwürdigerweise oft einige wenige, aber vergleichsweise große Muskowitblätter als Einschlüsse. In Menge am nächsten kommt diesem Gemengteil der Mikroklin-Mikroperthit mit Myrmekeit, letzterer sehr reichlich entwickelt. Der Quarz, häufiger wie im vorigen Fall, liegt in prächtig verzahnten Gewebepartien vor. Der rottönige Biotit ist lamellar mit Klinochlor verwachsen. Ferner kommen hier Mikropegmatit-Körner vor.

## 20. Mittelkörniger Plagioklas-Granit.

Bei Cortal im Profil von Cortal nach Cammazes.

Das Gestein besitzt ein Korn von etwa 4 mm. Die hellen Gemengteile erscheinen gelblich, das Gewebe ist durch reichlichen Biotit dunkel gesprenkelt. Am Handstück kann mittels Lupe bereits beobachtet werden, daß Kalifeldspat fehlt, Biotit der einzige dunkle Gemengteil ist und Quarz bloß als feimörtelige Zwickelfüllung in bescheidenem Ausmaß vorkommt. Eine Stengelung ist leicht angedeutet, es sind auch Regelungen nach B-Tektonit-Art merkbar.

Dies bestätigt der Dünnschliff. Apatit, Zirkon mit starken pleochroitischen Höfen, das sind die Einschlüsse im Biotit, welcher nächstjüngere Ausscheidung ist. Sein Richtungsfarbwechsel: X, Y = fast kupferrot, Z = blaß strohgelb. Er bildet kleine, nesterartige Putzen. Ihm folgten in der Kristallisation die Plagioklaskerne mit 52 % An, dann deren Rinden, zuäüßerst mit etwa 30 % An. Den kleinen Rest an verfügbaren Raum füllte sodann feinkörniger, buchtig verzahnter Quarz, dem nur ganz selten etwas flauer Mikroklin beigeisellt ist. Muskowit war im Handstück nicht zu sehen; im Schliff trat auch nur eine einzige Lamelle auf, und diese in der Größe der Biotite.



Auffallend ist jene zentrale Gerüstbildung in den Plagioklaskernen, die u. A. von BECKE (1892) auch aus den Rieserferner-Tonaliten beschrieben worden ist. An diesen Gerüsten, schwammartigen Kernpartien, setzt ein Umbildungsprozeß ein: Es findet Serizitneubildung statt; faziell korrespondiert damit eine Auf-faserung und Chloritisierung von Biotit. Diese wieder erscheint mechanisch vorbedingt durch eine leichte Durchbewegung. Man sieht, daß die Plagioklaskorngrenzen mechanisch deformiert wurden, und daß an diesen Korngrenzen, intergranular, Biotitlamellen eingezwängt sind. Diese leichten Bewegungseffekte kann man mit der Andeutung von Stengelung in Beziehung bringen.

Wie die Schlißbeschreibung zeigt, liegt hier kein normaler Granit vor. Der Kalifeldspatgehalt ist auch für einen Tonalit schon zu gering, aber die Mengenverhältnisse rücken dieses Gestein doch schon in die dioritische Magmengruppe, wo man es vielleicht im Sinne der NIGGLI-Systematik (1923) bei den Plagioklasgraniten unterbringen könnte.

## DIE GROBGRANIT-GRUPPE.

### 21. Muskowitgranit.

Nördlich von St. Pons, aus dem Augengneis von Le Cabaretou.

Das grobschiefrige, sehr hellgraue und glitzernde Handstück erweckt den Eindruck eines Orthogneises. Mag sein, daß ein Migmatit vorliegt, erzeugt durch Aplitinjektion und Durchtränkung eines Serizitschiefers, und dessen grobe Umkristallisation. Korn: Feldspate  $\frac{1}{2}$ —1 cm, Muskowit 0,2—0,5 cm; wenig Quarz, spärliche, winzige Biotite.

Dünnschliff: Das Gewebebild wird beherrscht durch grob-pflasterige Albitoligoklase und sehr flauere Mikrokline, die durch ein grobes Quarzpflaster und durch grobscheitigen Muskowit verbunden erscheinen. Spärlich treten rottönige Biotite in kleinen Individuen dazu. Bemerkenswert ist die durchweg mechanisch unversehrte Kristallisation. Die Muskowite machen das äußerlich sehr hervortretende „s“ auch im Schliff sichtbar. Es kommt aber nicht zur Bildung durchgehender Glimmerhäute. Einige große Muskowite zeigen eingewachsene Quarzstengel, das gibt eine entfernte Ähnlichkeit mit lockerem Myrmekit. Insgesamt erscheint die Bezeichnung Muskowitgranit für dieses Gestein zutreffend.



## 22. Biotitgranit (Granit).

Kern der „Kristallinen Zentralzone“ westlich Rosis.

Das Handstück zeigt einen gleichmäßig körnigen, hellen, normalen Granittypus, Körnung 3–5 mm (Feldspäte und Glimmer, ebenso Quarz).

Wie im vorigen Fall, so sind auch hier die Plagioklase (Oligoklasalbite, 13% An) unzonar, bemerkenswert sind hier aber Zonen und Kerne dicht gehäufte Serizit-Mikrolithen; daneben gibt es sehr viel klaren Mikroklin-Mikroperthit, in welchen zahlreiche Myrmekitknospen hineinwachsen, ferner gibt es Mikropegmatitkörner. Der Quarz bildet verzahnte Körner, die zu kleinen Feldern konzentriert sind. Die rötlichbraunen Biotite enthalten Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen, die kaum merklich engere Höfe haben, wie jene des Sidobre-Typus.

Äußerlich erscheinen die Plagioklase gelblich, der Mikroklin milchig und weiß, der Quarz glasig grau, Biotite tiefbraun.

Das Gestein bricht undeutlich plattig; aus den Biotitregelungen läßt sich erkennen, daß ein B-Tektonit vorliegt, allerdings als Schmelztektonit. Dies letztere erkennt man, weil eine deutliche Ausscheidungsfolge vorliegt und keine nachkristalline Deformation. Daß es sich um einen B-Tektonit handelt, ergibt, wie oben angedeutet, die Biotiteinregelung. Die Flächen (001) der Biotite liegen rotiert um die B-Achse, wobei jedoch ein undeutliches „s“ bevorzugt wird, indem offensichtlich dort eine dichtere Besetzung mit Biotitpolen zu verzeichnen ist. Vergleichbar erscheint mir der Fall des Syenitporphyrs von Thalhorn, Vogesen, welchen SANDER (1930, S. 298) genau erörtert hat.

## 23. Grobgranit.

Col de la Bassine. Aus den „Augengneisen“ der „Kristallinen Zentralzone“, 3.

Ein auffallend grobspätiges, graues, überaus feldspatreiches Gestein, gelbfleckig durch Anfärbung mit Eisenhydroxyden, massig bis grobschieferig, Korn 1–2 cm, mit ganz spärlichen hellen und dunklen Glimmern vom Scheibendurchmesser 2–3 mm.

Die großen, äußerlich milchig erscheinenden Feldspäte gehören zum Mikroklin-Kryptoperthit. Die Perthit-Entmischung veranlaßt die Trübung. Die ebensogroßen Albite treten an Menge sehr zurück. Sie enthalten Massen feinsten Serizites als Einschluß. Die großen Feldspäte sind randlich zertrümmert worden. Die davon herkommenden Brösel machen zusammen mit Quarz ein regeneriertes, verzahntes Netzwerk, in welches auch die spärlichen Bio-

tite eingeschuppt worden sind. Sie wurden teilweise chloritisiert, und dieser Phase scheint das Sprossen relativ großer Muskowite in der Zwischenmasse zuzuordnen zu sein.

Als Differentiationsprodukt stellt dieser Typus eine Mikroklin-Akkumulation dar, die unter günstigen Verhältnissen große Kristalle heranzüchtete. Aber noch vor der gänzlichen Erstarrung kam es zu einer Protoklase, es fiel also eine Deformationsperiode ein, und in der Schlußerstarrung schied sich gemeinsam mit den Feldspatbröseln usw. auch Quarz paratektonisch ab. Überdauert wurde die Bewegung von einer pneumatolytisch-hydatogenen Restkristallisation, welche die Chloritisierung und Aufsprossung der großen Zement-Muskowite mit sich brachte. Benachbart kommen Schriftgranite vor.

Mit dieser Art von Granit-Kristallisation sind wahrscheinlich auch die 50 km vom beschriebenen Beispiel entfernten, aber geologisch symmetrisch liegenden syenitaplitischen Adern in den Schiefen mit Tuffeinstreu in Verbindung zu bringen, welche bei den Beispielen Nr. 9 und 11 erwähnt wurden. Das wären Mikroklin-Akkumulate, von welchen der Restquarz nahezu gänzlich abgepreßt ist, während der kaum noch sehr bewegliche Mikroklinbrei in Schiefer injiziert wurde und deren weiteres Schicksal zum Teil teilte, z. B. die Zerschierung. (Schiefer s. von Héripian).

#### 24. Schriftgranitische Randfazies.

Aus der „Zone écrasée“ am Nordrand der „Kristallinen Zentralzone“, östlich Col de la Bassine; 1.

Ein weißes, sehr feinkörniges (1 mm), geschiefertes Gestein mit den Hauptgemengteilen Quarz und Mikroklin in verwischt schriftgranitischer Verwachsung.

Die Quarzstengelchen dieser Verwachsung, welche aus mehreren Körnern bestehen, werden bis 4 mm lang, erreichen aber bloß 0,2—0,4 mm Dicke. Der Mikroklin ist ebenfalls kataklastisch zerlegt. Albit tritt spärlich hinzu, und ganz zurücktretend findet man kleine, mechanisch zerschuppte Muskowite. Es liegt ein S-Tektonit vor, welcher postkristallin bewegt und nicht ausgeheilt ist.

#### 25. Grobgranit.

Aus der Mendic. Von MICHEL-LEVY (1930, 1931) zu den „granulites écrasées“ gerechnet.

Dieses Gestein erinnert besonders stark an jene Typen, die wir in den Steirischen Ostalpen als Grobgranite bzw. auch Grobneise bezeichnen. Die Textur ist grobflaserig-schiefrig. Korn der

Feldspäte 1—2 cm, das der Quarze erheblich kleiner, ebenso auch jenes der Biotite. Am Handstück erscheint der Quarz grau und glasig, der Mikroklin lichtfleischrot, ein saurer Oligoklas gelblich, Biotit tiefbraun. Er ist ebenso spärlich wie der ebenfalls kleinschuppige Muskowit. Der überwiegende Teil des Mikroklin ist früher ausgeschieden, als der reichlich mit Serizitmikrolithen besetzte Oligoklas, der unzonar auftritt und bis 25% An enthält. Erst die letzten Mikroklinmassen kamen mit dem Plagioklas gleichzeitig. Bemerkenswert ist die weit fortgeschrittene Schachbrettalbitisierung der Mikrokline. Die kleine Menge von Glimmer scheint den Feldspäten vorausgegangen zu sein. Vor der schließlichen Quarzkristallisation trat eine Bewegungsphase ein, welche die Feldspäte teilweise rupturrell umformte. Dann kam zum Schluß der Quarz, welcher ein kleinkörniges Zahngewebe lückenbüßend aufbaut. Fast überall in dieser Gesteinsgruppe trifft man auf den auffallenden Unterschied in den Korngrößen zwischen den Feldspäten und dem Quarz, dessen Körner zwischen den Feldspäten tektonisch strömen. In diese Strömung werden auch Glimmer hineingerissen und verbogen oder aufgeschuppt. Erwähnt sei, daß die noch unveränderten Mikrokline eine scharfe Gitterung besitzen und ganz grobe Perthite bilden können, sowie daß im Quarzgewebe auch noch Feldspatbrösel mitschwimmen und etwas Magnetit eingebettet ist. Es liegt wiederum eine Protoklase vor, denn die Quarzgewebepartien sind mechanisch nicht mehr gestört. — Äußerlich erscheint hier die Bewegung schwächer, als in der „Kristallinen Zentralzone“, aber die Mendic liegt im Fortstreichen derselben.

#### 26. Schiefriger Schriftgranit (Randfazies).

S. von Sorèze, bei Montagnel, 8.

Ein hellgelbliches, massiges bis undeutlich schiefriges Gestein, Korn  $1\frac{1}{2}$ —2 mm (Feldspat und Quarz). Dunkle Gemengteile fehlen mit Ausnahme eines winzigen Schuppennestes von Biotit.

Dünnschliff. Auffällig sind vor allem die großen, trümmerigen, in Schachbrettalbit umgesetzten Mikrokline. Sie sind von sehr wenig Albit, der selbständig auftritt, begleitet. Zwischen den Trümmern liegt wieder eine Quarz-Körnermasse. Die Korngrößen sind unausgeglichen und klein, die Körner grobbuchtig verzahnt oder pflasterig verbunden. Auch kleine Feldspatkörner werden in diesen Gewebsteil eingebettet. Das Bild der Quarzverteilung läßt auf ein ehemals schriftgranitisches Gewebe schließen. Dazu paßt auch die Armut an Glimmern. Die Durchbewegung dieses Tekto-

rites setzte schon während der Mikroklinbildung ein und dauerte über die Schachbrettalbitisierung an. Erst die Quarze sind mechanisch ungestört.

#### 27. Heller, mittelkörniger Granit.

Straßenkreuzung am Weg Montagnel-Arfons, S. von Sorèze. 5.

Hellgelb, mittelkörnig (0,5—2 mm), aus Perthitkörnern und etwas Albit, sowie Quarz aufgebaut, enthält das Gestein nur wenig Biotit. Dieser tritt in lockeren, ballenförmigen Anhäufungen auf, die von einander getrennt erscheinen und aus sehr kleinen Schuppen bestehen. Die Biotite sind gut eingeregelt. Ein Querschnitt durch eines der ballenförmigen Nester zeigt Scharen von Individuen, deren (001) parallel zur B-Achse des Gesteins liegen, und dabei stengelige Gewebeteile kennzeichnen, die im Querschnitt konzentrisch gebaut sind. Es liegt ein B-Tektonit vor, mit einer die Bewegung (Wälzung) überdauernden Kristallisation.

Dieses Gestein würde im Sinne der französischen Autoren auch als Granulit bezeichnet werden können. Der Vergleich mit dem nächsten Stück weist auf denselben Typus.

#### 28. Heller mittelkörniger Granit.

Zone écrasée, Zentralgneis-Nordrand am Col de la Bassine.

Ein grauweißes, glimmerarmes und ausgesprochen mikroklinreiches Gestein, Korn 3—5 mm, schwach schiefrig, man könnte beinahe an einen durchbewegten und dann schwach augig regenerierten Pegmatit denken.

Die trümmerigen, perthitischen Mikrokline sind wieder mit etwas Albit gepaart, dazwischen fließt fein verzahntes Quarzgewebe, welches eine geringe Menge zerfetzter dunkler und heller Glimmer beherbergt.

#### 29. Feinkörniger, dunkelgrauer Granit.

In den Straßenkurven nach Montagnel, S. von Sorèze, 4.

Wahrscheinlich migmatisch mit mürben, schwarzen Schiefen, von ganz absonderlichem Aussehen. Er erscheint massig, Korn 0,2—0,5 mm, dunkelgrau, bricht splitterig. Die dunkle Farbe rührt von gleichmäßig eingestreutem, feinschuppigem Biotit her.

Dünnschliff. Neben viel Mikroklin-Mikroperthit, welcher zum beträchtlichen Teil in Schachbrettalbit verwandelt erscheint, tritt reichlich Albit ins Gewebe ein, welcher viele gut individualisierte Serizit-Einschlüsse beherbergt. Bemerkenswert ist hier ferner ein fein zerschuppter, als normaler Gemengteil auftretender

Muskowit mit merklichem Farbwechsel: X, Y = grünlichgrau, Z = farblos. Solche Muskowite sind mir aus faziell gleichwertigen Gesteinen der Hohen Tauern und aus dem Mürztaler Grobgneis bekannt. Auch Myrmekit ist häufig, enthält aber sehr wenig Quarzstengel, was genau zum Gesteinsplagioklas paßt: Albit mit unter 10% An. Aller Quarz ist als Zahnquarz im Gewebe unregelmäßig verteilt. Bald gibt es Anhäufungen davon, dann wieder dünne Kanäle. Die Struktur ist jene merkwürdig blastische, die man auch in einigen, besonders randlichen Tauerngraniten finden kann. Es handelt sich in solchen Fällen um Granitblätter, die auf Bewegungszonen kristallisierten, wo die Bewegung besonders intensiv und lang anhielt.

#### Zusammenfassung über die granitischen Gesteine.

Die Zusammenfassung der granitischen Gesteine liefert bloß zwei enger geschlossene Abteilungen. Die ältere davon ist die Grobgranit-Gruppe mit dem pegmatitisch-aplitischen Gangfolge. Es fehlen zugehörige Lamprophyre. Dagegen hat die Sidobre-Gruppe derartige Ähnlichkeit mit unseren alpinen Tonaliten, daß man auch lamprophyrisches Gangfolge dazu erwarten möchte, wie es die zitierten Tonalite haben. Tatsächlich werden bereits von BERGERON (1889) Kersantite und eine Minette angeführt, z. T. aus der Montagne Noire. Im Übrigen unterscheiden die Franzosen die Sidobre-Gruppe als Granit von der Grobgranit-Gruppe, die dort Granulit-Gruppe heißt. Man vergleiche dazu auch MICHEL-LEVY 1930, 1931, 1932, DEMAY 1931 a, b, DEREIMS 1898, 1899, DURAND 1932.

Die eine Abteilung, die Grobgranite, bewirken Intrusionsmetamorphose, die Sidobre-Gruppe veranlaßt Kontaktmetamorphose. Es ist hochinteressant, dieselben Granitgruppen auch in gleichen Funktionen in den Alpen wiederzusehen.

Sehr schwierig ist es, den Grobgranit und seine Verwandten richtig faziell einzustellen. Er steuert ohne Zweifel auf die erste Tiefenzone zu (Schachbrettalbitisierung, Seriziteinschlüsse der Feldspäte, Struktur); und es scheint, daß es sich, soweit Deformationen merkbar sind, um Protoklase handelt.

Dagegen ist die Fazies der Sidobre-Gruppe mit ihren zonaren Plagioklasen und der verhältnismäßig unkomplizierten Ausscheidungsfolge ein klarer Fall für Kontaktfazies. Im Sinne der ESKOLA'schen Fazieslehre bedeutet dies aber nicht etwa, daß die genannten Intrusiva selber metamorph seien, sondern nur, daß ihre Mineral-

gesellschaft im Sinne des NIGGLI'schen Gesteinsheteromorphismus aktiv an Bestände der Kontaktfazies angeglichen ist, so wie es beim Grobgranit weitgehend für die erste Tiefenzone der Fall ist.

## 2. Basische Tiefengesteine und deren metamorphe Abkömmlinge.

### a) *Ultrafemite* (Peridotit-Pyroxenit-Gruppe).

#### 30. Lherzolith, Übergang in Serpentin.

In Augengneis eingeklemmte Linse, Gorge d'Héric.

Im dunkelgefärbten, fast dichten, schwarzgrünen Gewebe sind hellgrüne, wirt liegende Tremolitstengel zu sehen, welche durchschnittlich 3 mm lang werden und etwa 1 mm Dicke haben können.

Das Schliffstudium enthüllt zwei Mineralparagenesen. Die ältere magmatische besteht aus splittrigen Relikten von Olivin, daneben bedeutenden Mengen von Diallag und kleineren von Bronzit. Diese Gesellschaft hat eine Durchbewegung mitgemacht. Hernach sproß die jüngere Mineralgesellschaft: Antigorit, Leuchtenbergit, Tremolit. Der Antigorit gruppiert sich zu (für den Dünnschliff) relativ gut entwickelten Blätternestern. Der Leuchtenbergit bildet Schuppenzüge in „s“.

Eine alte Massenstruktur wurde zerstört und seine Elemente sind, in Umwandlung begriffen, fixiert worden. Das Gestein ist auf dem Wege, ein kristalliner Schiefer (Antigoritserpentin) zu werden. Die Zonen- und Faziesstellung ist, an diesem einen Stück beurteilt, unsicher. Aus dem Fehlen von Feinantigorit und Feinchlorit, sowie asbestartiger Hornblende könnte man auf eine Fazies der zweiten Tiefenzone schließen. Darüber noch Auskunft nach Erörterung der Amphibolite.

Was den Tremolit betrifft, so erinnert mich sein Auftreten hier an jenes auf unserer Steirischen Gleinalpe, wo er ebenfalls in einem Antigoritserpentin ader- und wolkenbildend auftritt. Er ist dort nachweislich ein Reaktionserzeugnis des Stoffwechsels bei einer zweitstufigen Metamorphose (ANGEL-MARTINY 1925), in deren Verlauf Peridotitmassen mit Kalksteinen reagierten. Allerdings hat man auf der Gleinalm dann reichliche Breuneritbildung, deren Spuren im derzeit erörterten Beispiel fehlen. Daher mag hier eine andere Möglichkeit bedacht werden. Wenn dieses Gestein primär die nötigen Mengen von Diallag und Bronzit führt, so ist auch ohne Zuhilfenahme von reagierenden Kalksteinen die Entstehung von Tremolit und Leuchtenbergit verständlich. Das Ausgangs-

gestein war, nach den Relikten zu urteilen, ein erzarmer Lherzolit.

Den Leuchtenbergit kann man mittels Lupe schon am Handstück sehen. Er hat dieselbe, bereits deutlich grüne Farbe, wie der Tremolit. Es liegt ein S-Tektonit vor.

### 31. Wehrlit-Amphibolit.

Fundpunkt wie Nr. 30.

Korn 1—2 mm, schwarzgrün. Am Handstück kann man dunkelgrüne Hornblende und grünen Chlorit unterscheiden.

Im Dünnschliff bildet auch hier wieder prächtiger Leuchtenbergit mit X, Y = ganz zart blaßgrün, Z = farblos schöne Blattscheiben, Viellinge nach dem TSCHERMAK'schen Glimmergesetz mit den charakteristischen optischen Eigenschaften. Der vorwiegende Hauptgemengteil ist aber eine strahlsteinartige Hornblende mit X = farblos bis schwach gelblich, Y = graugrün, Z = bläulich-grau,  $c/Z = 21^{\circ}$ . Ferner beobachtet man noch braungrünen Blätterserpentin, deutlich nach Olivin, von welchem noch Reste zu sehen sind. Die Farbe sowohl des Serpentin als auch der Hornblende deutet an, daß aus den Muttermineralien der magmatischen Gesteinsperiode mehr Fe zur Verfügung war als beim Lherzolit. Auch Magnetit ist ziemlich häufig. Von rhombischem Pyroxen findet sich hier keine Spur. Die Umwandlungsprodukte können zusammen auf ein Gemenge von Olivin und Diallag bezogen werden. Das wäre der Bestand eines Wehrlites. Daher erscheint mir die Bezeichnung Wehrlit-Amphibolit zutreffend, obgleich keine Diallag-Relikte mehr zu finden waren.

Bei gleichem Grad der Umprägung wäre aus dem Lherzolit ein kristalliner Schiefer zu erwarten gewesen, der neben Antigorit mehr Chlorit, eine tremolitische Hornblende und Talk enthält. Die Art der Umwandlung bedeutet Tiefenzonenmetamorphose in einer Fazies der II. Tiefenzone, und zwar in einer oberen Fazies. Der tektonische Zustand ist der eines B-Tektonites. Das sieht man sowohl am Handstück (keine ausgeprägten „s“ und grobstengelige Textur) als auch im Schliff an der Art der Regelung der Leuchtenbergite (so wie früher bei Biotiten beschrieben); die Lote auf (001) der Chlorite bilden einen gut besetzten Gürtel in ac bei einer leichten Bevorzugung eines „s“, und die Hornblendenden legen ihre Achsen //b, während die Lote auf (110) wiederum einen Gürtel in ac dicht ausstatten, worin wieder die vom Chlorit markierten „s“-Bevorzugungen sich geltend machen.



b) *Umgewandelte Gabbro-Amphibolite.*

## 32. Gemeiner Amphibolit.

Les Cammazes-Durfort, S. von Sorèze, xy.

In diesem Gewebe von 1 mm Korngröße herrscht tiefgrüne Hornblende. Dazwischen gibt es sehr wenig Plagioklas und etwas Biotit. Schon am Handstück bemerkt man, daß zwar „s“-Flächen auftreten, daß sie aber weniger betont sind, als das feine, lineare Element der Striemung nach B, das auf den „s“-Flächen sichtbar ist. Hat man diese dem tektonischen Streichen konforme Striemung, so findet man sich dann leicht betreffs der Ausrichtung der Hornblenden zurecht. Ihre Z-Achsen liegen zum großen Teil subparallel zu B (SANDER 1930), zum Teil aber auch senkrecht B (SCHMIDT 1927). Die Z-Achsen der zweiten Kategorie pendeln also in s, und ferner pendeln auch die Lote auf (110) in ac. B-Tektonit.

Dünnschliff. Die Hornblende ist schilfig-stengelig, X = hellgelb, Y = graugrün, Z = graublau-grün,  $c/Z = 20-22^\circ$ . Der Biotit, einzelne Blättchen oder individuenarme Nester, zeigt X, Y = rötlichbraun, Z = blaßgelb. Auch Leuchtenbergit bildet vereinzelte Nester. Der spärliche, in Zwickeln des Hornblendegewebes sitzende Plagioklas ist saurer Oligoklas (20% An) unzonar, leistenförmig oder kurzstengelig entwickelt. Quarz bildet daneben kleine, pflasterige Körner oder kleine Nester; er ist sehr spärlich zugegen. Etwas Rutil.

Nach unserer Bezeichnungsweise sind gemeine Amphibolite solche, die weniger als 10 Vol. % Plagioklas Gewebeanteil haben. Dem Chemismus nach führen sie in das Zwischengebiet Gabbro-Ultrafemite, welches NIGGLI (1923) unter dem Titel issitische Gruppe abgegrenzt hat. Es ist verständlich, daß deren amphibolitische Umwandlungsprodukte wenig Plagioklas aufweisen, denn dies entspricht dem Chemismus des magmatischen Muttergesteins. Die Anwesenheit von Klinochlor (oder Leuchtenbergit) paßt ebenfalls dazu. Der Quarz braucht nicht durch metamorphen Stoffwechsel zugeführt zu sein; denn so geringe Mengen, wie sie hier auftreten, können auch im inneren chemischen Haushalt bei der Umwandlung Issit  $\rightarrow$  Amphibolit aufgebracht werden. Dasselbe gilt von den geringen Biotitmengen, die einem kleinen Kali-Gehalt des Muttergesteins ihr Dasein verdanken können. Weil sie aber doch eine gewisse Anreicherung an „s“-Flächen erfahren, muß man schon in Rechnung ziehen, daß es sich um Kalimetasomatose, verübt durch



granitische Restlösungen am Diallagzerreibsel, handelt. Dem Betrag nach ist diese Erscheinung im erörterten Fall unbedeutend.

Fazies. Es sind gar keine Relikte da. Ferner mangeln sowohl Granaten als auch Glieder der Zoisit-Epidot-Gruppe. Die gemeine grüne Hornblende weist im Verein mit dem sauren Plagioklas aber doch eindeutig auf jene Mineralgesellschaft und jene Gesteinsgesellschaft, die ich bei uns als alpine Amphibolitfazies charakterisiert habe, eine obere, d. h. etwas kühlere Fazies der zweiten Tiefenzone.

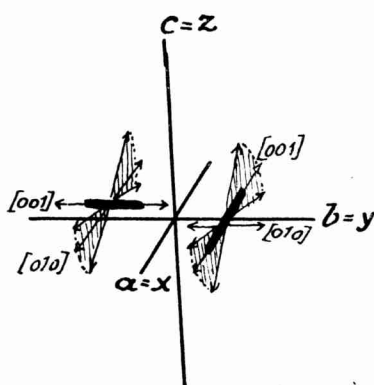


Abb. 36. Hornblenderegulierung im gemeinen Amphibolit Nr. 32.  $a$ ,  $b$ ,  $c$  sind die SANDER'schen,  $x$ ,  $y$ ,  $z$  die SCHMIDT'schen Gefügeachsen. Schwarze Stäbchen: Hornblendemodelle. Im gleichen Schnitt treten folgende Regelungen auf:  $[001]$ , Hornblende =  $b$ -Gefüge und  $[010]$ , Hornblende =  $b$ -Gefüge; Pendeln von anderen wichtigen Richtungen.  $b$  = B SANDER's. SCHMIDT'scher Fall „Drei Pfarren“.

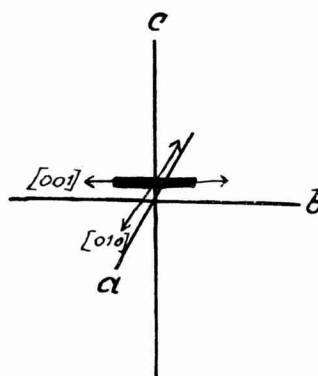


Abb. 37. Hornblenderegulierung im hornblendereichen Plagioklas-amphibolit Nr. 34. —  $[001]$ , Hornblende =  $b$ -Gefüge, aber  $[010]$  ist in  $a$ -Gefüge festgelegt. SCHMIDT'scher Fall Rennfeld.  $a$  = Fallen, Richtung des tektonischen Transportes,  $b$  = tektonisches Streichen,  $c$  = Normale auf die Ebene ab. Schwarzer Stab: Hornblendemodell.

Gefügebau (Abb. 36). Der Dünnschliff bestätigt die Diagnose des Augenscheins. Eine große Zahl von Hornblenden stehen mit  $Z$  subparallel in „ $b$ “ und pendeln um die  $z$ -Achse. Diese Achse „ $b$ “ fällt zusammen mit der Achse  $y$  bei SCHMIDT (1927). Die eben angeführten Hornblenden sind umgeben von ziemlich zahlreichen anderen Hornblenden, deren  $Z$ -Achsen in der SANDER'schen Ebene  $ac$  (1930, S. 57) pendeln. Einen ganz ähnlichen Fall hat übrigens W. SCHMIDT (1927) aus dem Hornblendegneis (richtig: Amphibolit) von Drei Pfarren (Brucker Hochalm, Steiermark) beschrieben, und mit einem Diagramm belegt. Es handelt sich auch wohl hier um Anlagen zu B-Tektoniten.

## 33. Plagioklasamphibolit.

Straße von les Cammazes nach Durfort, S. von Sorèze B.

Dieses Vorkommen steckt nach v. GAERTNER (S. 76) wie ein Quergriff im Augengneis. Hornblende und Plagioklas wie früher. Leuchtenbergit fehlt. Dafür aber tritt Klinozoisit in selbständigen Körnern auf, ist jedoch nicht häufig. Plagioklas ist hier Hauptgemengteil. Dieses Gestein kann man dem Mengenverhältnis Plagioklas: Hornblende nach von einem gewöhnlichen Gabbro durch zweitstufige Metamorphose herleiten. Fazies wie früher. Klinozoisit macht diese Zuteilung eindeutiger. Biotit tritt wieder in ganz geringer Menge nach „s“ ein. Das lineare Element ist auf den undeutlichen „s“-Flächen noch schwieriger zu erkennen als früher. Der Bau ist so einfach, wie in den ersten Beispielen der Gruppe: ein B-Tektonit.

## 34. Hornblendereicher Plagioklasamphibolit.

Strecke Cammazes-Durfort, S. von Sorèze B.

Schwarzgrün, feinkörnig, mit merklichen Plagioklasmengen. Die schwarzgrünen Hornblenden werden 1,5 mm lang und bis 0,4 mm dick. Biotit sehr wenig. Im Gegensatz zu früheren Fällen fällt hier die überaus scharfe Einregelung der Hornblenden in s auf. Das Gestein ist daher auch gut schiefrig, die s-Flächen treten gut hervor.

Dünnschliff. Die gemeine grüne Hornblende zeigt X = grün-gelb, Y = ölig grün, Z = blaugrün, c/Z = 18–20°. Biotit tiefbraun. Oligoklas mit 23–25% An.

Gefügebau (Abb. 37). Die Z-Achsen der Hornblenden sind mit großer Schärfe in b eingestellt, d. h. in das tektonische Streichen dieser ausgezeichnet monoklinen Gefügesymmetrie. Aber auch die Y-Achsen der Hornblenden scheinen subparallel festgehalten, denn auf der Schieferung spiegeln die (110)-Flächen der Hornblenden in geschlossener Masse ein. Einen solchen Fall beschrieb W. SCHMIDT (1927) aus Rennfeld-Amphiboliten (bei Bruck, Steiermark). Hier liegt vielleicht ein „S“-Tektonit vor?

## Zusammenfassung zu den basischen Metamorphosen.

Vgl. BERGERON 1889, MENGAUD 1930, RAMIÈRE DE FORTANIER 1932.

Von den Gesteinen, die ich in die Hand bekam, habe ich die Meinung, daß sie paragenetisch als eine alte Magmenentfaltung Peridotit-Pyroxenit-Gabbro zusammengehörten, und daß die genannten Differentiate auch jetzt noch paragenetisch zusammengehören, weil sie einheitlich, wenn auch nicht gleichstark durch-

greifend, zweitstufig in kristalline Schiefer (Antigoritserpentin, Wehrilit-Amphibolit und andere Orthoamphibolite) umgewandelt sind.

Interessant ist nun die Meldung RAMIÈRE's von einem Granat-amphibolit, der im Streichen eines Kalkzuges einsetzt. MENGAUD berichtet ähnliches von Lacombe-Revel. Ich zweifle nicht daran, daß in diesen Fällen die dort beobachteten Gesteine richtig als Para-Amphibolite gedeutet worden sind. Derartige metamorphe Bildungen in Gesellschaft von Marmoren, wohl umgewandelten Mergeln entsprechend, sind mir auch aus dem Kristallin der Ostalpen bekannt (Gleinalpe, Koralpe). Aber unter den von mir beobachteten Proben war nichts dergleichen.

Die metamorphen Gabbros, welche unter Nr. 32—34 angeführt wurden, entsprechen sehr genau den alten Gleinalpenamphiboliten, und zwar, wie aus den Einzelheiten ersichtlich ist, sowohl nach Fazies als auch nach Struktur und mineralogischen Einzelheiten.

## B) Migmatite und migmatische Paragesteine.

### 1. Migmatische Granitgneise.

Schon im vorigen Abschnitt wurde Migmatisierung zur Erklärung der Besonderheiten einiger doch wesentlich granitischer Gesteine herangezogen. Jene Mischtypen, bei welchen die migmatische Natur noch schärfer hervortritt, werden nun angeschlossen. Man merkt selbst in den Stücken, wie das Paramaterial in den magmatischen Massen aufgelöst wird und diffundiert. Der Granitanteil ist nicht metamorph, wohl aber der Para-Anteil. Das ganze Gebilde kann schließlich als Gneis angesprochen werden, in dem Sinn, wie man von Injektionsgneisen spricht.

#### 35. Migmatischer Granitgneis.

Südrand des Gneises von Cassagnes, 2.

Dieser Typus ähnelt einem hellen Biotitgranit. Er erscheint gelb, etwas sandig-gneisartig, Korn bis 1 mm. Ein deutliches „s“ fehlt. Dagegen bemerkt man ein um B rotiertes Biotitgefüge, so daß auf einen B-Tektonit geschlossen wird.

Im Dünnschliff beobachtet man Massen von relativ feinkörnigen Mikroklinen und Albiten, blastisch gestaltet, welche in einem dazu ganz unkonformen, feinkörnigen Quarz-Pflastergewebe schwimmen. Dieses enthält auch kleine Putzen von Muskowit, namentlich aber von Biotit, die sich aus ganz kleinen Individuen

zusammensetzen. Von diesen Putzen aus kommt durch die Durchbewegung der Glimmer auch ins offene Gewebe, und man kann in ihm die Orientierung eines Glimmergefüges wiedererkennen, wie es für B-Tektonite bezeichnend ist. Die Abweichung von den reinen Granittypen unserer Aufsammlung besteht also in der auffallenden, nicht granitischen Verteilung und Formung der Feldspäte und Quarze, sowie in der Art des Auftretens und der Ausrichtung der Glimmer. Migmatisch aufgenommen erscheint einer der Biotitquarzite des Gebietes (vgl. Abb. 38).

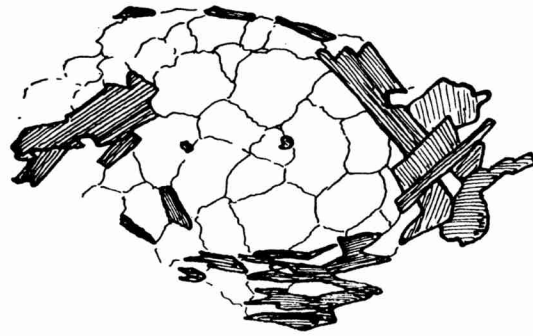


Abb. 38. Aus migmatischen Granitgneis Nr. 35. Rotiertes Glimmergefüge. Querschnitt. Somit senkrecht zu  $b = B$ . — „s“ liegt im Bild wagrecht. Geschrafft: Biotit. Man sieht das Zergleiten der Biotite, sobald sie sich nach „s“ einstellen; in den davon abweichenden Stellungen sind sie dickblättrig. Mitte: Quarzgewebe. Vergr. etwa 40 lin.

### 36. Migmatischer Granitgneis.

Gleicher Fundort, 3.

Hier ist es zur Bildung kleiner, aber deutlicher Mikroklinaugen gekommen, Korn bis zu 6 mm, wogegen das Grundgewebe selber nur etwa 1 mm Körnung aufweist.

### 37. Wolkig-migmatischer Granitgneis.

Vom Gneis-Südrand bei Cassagnes, 1. — Dazu Fig. 3, Tafel 4.

Ein gelber, wolkig grau gesprenkelter Gneis, Korn 0,25—2 mm, mit leichter Augung. Die Mikroklinaugen, Korn 0,6—1 cm, treten wie fast stets in unterscheidbaren Schwärmen auf. Die Wolkigkeit verschuldet aber der Biotit, dessen feine Schüppchen wolkenhafte Anreicherungen von einigen qcm Fläche im Gesteinsgewebe bilden. Beiderlei Umstände, die Biotitverteilung und die Augenschwärme, verursachen jenen unruhigen Eindruck, durch welchen sich solche Migmatite von reinen Graniten abheben.

Im Schliff erscheint der Mikroclin scharf gegittert, ferner fallen zahlreiche Mikropegmatitkörner auf, daneben gibt es klare Albite und ungleich gekörnte Quarze. Der Biotit zeigt X, Z = tiefsepia, Z = hellgelb; er ist gut individualisiert, was auch vom Muskowit gilt, der sich dem Biotit beigesellt. Bezeichnend sind

auch solche Biotite, welche mit Klinochlor lamellar verwachsen auftreten. Bei diesen ist X, Y = tiefsienarot. Die Betrachtung der Glimmereinregelung führt wieder zu einem B-Tektonit. Ein gutes Zeugnis für die Mischnatur dieses Typus darf man darin erblicken, daß sich in den Mikroklinen und Mikropegmatiten ganze Paragneis-Gewebereste als Einschlüsse wiedererkennen lassen. Sie gehören zu jenen überaus feinkörnigen, etwas an Sandsteine erinnernden Paragneisen, die später noch eingehend beschrieben werden. Die erwähnten einschlußhaften Gewebereste sind teilweise aufgebraucht durch Lösung und Umkristallisieren, so daß die Körner öfters isoliert sind, aber sie bleiben zu Gruppen vereint.

## 2. Migmatische Augengneise.

Es besteht eine gewisse Versuchung, sich bei Augengneisen zur Ansicht verleiten zu lassen, sie seien schlechtweg Orthogneise, das würde bedeuten, einfach metamorphe Granite. Die Augen wären ehemalige Einsprenglinge. Allein es ist doch auch in dieser Gesteinsfolge wieder zu sehen gewesen, was bei paratektonischer Umformung von grob struieren Graniten herauskommt. Man vergleiche die Grobgranitformen des vorigen Kapitels, da gab es keinen richtigen Augengneis. Die Augenbildung verlangt schon besondere Vorbedingungen. Es häufen sich die Erfahrungen, daß auch schon leichte Migmatisierung mit phyllitischen oder sandig-tonigen Schiefen einer Augenbildung sehr zuträglich ist. Dies sieht man auch in den folgenden Beispielen wieder.

### 38. Grauer Augengneis mit flaserig-lagigem Grundgewebe. Aus den Gneisen von Cassagnes.

Das Handstück enthält ein besonders großes Mikroklinauge, Format  $5 \times 3$  cm, worin auch Biotiteinschlüsse sitzen; sie bilden vielleicht einen vormikroklinalen Wirbel des Gefüges ab. Dieses Auge, sowie die zahlreichen, viel kleineren Augen sind von Grundgewebe umflossen, dessen Korn bloß 0,2—0,3 mm beträgt.

Im übrigen ist es lagenhaft gebaut, die Lagen wechseln ziemlich regelmäßig und in kleinen Abständen die Dicke und sind durch ununterbrochene, dünne Biotit-Muskowit-Blätter von einander getrennt. Kein einziger Granit des Gebietes weist derartige vollständige Glimmerlagen auf, auch nicht im verformten Zustand, womit wieder auf die Migmatit-Natur dieses Gesteins zu schließen ist. Abb. 39.

Dünnschliff: Im Grundgewebe herrscht Oligoklas mit 20% An, welcher unregelmäßig begrenzte und kaolinisch-trübe Kernzonen hat, wahrscheinlich alte Körner eines Paragewebes. Der ausheilende Außenrand ist klar, die Umgrenzung blastisch. Weniger zahlreich trifft man Mikroklin-Mikroperthite im Grundgewebe an. Diese bilden vielmehr ausschließlich die Augen, und umsäumen sich mit Myrmekitknospen. Der reichliche Quarz bildet ein schön verzahntes Gewebe. Biotit: X, Y = kupferrot, Z = blaßgelb; großblättrig individualisiert, ebenso der mit ihm z. T. parallel verwachsene Muskowit. In den Glimmerlagen treten beide Glimmer in hübscher Verschränkung auf, und es nisten sich auch einige kleine Quarzkörnchen darin ein. Bemerkenswert sind die großen, pleochroitischen Höfe in Biotit um Zirkon; ferner ist als Biotiteinschluß Apatit zu nennen. S-Tektonit.

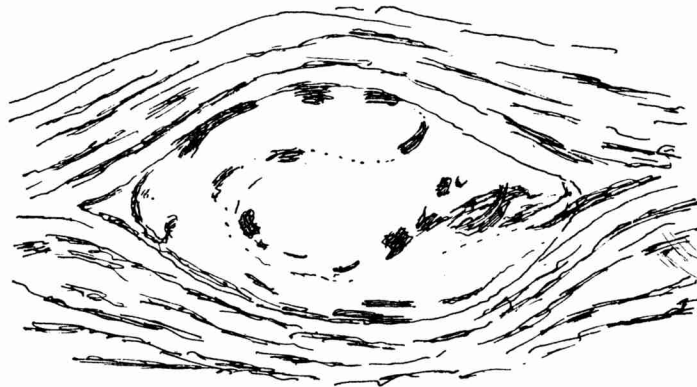


Abb. 39. Aus dem grauen Augengneis Nr. 38 mit flaserig-lagigem Grundgewebe. Handstückskizze. Mikroklin-Auge mit vormikroklinem „si“-Wirbel aus Biotit. Dünne, zerglittene Glimmerlagen trennen die Kornlagen des Grundgewebes. Nat. Größe, umgezeichneter Querschnitt.

### 39. Augengneis.

Montagnel, S. von Sorèze, 7.

In einem parallelepipedisch brechenden, weißen, glimmerarmen und nur wenige Muskowitlagen führenden Grundgewebe liegen spärlich verteilt Mikroklinaugen im Format  $1 \times 0,4$  cm, rosafarbig. Grundgewebekorn 0,2–0,5 mm.

Im Dünnschliff sieht man den Lagenwechsel recht deutlich, und erhält daraus wieder den Eindruck migmatischen Charakters. Man trifft zunächst auf ganz dünne Lagen, die fast ausschließlich aus grobblättrigem Muskowit bestehen, wenig Biotit ist zugesellt. Dann folgen Lagen aus feinem, reinen Quarzmörtel. Dann wieder

solche mit Quarz, Mikroklin, Albit. Dieses Lagengewebe ist etwas kataklastisch, die Augen aber sind mechanisch unverletzt. S-Tektonit.

#### 40. Grobknotig schiefriger Augengneis.

Montagnel, S. von Sorèze 6.

Die Augen erreichen  $1 \times 1$  cm Größe. Das Grundgewebe, Korn 0,2—0,3 mm, besteht aus Glimmerschüppchen, meist Muskowit, etwas Quarz und Feldspatbröseln. Es erscheint rückführbar auf feinschuppig sandige Schiefer, wie sie u. A. auch bei Hériplan vorkommen. Läßt man solche Schiefer von pegmatitischen Restlösungen injizieren, so muß sich ein Bild einstellen, wie es im gegebenen Fall sich darbietet. Dabei besteht die Injektion hauptsächlich in Zufuhr von Alkalien und Kieselsäure in solchem Verhältnis, daß reichliche Mikroklinbildung vor sich gehen kann. Es sei daran erinnert, daß solche Injektionsadern pegmatitischer und aplitischer Natur auch sonst, z. B. in den Schiefen um Hériplan, vorkommen.

#### 41. „Caroux“-Augengneis.

Weit verbreiteter Typus Gorge d'Héric.

In einem gelblichen etwas rostigen Grundgewebe mit dem Korn unter 1 mm und einem Lagenbau mit Schichtdicken von 1,2 bis 4 mm liegen lidartig umflossene Mikroklinaugen, von welchen einzelne wieder recht groß geworden sind ( $5 \times 2,7$  cm). Durchschnittlich kommen dafür Größen von  $1 \times 0,7$  cm in Betracht. Der Lagenwechsel ist durch dünne, aber ununterbrochene Muskowit-Biotitschichten gegeben, die Zwischenlagen sind sehr quarzreich, enthalten aber auch viele kleine Albite. Wie überall in Augengneisen, sind die Mikrokline Karlsbader Zwillinge.

### 3. Streifenmigmatite.

Quer- und Längsbruch dieser Migmatite zeigen parallelstreifiges Aussehen, deshalb wurde dieser Name gewählt. Schieferanteil : Injektion = 1 : 1. Es besteht in der Art der Migmatisierung gegenüber den Augengneisen ein wichtiger Unterschied. In letzteren blieb die injizierende Masse nicht konzentriert, sondern verteilte sich, besonders auf die Augen. Hier aber bleibt die Injektionsmasse zu Adern bzw. Lagen vereint, wodurch eben die Streifung hervorgerufen wird. Ferner sind die Paragewebsschichten reiner und mächtiger, und nicht allein aus Glimmern aufgebaut, so daß auch dem Augengneis-Grundgewebe gegenüber Unterschiede zu finden sind.

#### 42. Streifenmigmatit.

Eingang der Gorge d'Héric, 2.

Tiefbraun, ebenschiefrig, glitzernd, lagig, ein „fester“ Biotitgneis.

Die hellen Lagen bestehen aus Mikroklin, Oligoklas (35% An) und Quarz. Die dunklen Lagen enthalten grobschuppige, miteinander verwachsene Biotite und Muskowite, oder diese beiden in Verschränkungen, mit etwas Quarz-Durchwirkung. Biotit X, Y = tief kupferrot, Z = rötlichgelb, hell. Der Biotit enthält Einschlüsse von Apatit, sowie kleine Zirkone mit kräftigen, pleochroitischen Höfen.

#### 43. Streifenmigmatit mit Biotitporphyroblasten.

Nördl. St. Pons, 3.

Wechsel kräftiger, brauner und weißer Lagen. In den braunen gedeihen scheibenförmige Biotitporphyroblasten mit 2–4 mm Durchmesser, streng in „s“ eingeregelt. Allgemeine Korngröße 1–2 mm.

Dünnschliff. Man beobachtet Lagen, in welchen Quarz und Oligoklas (33% An) angereichert sind. Der Plagioklas ist unzonar. Ein Teil davon ist klar, ein anderer Teil enthält Seriziteinschlüsse. Andere Unterschiede dieser beiden sind aber nicht zu bemerken. Der Quarz baut ein kleinflockiges, aber nicht in Zeilen geordnetes Pflaster auf. In den glimmerreichen Lagen herrscht ein Biotit mit X, Y = kupferrot, Z = blaßgelb. Ein Teil der Biotite ist zu Schuppenpaketen zerschert. Daneben kommen die unverletzten Porphyroblasten vor, die äußerlich schon sichtbar waren. Muskowit tritt hier ganz zurück. Die Glimmer bilden auch keine zusammenhängenden Lagen. Das kann bedeuten, daß das migmatisierte Sediment schon von Beginn an weniger glimmerig und mehr sandig gewesen sein mag. Die trüben Plagioklaskerne stammen wahrscheinlich aus der Sedimentzeit und sind bloß metamorph regeneriert. Dies ergibt sich aus dem Studium der nächstfolgenden Gruppe von Paragneisen. Der Biotit enthält wieder Einschlüsse von Apatit und behöftem Zirkon. Es gibt aber auch Höfe mit einem unbestimmbaren, winzigen, eigelb-durchsichtigen Kern, der ansonst aussieht, als ob er in einem Zerfall begriffen wäre. Der Biotit verwächst fallweise auch mit Klinochlor.

#### 44. Streifengneis.

Straße nach la Montélarie (bei Lacaune).

Das Stück erscheint grobschiefrig, flach intrusionsfaltig. Braune, glitzernde, glimmerreiche Lagen werden abgelöst durch Quarz-Feldspat-Lagen mit 1–2 mm Dicke, Korn um 1 mm.

Die Plagioklase gehören zum Oligoklasalbit (13–20% An). Sie alle haben trübe Kerne, die rekristallisiert und klar weitergewachsen erscheinen. Quarz pflasterig, wie im vorigen Beispiel.



Biotit: X, Y = dunkel kupferrot, Z = hellgelb, mit Zirkoneinschlüssen (gut pleochroitisch behöft), ferner Apatit. Auffallend sind auch die vielen kleinen, braunen Turmaline in ausgewachsener Säulchenform, Z = hellgelbbraun,  $\perp$  Z = tiefgoldbraun. Kalifeldspat fehlt!

Die Turmaline bilden entweder Körnergruppen aus kleineren und größeren Individuen, oder einzelne größere Kriställchen. Sie sind tadellos in „s“ eingerichtet mit [0001] = Z in b und zeigen rotiertes Quarz-„si“. Ihre Konzentration auf den Flächen mit großer Wegsamkeit und das „si“ sind, wie ich glaube, für diesen Fall genügend beweisend, um sedimentäre Abkunft auszuschließen. Ich halte sie für pegmatitische Injektionserzeugnisse.

#### 45. Lagiger Zweiglimmergneis mit Mikroklinaugen. Nördl. von St. Pons, 7.

Die Schieferungsflächen glitzern lebhaft infolge der Glimmer-Einregelung. Körnung: Feldspäte und Quarz 0,3—0,5 mm; Glimmer 0,2 mm.

Im Dünnschliff sieht man ein Zahnquarzgewebe, durchspickt von klaren Albiten, lagenweise getrennt durch ununterbrochene, dünne Glimmerschichten, welche gröbere Muskowite und eingemengte, feinere rottönige Biotite enthalten. In beiderlei Lagen findet man kleine Mikroklinaugen, und auch im Glimmergewebe vereinzelte Albite. S-Tektonit.

#### 46. Streifenmigmatit.

N. von St. Pons, 1.

Gelbe, körnige Lagen aus Quarz-Feldspat wechseln mit dünnen, biotitreichen, kontinuierlichen Glimmerlagen. Hauptbrüche ziemlich eben, glitzernd. Körnige Lagen von 1—4 mm stark, glimmerige papierdünn. Feldspat und Quarzkörner etwa 1 mm und auch darunter, Glimmer um  $\frac{1}{2}$  mm Scheibendurchmesser.

Dünnschliff: Die Biotit-Muskowitlagen, welche geschlossen durchgehen, sind sehr gut in „s“ eingeregelt; in den kupferrot und gelb farbwechselnden Biotiten gibt es häufig starke pleochroitische Höfe um Zirkon. Glimmerblätter dringen aber auch in die Quarz-Feldspatlagen ein. Dort gewahrt man Mikrokline (flau, mit Tropfenquarzen als Einschluß und mit wenigen, quarzarmen Myrmekitknospen, ferner zahlreiche ziemlich große Plagioklaskörner, klar, invers mit etwa 15% An innen und 20% An außen, lamellar verzwilligt nach dem Albit- und Periklingesetz, letzteres sparsam. Das Quarzgewebe ist feinkörniger als jenes der Plagioklase, aber ebenfalls relativ grob buchtig-pflasterig. Es ist jedenfalls festzu-

stellen, daß hier die Korngrößenunterschiede zwischen Quarz und Feldspäten nicht so bedeutend sind, wie es sonst mehrmals betont worden ist. Ferner ist zu erwähnen, daß die Feldspäte locker in das Gewebe eingestreut sind, etwa diffus verteilt, nicht in geschlossenen Adern oder Lagen. S-Tektonit.

#### 47. Intrusion in einer Spitzfalte von feinkörnigem Paragneis.

Straße bei Montélarie, W. von Lacaune.

Das Handstück enthält im spitzgefalteten Paragneis zwei Schenkel eines intrusiven Falteninhaltes, bestehend aus hellem, mikroklinreichen Granit von Lacaune, fast ohne Glimmer, und vom Korn  $2\frac{1}{2}$ —3 mm. Bezeichnenderweise ist das Paragneiskorn viel kleiner, nämlich bloß 0,1—0,2 mm. Im Paragneisgewebe stecken zahlreiche, kleine Biotitschüppchen, Quarze und Albite. S-Tektonit.

#### 4. Diffus granitisierte Körnelgneise.

Ein äußerlich ganz ähnlicher Typus ist mir bekannt aus dem Dach der Mühlviertler Granite (Oberösterreich). Für sich gesehen, d. h. wenn man den Granit nicht daneben hinlegen und vergleichen kann, gerät man in Zweifel, ob man nicht einen dunklen Glimmerdiorit vor sich haben könnte. Der erste Eindruck ist nämlich der eines zwar plattig spaltenden, aber doch massig entwickelten Gesteines, in welchem Quarz, Feldspäte, Biotit recht gleichmäßig gemengt erscheinen.

#### 48. Körnelgneis.

Gorge d'Héric, XX.

Dickplattig brechend, schwarz-weiß sprenkelig bei dunklem Gesamteindruck, sehr biotitreich. Korn 0,3—0,4 mm.

Dünnschliff. Kein Kalifeldspat. — Oligoklas mit 25% An, klar und unzonal. Quarz bildet ein schwach zahniges Körnerpflaster zwischen den viel reichlicheren übrigen Partien; Biotit baut ein sehr lockeres Gebälk auf; er hat X, Y = kupferrot, Z = hellgelb. — Daneben etwas Klinochlor. Die Biotite sind mit (001) parallel der B-Achse des Gesteinsgefüges eingestellt und rotiert. Damit kennzeichnet das Biotitgefüge einen B-Tektonit. Auch die vereinzelt, größeren Apatite sind eingeregelt, und zwar mit Z parallel B.

Dieses Gestein wird von einer dünnplattig brechenden Abart begleitet, welche mit mehreren dünnen Aplitlagen injiziert ist und sich den Streifengneisen nähert.

## 5. Besondere Formen.

### 49. Schollenmigmatit.

N. von Cammazes, Straße nach Durfort, V.

Weißer und rötlich gefärbte Mikroklinmassen intrudieren ein kleines Schollenwerk von Schiefen, die aus Biotit, Muskowit und Quarz bestehen. Korn der Feldspäte 2—3 mm, jenes der Glimmer 0,2—0,4 mm. Die Kristallisation hat die Bewegung überdauert. Die Schollenzerlegung des Schiefers erfolgte vorkristallin und vor der Intrusion. Der zerlegte Schiefer war granatfrei.

### 50. Brockenmigmatit.

Südrand der Gneise von Cassagnes, bei km 7,16.

Das Handstück macht massigen Eindruck. In gelber Aplitmasse von unter 1 mm Korn erscheinen graue Schieferschollen eingebettet, die selber sehr klein sind, die größten bloß  $1,5 \times 0,7$  cm. Diese Schollen sind eckig begrenzte Bruchstücke eines Paragneises vom feinkörnigen Typus. Der Aplit ist sehr quarzreich. Charakteristisch ist sein fein verzahntes Quarzgewebe, welches man in dieser Form in keinem der Sedimentabkömmlinge wiederfindet.

### 51. Mylonitischer Migmatit.

Südlich Castelpers.

Hier sind etwa 1 cm breite, und nur 1—2 mm dünne Schollen eines zerlegten Phyllites mit diabasischer Tuffeinstreu durchtränkt von Restlösungen, wie sie sonst in diesen Schiefen südlich Héripian als vereinzelte Adern beobachtet worden sind, also von syenitaplitischer Natur, fast nur aus Mikroklinkörnern aufgebaut, daneben wenig Quarz und Albit. Die Bewegung hat aber die Kristallisation überdauert. Der Migmatit wurde zum Mylonit.

Auch hier ist die eine Komponente wieder der granatfreie Schiefer, die andere gehört zu den Anhängseln der Grobgranitgruppe.

### Zusammenfassung zu den Migmatiten und migmatischen Paragesteinen.

Dieselbe Auffassung, welche ich aus dem Handstück und Schliffstudium schöpfte, nämlich die große Verbreitung von Migmatiten in verschiedenartigen Formen, haben die französischen Erforscher des Gebietes (vgl. angeführte Schriften) vertreten. Insbesondere gilt dies von den Augengneisen. Es läßt sich in solchen, so durchdringend injizierten Gebieten nur sehr überschlägig eine Grenze ziehen zwischen noch als rein und schon als migmatisch anzuse-

henden Typen. Ich habe mich bei dieser Auseinanderlegung wesentlich leiten lassen von den Erfahrungen in unseren Zentralalpen, wo die Migmatisierung natürlich allgemein und grundsätzlich dieselben Formen hervorbringt, und glaube, die Einteilung praktisch richtig getroffen zu haben.

Im Ganzen kann man sagen, es gibt zwischen Intrusiv und Schieferdach eine Zone, in welcher sie sich gegenseitig befruchten: Dabei entstehen migmatische Intrusivgesteine, d. h. die magmatische Komponente wiegt vor, andererseits Migmatite, d. h. die Komponenten werden ungefähr gleichmächtig, und migmatisierte Schiefer, d. h. die Para-Komponente wiegt vor. Außerdem kann die Migmatisierung vor sich gehen: 1) durch diffuse Granitisation, gleichmäßige Teigvermischung. — 2) durch aplitische, lagenhafte Durchdringung, wodurch die Streifengneise entstehen, und 3. durch örtliche Durchtränkung mit Restlösungen, wie von V. M. GOLDSCHMIDT für die Augensprossung in Augengneisen beschrieben und begründet wurde.

Es sind dies sozusagen universelle Formen der gegenseitigen Einwirkung von Intrusiv und Dach, vorausgesetzt aber ist anscheinend, nämlich den beobachteten Mineralfazies nach, Tiefenzonen-Metamorphose.

### C) Crescimente und Absatzgesteine.

#### I. Kalke (bis Marmore).

##### 52. Schwarzer? kambrischer Kalkstein.

Moulin de Madame bei Cammazes. S. von Sorèze, 9.

Ein schwarzes, rauhes Gestein mit dichter Körnung. Zum Teil sind seine Schichten porös und von steilen, kurzen Querkluftsystemen durchrissen. Die Klüfte sind mit weißem, feinstkörnigen Kalkspat ausgefüllt und bringen mit dem Spat Pyrit zu, der von dort aus auch in die porösen Schichten einwandert. Er bildet Würfel mit 0,3 mm Kantenlänge. Durch seine Zersetzung sind wohl auch Limonitflecken und Porosität zu erklären.

Das Kalkspatgewebe besteht aus einem Körnerpflaster mit unter 0,1 mm Korngröße. So groß sind auch die spärlich eingestreuten Quarzkörnchen und die viel häufigeren Muskowite, Das graphitische Pigment konzentriert sich in den Intergranularen, läßt aber die Körner auch nicht frei.

Von Marmorisierung ist dieser Kalkstein noch weit entfernt. Dazu paßt übrigens seine Gesellschaft: weiche, schwarze Schiefer und Grauwacken.

53. Mittelkambrischer Kalk mit *Archäocyathus*.

Signal de Marcory, Montagne Noire.

Hellgrau, Korn dicht, deutlicher Lagenbau, der sehr charakteristisch ist; es wechseln 5—7 mm mächtige mit 1—3 mm starken, auskeilenden Lagen, welche so ineinandergesteckt sind, daß immer wieder eine ebene, gröbere Bankung entsteht. Auf den Schichtflächen und auch auf Querbruchstellen sieht man die Fossilien in gutem Zustand. Ein dabei liegendes kleineres Stück zeigt bei ebenfalls guter Fossilerhaltung bereits eine wahrnehmbare Körnung des Kalksteins, so daß er darin einem Marmor näher rückt. Als Ganzes ist dieser Kalk noch nicht metamorph.

## 54. Devonischer Bänderkalk.

Straße Bédarieux-Caunette, östl. des Pic de Tentayo.

Dunkelblaugraue und hellgraue Bänder oder Lagen von 2—5 mm Stärke wechseln derart, daß sie mittels einer unter  $\frac{1}{2}$  mm liegenden Grenzschicht in einander übergehen. Dieser Kalk ist unserem steirischen Schöckelkalk sehr genau vergleichbar. Man kann ihn als leicht metamorph ansehen. Das Korn ist aber noch so fein, daß das Gestein als dicht bezeichnet werden muß.

## 55. Marmorisierter kambrischer Kalkstein.

Straße Ferrières-Vabre, Sidobre.

In solchen Kalksteinen fand MICHEL-LÉVY (1931) Fayalit. Das mir vorgelegte Handstück enthält davon nichts. Es ist ein grau- und weißfleckiger, ziemlich grobkörniger Marmor (Korn 1— $1\frac{1}{2}$  mm), der einmal sehr pigmentreich gewesen sein muß, denn nunmehr findet man im Kalkspat-Korngewebe zahlreiche Zwickel aus Graphit. Eine kleine Marmorprobe wurde in verdünnter HCl gelöst. Als Rückstand blieb lediglich etwas Quarz und eine ziemliche Menge Graphit. — Der Marmor enthält auch eine Kluft, in welcher kleine, gelblichweiße, sattelförmig gewachsene Dolomite und kleine Bergkriställchen sitzen. — Der Dünnschliff führt ein gleichmäßiges Pflaster von Kalkspatkristallen vor, an welchen man das in Marmoren sonst häufige Auftreten von Zwillingslamellen vermißt. In Kluftdurchschnitten, die nicht mit Dolomit besiedelt sind, wächst der Kalkspat aus dem Gewebe, in der er allgemein durch Einschlüsse (Graphit) getrübt ist, mit klaren Anwachsschichten, rhomboedrische Köpfe bildend, weiter. Dann setzt sich drüber Quarz ab. Erst wenn hernach noch freier Kluftraum verfügbar ist, folgt Dolomit.

## II. Sandsteine und Tonschiefer.

### 56. Kalkig gebundener, toniger Sandstein.

Karbon; Moux de Davejean, Massiv von Mouthoumet.

Im Handstück nimmt man graue Tonschieferschollen wahr, welche in Größen von 0,5—5 qcm Flächenausdehnung und geringer Dicke in das gleichmäßig körnige, ebenfalls graue Sandsteingewebe eingebettet sind. Die Sandkörner haben um  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser und werden von reichlichem, überaus feinem Zerreibsel zementiert, unter welchem Kalk eine Hauptrolle spielt. Unter den Sandkörnern, die splitterig begrenzt sind, beobachtet man meistens Quarz, aber auch Kalksteinkörner, Kalkspat, Muskowitaggregate (aus Phylliten), graphitisch gefärbte Tonschieferbrösel, feinste quarzreiche Tonschieferkörner, Quarzit, Körner eines sehr feinkörnigen Biotit-Muskowit-Quarzschiefers, einzelne Muskowite, Pennine oder Penningruppen, Mergelkörner.

Von tuffigen Beimischungen ist nichts zu spüren. Das Gestein ist nicht metamorph, sondern bloß diagenetisch verfestigt.

### 57. Tonig gebundener Sandstein mit Beginn einer Blastese.

Ordovizium; Signal auf der Höhe O. von Felines. Massiv von Mouthoumet; Bl. Quillan.

Dem Aussehen nach könnte auch ein Grauwacken-Porphyröid vorliegen. Es handelt sich um ein graues, ziemlich gleichmäßig struiertes Gestein, in dem man Quarzkörner von etwa  $\frac{1}{2}$  mm Größe, eingebettet in ein feinkristallines Grundgewebe, wahrnehmen kann. Das Gestein besitzt eine Bankung mit 4—5 cm Mächtigkeiten. Eine HCl-Probe bewies das Fehlen von Karbonaten. Es liegt ein reiner, schöner Quarzsand vor, gebunden durch mikrokristalline Quarz-Serizitmasse und vielleicht noch andere Tonminerale.

Hochinteressante Verhältnisse enthüllte der Dünnschliff. Die Quarzbeschickung ist allgemein so reich, daß zwischen diesen Körnern bloß wenig Zementraum bleibt und sich die Körner von Quarz recht nahe kommen können. Diese Körner, an welchen auch die intensive BÖHM'sche Streifung bemerkenswert ist, sind größtenteils optisch vollkommen entspannt. Undulöse Auslöschung ist Ausnahme. Man sieht an ihnen allgemein sehr deutlich die Rollung an der gleichmäßig gerundeten Form. An vielen Körnern aber beobachtet man nun Weiterwachsen, und dabei tritt folgende Veränderung ein: Je mehr sich rindenhaft neuer Quarz an die alten Körner ansetzt, desto serizitreicher wird das verbleibende

Zement, und an solchen Stellen wächst auch das Serizitkorn auf doppelte oder noch überlegenere Größe. Ferner beginnen an vielen Stellen die benachbarten, wachsenden Quarzkörner sich zu berühren, und dabei entwickelt sich jene buchtige Verzahnung, die man auch in fertigen kristallinen Schiefern beobachten kann. Es sind schon ganze Gewebepartien auf diese Weise quarzitisch geworden. Sehr merkwürdig ist es aber, daß die ehemalige Gestalt im fortgewachsenen Korn sichtbar bleibt, und die alte Grenze sich so deutlich durch genau so fein organisierte Bläschenzonen kundgibt, wie sie in den BÖHM'schen Streifen auftreten (ANGEL 1929, S. 137 ff.). Ich glaube die Vorbedingungen dafür, daß diese Grenzen nicht bald verwischt werden, zu kennen. Es gibt bei uns (Steirische Ostalpen) Festschotter, Quarzkonglomerate, in welchen die Quarzgerölle ganz glatt sind, aber auch solche, in welchen sie sich auffallend rauh anfühlen. Die Rauigkeit besteht in kleinen, aber scharf umgrenzten Unebenheiten. In dieser Form sind sie anscheinend besser zum Ausheilen vorbereitet als im glatten, aber die (mikroskopischen) Rauigkeiten geben auch Anlaß dazu, daß Ausheilung und Weiterwachsen bei einiger Geschwindigkeit eher lückenhaft erfolgen als bei Glätte der Oberfläche, so daß eben da sich die randlichen feinen Einschlußzonen bilden, welche die Korngestalt abzeichnen. Es gibt wohl noch einen Grund, weshalb man derartigen Wachstumserscheinungen beim Umkristallisieren nicht allzuhäufig begegnen wird. Wenn nämlich der Metamorphose eine starke Durchbewegung mit durchdringender Kornaufbereitung zu feinem Zerreibsel vorangeht, dann ist keine Aussicht, daß Korngrenzen so unverwischt weiterbestehen können. Und hier im beschriebenen Fall kommt zweifellos als günstiges Moment hinzu die

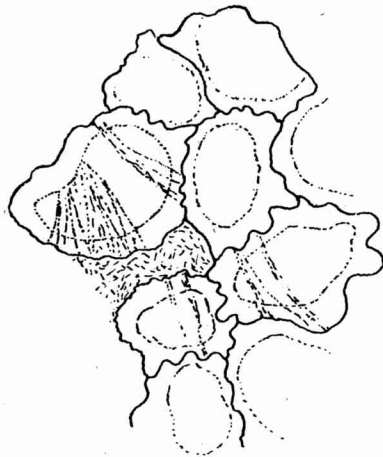


Abb. 40. Aus tonig gebundenem Sandstein mit Beginn einer Blastese. Blastische Gefügebildung durch Fortwachsen abgerollter Quarzkörner, deren alte Korngrenzen man noch sieht. Im Zwickel Serizitkonzentration. BÖHM'sche Streifung setzt stets durch Kern und Fortwachsung!  
Querschnitt, Vergr. 50 lin.

Einbettung in ein feines, glimmerreiches und bewegliches Grundgewebe.

Das Bild ist doch etwas von dem des Heidelberger Sandsteines verschieden. Ich verzeichne es als Momentaufnahme aus dem Prozeß der Kristallsprossung und metamorphen Gefügebildung.

Die Anwachsschichten sind etwa 0,03 mm stark, gegenüber 0,3—0,5 mm Korndurchmesser.

#### 58. Gelber Quarzsandstein.

Fossilführendes Unterkambrium, „Grès de Pardailhan“.  
Pardailhan, Mont. Noire.

Ein weißlicher, unregelmäßig bröckelnder und limonitisch angefärbter Sandstein mit zahlreichen, bis zu  $\frac{1}{2}$  mm großen Poren, die mit Limonit ausgekleidet sein können. Er besteht fast nur aus Quarzkörnern, 0,1—0,2 mm groß, ohne Ausnahme optisch gespannt; daneben gleich großer, klarer Albit, Splitter mit Zwillingslamellierungen, ferner einige, deutlich gerollte Körner von braunem Turmalin, ebensogroß, und spärliches, serizitreiches Zement. Es liegt ein ganz unverändertes, diagenetisch verfestigtes Sediment ohne Blastese-Spuren vor.

#### 59. Gelber Quarztonsandstein.

Aus dem Unterkambrium zwischen Caunes und Citou.

Plattig, eisenschüssig gelb, Korn 0,1—0,2 mm. Im Schliff beobachtet man splitterige Quarze und Quarzitkörnchen, optisch ungespannt, in einem sehr reichlichen Zement aus Serizit und Quarz, welches mit Eisenhydroxyden durchtränkt ist. Vereinzelt gewahrt man auch Muskowitschüppchen, und abermals die abgerollten, braunen Turmalinkörner. Nichtmetamorph, locker verfestigt durch Diagenese.

#### 60. Gelber, glimmeriger Tonsandstein.

Grès de Marcory, NW. Pardailhan.

Dieser Sandstein ist deutlich geschichtet. Schichtdicken etwa 3 mm; Körnung 0,1—0,05 mm. Das sedimentäre „s“ dieses Gesteins kommt durch Materialwechsel zustande. Es folgen nämlich aufeinander quarzreichere und dann tonreichere Schichten. In letzteren wird mehr Eisenhydroxyd adsorbiert, daher die bräunliche Bänderung. Die Quarze sind durchwegs splitterig und ungespannt. Der nächstreichlichere Gemengteil ist serizitischer Glimmer. Es kommen aber auch größere Muskowitschüppchen im Format der Quarzkörner häufig vor. Feldspatkörnchen sind wegen ihrer Fein-



heit der Menge nach nicht abschätzbar. Karbonate sind nicht zugegen. Das Gestein ist wieder bloß diagenetisch verfestigt.

Anmerkung. Vom gleichen Fundort erhielt ich ein Handstück, welches ich als Nr. 61 hier erwähne. Es war dies überraschenderweise ein außergewöhnlich feinkörniger Granat-Glimmerschiefer. Er wird an zuständiger Stelle näher beschrieben (als Nr. 117). Hier will ich ihn erwähnen, weil er mit den beschriebenen Sandsteinen zusammen vorkommt. Es könnte sich um eine Schuppe von Glimmerschiefer handeln, die bei Pardailhan in gleicher Weise in den kambrischen Gesteinen steckt, wie eine entsprechende Glimmerschieferscholle N. von St. Pons; diese hat schon BERGERON 1889 in seine Karte eingetragen, die andere, von welcher das von GAERTNER gesammelte Stück stammt, scheint ihm unbekannt geblieben zu sein. Jedenfalls liegen zwischen dem Zustand des Sandsteins und jenem dieses Granatglimmerschiefers zwei Tiefenstufen!

#### 62. Grauer Quarzsandstein.

Übergang in Quarzit.

Sattelkern des Marcory.

Gleichmäßig grau, überaus fest, Korn 0,2—0,4 mm. Reichlichst Quarz, dazwischen sehr wenig serizitisches Zement, etwas Graphit. Eine ähnliche Blastese wie bei 57 ist hier nicht feststellbar, es erscheint aber bereits ein deutliches, angedeutet schiefriges Quarzgewebe, so daß man nicht mehr jene lockeren, gelben Gefüge vor sich hat, wie in den vordem beschriebenen Sandsteingefügen.

#### 63. Grüner Quarzsandstein.

Übergang in Quarzit.

Straße Caunes—Citou.

Aus einer Serie kambrischer Gesteine entnommen, dickplattig bis splitterig brechend, sehr fest und zäh, Korn 0,2—0,3 mm, Färbung durch frisch aufgekeimten Klinochlor.

Hier steht man am Beginn einer metamorphen Umkristallisation. Die Chloritquelle liegt im Dunkeln. Nach den Schliiffbefunden in diesen grünen Gesteinen scheint es mir aber, daß der Chlorit durch Mg-Zufuhr in das ursprünglich Mg-ärmere Sediment gebildet worden ist, eine Tuffeinstreuung kann ich hier nicht wahrscheinlich machen.

Es ist dazu die Chloritverteilung einerseits zu gleichmäßig, andererseits zu wenig konzentriert. Mg-Lösungen aber können bei Schichtstößen, die basische Gesteine enthalten, wohl auch im Wege des Stoffaustausches und des Stoffwechsels in Umlauf kommen.

## 64. Grüner Tonsandstein.

Fundpunkt wie 63.

Korn 0,1—0,2 mm, deutliche Schichtung mit etwa 4 mm Mächtigkeit und Materialwechsel. Es wechseln chloritreiche Schichten mit chloritäreren. Hauptgemengteil dieses auch äußerlich etwas schichtigen Gesteins sind ungespannte Quarzsplitter und -körner, reichlich zementiert durch tonartig feinen Serizit und Quarz, vereinzelt Rollkörner von braunem Turmalin und Muskowite. Auffallend ist nun der rhythmisch sich wiederholende Reichtum an frisch gesproßtem Klinochlor, der in seiner Korngröße den übrigen Gemengteilen überlegen ist und sie z. T. einhüllt wie Einschlüsse. Da man auch am Handstück ganz dünne Klinochlorbelege von schwarzgrüner Farbe auf „s“-Flächen wahrnimmt, fasse ich auch hier die Chloritbeschickung als eine Stoffwechslerscheinung auf. Übrigens kommt auch Titanit und etwas Ilmenit auf diese Weise ins Gestein. Mit diesen chemischen Massenverschiebungen scheint eine gewisse Bewegung im Zusammenhang zu stehen, die sich in feiner Runzelfältelung auf „s“-Flächen mit der Zartheit eines linearen Elementes sichtbar zu erkennen gibt.

## 65. Schwarzer glimmeriger Tonsandstein.

Fundpunkt wie 63, 64.

Ein dünnplattiger, weicher Tonsandstein, Korn 0,2—0,4 mm. Beginn zarter aber verbreiteter Runzelung auf den sedimentär angelegten „s“-Flächen, die einer Feinschichtung entsprechen. Das Gestein ist aus etwa 1 mm starken Lagen aufgebaut. Gemengteile: Feinster Quarz in Körnchen, viel Serizit, graphitisches Pigment und reichlich Muskowite in „s“, mit  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser. Nichtmetamorph.

## 66. Tonschiefer.

(Arenig-Schiefer). Bois de Boutoury.

Ein graugrüner bis schwärzlicher, weicher und dichter Tonschiefer. Korn unmeßbar zart, mikroskopisch. Auf Klüften und auf „s“, sowie an den gut erhaltenen Fossilresten Limonitkrusten.

## 67. Tonschiefer.

Mittleres Tremadoc bei St. Chinian.

Ein schwarzbrauner Tonschiefer, sehr weich, Korn ebenfalls ganz mikroskopisch fein (unter 0,1 mm). Auf den sedimentären „s“-Flächen zarte Runzelung nach „b“, die als Faserung zuerst in die Augen fällt. Nichtmetamorph.

## 68. Gelbgrauer Tonschiefer.

Mittelkambrisch. W. vom Signal von Naudet.

Im Gegensatz zu den vorigen bereits in höher kristallinem Zustand, so daß die Richtung zum Serizitphyllit eingeschlagen wird.

Der Schiefer bricht eben und glatt, die „s“-Flächen entwickeln einen stumpfen Schimmer. Das Material besteht aus ganz gleichmäßig gemengtem, feinst körnigem (mikrokristallinem) Gewebe von Quarz, Serizit und Eisenhydroxyd-Durchtränkung. Die „s“-Flächen haben kaum bemerkbare Runzelung. Noch nicht metamorph, aber doch am Weg zu einer Umprägung.

## 69. Roter Tonschiefer.

W. von Naudet.

1—2 mm dünne und papierdünne Lagen wechseln ohne tiefere Materialverschiedenheit. Es handelt sich wieder um ein mikroskopisch feines, aus Serizit und Quarz aufgebautes Gewebe, welches durch Roteisenimprägung seine Farbe hat. Es schimmert feinseidig, so daß schon auf bessere Einregelung und etwas größere Serizite geschlossen werden darf.

## 70. Hellgrüner Tonschiefer. (Übergang zu Serizitphyllit).

Straße von Caunes nach Citou.

Dünnschiefrig, seidig schimmernd, mit schichtenweiser Konzentration größerer Chloritmengen. Korn 0,5 mm und weniger, Schichtung in 1—2 mm starke Lagen. Der Schliff enthüllt ein Gewebe aus winzigen, splitterigen Quarzen, viel Serizit und lagenweise Anreicherung von frisch gesproßten Chlorit. Ich möchte auch hier nicht von Tuffeinstreu sprechen. Der Korngrößenunterschied zwischen Chlorit und den übrigen Gemengteilen spricht zu sehr für eine getrennte Geschichte der Sedimentation einerseits, und der Chloritblastese andererseits.

Bemerkenswert ist wieder die Einwanderung von Ilmenit, Rutil, Titanit.

## 71. Grauer Serizitphyllit.

Straße Caunes-Citou.

Ebenfalls eigentlich in Übergangstellung von einem Tonschiefer her.

Es liegt bereits ein „S“-Tektonit vor, der sein Gewebe aus Serizit, Quarz und reichlichem graphitischem Pigment aufbaut. Die „s“-Flächen sind hier in recht deutliche Runzelfältchen gegliedert.

## 72. Grauer Serizitphyllit.

Aus den karbonischen Knollenkalken, N. von les Crozes.

Ein seidenglänzender, grauer, serizitischer Tonschiefer bis Serizitphyllit, bestehend aus Quarz und Serizit, letzterer vorwaltend. Auffallend sind flache oder rundliche Hohlräume, die z. T. erfüllt sind mit einer weißen, tonigen, etwas limonitisch angefärbten Masse, welche porös ist und kein Karbonat enthält. Es ist hier offenbar erst Substanz weggeführt worden und nachher wurden die Hohlräume, die Nußgröße erreichen können, meist aber kleiner bleiben, durch Substanzeinschwemmung teilweise angestopft. Jedenfalls kann der Schiefer seit der Löcherbildung keine einschneidende Bewegung mehr mitgemacht haben, sonst wären die Hohlräume geschlossen worden. Das Gestein ist nur ganz leicht metamorph, noch nicht weit vom gewöhnlichen Tonschiefer wegentwickelt worden.

## 73. Verkieselter Tonschiefer.

Aus devonischen Bänderkalken, N. von les Crozes.

Es handelt sich um Gesteinsmuster, die vollständig karbonatfrei sind. Grau, schichtig-schiefrig mit dunkleren und helleren graphitpigmentierten Lagen, worin feine Kanäle und kleine Nester ein durch Quarz angefülltes, labyrinthartiges Hohlraumssystem darstellen.

Im Dünnschliff sieht man, daß die quarzige Füllsubstanz sehr feinkristallin ist (Körnchendurchmesser 0,02—0,04 mm). Um eine ganze Größenordnung feiner noch ist das Serizit-Quarz-Gewebe der eigentlichen Tonschieferlagen. Das Quarzgewebe ist also dazu nicht konform. Es scheint, daß der Quarz eine zugeführte Hohlraumausfüllung darstellt. Auch dieses Gestein ist nichtmetamorph. Es ist möglich, daß auch kleine Fossilreste verquarzt wurden. Im tonigen Gesteinsanteil ist die Graphit-Imprägnation besonders reichlich, so daß nur wenige günstige Stellen des Dünnschliffes das eigentliche Gewebe durchschauen lassen.

### Zusammenfassung zu den Creszimenten und Sedimenten.

Es war im Hinblick auf die Beurteilung der Korngrößenverhältnisse bei den Metamorphosen äußerst erwünscht, das Gefüge möglichst wenig oder ganz unveränderter Sedimente vor Augen zu haben. In dieser Hinsicht stehen nun die Erfahrungen an den Sandsteinen und an Tonschiefern zur Verfügung. Ferner war es erwünscht, über die Stellung des Turmalins Sicherheit zu gewinnen.

Abhandlungen d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl. III. Folge, Nr. 17. 15

Tatsächlich führen die Sedimente Turmalinsplitter, und zwar solche mit verschiedenen Farben. Sowohl die Größe, als auch die Farbe und Form können nur mit denselben Eigenschaften in metamorphen Sedimenten verglichen werden, und damit wiederum ist es möglich, einer wichtigen Frage in den Schiefen nachzugehen: eben der Abkunft der dort beobachteten Turmaline.

Sehr bedeutsam ist auch der in einem Bild festgehaltene Übergang sedimentärer Formen in metamorphe, sozusagen: in den Anfangszuständen festgehaltene Blastese. Es zeigt sich, daß eine Kornvergrößerung um Beträge stattfindet, die imstande sind, das immerhin noch feine Korn der vielen erststufig metamorphen Schiefer, die im Folgenden beschrieben werden, als Wachstumserscheinung zu erklären.

## D) Metamorphe Abkömmlinge der Übergangsreihe Sand—Ton, einschließlich der Arkosen.

### I. Vorschreitend erststufige Metamorphe.

#### 1. Gleichmäßig feinkörnige Paragneise.

##### 74. Gleichmäßig feinkörniger Paragneis.

Hart am Granitkontakt bei Le Cabaret W. von Rosis.

Ein dickplattiges graubraunes Gestein, Korn 0,1—0,2 mm. Diese Kornfeinheit ist für die ganze, hier ausgeschiedene Paragneisgruppe bezeichnend. Man sieht an Längs- und Querbruch einen feinen, zart angedeuteten Wechsel dunklerer biotitreicher und hellerer biotitärmerer Lagen. Das entspricht der ursprünglichen Feinschichtung mit ihrem periodischen Materialwechsel. Die Lagendicke zählt nur nach mm. Eine wenig auffällige Gelbbraunfleckung ist durch wechselnd starke Durchtränkung des Gewebes mit Eisenhydroxyden bedingt. Schwache Striemung // „b“.

Dünnschliff. Selbst die biotitreichen Lagen enthalten den Biotit nicht in Form durchgehender Lagen, sondern als lockere Streu isolierter Blättchen; X, Y = sienarot, Z = blaßgelb. — Muskowit kommt nur in geringer Menge vor. Ein erheblicher Gewebeteil entfällt aber auf die Mischung Quarz : Albit = 8 : 1. Graphitische Krümel sind zahlreich, aber sehr klein und treten als Einschlüsse in Glimmer und Quarz auf. — In den biotitärmeren Lagen wird das Verhältnis Quarz : Albit etwa 1 : 1.

Herkunft. Dem Mineralbestand nach kann es sich um eine Arkose handeln, wofür auch der Bau der Albite spricht. Sie ent-

halten regelmäßig einen trüben, manchmal auch geteilten und bröselig umgrenzten Kern. Die Trübung erscheint hervorgerufen durch feinste Massen von Serizit und Kaolin. Im ursprünglichen Mineralbestand darf man voraussetzen: Quarzkörnchen, kaolinisierte Feldspäte, Serizit, baueritisierte und frische Glimmer, Eisenhydroxyde. Dazu kommt ein sedimentärer Lagenbau. Daraus ergibt sich das Bild eines feinen, arkoseartigen Tonsandsteines.

**Metamorphose.** Die heute zu beobachtende kristalline Regeneration trägt die Zeichen einer Metamorphose in der ersten Tiefenzone. Das Quarzsplittergefüge ist regeneriert zu einem eckigpflastrigen, aber bezeichnenderweise nicht zeilig geordneten Gewebe. Genau so verhalten sich morphologisch auch die gleichmäßig untermengten Feldspatkörnchen. Hier sind die alten, kaolinisch getrübbten Splitter zu Albit (mit ganz geringen An-Gehalten) regeneriert und dabei mit klaren Rinden weitergewachsen. Ihre Kornumgrenzung ist die eines typischen Kristalloblasten. Bei dieser Regeneration ist ein Teil des Ausgangsmaterials auch zu Serizit geworden. Aber auch die Biotite sind gewachsene Regenerationsprodukte, wie an der Kornausbildung ablesbar ist. Es sind keine mechanisch gestalteten, sondern glatt gewachsene Kornränder da und nirgends mehr trifft man auf Baueritreste. Dabei muß ziemlich viel Eisen verbraucht worden sein. Der Graphit stammt wohl auch aus der Sedimentzeit und wurde im Lauf der Metamorphose bei der Sprossung von den Kristalloblasten eingeschlossen. Seine Gegenwart in den Biotiten bezeugt deren Regeneration mit, denn woher sollte denn ein unverletzter, durch Verwitterung eines Granites in den sedimentären Kreislauf gebrachter Biotit seine Graphiteinschlüsse haben, wenn nicht aus der regenerativen Überwucherung einer alten, graphitisch verunreinigten „s“-Feinschichtung. Bezeichnend für diese Art von Metamorphose ist die Kornfeinheit. Im gleichen Sinn, wie man von Serizit als Feinmuskowit spricht, sollte man hier von der Sprossung von Feinbiotit sprechen. Im übrigen sei noch darauf verwiesen, daß geradezu ein Muster einer homöoblastischen Struktur in diesen Gneisen zu erblicken ist: Die sämtlichen Gemengteile harmonieren in ihren Korngrößen.

**Gefüge.** Die streichende, zarte Striemung auf „s“ ist korrelat zur Biotiteinregelung. Diese bringt zwar eine erhebliche Anzahl von Individuen in Stellungen // „s“, aber eine ebenso erhebliche Anzahl pendelt in der Lage zu „s“ um die „b“-Achse des Gefüges, und dies verursacht die Striemung. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch die verhältnismäßige Dicke der

Biotite mit Ausnahme jener, die streng in „s“ liegen. Das Glimmergefüge scheint mir daher einen B-Tektonit anzudeuten nach einem Muster, wie es SANDER 1930, S. 209 beschrieb.

#### 75. Gleichmäßig feinkörniger Paragneis.

Bei Moulin de Madame S. von Sorèze, 8.

Ein durchaus ähnliches Beispiel, wie 74, so daß hinsichtlich der dort ausgeführten Einzelheiten nichts Neues hinzukommt. Die Umprägung erfolgte nachtektonisch, wie oben. Heute ist abermals eine Limonit- bis Goethit-Ansiedelung in den Intergranularen. Ihre Quelle, Eisenhydroxyde, infiltrierten aber in Bezug auf das Gesteinsgewebe nachkristallin. Diese Eisenmengen kann man nicht auf Zersetzung eisenhaltiger Gemengteile unserer Gesteine zurückführen, denn sie haben lauter frische, unzersetzte Mineralkörner. Bezeichnend ist auch, daß trotz des relativen Eisenreichtums des Gesteinsgewebes selber (in den Biotiten) sich weder Chloritoid noch Staurolith gebildet hat.

Was also die Herkunft der nachkristallin eingewanderten Eisenmengen anbetrifft, so kann man zwei Quellen dafür namhaft machen. Die eine wäre der Gesamtstoffwechsel des in Metamorphose begriffenen Gebietes; und da würden die bis zuletzt bewegten Eisenlösungen unaufgebrauchte Stoffüberschüsse darstellen, die schließlich auch irgendwo niedergeschlagen werden müssen. Dazu würden sich feinkörnige, eben unseren Feingneisen entsprechende Gesteine gut eignen. Und damit würden diese Eisenmengen mit den metamorphen Abläufen in ursächliche Beziehung gebracht. Eine zweite Quelle könnte darin liegen, daß sulfidische Eisenerzmassen zersetzt und ihr Eisen in Umlauf gebracht worden ist. Dafür aber ist die Eisendurchtränkung unserer Gesteine wahrscheinlich zu regional; es ist mir aus der Literatur auch derartiges nicht bekannt geworden, was auf die Feingneise des Gebietes beziehbar wäre (vgl. dazu jedoch RAMIÈRE DE FORTANIER, 1932).

#### 76. Biegefaltiger, feinkörniger Paragneis.

N. von St. Pons, 6.

Gleichen Mineralbestand zeigt ein Handstück, welches einem Faltenknie entnommen ist. Auf dem gebogenen „s“ kann man abermals als feines, lineares Element eine zarte Striemung // „b“ wahrnehmen. Es liegt eine Biegefalte im Sinne SANDER's vor. Das Knie selber weist im Vergleich zu den Schenkeln keine Verdickung auf, aber die Schenkel selber sind ungleich dick, der eine 2, der

andere 1½ cm. Der Übergang vollzieht sich ganz allmählich im Knie, die Schenkel stehen fast genau normal zueinander.

77. Enggeschlossene Biegefalte mit teilweiser Scharnierverdickung im feinkörnigen Paragneis.

N. von St. Pons, 7.

Dieses große Handstück gewährt Einblick in einen Faltenquerschnitt, wie ihn SANDER'S Abbildungen (1930, S. 246, 250) wiedergeben. Es liegt wieder derselbe Gneistypus vor wie bisher geschildert. Man erkennt zweierlei Lagen. Die feldspatreicheren, glimmerärmeren Lagen werden bei Anwitterung eigentümlich porös, sie wechseln mit biotitreicheren Schichten, die besser halten und überdies eine deutliche Schichtung (ehemals Schichtung nach Materialfeinheit) erblicken lassen. Das wird durch limonitische Anfärbung besonders scharf nachgezeichnet. Es bedeutet, daß in diesem Fall die Metamorphose noch weniger auszugleichen vermochte, als in den weiter vorgeschrittenen vorigen Fällen. Die sedimentären Körnungsunterschiede schimmern noch durch. Man sieht an den Faltenknien deutlich Verdickung des bildsameren, feineren Materials mit seinem Glimmerreichtum, wogegen Kniestellen aus gröberem Material mehr oder minder unverdickt geblieben sind.

78. Feinkörniger Paragneis mit phyllitischen Glimmerhäuten auf „s“.

Bei Chappertis N. von St. Pons, 5.

Das graubraune Gestein besteht aus Lagen von etwa 6 mm Stärke, welche vollkommen dem Paragneisgewebe der vorigen Nummern entsprechen. Diese Lagen werden aber durch graphitisch-graue Phyllit-Blätter von etwa 0,4 mm Dicke von einander getrennt. Der Lagenwechsel entspricht sedimentärem Materialwechsel von sandig-tonig, bzw. arkosisch nach tonig-glimmerig und erfolgt merkwürdigerweise recht unvermittelt. Korn 0,1—0,2 mm.

Dünnschliff. Hier erscheinen alle Körner scharf geregelt, die Glimmer speziell scharf in „s“, auch in den Paragneislagen, die sich mikroskopisch von jenen der früheren Beispiele nicht im Material unterscheiden. Die phyllitischen Blätter bestehen dagegen vorwiegend aus Muskowit, in dessen Gewebe nur wenig Biotit eingewirkt erscheint. Beide sind scharf in ein sedimentär angelegtes, tektonisch ausgearbeitetes „s“ eingeregelt. Ferner trifft man wieder einige braune Turmaline mit Z in „b“. Es ist zu beobachten, daß diese Turmaline, die sehr klein sind, einen grau-



braunen Kern enthalten, welcher rundlichen Umriß hat und nicht längs einer Kristallflächenbegrenzung weiterwächst, sondern verschwommen eine äußere, goldbraune Rinde ansetzt. Letztere schließt den Kristall mit glatten, scharfen Umrissen ab. Man muß daraus schließen, daß die Turmalinkerne bereits kleine Geröllchen waren, die das Sediment vor der Metamorphose enthielt. Diese sind im Lauf der Metamorphose weitergewachsen, ausgeheilt und tadellos kristallisiert. Darauf, daß solche Turmaline sedimentogen sein können, hat schon MICHEL-LÉVY 1930 hingewiesen. Ob sie — wie er meint — aus aufgearbeiteten Pegmatiten stammen, ist aber schwierig zu entscheiden; wenn es sich um blau-schwarze Schörlkerne handeln würde, wäre es leichter, denn diese sind in Pegmatiten recht bezeichnend. So aber könnte es sich auch um Turmaline aufgearbeiteter alter Paragesteine handeln, die einmal unter Einwirkung pegmatitischer Restlösungen darin sproßten.

Während das Gefüge des Paragneisanteiles recht ruhig gebaut erscheint, zeigen die phyllitischen Blätter ein hohes Maß von Bewegtheit. Gebogene und geglittene Muskowitpakete, sowie ein gebogenes Roteisenblatt liefern noch Bilder von Biegefaltung, die relativ flach verlief. Diese Bewegungsphase wurde aber abgelöst von Umscherung. Dies merkt man an zerscherten Roteisenblättern und an gerissenen und überfahrenen Faltenteilen. Z. T. trifft man auch noch Polygonalbögen mit mechanisch unverletzten Muskowiten an.

Es liegt ein „S“-Tektonit vor; eine nachtektonische Abbildungskristallisation hat sich nicht ganz durchgesetzt, ein Großteil des Gefüges wuchs paratektonisch. Interessant ist die wichtige Funktion der dünnen, phyllitischen Blätter, die Gleitbahnen wurden.

## 2. Quarzitähnliche Paragneise.

Von den eben erörterten, stets tonsandstein- oder arkoseähnlichen Paragneisen hebt sich eine Gruppe ab, die bei grauen bis weißen Farben ausgesprochen quarzitisch aussieht.

### 79. Dunkelgrauer, quarzitähnlicher Paragneis.

Straße Cammazes-Durfort. S. von Sorèze, 9.

Kantig-splittrig brechend, Korn um 0,1 mm. Schiefrig.

Dünnschliff: Ein sehr gleichmäßig feines Gewebe aus pflasterigem Quarz und viel Albit ist von Feinbiotit durchwirkt. Letzterer Umstand veranlaßt die dunkle Gesteinsfarbe, und nicht etwa Graphitreichtum. Biotit: X, Y = kupferrot, Z = gelb. Das Gestein enthält einige kleine Gänge, in welchen Chlorit, Muskowit

und Epidot auskristallisierte. An der einen Handstückseite geht der Quarzit über in biegefältelige, etwas gestauchte, glimmerreichere Schichten.

80. Serizitquarzitischer Paragneis, albitführend.

N. Moulin de Madame S. von Cammazes. S. von Sorèze, 11.

Ein grauer, dickplattiger „S“-Tektonit mit Serizitanreicherungen in „s“, wobei diese Flächen weichen Schimmer erhalten. Korn 0,2—0,3 mm. Das Gestein hat ziemlich viel graphitische Krümel in einem feinen, gleichmäßigen Gewebe aus Serizit, Quarz, etwas Albit mit Serizit- und Kaolineinschlüssen bei klarer Rinde. Es macht grauwackenhaften Eindruck und gestattet den Anschluß an kambrische Sandsteine bis Quarzite.

81. Biotitquarzitischer Paragneis.

Straße Cammazes-Durfort, S. von Sorèze, XX.

Durch Biotit und Graphit bei reichlichem Quarzgehalt und nennenswerten Albitanteil tief graubraun gefärbtes Gestein, Korn 0,1 mm. Angedeutet stengeliges Gefüge, B-Tektonit.

82. Hellgrauer, serizitquarzitischer Paragneis.

Straßenkurve von Verdières, N. von St. Pons, 16.

Feinstschiefrig, Korn 0,1 mm, hellgrau, auf den „s“-Flächen serizitischer Schimmer, sowie feine Striemung parallel „b“. Gelbe Limonitflecken.

Dünnschliff. Ausgeglichenes (egalisiertes) Quarzgewebe, pflasterig, mit serizitischen, dünnen Lagen wechselnd, locker eingestreute Albite, daneben spärlicher brauner Turmalin mit Einregelung von Z<sub>1</sub> in „b“. Abkunft wie 78. „S“-Tektonit. Die Metamorphose überdeckt nur schwach die sedimentäre Anlage: quarz- und feldspatreiche, glimmerarme Lagen von wenigen mm bis herab zu 1 mm Stärke wechseln in rascher Folge mit serizitreichen Blättern, so daß dieser Sedimentteil eigentlich nur einen Materialwechsel in einem wesentlich tonigeren Gestein darstellt. Vergleiche den Serizit-Biotitphyllit 98, worin diese Lagen stecken.

Hier ist es gelungen, Turmaline aufzufinden, welche einen Schörnkern haben, der dann braun ausheilt. Damit halte ich für diesen Fall die MICHEL-LEVY'sche Ansicht (1930) für bestätigt.

83. Serizitquarzitischer Paragneis.

Bei Main, N. von St. Pons, 20.

Der vorigen Nummer sehr ähnlich, auf den „s“-Flächen eine gut wahrnehmbare feine Striemung nach „s“ als lineares Element.

Durch den Serizit weich schimmernd, ansonst einem hellen Ton-  
sandstein ähnlich, mit wenig vorgeschrittener Metamorphose.

84. Hellgrau und weiß geschichteter Arkoseschiefer.  
Eingang der Gorge d'Héric, 2.

Korn 0,1—0,2 mm. Das Gestein besteht aus weißen glimmer-  
armen und grauen Serizit-reichlich-enthaltenden und etwas gra-  
phitisch durchstäubten Lagen von je wenigen mm Dicke. Es handelt  
sich um eine wenig metamorphe Lage oder Linse in den dunkleren  
und höher metamorphen Paragneisen der Örtlichkeit.

Dünnschliff: Quarz, Bauerit, Serizit, Limonit, feine Rutil-  
nadeln, etwas Zirkon, Magnetit und relativ reichlich mit Serizit-  
einschlüssen bedachter Oligoklasalbit.

Die Struktur ist noch unseren paläozoischen Sandsteinen ver-  
gleichbar, jedoch in der obersten Fazies der ersten Tiefenzone re-  
generiert. Eine besonders ausgeprägte Kornausrichtung konnte  
nicht beobachtet werden. Würde nicht metamorphe Regeneration  
eingetreten sein, so müßte man ein Gefügebild erwarten, wie bei  
Heidelberger Sandstein: bloß diagenetisches Weiterwachsen alter,  
abgerollter Körner. Hier sieht man aber Umkristallisieren mit  
tektonischer Rührwirkung, daher auch typisch schieferige Gewebe-  
bildung, wenngleich das nicht auf den ersten Blick hervortritt.

85. Serizitquarzitischer Paragneis  
mit Quarzgeröllchen.

Straßenkurven S. von Sorèze, 4 x.

Als Quarzangengneis gesammelt. Im hellgelben, seidig schim-  
mernden Gewebe finden sich auf dem unebenen „s“ Beulen von  
3—4 mm Größe. Es sind dies Quarzgeröllchen, die im Gestein  
stecken und sich vom Serizitgewebe umschmiegen lassen. Am  
Querbruch heben sie sich als vereinzelte, milchig-blaue Knoten ab.  
In dem kleinen Handstück konnten auf 4,5 qcm Fläche bereits 8  
Geröllchen gezählt werden. Es handelt sich also um eine Geröll-  
schieferlage.

Ein Querschnitt zeigt Lagen von Quarzpflaster, blockig, aber  
nicht zeilenhaft geordnet, gut verzahnt. Damit wechseln schmale  
Serizitlagen, und ferner Lagen, die ein gleichmäßiges Gemisch von  
Feinbiotit und Quarz erkennen lassen. Albit ist nur wenig vor-  
handen, äußerst locker eingestreut. Interessant waren einige kleine  
Splitter von Zirkon, die aus der Sedimentzeit stammen.

Schnitte durch die Geröllchen führen entweder große Ein-  
kristallstücke vor Augen, optisch gespannt, mit randlicher Ab-

splitterung oder aber Quarz-Zahngewebe, d. h. demnach auch Gesteinsbruchstückchen.

### 86. Quarzitischer, heller Paragneis.

Vom Gneisrand bei Cassagnes, 6.

Das weiße bis gelbliche, sich sandig anfühlende Gestein bildet eine festere Bank in weichen Schiefern. Es besteht aus Quarz, Albit, wenig Serizit und noch weniger Feinbiotit. Korn 0,2—0,3 mm. Auch hier ist der Grad der Umprägung auffallend gering. „S“-Tektonit.

### 3. Biotitführende Serizitphyllite und Verwandte.

Diese Schiefer schließen sich in der Höhe ihrer Kristallinität direkt an die Tonschiefer an.

### 87. Biotitführender Serizitphyllit.

S. von Hériplan, 1.

Braungrauer, matt schimmernder, sehr gleichmäßig gemengter Schiefer. Korn unter 1 mm. Ebenschiefrig.

Man verzeichnet aus dem Dünnschliff Quarz, Serizit, Feinbiotit (sepiabraun), Tonschiefernädelchen (das sind Rutilmikrolithen). Die Glimmer und der Quarz vermengen sich ganz gleichmäßig. Dieser Umstand bedingt äußeren Eindruck und Farbe. In Anbetracht der bei den Paragneisen wahrgenommenen Kornfeinheit kann man auch hier schon von Metamorphose sprechen, umso mehr, als ja in den unberührten, tonigen Sedimenten die Kornfeinheit noch sehr bedeutend größer befunden wurde. Die Biotitneubildung ist übrigens das ausdrucksvollste metamorphe Ereignis. „S“-Tektonit.

### 88. Chloritführender Serizitschiefer.

S. von Moulin du Diable N. von St. Pons, 18.

Das Gestein geht in Grauwacke über.

Das Handstück besitzt zarte Runzelfältelung in Verbindung mit Transversalschieferung. Korn unter 0,1 mm. Graugrün.

Dünnschliff. Ein Schuppengeflecht von Serizit und Klinochlor um winzige Quarzkörnchen, alles in ungemein gleichmäßiger Durchmischung. Auffallend sind die Rutilklümpchen, welche wohl durch Sammelkristallisation aus den Tonschiefernädelchen konzentriert worden sind. Sie sind im Begriffe, in Leukoxen überzugehen. „S“-Tektonit.

## 89. Chloritführender Serizitschiefer.

Straßenkurven S. von Sorèze, 3.

Zu diesen fast rein tonigen Sedimenten gibt es sandige Gegenstücke. Das vorliegende Muster entspricht Nr. 88.

## 90. Albitisierter Serizit-Biotitphyllit.

Am Col de la Bassine, bei Lacaune, 2.

Ein sehr feinschuppiger „S“-Tektonit mit winzigen Albitknoten, die sich im Gewebe verstecken, aber sehr dicht gesät sind. Korn des Grundgewebes: 0,1 mm, — Albite 0,3—0,4 mm. Gewebe hellgrau.

Das Grundgewebe ist ein quarzarmes Serizitgewebe mit gleichmäßig eingestreuten winzigen Biotiten und Eisenglanztafelchen in „s“, aber leicht zerschert, wovon auch das Grundgewebe Spuren zeigt. In dieses Grundgewebe haben sich Albitballen oder einzelne Rundlinge eingemistet. Albitballen-Querschnitte enthalten 3—5 Individuen, man hat sie sich räumlich als Träubchen vorzustellen. Bei ihrem Aufbau ist Serizitsubstanz verbraucht worden. Das sieht man daraus, daß in ihrem Innern nur noch wenig Serizit (Einschlüsse) erhalten ist, während das Grundgewebe mit einem beachtlichen Serizit-Reichtum an die Albitkorn Grenzen herantritt. Die als Internrelikte „si“ (SANDER 1911) zu deutenden Seriziteinschlüsse zeigen, daß die Albitrundlinge gewälzt worden sind, denn „si“ liegt in Winkeln zu „se“ (= ausgearbeitete, ehemals sedimentäre Feinschichtung). Man steht also hier vor parakristalliner Tektonik.

## 4. Albitführende Serizitquarzite.

Diese z. T. ganz weißen, dickplattigen Gesteine, ebenfalls von sehr geringer Korngröße, bilden den quarzreichen Gegenflügel zur vorigen Gruppe.

## 91. Ebenschiefriger, feinstriemiger, albitführender Serizitquarzit.

An den Straßenkurven S. von Sorèze, 2.

Der Unterschied zwischen Sediment und metamorphem Schiefer ist auch hier nur wenig merklich. Korn 0,1 mm. Ein untrügliches Zeichen der Metamorphose sind aber die Granulit-Quarzgefüge, welche in Längs- und Querschnitten jene Bilder liefern, die SANDER (1930 S. 187) als typisch für „S“-Tektonite mit Quarzgefüge, speziell an Granuliten hervorhebt. (Dabei ist hier Granulit im Sinne der deutschen Gesteinskunde gebraucht). — Es handelt sich um flach-linsige Quarzpfasterlagen in strenger Zeilenanordnung, nach Rich-

tungen „B = b“ und „a“ der Gefüge rasch auseinander. Diese Zeilen bestehen aus Subindividuen, die zum gleichen Überindividuum gehören können. Man trifft hier und da im Gewebe noch dickere, gelängte Quarze, bei welchen der Umbau in Subindividuen noch nicht vollzogen ist. Ferner gibt es zwischen den Zeilen ein ganz feines Quarzzerreißel, darin auch kleine Mengen winziger Albite und einige Mikroklin splitter, sowie auch etwas Serizit. Der „S“-Tektonit ist aus der ganzen Anlage unverkennbar (Abb. 41).

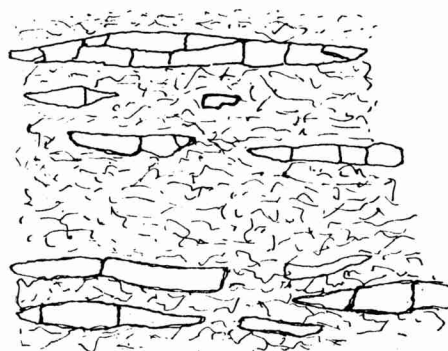


Abb. 41. Aus dem albitführenden Serizitquarzit Nr. 91. Zeilige Anordnung von Granulitquarzen in feinstkörnigem Grundgewebe. Querschnitt. „s“ waagrecht. „S“-Tektonit. Vergr. 50 lin.

92. Heller, grauwackenähnlicher, albitführender Serizitquarzit.

In den Straßenkurven südlich von Sorèze, 1.

Dieses Gestein unterscheidet sich vom vorigen eigentlich nur darin, daß es ein etwas gleichmäßigeres Quarz-Serizitgeflecht enthält und darin mehr Albit.

93. Grauer, grauwackenähnlicher, albitführender Serizitquarzit.

S. von Moulin du Diable N. von St. Pons, 17.

Übergangstypus zu den feinkörnigen Paragneisen von Nr. 74 an. Die Mineralführung bringt den Anschluß an die erwähnten Gneise mit sich, die Struktur schließt es noch hier an, denn man gewahrt im Dünnschliff wieder die charakteristischen Körnerzeilen der Quarze. Die Quarzkörnerplatten stehen nicht genau parallel „s“, und daher verursachen sie auf „s“ eine zarte Striemung. Hier findet man im sonst gleichmäßigen Quarz-Glimmergeflecht auch wieder kleine Mengen von Klinochlor eingewoben, ferner den bekannten braunen Turmalin mit  $Z//b$ , ausgeheilte, eingesedimentierte Splitterchen.

Die Albite sind teils klar, mit dichter Albitlamellierung; teils aber sind sie trübe, und über serizitreichen Kernen ausgeheilt.

### 5. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite.

In diese Gruppe stellen wir Gesteine zusammen, die sich von den Serizitbiotitphylliten und Serizitquarziten durch den textuellen Aufbau unterscheiden. Sie haben einen deutlichen, auf Materialwechsel beruhenden Lagenbau, und unterscheiden sich so im Dünnschliff von den erwähnten Schiefergruppen, welche ein gemengtes Korn-Schuppengeflecht kennzeichnet.

#### 94. Feinlagiger Serizit-Biotit-Phyllit.

N. Moulin de Madame bei Cammazes S. von Sorèze, 10.

Ein weich schimmernder, grauer, feinfälteliger „S“-Tektonit. Korn unter 0,1 mm. Die Gesteinsfarbe wird verursacht durch Feinbiotit, Feinchlorit und Graphit. Es treten quarzreichere und quarzärmere, gut unterscheidbare Lagen hervor, der Wechsel erfolgt in ganz dünnen Schichten, die am besten im Schliff studiert werden. Es herrscht vollständige Kornausgleichung. Dieses erste Beispiel ist noch eine weniger scharfe Übergangsform zu den nichtlagig gebauten früher beschriebenen Formen. Die betont glimmerreichen Schichten enthalten Serizit, Feinbiotit, Klinochlor (ebenefalls in Feinformen), Turmalin  $\perp$  Z = tiefbraun,  $\perp$  Z = violgrau, Kerne wahrscheinlich pegmatitischer Herkunft und ausgeheilt. Allerfeinste Rutil, Graphitkrümel, Magnetit. Biotit X, Y = tief rotbraun, Z = blaßgelb.

Das meist nur aus einer Kornlage bestehende Zwischenmaterial ist fast reiner Quarz. Man beobachtet leichte, wellige Biegung, die eben im Beginne einer Umscherung steht. „S“-Tektonit.

#### 95. Lagiger Serizit-Biotitphyllit.

In festen, quarzitäen Bänken N. von St. Pons (11). Limonitische Häute auf „s“ besonders reich.

Korn um 0,2 mm, also um ganz wenig gröber phyllitisch wie das vorige Beispiel. Deutlich ist wieder die zartwellige Biegung, als Striemung auf „s“ sichtbar.

Die Feinschichtung mit ihrem Wechsel von Quarz- und Glimmerlagen ist hier bereits sehr scharf ausgeprägt. „S“-Tektonit.

#### 96. Lagiger Serizit-Biotit-Phyllit.

N. von St. Pons, 14.

Ebenschiefrig, dickplattig, matt grau schimmernd auf „s“. Korn unter 0,1 mm. Lagen 0,1—0,2 mm dick. Dieses Beispiel sei wegen der kleinen Abweichungen innerhalb der Gruppe näher beschrieben. Der Lagenwechsel ist ungemein scharf. In den glimmer-

reichen Lagen herrscht bei weitem der Serizit über den Biotit vor. Sehr hübsch nehmen sich darin die Querbiotitchen aus. Farbwechsel des Biotites: X, Y = gelbbraun, Z = fast farblos bis schwach gelblich. Es liegt auch hier eine Biegefaltung vor, die stellenweise aber bereits in Scherfaltung übergeführt worden ist. In den Biegefaltenknien sind die Biotit-Quarzaggregate anscheinend unregelmäßig hineingestopft, was durch die strenge gegensätzliche Regelung in den Falten selber sehr auffällig wirkt. Wo umgeschert worden ist, blieben aber auch diese Massen aus den Kristallen nicht verschont und sind schierend eingeregelt worden.

Hier schließen sich an:

97. Serizitbiotitphyllit, feinlagig.

N. von St. Pons, 15.

98. Feinlagiger, auf „s“ gerunzelter und mit paragneisigen Lagen wechselnder Serizit-Biotitphyllit.

N. von St. Pons, 16. Ans der Straßenkurve bei Verdières.

99. Grauer, feinlagiger, dickplattig spaltender Serizitbiotitphyllit.

N. von St. Pons, in der Nähe von Handstück 95 gebrochen.

Lagenwechsel überaus fein, im Quer- und Längsbruch stehen die quarzreichen Lagen als feine, fast weiße Blätter von Papierdünnheit heraus.

100. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit in Umscherung.

N. von St. Pons, Wegabzweigung nach Brassac, 13.

Mit schwarzen Quarziten zusammen.

Das plattige Handstück erscheint äußerlich graubraun, auf „s“ reichlich Eisenhydroxydhäute. Korn im normalen Gewebe unter 0,1 mm für Quarz und etwas Feldspat (Albit), die Glimmer sind dünner, bilden aber in Richtung „s“ ziemlich ausgedehnte Lamellen. Man sieht schon äußerlich lauter winzige, lang streichende, gleichsinnig einseitig überlegte Fältchen.

Hochinteressante Einzelheiten bietet der Dünnschliff. Man unterscheidet darin ziemlich dicke Lagen von gleichmäßig gemengtem Muskowit und Biotit, letzterer mit X, Y = grünlichbraun, Z = hellgelblich, Polygonalbögen kleinster Ausmaße bildend. Dann sind Lagen zwischengeschaltet, in welchen feinbröseliger Quarz unbedingt vorherrscht; Glimmer in Gestalt dünner, kleiner Täfelchen sind darin locker eingestreut und in Bezug auf die Quarze intergranular gewachsen, nicht Einschlüsse. In diesen



Gewebeteilen kann man auch entsprechende Klinochlorschüppchen sehen. Dann gibt es auch eine dritte Art von Lagen welche aber sehr genau dem Gewebe feinkörniger Paragneise entspricht.

**Gefüge.** Die Biegefaltung liefert in den Glimmerlagen besonders schöne Bilder. Man sieht durchgehend, daß die Faltenknien in eine und dieselbe Richtung überlegt sind, und an mehreren Stellen beobachtet man auch das Reißen der Fältchen und Umscherung. Das Auffallende ist hier, daß in die Rißstellen Substanz injiziert wird, welche, ohne selber passiv geregelt zu werden, eine Scherfaltung abbildet durch ein Quarzgewebe mit Klinochloreinlagerung. Dieses Injektionsgewebe hat die etwa 10-fache Korngröße gegenüber den Grundgewebeskörnern. Die Gemengteile einschließlich Chlorit, treten in grob-buchtiger Verzahnung auf. Turmalin oder Erz geht nicht mit.

Es liegt eine Stoffwechslerscheinung vor: Materialverlagerung auf zunächst chemischen Weg, in Lösung anderswo weggeführt und hier eingestopft. Man braucht dabei gewiß nicht an Injektion einer granitischen Restlösung zu denken; es fehlt ja auch an Gemengteilen, welche dafür sprechen würden. Aber der Unterschied in den Korngrößen von normalem Grundgewebe des Gesteins und diesen faltigen Raumfüllungen zeugt für die injektive Einführung der beschriebenen, fremdartigen Gewebsteile.

#### 101. Chloritführender Biotit-Serizitphyllit.

W. Straße nach Faugères S. von Hérician, 2.

Dünnpfältig, deutlich feinlagig, Farbursache wie bei Nr. 100, durchaus nicht Graphit, sondern Feinbiotit und Feinchlorit. In der Kristallinität gegen Nr. 100 etwas zurück. Sonst ganz analog gebaut.

#### 102. Biotit-Serizit-Phyllit.

Fundort wie 101, xy. Sieht aus, wie ein diaphthoritisierter feiner Gneis (eventuell Paragneis). Es liegt jedoch ein feinstes Lagenwechsel sedimentärer Natur vor, in welchem sich wieder helle, papierdünne, quarzreiche Schichten und solche, die aus Biotit und Serizit bestehen, wiederholen. Leichte Scherfältelung auf den Hauptbrüchen sichtbar.

Diese Schiefer sind alle biotitreich in verschiedenem Ausmaß, aber in keinem kommt es zur Bildung von Biotitporphyroblasten oder von Holoblasten.

## 103. Biotit-Serizitphyllit.

N. von Ferrières, bei Brassac.

Dieser schwarze, splitterig harte, dünnplattige Schiefer hat ganz charakteristische Löcher am Querschnitt, die etwa Stecknadelkopfgröße erreichen. Ferner weist er schwarze, fruchtähnliche Flecken auf. Korn 0,1 mm.

Er erweist sich als vererzt durch Samtblendebildung in und um die Poren, welche selber Schnitte durch röhrenförmige halb-offen gebliebene Gänge parallel B darstellen. Das reine Gesteinsgrundgewebe besteht aus sehr serizitreichen, durcheinandergeknetzten und abgerissenen Schollen, worin feiner Quarz und Feinbiotit eingewoben sind. Auch graphitisches Pigment ist häufig. In den fruchtchenartigen Schollen kleinsten Ausmaßes ist es besonders angereichert. Das Gestein ist ein ganz zerscherter Tektonit, vielleicht aus einem B-Tektonit entwickelt.

**6. Dunkle phyllitische Schiefer mit Biotitporphyroblasten oder Holoblasten.**

Porphyroblasten sind Kristallsprossen, welche verhältnismäßig gute kristallographische Umgrenzung besitzen, sich im Übrigen aber durch ihre Größe vom einhüllenden Gewebe unterscheiden. Holoblasten sind ebenfalls durch ihre Größe ausgezeichnet gegenüber dem übrigen Gewebe, sie erscheinen aber weniger gut kristallkundlich abgegrenzt. Es gibt Übergänge. Holoblastische Biotite wären demnach größere Biotitschüppchen, die als einzelne Sprossen hervortreten, aber nicht von Kristallflächen, sondern mindestens zum Teil, nur lappig, rundlich begrenzt sind.

## 104a, b. Biotitporphyroblasten-Phyllit.

N. von St. Pons, 10 (zwei Stücke).

In grauem, schiefrigen Grundgewebe, welches deutliche Strie-mung besitzt, liegen ziemlich dicht Biotitporphyroblasten von 0,2 bis 0,4 mm Größe, einzeln, oder zu ganz kleinen Gruppen gesammelt, so daß förmliche Knötchen entstehen. Der Vergleich mit den zum Schluß erörterten Hornfelsschiefern zeigt, daß in diesem Fall keine Beziehungen zu einer Kontaktfazies, sondern eine gut gekennzeichnete dynamometamorphe Fazies vorliegt. Das graphitisch-graue pigmentierte Grundgewebe hat solche Kornfeinheit, daß es für Auge und Lupe unauflösbar ist. Die Gesteine sind zerschert; den Biotiten ist aber dabei nichts geschehen. Sie sind paratektonisch gewachsen und teilweise rotiert.

## 105. Biotitholoblasten-Phyllit.

Scharfe Kurve NO. von Brassac N. von St. Pons, 6.

Im ersten Augenblick lagenhaft, ebenschiefrig aussehend, ergibt sich bei näherem Zusehen schon mit freiem Auge Umschering. Die Biotite treten hier als isolierte, dicht gesäte Holoblasten auf, die wieder weit unter 1 mm klein bleiben. Das Grundgewebe ist glimmerreich, es wechseln aber wieder quarz- und glimmerreiche Lagen ab.

Dünnschliff. Die Gewebeelemente sind teils Lagen, in welchen große aber dünne, lappig begrenzte, kupferrottönige Biotite als Holoblasten in großer Menge in ein Muskowitgewebe eingebettet sind. Die Muskowite treten nicht holoblastisch hervor. Dazwischen gibt es sehr quarzreiche Lagen, auf welche wieder nur ganz wenig Biotit und gar kein Muskowit entfällt. Dort sind die Biotite klein und dünn und siedeln auf den Intergranularen des Quarzgewebes. Einzelne Lagen enthalten auch ein wenig Albit.

Gefüge. Nicht bald in einem dieser Beispiele sieht man so klar rotierte Gefügeelemente wieder. In dieser Beziehung sind die Biotite ausgezeichnet. Es ist die Regel, daß jene Biotite, welche nicht nahe im „s“ liegen, sondern unter größeren Winkeln dazu liegen, 2—4 mal so dick sind als die lamellaren Biotitholoblasten in „s“. Und die Zahl der erstgenannten ist recht bedeutend. Sie enthalten u. A. meist Graphitstaub, als „si“ gedreht gegen „se“. Auch die reinen Biotite lassen an ihren Stellungen Rotation erkennen, und es gibt ganze Gewebeelemente, Quarz-Biotitgefüge, welche durch die Biotitanordnung Rotation verraten. Scharf eingeregelt sind auch die hier nicht seltenen, kleinen, braunen bis grünbraunen Turmaline, die ich als umkristallisierte, alte Schörlgeröllchen auffasse. Der Kern wird ursprünglich tintigblau gewesen sein, der normalen Schörlfarbe entsprechend; dazu kam beim regenerativen Weiterwachsen eine goldbraune Rinde, und anscheinend hat in diesen hier sehr kleinen Gebilden durch Diffusion ein Farbangleich zwischen altem Kern und neuer Rinde stattfinden können. — Es liegt hier ein B-Tektonit vor, der aber umgeschert wurde.

Anzuschließen wäre

## 106. Biotitholoblasten-Phyllit.

An der Straße nach Faugères, Bahneinschnitt S. von Héripien, XX.

Ein vollständig umgeschertes, muskowitreicheres und biotitärmeres phyllitisches Gestein aus einer Serie grünlicher Schiefer mit Knoten. Die Holoblasten treten hier nicht besonders gut hervor.

### 107. Dunkler, dünnplattiger Biotitholoblasten-Phyllit.

Aus weichen, phyllonitischen Schiefern. N. von St. Pons, 9.

Auch hier hat vollständige Umscherung das Ausgangsgestein verändert, phyllonitisiert. Trotzdem sind aber die Biotitholoblasten recht gut sichtbar.

Bei allen diesen Schiefern hat die Kristallisation z. T. paratektonisch stattgefunden, z. T. hat sie die Bewegung überdauert, so daß man großenteils schöne Abbildungskristallisation vor sich hat.

## 7. Penninporphyroblasten-Phyllite.

### 108, 109, 110, 111. Penninporphyroblasten-Phyllite.

Alle vom Südrand des Gneis von Cassagnes, 20, 21, 22, 23.

Muskowitisch glitzernde, seltener graphitisch schimmernde, grobblättrige phyllitische Schiefer, sehr weich, da sie partienweise nur aus blättrigen Mineralien bestehen, stengelig zerlegt und scherfältelig. Im glimmerigen Grundgewebe schwimmen gleichmäßig und locker verteilt grüne und braune Körperchen aus Pennin mit oder ohne Verbindung mit Biotit. Man vergleiche die Figur 1, 2, Tafel 5.

Der Name Porphyroblast sagt für die meisten dieser Körperchen zu wenig aus. Wohl gibt es darunter auch wirklich einfach gebaute Porphyroblasten, aber ebensohäufig handelt es sich um Fächer oder schmetterlingsartig gruppierte Porphyroblasten-Kristallgruppen, wie ich sie auch in Serpentin gefunden habe, welche gröberschuppigen Antigorit entwickeln (ANGEL 1929 b). Von solcher Schönheit habe ich sie allerdings noch nirgends sonst gesehen. Eine ganz besonders wichtige Verwachsung war in den Schliften von 108, 109 zu beobachten. Hier umwächst Biotit in kristallographischer Orientierung den Pennin, d. h. also, der Pennin wächst von einem bestimmten Entwicklungsstadium an als Biotit weiter. Bisher war das umgekehrte, nämlich daß Biotit zu Pennin umgewandelt wird oder auch weiterwächst, der häufige Fall, und er wurde z. T. als absteigende, rückschreitende Metamorphose gedeutet. Folgerichtig haben wir es in diesem Fall dann mit aufsteigender Metamorphose zu tun. Darüber werden an anderer Stelle noch Bemerkungen eingeflochten. Die zusammengesetzten Porphyroblasten (Schmetterlinge, Gruppen usw.) werden in Schnitten senkrecht (100) etwa 1—2 mm lang und 0,2—0,3 mm dick. Das Korn des Grundgewebes ist sehr viel kleiner. Der spärliche und zu reinen Gewebepartien vereinigte Quarz hat um 0,2—0,4 mm

Durchmesser, die kleinen Gewebsbiotite haben 0,4 mm Scheibendurchmesser. Die Grundgewebsserizite erreichen meist nicht die Dicke von 0,1 mm. Serizit ist aber unstreitig Hauptgemengteil. Er formt ganze Schuppenpakete mit einheitlicher Orientierung, so daß man auch an gegleitene Muskowitpartien denken könnte. Außerdem kommt Muskowit in zerscherten größeren Blättern vor. Im Glimmergewebe findet man auch zahlreiche Rutile, die durch Sammelkristallisation nunmehr viel größer sind als die Tonschiefer-*nädelchen*. Das Gewebe läßt auf sehr ausgiebig in Umscherung begriffene B-Tektonite schließen. Keinem Porphyroblasten ist aber etwas geschehen, so daß eine posttektonische Sprossung die mechanischen Ereignisse z. T. abbildet, z. T. überhaupt davon keine Notiz nimmt.

Der Schliff 109 zeigt an Penninporphyroblasten, welche im Querschnitt getroffen sind (Fig. 1, 2, Tafel 5), gleichwie an solchen, die ihr (001) subparallel zur Ebene *ac* des Gefüges, also im Querbruch, liegen haben, in einzigartiger Weise *belteropores* Wach-



Abb. 42. Aus den Pennin-Porphyroblasten-Phylliten Nr. 108—112. Beispiele *belteropores* Wachstums von Pennin-Basisschnitten im zerscherten Serizitgewebe (fein langstrichlig gezeichnet, den Lamellenlagen entsprechend). Ein größerer Porphyroblast am Schliffrand ist nur z. T. erhalten, zeigt aber besonders schön das Wachsen nach der Wegsamkeit in den Serizitpaketen und das zapfenförmige Eindringen nach Scherflächen. Querschnitt. Vergr. etwa 60 lin.

tum der Porphyroblasten (SANDER 1930, S. 159). Finger- und zapfenförmig dringen die Pennine wachsend in die Schuppenpakete des Grundgewebes ein. Die Bilder reihen sich würdig an das prächtige Albitbild SANDERS 1930, S. 283, Abb. 154, dazu unsere Abb. 42.

Das Porphyroblastenwachstum ist also nach der Wegsamkeit geregelt worden. Von diesem Standpunkt aus können nun auch die zusammengesetzten Porphyroblasten verstanden werden. Dort wo dieselben am schmetterlingsähnlichsten entwickelt sind, sind sie in gewissem Sinn auch radialstrahlig angeordnet. Man beobachtet aber an diesen Stellen auch, wie durch Umscherung und eine gewisse Turbulenz aneinandergeratene Glimmergewebe keilförmig auf den Schmetterlingsmittelpunkt zulaufen, so, daß ihre „s“-Flächen dahin konvergieren. Es hat damit dieses belteropore Gewebe radialstrahlige oder auch weniger regelmässig divergente Wegsamkeit, und daher bilden sich dort divergent strahlige Porphyroblastengruppen. Die Beschaffenheit der Blastetrix (SANDER 1930, S. 159) verhindert in solchen Fällen, daß sich an der bezeichneten Stelle ein einheitlicher Porphyroblast bilden kann. Unter Beachtung dieser Verhältnisse konnten nun auch Stellen gefunden werden, die zeigten, daß ein Teil der Porphyroblasten auch noch rotiert worden ist. Das ist aber selten, und die Beträge scheinen gering zu sein. Die von solchen Porphyroblasten als „si“ aufbewahrten, konvergenten oder parallelen Scherflächenverläufe sind mitunter limonitisch angefärbt und dadurch noch schön sichtbar.

Interessant ist der Umstand, daß in diesem Gesteinskörper das Verhältnis Chlorit—Biotit wechselt. Es gibt Muster, die nur Chlorit (Pennin) als dunklen Gemengteil haben, dann solche, wo ein Teil davon als Biotit fortgewachsen erscheint, und solche, die nur Biotit enthalten. Dies scheint der späteste Entwicklungszustand zu sein, was die Stoffverarbeitung anlangt. Anscheinend fällt diese Phase zusammen mit dem maximalen Erfolg einer Umscherung, denn in

112. Ebenschiefrigem Biotitporphyroblasten-Phyllit,  
Südrand des Gneis von Cassagnes, 18.

in welchem tatsächlich aus den stengeligen Formen 108—111 ein serizitisch glitzerndes, fein scherfältiges, im ganzen aber ebenschiefriges Produkt geworden ist, konnte ich nur Biotitporphyroblasten wahrnehmen. Sie sind auf dem nunmehrigen „s“ so gewachsen, daß sie darin liegen, wie die Andalusite, kurze Hornblenden und Biotitknötchen in gewissen Hornfelschiefern und

Garbenschiefern (vgl. SANDER 1930, S. 117, 160, Abbildungen). Nachweisliche Diaphthorite liegen hier nicht vor. Es handelt sich, wie durch die Einzelheiten gezeigt wurde, um vorschreitend metamorphe Tektonite, die ihren Mineralbestand der ersten Tiefenzone anpassen.

### 8. Dunkle Zweiglimmerschiefer.

Diese Gruppe von Schiefen erreicht bei dunkler, durch Biotit und Graphit bedingter Farbe in aufsteigender, erststufiger Metamorphose den höchsten Grad von Kristallinität. Die Abtrennung vom zweitstufigen Kristallin erfolgte nach einer Überlegung: In keinem Muster dieser Gruppe war Granat nachzuweisen. Es fehlt jede Andeutung von Diaphthorese, die ihn zerstört haben könnte. Dafür findet man gerade in der granatführenden Gruppe S. 248 ff. auch Diaphthorese bis zu höchsten Graden, und dabei verlieren solche ehemalige Granatglimmerschiefer ihr Pigment, gleichen sich aber nicht den in Gruppe 8 zusammengefaßten Schiefen an, sondern werden ihnen ganz unähnlich. Äußerlich konvergieren sie eher zu den Penninporphyroblasten-Phylliten.

### 113. Zweiglimmerschiefer.

N. von St. Pons, 5.

Graubrauner, mattschimmernder, ebenschiefriger „S“-Tektonit mit graphitischer und limonitischer Fleckung, Korn für Quarz 0,1 mm, Glimmer 0,2—0,4 mm Dicke, 0,5—1,0 mm Durchmesser (001).

Quarz bildet ein buchtig verzahntes Pflaster. Albitoligoklas tritt in verstreuten Kornschwärmen auf und zeigt Ausheilung trüber Kerne. Biotit bildet feine Schuppen mit X, Y = sienarot, Z = hellgelb. Es gibt bemerkenswert reichliche Querbiotite. Muskowit tritt in Schuppenpaketen auf. Turmalin kommt in wenigen kleinen Säulchen vor; braun, eingeregelt mit Z // „b“. Rutil: etwas vergrößerte Tonschiefernädelchen. Graphit in Krümeln. Limonit nach „s“ infiltriert und auf Intergranularen sich verbreitend.

Das Gewebe ist umgeschert worden. Bemerkenswert ist dabei, daß die Muskowite verbogen worden sind, wogegen die Biotite mechanisch unversehrt blieben. Daher fällt die Biotitprossung in die Zeit nach der Umscherung, er bildet nur ab. Die Glimmer-einregelung ist sehr scharf.

## 114. Zweiglimmerschiefer.

Fundort wie 113. — 8.

Dieses Gestein hebt sich vom vorigen ab durch etwas größeren Gehalt an muskowitzreichen Schichten. Korn wie früher. Während oben die Umscherung erst über die Biegefaltung gerät und noch Vieles von ihr sehen läßt, hat sie hier wohl infolge des größeren Muskowitgehaltes ganz durchgegriffen. Das Gewebe kann in verschiedenwertige Regionen geteilt werden. Es gibt Lagen mit vorwaltendem Muskowit und weniger Biotit. Hierin werden die Biotite ums doppelte länger, als in Schichten, wo Muskowit spärlich wird und dafür der Quarz zunimmt. Da sind die Biotite bei gleicher Dicke kürzer. Das mag mit der Wegsamkeit im Sinne SANDER'S 1930, S. 159 zusammenhängen. Übrigens gibt es in diesem Gestein einige reine Muskowitlagen. Auch hier sind wieder einige kleine, braune Turmaline zu verzeichnen. Die Kristallisation ist posttektonisch abgeschlossen. Die Turmaline sind wahrscheinlich bloß weitergewachsene Sedimentrelikte.

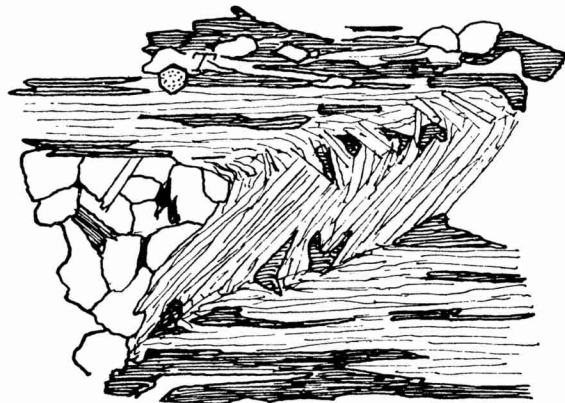


Abb. 43. Aus dem Zweiglimmerschiefer Nr. 113. Umscherung eines vorbiotitischen, durch Muskowit abgebildeten „s“; nachher Biotit-Blastese. Muskowit: hell, geblättert, Biotit: dunkle, starke Schraffen, eingeregelter Turmalin mit [0001] in b, gepunktet. Unter dem Faltenknie Quarzgewebe. Querschnitt. S-Tektonit. Vergrößerung 60 lin.

## 115. Biotitreicher Zweiglimmerschiefer.

Bahneinschnitt S. Hériplan, X.

Dieses Muster steht zwischen Biotitquarziten und Zweiglimmerschiefern. Es hat bei einem Korn von 0,1—0,2 mm ein sehr schön in „s“ eingeschichtetes biotitreiches Glimmergefüge, das lagenweise wechselt mit quarzreicheren Partien. Es geht anscheinend direkt in schwarzen Biotitquarzit über. S-Tektonit.



## II. Vorschreitend zweitstufige Metamorphe und deren Diaphthorite.

### 116. Staurolithführender Zweiglimmerschiefer.

W. der Straße Hériplan-Faugères, S. von Hériplan, X (b).

Tiefgraubraun, „s“-Flächen mattschimmernd, besetzt von graphitischen Glimmerpaketen, dicht besät mit Biotiten von 0,1—0,2 mm Größe. Sie sind gelegentlich zu kleinen, knötchenartigen Körperchen gruppiert. Staurolith steckt in diesem Gewebe, ist aber äußerlich nicht zu erkennen, weil er zu klein ist.

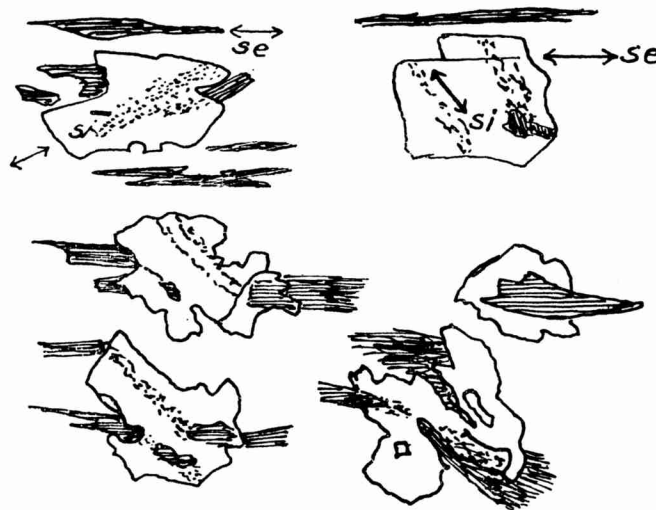


Abb. 44. Aus dem staurolithführenden Zweiglimmerschiefer Nr. 116. Staurolithporphyroblasten, rotiert mit „si“ aus erhaltenem und bis auf oxydische Reste abgebautem Biotit, Erz (Roteisen) und Graphit, verlegt gegen „se“, hauptsächlich Biotit in „s“ und rotierten Lagen. B-Tektonit. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

Dünnschliff. Biotit hat wieder lange Schuppenquerschnitte, X, Y = tiefsiena bis kupferrot, Z gelblich. Er ist scharf in „s“ eingeregelt, doch gibt es wieder viele rotierte und Querbiotite, und sie sind wieder viel dicker als die in „s“ eingeschichteten Schuppen. Daneben tritt viel Pyrit auf, pseudomorph nach Eisenglanz und streng in „s“ orientiert, was er vom Eisenglanz übernommen hat. Man sieht die pyritreichen Flecken am Handstück. Den Eisenglanz möchte ich auf Limonit der Sedimentzeit beziehen, Umwandlung zu Eisenglanz paratektonisch, die feinen Pyritkornaggregate posttektonisch. Darauf wirkt auch der Staurolith

einiges Licht. Er stellt paratektonisch kristallisierte Holoblasten dar. Eisenglanz ist in ihnen Einschluß! Der nicht pyritisierte Eisenglanz muß somit vorstaurolithisch gebildet sein und bringt Rotation des Stauroliths zum Ausdruck, denn er liegt nicht mehr konform zum externen Eisenglanz. Auch Biotit kommt als Internrelikt im Staurolith vor, welches gleichfalls verlegt ist gegen das Biotit-„s“. Demnach sind auch die Biotitprossen wenigstens teilweise älter als der Staurolith. Muskowit ist nur in einzelnen Lagen angereichert, im Hauptkörper des Gesteins aber selten. Quarz ist reichlich zugegen und bildet grobbuchtig verzahnte Körner. Apatit kommt bezeichnenderweise mit graphitgeschwärzten Kernen und klarer Rinde vor. Die Keimung erfolgte also im graphitreichen Sediment. Der Graphit zog aber gegen Ende der Umprägung ab (das ist ja der so häufige Pigmentverlust von Metamorphen) und daher folgte ein klares Rindenwachstum. Ansonst sind kleine Pigmentmengen (Graphit) sowohl im Biotit als auch im Staurolith zu sehen.

Das alles bezeugt typisch aufsteigende Kristallisation bis zur zweiten Tiefenzone. Es mangelt nur der Granat. Nachdem er aber in der Literatur aus solchen Schiefen angegeben wird, sei diesem Mangel keine besondere Bedeutung beigemessen. Das Gestein könnte sonst auch als ein Übergang von der ersten in die zweite Tiefenstufe aufgefaßt werden. B-Tektonit.

117 (= 61). Feinkörniger Granatglimmerschiefer.  
NW. Pardailhan.

Grau, mit Limonit angefärbt, in Gesellschaft von kambrischen Sandsteinen gefunden; es überrascht hier der hohe Grad von Metamorphose.

Auf „s“ gewahrt man Runzelung, es herrscht Lagenwechsel mit 0,5—0,2 mm Stärke. Korn 0,1 mm, manche Biotite bis 0,2 mm. Granat von 0,4—1,0 mm. Der Granat bildet einschlußreiche Porphyroblasten, der Gestalt nach Rundlinge. Er enthält ein unverlegtes „si“ aus Quarz und Graphit. Diese Granaten heften sich an jene Gesteinslagen, welche reich an Biotit, Muskowit, und arm an Quarz sind. Darin findet man auch Graphit und etwas Magnetit. Die anderen, quarzreichen Lagen enthalten von den vorhin genannten Gemengteilen nur wenig, vor allem keinen Granat. Es wurde auch etwas Klinochlor beobachtet. Seine fazielle Stellung konnte aber nicht geklärt werden, weil zu wenig günstige Stellen dazu da waren.

Jedenfalls ist das ein Musterbeispiel zweitstufig-vorschreitend

entwickelten Kristallins. Merkwürdig berührt uns nur die Feinkörnigkeit im Vergleich zu Alpengesteinen derselben Fazies.

118. Granatglimmerschiefer, hornblendeführend.

Abstieg nach Moulin de Madame, S. von Sorèze, 8.

Schwarz, unebenschiefrig, Granatknöpfchen sichtbar, Korn etwa 1 mm. Der Dünnschliff zeigt zahlreiche Granatrundlinge, vollgepfropft mit Quarzeinschlüssen, z. T. unverletzt und unverletzt, z. T. aber auf Rissen chloritisiert. Es gibt interessanterweise auch Gewebepartien, die etwas Hornblende führen: X = gelbgrau, Y = grün, Z = blaugrün,  $c/Z = 18^\circ$ . In anderen Lagen werden verhältnismäßig einschlußreiche Granaten von Muskowit und Biotit umwachsen. Der Chlorit dringt bei der Diaphthorese auch in die Granatumgebung hinaus. Das Gewebebild paßt auf einen B-Tektonit mit ausgiebigen Wälzungen und Gewebezerrisungen.

119. Granatphyllit.

N. von St. Pons, 8.

Phyllitisch grau, mit „verrotteten“ Granaten, d. h. mit Granatbröselbildung durch Verwitterung und Rostansatz in den Löchern. Die unverletzten Granatreste erreichen Durchmesser von 1—1,2 mm. Die in „s“ scharf eingeregeltten Biotite sind bis 0,5 mm groß.

Das Grundgewebe ist ein streng geregeltes Mosaik aus Quarz (pflasterig), Muskowit und Biotit, mit Graphitpigment. Im Stück sieht man keine Umscherung, das Gewebe ist auch nicht biegefaltig, sondern ebenschiefrig, nur auf der einen Stückseite schließt eine reine phyllitische Lage an, d. h. hier ist übermäßig viel Glimmer und reichlich graphitisches Pigment. Dort treten aber deutlich Scherfältchen zutage. Ihre Achsen treten als ein scharf in B liegendes lineares Element in Erscheinung. Tektonisch bedeutet diese Gesteinslage eine Bewegungsbahn. Man merkt die scherende Überfaltung schon mit freiem Auge.

Es folgen nunmehr die **Diaphthorite**.

120. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.

Vom Gneissüdrand bei Cassagnes, 13.

Hellgelb glitzernd, feinschiefrig-schuppig, mit rund 2 grünen Knoten auf den qem, Größe etwa  $1\frac{1}{2}$  mm; im Übrigen bleibt das Korn unter  $\frac{1}{2}$  mm, bloß Glimmer erreichen einen Durchmesser bis 1 mm auf (001).

Dünnschliff. Quarz bildet spannungsfreie Körner in grobem Pflaster. Muskowit wächst in Schuppenpaketen, desgleichen

Biotit, dessen breite Tafeln einen recht merkwürdigen Farbwechsel aufweisen: X, Y = ein fleckiges Kaffeebraun bis Sepia, Z = fahl blaßgelb. Die Biotite sieht man z. T. auch in Form kleiner, schmetterlings- bis fächerförmiger Porphyroblastengruppen, wie es bei den Penninporphyroblasten-Phylliten beschrieben worden ist. Auch Pennin stellt sich in gleicher Weise ein. Beide dunklen Gemengteile enthalten kräftige pleochroitische Höfe um Zirkon. Granat kommt nur noch in kümmerlichen, körnig zerlegten Resten in den grünen Knoten vor, die äußerlich schon sichtbar sind. Er war einst in großer Zahl vorhanden, enthielt ein Quarz-si, welches noch jetzt Einschlußwirbel erkennen und dadurch auf parakristalline Rotation schließen läßt, da dieses „si“ keine Fortsetzung als „se“ mehr findet. Die nachfolgende diaphthoritische Kristallisation hat „se“ vollständig verwischt, hauptsächlich durch jüngere Umscherung und Kristalloblastese. Die Granatreste sind der Form nach fixiert durch starke Goethitansiedlungen im Granatareal, ferner durch das alte „si“, in dessen Begleitung die eigentliche Granatsubstanz durch feinschuppigen Pennin ersetzt ist. Oft sieht man auch Penninholoblasten sich wischartig an den Granat ansetzen. Es sind aber stellenweise noch deutliche, isotrope Granatreste auffindbar. Eine gut entwirrbare Granatpseudomorphose enthält außer den angeführten Resten auch noch Biotit-si aus früherer Zeit (rotbraun, in der Farbe vom jüngeren Biotit abweichend) und kleine Muskowite.

Gefügebildung. Der Granat weist — wie schon bemerkt — Spuren von Wälzung auf, überdies erkennt man manchmal seine dabei erfolgte Zerlegung in einige größere Teilstücke. Nirgends aber kann man eine Andeutung davon finden, daß die großen Pennin- und Biotitporphyroblasten aus ihm allein hervorgegangen wären. Sie sind ja im Gegenteil neben den Granatpseudomorphosen zugegen. Sowohl das schöne, grobscheitige Glimmergewebe, als auch die Porphyroblasten der beiden blättrigen Gemengteile sind also jüngere, nach der Umscherung des ehemaligen B-Tektonites gesproßte Bildungen. Auch hier fand ich die so bedeutungsvolle, orientierte Umwachsung von Pennin durch Biotit an Porphyroblasten. In dieser Beziehung herrscht also eine erstaunliche Konvergenz zu den Penninporphyroblastenschiefern, die als rein vorschreitend erststufig-metamorph eingereiht wurden, namentlich deshalb, weil kein Anzeichen von Diaphthorese zu verzeichnen war. Vergleicht man die Grundgewebe der beiden Gesteinsarten, so findet man, daß sie im Aufbau Unterschiede besitzen. Jenes der Penninporphyroblasten-Phyllite ist feinschuppig-serizitisch, das der

Diaphthorite ist grobschuppig, wie bei alten Glimmerschiefern. Ersteres muß aus feinschuppigen, serizitischen Schiefern weitergewachsen sein, letzteres aus gröberschuppigem, einem vorgegebenen Granatglimmerschiefer entstammenden Muskowitgewebe. Diese Deutung würde den Beobachtungen wohl gerecht werden, denn Konvergenz von metamorphen Erzeugnissen, die zur gleichen Zeit vom gleichen Schicksal getroffen werden, ist an sich ja nicht verwunderlich.

Man sieht einen sehr treffenden Ausschnitt aus dem diaphthoritischen Gewebe in Fig. 3 Tafel 5. Der Vergleich mit dem vorschreitend kristallisierten Gewebe von Fig. 2 zeigt auch die Unterschiede in Kornfeinheit und Lagerung deutlich auf.

#### 121. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer mit letzten Knopfstufen von Granat.

Gneissüdrand von Cassagnes, 9.

Dieses Gestein ist dem eben beschriebenen äußerst ähnlich; auch in Korn und Mineralführung ist weiter kein Unterschied, ferner tritt etwas kristallisierter, tiefbrauner Turmalin auf, der auch bei 120 hätte erwähnt werden können. Im Handstück sind noch einige grüne Chloritknöpfe von Form, Größe und Farbe wie bei 120 wahrzunehmen. Im Dünnschliff sieht man nur Ansammlungen jener feinchloritischen Substanz, in die der Granat verwandelt wurde, es ist zufällig kein gut erhaltenes Knöpfchen getroffen worden. Abweichend von der vorigen Nummer ist der Eintritt von kleinen Mengen von Oligoklas, mit serizitischen Einschlüssen. Auch baueritisierte Biotite waren zu sehen.

Das hier wieder grobschuppige, typische Glimmerschiefergewebe baut sich aus in Polygonalbögen gelegten, zum Teil aber umgescherten Schuppenzügen auf, die neben Muskowit auch viel Biotit enthalten. Die jüngere Porphyroblastenbildung bleibt hier sehr zurück. Die Granatpseudomorphosen sind zum Großteil ebenfalls zerschert.

#### 122. Albitführender, diaphthoritischer Glimmerschiefer.

Gleicher Fundort, 12.

Dieses Gestein rückt noch mehr von den leicht kenntlichen Granatglimmerschiefer-Diaphthoriten ab. Es erscheint ebenschieferig bis flachbogig gefaltet, glitzernd, grünfleckig durch Pennin-Biotitporphyroblasten, gelbfleckig durch Limonit. Korn 0,1—0,2 mm, die Porphyroblasten z. T etwa an 1 mm. Das völlig umgescherte,

ziemlich quarzreiche Gewebe enthält noch zwei als solche kenntliche Granatpseudomorphosen, Knoten mit altem Quarz „si“ unkonform dem jetzigen „se“, ferner mit Umwandlungs-Chlorit, an einem der Knoten auch mit Eindringen von Biotit. Der jüngere, porphyroblastenbildende Biotit umwächst wieder Pennin; daneben tritt älterer, nicht braun sondern rottöninger Biotit auf, welcher der normale, aus einer Vorphase übernommene Gemengteil ist. Der Albit — nicht häufig — hat Einschlüsse von Serizitmikrolithen. Es liegt aber nicht etwa ein alter, in Serizitisierung begriffener Plagioklas vor, denn es fehlen u. a. Klinozoisiteinschlüsse. Vielmehr handelt es sich um Albitblastese unter Natronzufuhr und Glimmerverbrauch, sogenannte Deserizitisation.

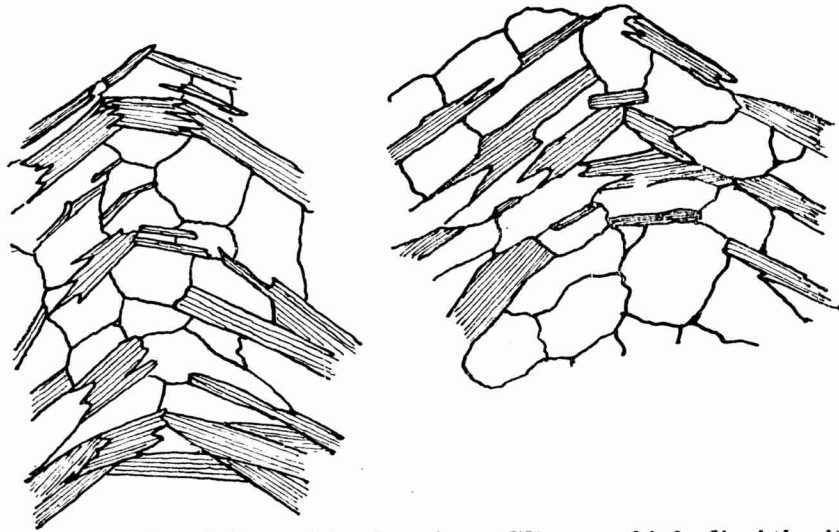


Abb. 45. Aus hellem feinschuppigen Glimmerschieferdiaphthorit, Nr. 128. Polygonalbögen aus Muskowit und Quarz. Querschnitt. — Vergr. 60 lin.

Zur gleichen Kategorie von Gesteinen gehören folgende Beispiele vom Gneisrand von Cassagnes:

123 (7), 124 (10), beide quarzreichere, gelbe, glitzernde Schiefer, in welchen chloritische Fleckchen hin und wieder Granat andeuten. Ferner 125 (14) und 126 (17), die völlig den Typen der oben beschriebenen Formen entsprechen, aber die Granatpseudomorphosen kaum noch erkennen lassen.

127. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer, Eingang der Gorge d'Héric, an der Grenze der Schieferhülle, 1, kann ebenfalls hierher gestellt werden.

Schwieriger ist es mit der Einreihung der restlichen Gruppe dieser hellen Schiefer.

128. Heller, feinschuppiger Glimmerschiefer-  
Diaphthorit.

Gneissüdrand von Cassagnes, 24.

Gelbgrau, schuppig glitzernd, Korn 0,2—0,5 mm. Gänzlich diaphthoritischer, biegefaltiger „S“-Tektonit. Quarz bildet ausge- dehnte, ziemlich grobe Kornfasern in „s“. Die Korngröße schließt diese Gesteine recht gut an das diaphthoritische Hochkristallin an. Die Kornfasern und auch länger anhaltende Lagen sind eingebettet in ein ebenfalls grob individualisiertes Lagengewebe von Muskowit.

Sie enthalten auch Biotit, es bilden sich z. T. hübsche Poly- gonalbögen, z. T. aber merkt man Verbiegung und Zergleitung der Glimmer in „s“. Die Biotite sind tief braun. An einigen Stellen finden sich vermutliche Pseudomorphosenreste von Granat. Zu verzeichnen ist aber auch die Durchspickung des Gewebes mit unter 1 mm großen, am Handstück schon sichtlich gelblich ange- färbten Albiten, von denen im Schliff leider nur wenige getroffen wurden. Die Färbung rührt her von Eisenhydroxyden, welche sich an feinem, schuppigen Einschlußmaterial (Granatzerfallsprodukte?) konzentriert hatten. Es ist das ein Übergang zu Paragneisen.

129. Feinschuppiger, diaphthoritischer Zweiglimmer-  
schiefer.

Fundort wie oben, 15.

Vom vorigen nur dadurch unterschieden, daß hier die Biotite als kleine, in die Muskowitlagen eingebettete Holoblasten mehr auffallen. Sie sind tiefbraun. Ferner sieht man hier sehr schön die in das Glimmergewebe belteropor eingesproßten Albitholo- blasten. Sie wachsen unter zentraler oder streifenhafter Um- schließung teilweise von Resten von Granatpseudomorphosen. Solche Reste wurden auch ohne Darübersprossen von Albit beobachtet. Äußerlich ist davon nichts zu sehen.

An diese Beispiele möchte ich anschließen: 130 (4), 131 (5), 132 (8), 133 (11), 134 (19), welche sich von den beiden Mustern so wenig abheben, daß sich eine Sonderbeschreibung erübrigt. Alle verdienen den Namen helle, feinschuppige Glimmerschiefer- diaphthorite.

### III. Kontaktmetamorphe Schiefer.

#### 135. Biotitknotenschiefer mit Chiastolith-Pseudomorphosen.

Nordgrenze des Sidobre-Granites bei Vabre.

Schwarzgrau, feinstschuppig, Korn 0,1 mm, altes sedimentäres „s“ undeutlich, überwuchert durch die Kristallisation. In diesem Grundgewebe trifft man viele tiefbraune Knötchen aus Biotitkriställchen gefügt, 1—2 mm im Durchschnitt, und vereinzelt einige Schnitte von Chiastolith-Pseudomorphosen.

Im Schliff erkennt man Biotit, Muskowit, braunen Turmalin und auffallend wenig Quarz. Die Glimmer bilden ein Grundgewebe in Form eines ganz gleichmäßigen, unregelmäßigen Filzes kleiner, einander stützender und durchdringender Blättchen und leistenförmiger Querschnitte. Darin kommt es lokal mit einem plötzlichen, unvermittelten Übergang zu vierfacher Korngröße, zur Bildung von Knötchen, die man äußerlich wahrnimmt. Sie sind vom Grundgewebe nicht scharf abgegrenzt, sondern spießen hinein mit ihren gut entwickelten Biotit- und weniger häufigen Muskowitkristalloblasten. Das zeigt recht klar Fig. 4 auf Tafel 5. So wie in den Knoten, ist das Mengenverhältnis Biotit:Muskowit auch im Grundgewebe. Es handelt sich um jene Glimmerknoten, die von ROSENBUSCH (1909) aus den Steiger Schiefern, und von BERGERON 1889 (S. 54) unter Berufung auf ROSENBUSCH auch aus diesem südfranzösischen Gebiet beschrieben wurden und als typisches Zeichen kontaktmetamorpher Kristallisation gelten.

Daneben sind bemerkenswert die Chiastolith-Pseudomorphosen. Sie sind im Quer- und Längsschnitt getroffen und folgendermaßen gebaut: außen reichert sich eine Zone größerer Biotite an, gleichsam eine Schuppenrinde bildend; dann folgt eine Zone verhältnismäßig größerer Muskowite, ebenfalls ganz wirr verfilzt; diese Zone reicht weit ins Innere hinein. Der Kern schließlich ist eine Mischung von braunem Biotit, blaßgrünem Klinochlor und Muskowit. Die Formung ist so, daß diese Innenpackung die Zeichnung eines graphitisch gefärbten Chiastolithkernes abbildet. Man kann an der etwas Zickzack verlaufenden Grenze der Pseudomorphosen natürlich nicht genau die Winkel nachprüfen, aber sie ergeben sich als die richtigen Prismenwinkel am Querschnitt doch einwandfrei; auch der Habitus stimmt für Chiastolith. Die Querschnitte sind 2 mm dick, der Längsschnitt, der mir vorliegt, ist 10 mm lang.



136. Hornfels-Schiefergneis, aschgrau, quarz- und muskowitzreich.

Von der Granitgrenze bei Vabre.

Auch hier ist alte Feinschichtung nur noch angedeutet in der plattigen Spaltung, ansonst sieht man keine Orientierungseffekte, wie in den „S“- und B-Tektoniten, die beschrieben wurden. Korngröße allgemein gering, es sind aber drei Kornklassen unterscheidbar.

1. Muskowite, in mehrere Scharen, die um die B-Achse rotiert erscheinen,  $\frac{1}{2}$  bis 1 mm Tafelgröße, dabei nur dann dünn, wenn sie in die äußerlich unauffällige „s“-Fläche eingestellt sind, sonst aber dicktafelig und u. d. M. bezeichnend siebartig durchwachsen mit feinem Quarz.

2. Großquarze und Albitxenoblasten, mit trüben, graphitisch pigmentierten Kernen und klaren, stellenweise deutlich belteropor gewachsenen Rinden. Beide eingeregelt, gelängt in s, ungespannt. 0,2—0,3 mm.

3. Das Grundgewebe. Es besteht aus einem feinen Filz winziger Biotittäfelchen, weniger auch Muskowittäfelchen in verschiedenen Orientierungen, vermengt mit ebenso kleinen Quarzen. Korngröße 0,02—0,04 mm.

Dieses Grundgewebe zeigt den Hornfelscharakter am nächsten. Man gewahrt auch das Zusammenfließen der winzigen Biotite zu ganz kleinen, auch im Schliff ziemlich unauffälligen Knoten. Die Siebstruktur der großen Muskowite ist übrigens auch eine Besonderheit dieses Typus. Chlorit konnte nur vereinzelt erkannt werden: Schüppchen wie der kleine Biotit, der übrigens sehr tief gefärbt ist.

#### Zusammenfassung

zu den metamorphen Schiefergesteinen.

Gibt es einerseits bereits in der Gruppe Sedimente und Crescimente Fälle mit beginnender Blastese, so können wir auch in den Schiefergesteinen Fälle nennen, die den Übergang mehr oder minder deutlich sichtbar machen.

Vor allem ist festzuhalten, daß nicht das ganze Gebiet gleichmäßig intensiv metamorphosiert worden ist. Ungleichheiten bestehen in der Art der Durchbewegung („S“- und B-Tektonite), in der Art des Aufbaues der Gewebe, z. B. die prächtigen belteroporen Wachstumsgefüge der Pennin-Porphyroblasten-Phyllite, aber auch in der Höhe der Mineralfazies (Tiefenzonen) und in der

näheren oder entfernteren Stellung zu unveränderten Sedimenten. Man kann folgende natürliche Gruppen bilden:

I. Metamorphe in der I. Tiefenzone. Diese haben z. T. ein Korn, welches sich kaum abhebt von dem der Sedimente mit beginnender Blastese; an günstigen Orten aber wird es doch auffallend viel größer. Man kann diese Unterschiede in den Bildern der Tafeln 4 und 5 sehen. — Vergleicht man mit ostalpinen Arealen, so gibt es zur Grauwackenzone mit ihren Schiefen nicht allein Beziehungen, welche die Korngröße betreffen, sondern auch solche, welche faziell und strukturell engste Verwandtschaft bedeuten.

Es ist auffallend und vorläufig unerklärbar, weshalb diese Schiefer, welche bis zur Biotitprägung vorschreiten, nur in einer einzigen Gruppe eine Korngröße entfalten, wie man sie bei uns in den feinstkristallinen Formen der Sprossung sieht. Das ist der Fall in den Penninporphyroblasten-Phylliten. Aber selbst da werden bloß die Porphyroblasten etwas größer, das mittlere Gewebekorn ist unentwegt überaus zart. Diese Kornzartheit ist geradezu ein Merkmal der ganzen metamorphen Gesellschaft, welche da vereinigt ist.

II. Metamorphe der II. Tiefenzone. Ich kenne in unseren Ostalpen nirgends Kristalline Schiefer, welche bei gleicher mineralogischer Fazies, als Granatglimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer usw., ein wiederum so feines Korn haben, wiewohl auf den ersten Blick sichtbar ist, daß es um ebensoviel gröber geworden ist gegenüber den erststufigen Schiefen, als dies der Fall ist bei den erststufigen gegenüber den Sedimenten.

Sehr wichtig ist nun ferner das Verhältnis der Kristallisationen der I. und II. Stufe. Man kann nämlich die hier beschriebenen Zweitstufigen nicht als vorschreitend entwickelte Erststufige der oben ausgeschiedenen Gruppe betrachten, weil ein Flügel dieser Gesteine diaphthoritisch überprägt wird und rückschreitend erst die erststufige Fazies wiedererreicht, sich also rückschreitend der vorschreitend erststufigen Fazies anzupassen bestrebt ist.

Außerdem gibt es im mir vorgelegten Material einen, wie ich glaube, sehr guten Beweis dafür, daß Zweitstufiges schon da war, als Erststufiges aus Sedimenten geprägt wurde: Das betrifft die Granatglimmerschieferscholle (61) = 117, welche in unveränderten oder kaum veränderten Sedimenten (z. B. 60) als Fremdscholle eingeschuppt erscheint.

Und es gibt einen guten Beweis dafür, daß an verschiedenen Stellen erst- und zweitstufige Gesteine in gemeinsamem geologischen Feld überprägt worden sind: Das ist die Angleichung, die

Konvergenz, welche die vorschreitenden Pennin-Porphyroblastenphyllite und die diaphthoritischen Glimmerschiefer aneinander zeigen. Das ist ungemein wichtig.

Endlich kann man auch noch weiterhin eine Schieferfazies unterscheiden: das ist die Hornfelsschieferfazies, in dieser Aufsammlung bloß vertreten mit zwei Belegstücken. Diese Fazies unterscheidet sich von den obigen durch die Art der Prägung: Das Gewebe hat kein mechanisch ausgearbeitetes para- oder postkristallines „s“. Die Untermengung der verschiedenen Kornarten ist in dieser Weise (vgl. die Abbildungen) in keinem tiefenzonenmetamorphen Gewebe zu sehen. Zwar beginnt die Sprossung auch hier mit Mineralien, die wir von den Tiefenzonen her kennen (Biotit, saurer Plagioklas, Quarz, auch Muskowit), aber von der Knotenbildung an geht die Paragenetik hier besondere Wege. Sie führt schließlich zur Produktion von Andalusit (bzw. Chiastolith), der nicht mehr durch eine Metamorphose vernichtet wird, sondern nur Korn für Korn pseudomorphosiert werden kann.

Es ist nun nur noch die genetische Gesteinsvergesellschaftung kurz an Hand der Fazies zu umreißen.

Der Fazies nach gehören in Wechselwirkung und Tektonik zusammen:

1. Die Gruppe der Amphibolite und Serpentine mit den Granatglimmerschiefern im undiaphthoritischen Zustand. Also eine alte Serie mit zweiter Tiefenzone.

2. Deren Diaphthorite und die erststufig metamorphen Schiefer samt Diabasen, Metadiabasen, Tuffitschiefern sowie den Diaphthoriten von 1. Dazu gehört der Grobgranit mit seinen Injektionen als syntektonisches Intrusiv, dazu gehören auch seine Pegmatite und Migmatite.

3. Die Gruppe der Hornfelsschiefer. Dazu gehört der Sidobre-Granit, welcher intrudiert und an der Kontaktmetamorphose Anteil hat.

Pleochroitische Höfe um Zirkone gibt es in sehr vielen Gesteinen. Es sind aber die Unterschiede doch zu gering, und das statistische Material reicht nicht aus, um aus den bezüglichen Beobachtungen weitergehende Schlüsse ziehen zu können. Da selbst in den erststufigen, vorschreitenden Gesteinen, z. B. in den Penninporphyroblasten, die pleochroitischen Höfe recht auffällig entwickelt sind, muß man wohl annehmen, daß diese Kristallisation ein hohes Alter besitzt.

Die Hornfelsfazies erscheint mir nicht mehr neuerdings kristallin überprägt worden zu sein.

Die französischen Berichte führen noch eine Reihe von Gesteinstypen an, von welchen ich keine Vertreter zu Gesicht bekam, so z. B. einen Sillimanitgneis. Aus den kurzen Notizen darüber kann man die fazielle Stellung nicht genau angeben; denn es gibt kontaktliche Sillimanitgesteine, aber auch tiefenzonenmetamorphe, wie z. B. deutlich die Verhältnisse an den Rieserferner-Tonalitkontakten einerseits und in der Koralpe, bei Rade- gund und im N.-Ö. Waldviertel beweisen. Schon BERGERON bemängelt das Fehlen von Cordieritgneis. Es ist daher möglich, daß es sich um einen Sillimanit-Paragneis aus der III. Tiefenzone handelt. Von drittstufigen Gesteinen wäre dann noch weniger in diesem Gebiet sichtbar als ohnedies schon von zweitstufigen.

Immerhin habe ich durch dieses Studium der reichhaltigen Sammlung und an Hand der genauen und sorgfältigen Aufzeichnungen und Beobachtungen der französischen Kollegen einen mich ungemein befriedigenden, vergleichend gesteinskundlichen Blick tun können. Es sind petrographische Perlen darunter, wie z. B. die von mir erstmalig beobachtete Umwachsung von Pennin durch Biotit, eine ungemein wichtige Tatsache für den Einblick in das Kristallisieren bei ansteigender Temperatur und Lösungsverbrauch.

So gilt noch einmal zum Schluß mein Dank Herrn v. GAERTNER, der mir dazu verholfen hat.

Graz, 4. Juni 35.