

Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal.

Von E. Braumüller, Wien.

Inhaltsverzeichnis.		Seite
VORWORT		39
A. EINFÜHRUNG		40
I. Kurze Bemerkungen zur geologischen Erforschungsgeschichte und zur Problemstellung		40
II. Übersicht der tektonischen Gliederung		43
B. STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE		45
I. Die Pinzgauer Phyllitzone		45
II. Die obere Radstädter Decke		48
1. Choritführender Quarzserizitphyllit		48
2. Serizitquarzit		50
3. Rauhacken		51
4. Albitchloritschiefer		52
Zur Altersfrage der Quarzserizitphyllit-Quarzitgruppe		53
5. Radstädter Dolomit		58
6. Dolomitreccien		59
7. Pyritschiefer und rote Breccien		60
8. Radstädter Kalk		63
9. Klammkalk		64
III. Die Sandstein-Brecciendecke (Untere Radstädter Decke)		67
1. Quarzreiche Gesteine		69
a) Mittelkörnige Arkosesandsteine		69
b) Grobkörnige Arkosesandsteine		71
c) Quarzite		72
d) Kalksandsteine		72
e) Mylonitische Sandsteine		73
2. Karbonatgesteine		73
a) Kalke und Kalkphyllite		73
b) Dolomitreccien		74
c) Tüpfelkalke		75
d) Crinoidenführende Breccien und Kalke		77
3. Ophiolite		78
a) Serpentin		78
b) Ophikalzit		80
c) Albitchloritschiefer		81
4. Zur Frage der Bildungsbedingungen und des Alters der Sandstein-Brecciendecke		82
IV. Die Fuscher Schieferhülle		84
1. Fuscher Phyllit		85
2. Graphitquarzit		87

	Seite
3. Quarzit	88
4. Muskowitquarzit	89
5. Gabbroamphibolite	91
a) Fleckenamphibolit	91
b) Augenamphibolit	93
c) Amphibolit mit brauner Hornblende	94
d) Schieferige und mylonitische Amphibolite	94
e) Zusammenfassung	95
Zur Altersfrage der Fuscher Phyllite sowie über deren Beziehungen zu den Pinzgauphylliten	97
6. Weiße Serizitquarzite	101
7. Serizitschiefer	102
8. Rauhacken	102
9. Dolomit und Marmor	103
10. Dolomittbreccien	103
11. Kalkglimmerschiefer	103
12. Prasinite	105
a) Chloritprasinit	105
b) Hornblendeprasinit	106
c) Albitchloritschiefer	106
d) Randbildungen der Prasinite	106
Beziehungen zwischen den Gabbroamphiboliten und den Prasiniten	108
V. Allgemeine Bemerkungen zur Metamorphose des Gebietes	110
C. TEKTONIK	114
I. Die Pinzgauer Phyllitzone	114
II. Die Klammüberschiebung	115
III. Der Bau der oberen Radstädter Decke	117
IV. Die Sandstein-Brecciendecke	124
1. Allgemeines	124
2. Quarzitzüge am S-Rande der Sandstein-Brecciendecke	126
3. Regionale Einordnung der Sandstein-Brecciendecke	127
4. Die Flyschfrage	130
V. Die Fuscher Schieferhülle	131
1. Die Zargl-Anthauptenzone	133
2. Die Zone der großen Kalkglimmerschieferzüge	134
3. Das tektonische Verhältnis der Fuscher Schieferhülle zur ge- schlossenen oberen Schieferhülle = Glocknermesozoikum	137
D. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE	139
Erklärung zu den Dünnschliffphotographien auf Tafel IV	144
Schriftumsverzeichnis	144
Tafeln	I—IV

Vorwort.

Mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. Franz E. Sueß, dem ich die Anregung zu dieser Arbeit danke, stellte mir die Aufgabe, durch Untersuchung eines Teiles des Tauernnordrandes Klarheit zu bringen in den Widerstreit der Anschauungen zwischen den auf dem Grundgedanken von P. Termier aufgebauten Synthesen des Tauernfensters von V. Uhlig, L. Kober und R. Staub und den Gedanken jener Forscher, die unter der Führung von B. Sander, W. Schmidt und L. Kölbl, ausgehend von der berechtigten Kritik des Tauernnordrandes in seiner herkömmlichen Darstellung, das Bestehen dieses Fensters überhaupt in Abrede stellen.

Abgesehen von kurzen Übersichtsbegehungen im Sommer 1932 wurde die Feldarbeit in den Sommern 1933—1935, mit kleinen Nachträgen 1936 auf der Grundlage der alten österreichischen Landesaufnahme 1:25.000 durchgeführt. Im Sommer 1935 wurden meine Arbeiten durch eine namhafte Beihilfe seitens des Deutschen Alpenvereines unterstützt, die es mir ermöglichte, sehr zum Vorteil der Gesamtauffassung, auch das Tauernwestende kennen zu lernen. Hiefür dem wissenschaftlichen Unterausschuß des Deutschen Alpenvereines und seinem Vorsitzenden Prof. Dr. Raimund v. Klebelsberg meinen Dank zu sagen, ist mir eine ehrenvolle Pflicht.

Es ist mir ein innerstes Bedürfnis, meinem großen Lehrer Prof. Dr. F. E. Sueß für alle seine Hilfe und dauernde Anteilnahme sowohl bei der Ausarbeitung, als auch gelegentlich seiner zweimaligen, mehrtägigen Besuche im Felde in den Sommern 1934 und 1935 meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

Herrn Prof. L. Kölbl danke ich für seine erste Einführung im Felde. Großen Anteil an dieser Arbeit hat Herr Dr. H. P. Cornelius, dem ich nicht nur dafür danke, daß ich ihn bei seinen Aufnahmen im Glocknergebiete begleiten durfte, sondern daß er mir auch stets mit ganzer Fülle seiner großen Erfahrung hilfreich zur Seite stand. In der gleichen großzügigen Art und Weise fand ich bei Herrn Dir. Prof. Dr. Fr. Trauth in allen auf sein früheres Arbeitsgebiet in den Radstädter Tauern bezugnehmenden Fragen offene Unterstützung. Dank schulde ich auch Herrn Prof. A. Himmelbauer, dessen mineralogisch-petrographisches Institut mir mit allen Hilfsmitteln jederzeit offen stand und den Herren Professoren A. Köhler, H. Leitmeier,

A. Marchet, J. Pia und Herrn Dozent L. Waldmann für ihren Rat und ihre Hilfe.

Nicht weg zu denken ist auch der Anteil meines lieben Freundes Dr. Siegmund Prey, mit dem ich unsere Berge von der Drau bis zur Salzach durchwandert und erlebt habe und mit welchem mir während einer gemeinsamen Reise durch Graubünden im Jahre 1934 die wahre Stellung der Tauern klar wurde.

Nochmals allen ein dankbares Glück auf!

Der Verfasser.

Wien, im deutschen Frühling 1938.

A. Einführung.

I. Kurze Bemerkungen zur geologischen Erforschungsgeschichte des Gebietes und zur Problemstellung.

Es ist nicht zu verwundern, daß über die Hohen Tauern,¹⁾ die ja seit jeher im Mittelpunkt aller Erörterungen über den geologischen Bau der Zentralzone der Ostalpen standen, ein mehr als umfangreiches Schrifttum besteht. Es sollen daher an dieser Stelle nur die Grundzüge der geologischen Erforschungsgeschichte in dem Maße erörtert werden, als es für die Erläuterung der Problemstellung des Gebietes zwischen dem Fuscher- und Rauristal notwendig erscheint. Dies ist um so eher möglich, als erst kürzlich von A. Hottinger (1935) eine Zusammenfassung besonders des jüngeren Schrifttums gegeben wurde. Besonders zu erwähnen sind auch die Sammelreferate die F. Heritsch zu wiederholten Malen veröffentlichte (1912, 1915, 1918, 1927).

Für die im Banne der Hebungstheorie L. v. Buchs stehenden ersten Pioniere der geologischen Alpenforschung bedeutete der Tauernnordrand nur eine Formationsgrenze innerhalb der Schichtsysteme zwischen der zentralen kristallinen „Erhebungachse“ und dem triadischen „Alpenkalk“. (J. Reissegger 1835, K. Reissacher 1848 — von ihm stammt die erste geologische Karte des Gebietes —, H. Credner 1850.) Durch B. Studers (1849) vielzitierten Vergleich der Tauernschieferhülle mit den Gesteinen Graubündens, durch die vorzüglichen Beobachtungen Fr. v. Rosthorns und J. L. Canavals (1853) und ganz besonders durch die erste Aufnahme der Wiener Geologischen Reichsanstalt gewann der Wesensunterschied zwischen den Hohen Tauern und den angrenzenden Gebirgen bereits greifbare Formen (D. Stur 1854, S. 822; K. Peters 1854/a, S. 768). Den ver-

¹⁾ Hier und im folgenden soll aus geologischen Gründen der Begriff „Hohe Tauern“ im alten Sinne A. v. Böhm's (1887) verwendet werden, d. h. es ist damit der ganze Gebirgskamm vom Katschberg bis zum Brenner gemeint.

wischten Transgressionsrand zwischen dem vorpaläozoischen Sockel der Dientner Grauwackenzone und der als metamorphe Vertretung der letzteren aufgefaßten Schieferhülle überlagern diskordant die triadischen „Radstädter Tauerngebilde“ (M. V. Lipold 1854, K. Peters 1854/a S. 786, D. Stur 1854, Tafel VI). G. Stache (1874, S. 155, Tafel VI) versuchte ohne besonderen Erfolg, diese Gliederung umzudeuten, während M. Vacek (1884; 1893) in das vergebliche Bestreben verfiel, den Wechsel der Gesteinszonen durch „unkonforme Lagerung“ unter Ausschaltung jeglicher tektonischer Bewegungen zu erklären.

Demgegenüber finden die grundlegend neuen Gedanken von E. Sueß (1875) über die Entstehung der Alpen in den Arbeiten von J. Pošepny (1880) und F. Frech (1901) beredten Ausdruck. Die an großen postmiozänen Grabenbrüchen abgesunkenen, in sich gefalteten Schollen des Radstädter Mesozoikums kennzeichnen den Tauernnordrand. (F. Löwl, 1894, S. 518; C. Diener, 1900, S. 384; 1903, S. 439, u. a.)

Eine grundlegende Änderung der Auffassung erfolgte durch die Deutung der Tauern als Fenster der Westalpen unter den Westalpen durch P. Termier (1903). Der Tauernnordrand wurde damit zu einer Überschiebungslinie erster Ordnung.

Termier konnte seine Deutung vor allem auf die heute noch grundlegenden Studien von F. Becke und F. Berwerth über den Aufbau und die Metamorphose der Hohen Tauern stützen. Den mesozoischen Rahmen des Tauernfensters teilte Termier in zwei Decken, deren eine die „nappe III du Tribulaun“ der Schieferhülle konkordant aufliege, während Triasschollen der höheren „nappe IV“ diskordant die Grenze der beiden unteren Decken überlagern sollen. (Tarntaler Köpfe, Serles, Rettelwand.) Auch die Radstädter Tauern stellte Termier auf Grund der Angaben Frech's (1901, S. 250) zu dieser Einheit und glaubte ebenso wie E. Haugh (1906, S. 414 und 421), daß diese durch den Mandlingzug mit der bayrischen Decke der nördlichen Kalkalpen zusammenhänge. Dieser große Irrtum wurde auch bald von V. Uhlig (1906) durch die Feststellung berichtigt, daß die „Tauerndecke“ mitsamt der sie umhüllenden Quarzitdecke nach N unter die Pinzgauerphyllite untertauche. Der Mandlingzug ist nach der von E. Sueß (1909) geprägten Ausdrucksweise nicht lepontinisch, sondern ostalpin, finde aber nach Uhlig (1908, S. 1416) noch in einzelnen Linsen (vgl. C. Diener, 1903, S. 439) eine westliche Fortsetzung bis Bruck im Pinzgau. L. Kober (1912/a, S. 33) erblickte in der Fortführung der Gedanken Uhlig's im Hangenden des Mandlingzuges — der „norischen Linie“ — eine tiefgreifende Trennung der Grauwackenzone in eine untere karbonische und eine höhere altpaläozoische Decke. Nachdem schon F. Heritsch (1927, S. 287) auf die Unmöglichkeit der Durchführung dieser Trennung W von Schladming hingewiesen hatte, konnte F. Trauth (1927, S. 33) den Nachweis erbringen, daß der Mandlingzug bei Altenmarkt a. d. Enns endet und nur einen örtlichen, wenn auch gewaltigen Schubspan des St. Martiner Schuppenlandes darstellt. V. Uhlig selbst gab später (1909) die Vorstellung der Einwicklung der Tauerndecke in eine Quarzitdecke auf und F. Trauth (1925) baute dies zu einer strengen Trennung des liegenden „Kleinarler Quarzphyllit-Quarzits“ (= Lantschfeldquarzit bei F. Frech, 1901), von dem das Mesozoikum überlagernden Radstädter Quarzphyllit-Quarzit aus. Dieser stellt nach Trauth, wegen der Unmöglichkeit einer strengen Grenzziehung gegen den Pinzgauphyllit (vgl. K. Peters, 1854/b, S. 810—11, sowie F. Frech, 1901, Karte), „einen Teil der in den Tauernbereich eintretenden Grauwackenzone“ dar. Auch L. Kober (1922, S. 241) vertritt eine sehr ähnliche Anschauung, wenn er den

Radstädter Quarzit als eine inverse, paläozoische Serie der unterostalpinen Schladminger Masse auffaßt (vgl. Gb. Dal Piaz, 1937, S. 396).

Auf V. Uhligs erster tektonischer Karte unseres Gebietes (Tafel IV, 1908) nach der Anwendung der Deckenlehre erscheint W des Kleinarler Tales die Klammzone in Form eines Halbfensters unter der Tauerndecke, als ein Teil der Schieferhülle. Während M. Stark (1912, S. 213) ihr eine vermittelnde Stellung zuweist, stellt sie L. Kober (1922, S. 220) vollends zum „Unterostalpin“ seiner unteren Radstädter Decke. Zur gleichen Einheit gehört auch seine „Anthaupten- und Bernkogelserie“, während die „Ariserie“ der oberen Radstädter Decke entspricht. Anthaupten- und Bernkogelserie stellen eine penninisch-ostalpine Mischungszone dar.

R. Staub (1924) und sein Schüler A. Hottinger (1933, 1934, 1935) gaben für unser Gebiet eine z. T. abweichende Gliederung. Neu ist vor allem die Aufstellung einer „nördlichen Matreier Zone“ (= Kobers Anthaupten- und Bernkogelserie), die ebenso wie die durch F. Teller in die Literatur eingeführte südliche Matreier Zone nicht als Fortsetzung der Radstädter Tauern, sondern als eine eigene „hochpenninische Schuppenzone“ aufgefaßt wird. Neu ist auch der Versuch Hottingers, W der nach seiner Meinung in dieser Richtung aushebenden Klammzone, eine „penninische Flyschzone“ auszuscheiden.

Gegen diese in groben Strichen gezeichnete Entwicklung auf dem Boden der Deckenlehre stellte sich gleich von allem Anfang an eine starke Gegenströmung, die in B. Sanders, F. Kobmat, W. Schmidt, F. Herritsch, R. Schwinner und in allerletzter Zeit in L. Kölbl ihre Verfechter hat. Der Angelpunkt aller dieser kritischen Erörterungen ist namentlich die von B. Sander mehrfach geäußerte Anschauung, daß zwischen Pennin (bzw. Lepontin) und Ostalpin weder in der Schichtfolge, noch in der Metamorphose scharf unterschieden werden könne. Während W. Schmidt (1921) der Grenze von Schieferhülle und Rahmen wenigstens den Charakter einer untergeordneten Grenze zubilligt, glaubt L. Kölbl (1931/b) ein direktes Hinüberstreichen der Grauwackenzone in die Schieferhülle feststellen zu können.

Eine gewisse Mittelstellung zwischen diesen entgegengesetzten Auffassungen nehmen H. P. Cornelius und E. Clar ein. An der grundsätzlichen petrographischen und stratigraphischen Übereinstimmung der penninischen Zone der Westalpen mit den Hohen Tauern, sowie an dem tektonischen Leitgedanken Termiers kann nach H. P. Cornelius (1934/a, S. 141) in Zukunft nicht gezweifelt werden. Trotzdem zeigen aber die Tauern eine Eigenständigkeit, die jenseits der ersten schematisierenden Vergleiche liegt, welche den Wert der Deckenlehre in den Augen vieler Geologen so sehr herabgesetzt hat. Cornelius (1935/c) verlegt den Rand des Fensters an den Nordrand der geschlossenen Kalkglimmerschiefermassen der oberen Schieferhülle. N davon breitet sich eine mächtige Schuppenzone aus, die „Nordrahmenzone“, die z. T. ähnlich wie bei R. Staub mit der Matreier Zone verglichen wird. Das wichtigste Bauelement dieser Zone, den schwarzen „Fuscher Phyllit“ hält Cornelius in Übereinstimmung mit L. Kölbl (l. c.) für identisch mit dem Pinzgauer Phyllit. W. Hammer (1935, S. 11; 1937, S. 103) betont aber, daß zwischen diesen beiden Serien kein direkter Ablagerungsverband besteht, sondern daß im breiten Tale des Pinzgaues eine nicht näher erörterte Störung vorliegen müsse, die die beiden, gleichaltrigen, Serien voneinander trennt.

Aus diesem Stande der Dinge ergibt sich eine Reihe von Problemen, deren Lösung zum Teile gerade in dem kleinen Ab-

schnitte zwischen dem Fuscher- und Raurisertale zu liegen scheint.

Die Hauptfrage stellt das gegenseitige Verhältnis des „Pinzgauphyllit“ zum „Fuscher Phyllit“ dar oder mit anderen Worten das Verhältnis zwischen Grauwackenzone und Schieferhülle. Schon F. Löwl (1895, S. 639) erwähnte im Pinzgau ein schräges Heranstreichen an die Salzach. Durch L. Kölbl (1931, 1932) gelangte dieses WNW-Streichen in den Mittelpunkt des Interesses und damit die Frage des Verhältnisses der wie die Grauwackenzone WNW-streichenden „Fuscher Schieferhülle“ mit ihren Kalkzügen zu den EW-streichenden geschlossenen Kalkglimmerschiefer- und Prasinitmassen der oberen Schieferhülle (= Glocknermesozoikum).

Von Bruck östlich tritt zwischen Grauwackenzone und Schieferhülle die Radstädter Zone. Bietet diese Zone die Möglichkeit einer Grenzziehung zwischen den beiden Schieferzonen?

Weitere Fragen innerhalb der Radstädter Zone selbst seien nur kurz aufgezählt: Das Verhältnis der Klammkalke zu den nur mehr in zerfetzten Linsen auftretenden Resten der höheren Radstädter Einheiten, die Beziehungen von F. Trauths Kleinarler- bzw. Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppen zur Verukanobasis der Klammkalke bei M. Stark, R. Staub und A. Hottinger usw.

II. Uebersicht der tektonischen Gliederung.

Zur besseren Übersichtlichkeit des folgenden petrographisch-stratigraphischen Teiles, sei bereits an dieser Stelle eine kurze tektonische Übersicht vorausgeschickt.

Die Zonengliederung erfolgt auf Grund der bei der Feldaufnahme erkannten, gesetzmäßigen Zusammengehörigkeit einzelner Gesteinstypen. Es sei jedoch gleich bemerkt, daß diese Zonen wegen weitgehender Verschuppung kartennmäßig nicht als durchwegs geschlossene Streifen erscheinen. Namentlich kleinere Gesteinskörper zeigen eine weitgehende Verschuppung mit den benachbarten tektonischen Einheiten, wie dies bei der vorwiegend schiefriigen Beschaffenheit der meisten Gesteine, bei Bewegungen unter Belastung von vorhinein zu erwarten ist. Bis zu einem gewissen Grade trifft daher für das ganze Gebiet die Bezeichnung tektonische Mischungszone etwa im Sinne Köbers (1922, S. 211) zu.

Ganz besonders gilt dies für die größte tektonische Einheit des Gebietes, die Fuscher Schieferhülle = die streichende östliche Fortsetzung der Nordrahmenzone bei H. P. Cornelius und E. Clar (1935/c, S. 7).

Nach diesen Grundsätzen kann man, von N nach S gehend, das Aufnahmegebiet in vier, ungefähr N 80° W bis E-W streichende i. a. N-fallende Streifen gliedern:

- I. Die Pinzgauer Phyllitzone,
- II. Die Zone des Radstädter Mesozoikum und der Klammkalke,
- III. Die Zone der Sandsteine, Kalke und Breccien des Höferberges, des Plattenkogels und des Pichlberges,
- IV. Die Zone der Fuscher Schieferhülle (= Nordrahmenzone).

Von der Pinzgauer Phyllitzone greift nur ein schmaler Streifen nach S über die Salzach. Darunter folgt, abgetrennt durch die steile Klammüberschiebung das Radstädter Mesozoikum, welches mit den schwarzen Phylliten der Fuscher Schieferhülle, die unter der nicht besonders tief nach N tauchenden Stirn der Sandstein-Brecciendecke mit den Radstädter Gesteinen in unmittelbare Berührung treten, vielfältig verschuppt ist. Die Radstädter Gesteine können in eine tiefere Klammdecke und eine höhere Radstädter Decke (= Kleinarler Decke Trauths) geteilt werden, doch ist die Trennung in diesem äußersten, zerschlitzten W-Ende nicht immer mit genügender Sicherheit durchzuführen.

Die Sandstein-Brecciendecke ist eine im Streichen geschlossene durchgehende tektonische Einheit im wahren Sinn des Wortes. Nur untergeordnet kann man Verschuppungen mit den hangenden, bzw. liegenden Serien beobachten.

Die im S anschließende Fuscher Schieferhülle ist eine tektonische Mischserie (s. u., S. 84). Ihr Hauptgestein ist der schon mehrfach genannte schwarze Fuscher Phyllit mit Einlagerungen von Quarziten, Gabbroamphiboliten und Muskowitquarziten. In der oberen Schieferhülle im Sinne H. P. Cornelius (1935/a, S. 8) sind die von oben her eingefalteten, nach-triadischen Kalkglimmerschiefer und mit diesen wahrscheinlich auch die prasinitischen Gesteine beheimatet.

Das Einfallen ist im N an der Salzach meist steil gegen N gerichtet (70—80°), oft auch saiger, ja sogar nach S überkippt.

Gegen S tritt allmähliches Verfläachen bis zu einem Durchschnittswerte von 40—50° N ein.

Regionaltektonisch wäre die Pinzgauer Phyllitzone im Anschluß an die Darstellungen von L. Kober, F. Trauth und R. Staub in das Oberostalpin, die Klamm- und Radstädterserie in das Unterostalpin zu stellen.²⁾ Die Sandstein-Brecciendecke ist wegen der weitgehenden Übereinstimmung mit den Sandsteinen und Breccien der grauen Wand in den Tarntaler Bergen (s. S. 127) und den Schwarzeckbreccien als die eigentliche Vertretung der unteren Radstädter Decke, zu bezeichnen. Die Fuscher Schieferhülle wird im Gegensatz zu H. P. Cornelius dem Pennin zuzuteilen sein, weil sehr viele Gründe dafür sprechen, daß die beiden unterostalpinen Einheiten, die Sandstein-Brecciendecke und ganz besonders die Klamm- und Kleinarler Decke eine tiefgreifende Trennung zwischen den Pinzgauphylliten und der Fuscher Schieferhülle darstellen.

B. Stratigraphie und Petrographie.

Oberster Grundsatz der Feldaufnahme, an welche ohne eine vorgefaßte Meinung herangetreten wurde, war es nur petrographisch und womöglich auch stratigraphisch eindeutig definierte Gesteine auszuscheiden und jede Zusammenfassung zu Gesteinsgruppen oder „Serien“ zu vermeiden, denn deren Inhalt und Umfang muß zwangsläufig je nach dem Stande unserer stratigraphischen und tektonischen Vorstellungen ein veränderlicher sein. Dadurch erklärt sich vielleicht, abgesehen von der anderen topographischen Unterlage und dem kleineren Maßstab, die große Verschiedenheit der Karte A. Hottingers (1935) und der unabhängig davon entstandenen vorliegenden Aufnahme.

I. Die Pinzgauer Phyllitzone.

Nur der schmale, noch nach S über die Salzach greifende Streifen der breiten Pinzgauer Phyllitzone steht hier zur Erörterung. Der unmittelbare Zusammenhang der Gesteine N und S der Salzach wird schon von F. Trauth (1927, S. 42) betont, auf dessen eingehende Darstellung der gesamten Zone besonders verwiesen sei. (1925, S. 116—154, 1927, S. 42—51.)

²⁾ Bezüglich der Einwände gegen die Zugehörigkeit der Radstädter Zone zum Unterostalpin durch Gb. Dal Piaz (1937) siehe S. 123.

Von Interesse ist zunächst eine nomenklatorische Frage. Der Name Pinzgauphyllit wurde zuerst von F. Becke und F. Löwl (1903, bsd. Übersichtskarte) für die ganze der Schieferhülle der Hohen Tauern im N vorgelagerte Phyllitzone gebraucht. Lange vorher hatte jedoch A. Pichler in der Umgebung von Schwaz in Tirol von den mächtigen Quarzphylliten oder „Tonglimmerschiefern“, eine höhere Abteilung „toniger Phyllite“ (1869, S. 211 bis 212) abgetrennt, denen er später den Namen „Wildschönauer Schiefer“ gab. Th. Ohnesorge konnte diese Unterscheidung bei der Aufnahme der Blätter Innsbruck—Achensee, Rattenberg und Kitzbühel—Zell am See der österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000 weiter verfolgen und eingehend begründen (1908, bsd. S. 129). An der Grenze beider Gesteinsgruppen liegt der Schwazer Augengneis (1907, S. 14) und zeigt eine bedeutende Störung an. Die Wildschönauer Schiefer bilden das unterste Schichtglied des Silur und Devons der Kitzbühler Alpen (Ohnesorge, 1909, S. 350). Ohnesorge definiert aber ausdrücklich (1924, S. 18): Pinzgauerphyllit = Innsbrucker Quarzphyllit. Weil nun dieser Quarzphyllit bei Mittersill sein östliches Ende findet, erklärt Ohnesorge folgerichtig (1925, S. 13), daß dieser im Gebiete zwischen Mittersill und Bischofshofen nicht mehr erschaïne und daß vielmehr in diesem Abschnitte das Gebirge N der Salzach ausschließlich aus Wildschönauer Schiefer mit den bezeichneten Diabaslagen besteht.

F. Trauth und A. Hottinger nennen aber gerade umgekehrt die silurischen Grauwackenschiefer (= Wildschönauer Schiefer) „Pinzgauphyllite“.

Zur Lösung dieser Widersprüche möchte ich vorschlagen, den Ausdruck „Pinzgauphyllit“ als Überbegriff im Sinne von F. Becke und F. Löwl (1903, S. 3, und Übersichtskarte) für das ganze Gebiet vom Brenner bis Schladming ohne stratigraphische Bedeutung beizubehalten. Die alleinige Beschränkung des Namens „Pinzgauphyllit“ auf den Innsbrucker Quarzphyllit, wie sie Ohnesorge durchgeführt hat (1924, S. 18), steht mit der Definition Beckes aus dem Jahre 1903 in Widerspruch, denn auch die Ober-silurschichten von Dienten sind noch ausdrücklich einbezogen (S. 3). Die Pinzgauphyllite in dieser allgemeinen Definition zerfallen daher in die Wildschönauer Schiefer und den Innsbrucker Quarzphyllit. Gegen das völlige Auflösen dieses Begriffes spricht nicht nur sein eingebürgelter Gebrauch in der Literatur, sondern auch der Einwand von F. Heritsch (1929, S. 143) gegen die gänzliche Zuteilung der Pinzgauphyllite (hier im Sinne Trauths = Wildschönauer Schiefer) zum Silur.

Den besten Einblick in die Beschaffenheit und den Aufbau der Pinzgauphyllite (im Besonderen der Wildschönauer Schiefer) bietet das enge, schluchtartige Tal der Salzach E von Hasenbach, die Taxenbacher Enge (E. Wehrli, 1928, E. Seefeldner, 1928 u. a.).

F. Trauth (1925, S. 128) bezeichnet hellgraue bis grau-grüne Serizitphyllite als das Hauptgestein dieser Zone, gegenüber welchen quarzreiche (Quarzphyllit), kohlig-graphitoidische und andere Typen zurücktreten. Auffallend ist der lebhaftige Seidenglanz des Serizites auf den s-Flächen. Diese sind jedoch nur selten eben, sondern fast immer unregelmäßig wellig. ein Ausdruck der intensiven Kleinfältelung, die eine unechte,

sekundär massigere Textur bedingt. Senkrecht zur Fältelung und Streckung durchsetzen jüngere Knickfalten und Scherflächen das Gestein.

Stellenweise verursacht das Hinzutreten von Chlorit eine etwas stärkere grünliche Färbung (Chloritserizitphyllit bei F. Trauth, 1925, S. 131), was aber nie zu Verwechslungen mit den bunten Quarzserizitschiefern der Radstädter Serie führen kann.

Dunkelgraue, graphitoidische Phyllite treten vereinzelt als untrennbare Einlagerungen in der ganzen Wildschönauer Schieferserie auf, doch werden sie nie zum allein herrschenden Gestein, wie in der Fuscher Schieferhülle, wenn auch einzelne Vorkommen im Handstück einander recht ähnlich werden können (z. B. am Weg von Taxenbach auf den Hundstein, 2116 m, E des Kuchelkopfes). Auffallend ist allerdings, daß gegen die Grenze der Klamm- und Radstädter Zone die dunklen Typen hervortreten scheinen; z. B. steht am Wege der Kitzlochklamm N der Salzachbrücke noch typischer, grauer Serizitphyllit an; aber auch S der Salzach bis etwa zum Elektrizitätswerk. Von hier aber bis zum Klammeingang wird das Gestein zusehends dunkler, wenn man auch hier noch genug typisches, hellgraues Gestein finden kann. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch am Eingange des Großarltales (Lichtensteinklamm), des Wolfsbachtals, des Rain- und Schaidmoosgrabens. Auch F. Trauth erwähnt mehrmals diese Erscheinung (1927, S. 43, 46).

Dieses Hervortreten dunkler Phyllittypen neben vollcharakteristischen, hellgrauen Phylliten im unmittelbaren Hangenden der Klamm- und Radstädter-Zone ist nach allen meinen Erfahrungen nicht als ein allmählicher Übergang zu den Pinzgau-phylliten in den schwarzen Fuscher Phyllit zu deuten, denn erst S der die Grenze bildenden Klammkalke setzen schlagartig die graphitischen, abfärbenden Fuscher Phyllite ein und bleiben dann das allein herrschende Gestein, ohne irgendwelche hellere Einlagerungen. Vielleicht liegt aber die dunklere Färbung der Phyllite im Hangenden des Klammkalkes — die übrigens bei trockenen Stücken bei weitem nicht so auffällig ist, wie an den ständig von Wasser überrieselten Klammwänden — in einer stärkeren kataklastischen Verarbeitung in der Nähe der Hauptüberschiebung (vgl. Th. Ohnesorge, 1926, S. 9).

Kalkige Gesteine sowie auch die sonst so häufigen Grünsteine (vgl. Blatt Kitzbühel-Zell a. S., 1 : 75.000, von Th. Ohne-sorge, 1935) fehlen.

II. Die obere Radstädter Decke.

Das untersuchte, westl. Ende der Radstädter Decken ist durch seine hochgradige tektonische Zerschuppung gekennzeichnet. Wohl ist es möglich einzelne bezeichnende Glieder der Radstädter Decken zu erkennen und zu verfolgen, doch sind bei diesem Ausmaße der tektonischen Schwierigkeiten und dem fast völligem Fehlen sicher deutbarer Profile stratigraphische Neuerkenntnisse nicht zu erwarten.

1. Chloritführender Quarzserizitphyllit.

Steigt man durch einen der vielen Gräben, die von S zur Salzach kommen, aufwärts, so nimmt das von den eintönigen, grauen Grauwackenschiefern (= Wildschönauer Schiefer) ermüdete Auge plötzlich ein leuchtend hellgrünes, oft auch rötliches, glänzendes Phyllitgestein gefangen. Verfolgt man dieses Gestein in einer Reihe von weiteren Profilen, so erkennt man bald seine gesetzmäßige Vergesellschaftung mit den Radstädter Gesteinen dem grauen Klammkalk, dem hellgelben bis grauen Dolomit und dem leuchtend weißen Glimmermarmor. Weiter im S, im Gebiete der Fuscher Schieferhülle sucht man den grünen Phyllit vergeblich. Die auffallendste Eigenschaft dieser Gesteine, die in ihrer petrographischen Stellung zwischen Quarzphylliten (im Sinne B. Sanders, 1911, S. 291; vgl. auch F. Trauth, 1925, S. 114, Fußnote 1) und Serizitphylliten schwanken ist ihre Färbung.

Der Grundton ist hell- bis dunkelgrün, je nachdem, ob das Gestein mehr von dem hellgrünen Serizit oder dem dunkelgrünen Chlorit enthält. Der die s-Flächen in dichten Fasern überziehende Serizit ist häufig durch Limonit hellgelb gefärbt, manchmal ist er auch farblos und gibt dann dem Gestein einen lebhaften Silberglanz (vgl. F. Trauth, 1925, S. 114). Mikroskopische Hämatitblättchen bewirken außerdem eine fleckige, intensive Rotfärbung zwischen den unregelmäßigen weißen, gelben und grünen Flecken. Manchmal durchsetzt diese Rotfärbung das ganze Gestein, so daß man sich des Eindruckes nicht erwehren kann, daß man es mit einem etwas metamorphen Wer-

fener Schiefer zu tun hat, was auch O. Meier (1925, S. 98) bei analogen Gesteinen des Tauernwestendes hervorhebt. Auch die Wechsellagerung von dünnen, grünen und roten Schichten (2 bis 10 mm) ist recht häufig zu beobachten. (z. B. S Hoigmoos.) Sehr charakteristisch sind kleine kalkig-limonitische, krümelige Putzen und Linsen, die wohl mit den überaus häufigen Rauchwackenlagen (s. S. 23 ff.) auf Grund von Übergängen im Streichen in genetischer Verknüpfung stehen dürften. Dieselbe Erscheinung ist, wie mir von S. Prey mündlich mitgeteilt wurde, auch für die grünen Quarzphyllite der Matreier Zone überaus kennzeichnend. Gelegentlich findet man auch gröbere konglomeratische Typen bestehend aus bis 1 cm großen Quarzkörnern und ausgewalzten verschiedenfarbigen Phyllitbrocken (z. B. Schaidmoosgraben SW Kote 1118), ein Typus, welcher im Gasteiner und Großarital in großer Verbreitung auftritt (vgl. M. Stark, 1912, S. 214).

Der Quarz tritt seltener in gesonderten Lagen (Quarzphyllit), sondern weit häufiger in bis faustgroßen, sekretionären Linsen auf (vgl. F. Trauth, 1925, S. 114).

U. d. M. zeigt der Quarzserizitphyllit (Graben S Rain, Höhe 850 m) in einem filzigen, lepidoblastischen Grundgewebe von Serizit, Chlorit (Klinochlor) mit etwas feinem Quarz und Kalzit, einzelne große, gerundete Quarzkörner oder gerundete Quarzaggregate. Das faserige Grundgewebe tritt nicht in diese klastischen Relikte ein. Kalzit in großen Porphyroblasten, aber auch an Klüften. Manche Typen zeigen überhaupt einen beträchtlichen, wohl sekundären Kalkgehalt (z. B. S Kitzlochklamm). Der Serizit ist fein gefaltet, was durch in δ eingelagerte blutrote Hämatitschüppchen besonders augenfällig in Erscheinung tritt. Auf den σ -Flächen siedelt sich häufig Titanit in formlosen Schnüren an. Etwas Magnetit und neugebildeter Albit.

Ein anderes mikroskopisches Bild zeigt ein dichtes, grünes, fast wie ein Grünschiefer aussehendes Gestein vom Eingang des Wolfbachtals. Man erkennt ein feines Gewebe von Albit, Quarz, schuppigem Chlorit, Kalzit und allerfeinsten Serizitschüppchen. Der Albit ($\frac{\perp}{n} \gamma : n' \alpha / P = 22-23^\circ \dots = 0 - 3\% \text{ An}$), oft in recht gut verzwilligten Körnern, tritt in größerer Menge auf als der Quarz. Titanit in unregelmäßigen Haufen, Magnetit und Hämatit in der gleichen Ausbildung wie oben. Auffallend sind kleine abgescherte Klüftchen mit Epidotausfüllungen. Im Innern dieser kleinen Gänge tritt als letzte Bildung ab und zu noch etwas Quarz auf. Jüngere ungestörte Klüftchen führen Kalzit und große Quarzkörner.

Bei diesem örtlich sehr beschränkten Gesteine wäre allenfalls die Deutung als Grünschiefer in Erwägung zu ziehen (Albit mit Zwillinglamellen!), doch weist der Wechsel von grünen chloritischen und roten hämatitischen Lagen auf ein Paragestein. Vielleicht lag ein tuffitisches Ausgangsmaterial vor.

2. Serizitquarzit.

F. Trauth (1925) beschreibt aus dem Gebiete von Kleinarl fließende Übergänge der einzelnen Gesteinstypen innerhalb der von ihm als Radstädter bzw. Kleinarler bezeichneten Quarzphyllit-Quarzitgruppen, worauf vorher schon von F. Frech (1901, S. 9) und V. Uhlig (1906, S. 28—29 und 1908, S. 5, 16) mehrfach hingewiesen wurde. Quarzite sind jedoch in der Radstädter Zone zwischen Fuscher- und Rauristal so selten, so daß die wenigen Vorkommen kartographisch ausscheidbar sind. Z. B. N Gehöft March, S von Taxenbach; im Hangenden des bekannten Dolomits S Hainbach und ähnlich NNW Rieser, S Hoigmoos.)

Der Quarzit ist ziemlich grobkörnig, häufig sind auch die bezeichnenden Gerölle von rosenrotem Quarz zu beobachten (vgl. F. Frech, 1901, S. 9) und nicht besonders schieferig entwickelt. Seine Farbe ist „apfelgrün“ wie bei den Radstädter Quarziten. Im Graben S Hainbach oberhalb der Rauriser Straße (W des Grabens) zeigt der Quarzit eigenartige, offenbar ausgewalzte, etwa 1 cm starke rötliche Flasern und Stengel innerhalb von gewöhnlichem, weißen bzw. grünlichen Quarzgewebe. Diese Abart ist wahrscheinlich genau so, wie die roten Flasern im Serizitphyllit (vgl. S. 19) als primärer Farbwechsel des Sedimentes zu erklären (vgl. H. Stremme, 1928, S. 920). Übergänge über Quarzphyllite zu den Serizitschiefern scheinen auch in meinem Gebiete vorzuliegen (vgl. F. Trauth, 1925, S. 113), so z. B. N des Gehöftes Rieser.

U. d. M. fällt sofort die ausgesprochen blastopsammitische Struktur auf. In einem sehr feinen Grundgewebe von Quarz und quer durchsetzenden, namentlich in s gehäuften Serizitschuppen treten zahlreiche, vom Grundgewebe noch scharf abgegrenzte, große Quarzkörner auf, sowie i. A. etwas besser gerundete, oft graubraun getrübe Mikroklinkörner, z. T. mit Perthit, z. T. mit fleckiger Verdrängung durch Albit. Ganz besonders auffallend sind große (1—5 mm), gut gerundete Aggregate aus groben, manchmal auch feinkörnigen verzahnten Quarzkörnern. Einige dieser Gerölle enthalten auch Mikroklin. Der überall im Grundgewebe vorhandene Serizit fehlt diesen Geröllen, sie sind jedoch häufig von Serizithäuten umgeben, die rund um die Rollstückchen von Mikroklin wegen der chemischen Übereinstimmung besonders deutlich ausgebildet sind. Die Färbung

der makroskopischen roten Quarzkörner ist durch feine dunkelrote Hämatitschuppen bedingt, die in älteren Klüftchen gehäuft, auftreten. Hämatitschuppen erscheinen auch einzeln oder fleckig gehäuft im Grundgewebe ohne Beziehung zu den Geröllen. (Neubildung?) Manchmal beschränkt sich diese Häufung wieder auf scharf abgegrenzte feinere Quarzaggregate. Auch in den Mikroklüften sind Hämatitschuppen zu beobachten.

3. Rauh w a c k e n.

Rauh w a c k e n treten in auffallender Bindung an die Quarzserizitphyllite und Quarzite auf. V. Uhlig (1906, S. 34), hat bekanntlich die Rauh w a c k e n im Radstädter Gebiet tektonisch gedeutet und F. Trauth (1925, S. 160) folgt ihm darin noch zum größten Teil. Von einer Reihe anderer Forscher, wie P. Termier, W. Schmidt und namentlich H. P. Cornelius (1925, S. 367 und 1927, S. 127 ff.) wird aber mit allem Nachdruck eine sedimentäre Entstehung der meisten Rauh w a c k e n vertreten. Als wichtigster Beweis wird die Horizontbeständigkeit und die Verbindung mit Gips hervorgehoben. Cornelius definiert als Arbeitshypothese Rauh w a c k e n als „Auslaugungsrückstände dünnschichtiger, gipshaltiger Schichtsysteme“, (S. 127). Horizontbeständigkeit wie auch Gipsführung, trifft für unsere Rauh w a c k e n zu. Wenn auch nicht im engeren Aufnahmegebiete selbst, so wurden in der streichenden Fortsetzung der Quarzserizitphyllite bei Lend im Stollen des Aluminiumwerkes von W. Fisch Gips in unmittelbarer Nähe von Rauh w a c k e n (unterhalb des Wegmachergrabens) und Gipsadern im Serizit-schiefer (Schiefermulde S. Walner, 1143 m) gefunden (1932, S. 136). Außerdem gibt Fisch einen hohen CaSO_4 -Gehalt der Stollenwässer an. Aus diesen Gründen möchte ich die meisten Rauh w a c k e n W des Rauristales für sedimentäre Bildungen halten.

Die meisten Rauh w a c k e n vorkommen sind geringmächtige Einlagerungen in den grünen bis bunten Serizitphylliten.³⁾ Zumeist handelt es sich um gelbbraune, erdige, kalkige Gesteine, die, wenn sie nicht durch ein infiltriertes Kalkgerüst verfestigt sind, staubig zerfallen und fast immer von Serizit-schieferbrocken — in der Hauptsache wohl tektonisch in die

³⁾ Ganz entsprechende Verhältnisse findet man auch am Schobertörl (vgl. S. Prey 1937) in der Matreier Zone.

Rauhwanke gepreßt — und sekretionären Quarzknauern durchsetzt sind.

(Z. B. am Anfang des Scheidmoosgrabens 40 m S der letzten Brücke des Weges der am E-schauenden Gehänge ansteigend die steile Schlucht verläßt; Graben S Rain Zwiesel SE Wiesfleck und 250 m ESE Kote 1257; Graben W Kellner Kote 907; Mündung des Wolfsbachgrabens; Graben S Hainbach 1120 m Höhe, eine etwa 7 bis 8 m mächtige Einschuppung von Dolomit, Rauhwanke und Serizitphyllit; vgl. S. 65.

Andere Rauhwancken liegen im Hangenden bzw. Liegenden größerer Kalkzüge, z. T. ohne nähere Beziehung zu den bunten Serizitphylliten. Hier könnte man an eine Deutung als tektonische Rauhwanke denken.

(Z. B. Ausgang des Grabens S Kuchellehen, Graben S Höf an der S-Grenze des Klammkalkzuges 1125 m Höhe und in der streichenden Fortsetzung am E-schauenden Schluchtgehänge der Rauriser Ache an der Grenze gegen Fuchser Phyllit).

4. Albitchloritschiefer.

Ein einziges, kleines Vorkommen von Albitchloritschiefer in den bunten Serizitphylliten — wenn man nicht auch das kleine auf S. 49 beschriebene Vorkommen im Wolfbachtale hieher rechnen will — steht an der Sohle des Schaidmoosgrabens an und zwar etwa 30—50 m S der Mündung des ersten, von W kommenden Seitengrabens (vom Talaustrange gerechnet).

Dieses Gestein ist von tiefdunkelgrüner Farbe mit größeren, fast schwarzen Flecken von Chlorit auf den s-Flächen. Im Querbruche ist es ziemlich feinschiefrig, im ganzen aber doch ziemlich massig. Vereinzelt entsteht durch lagenweisen Wechsel von Chlorit und Albit eine feine Streifung, wobei aber die Breite dieser Streifen 1 mm nicht übersteigt. Pyrit tritt schon makroskopisch deutlich hervor, ebenso auch kleine braune in s gestreckte Putzen, die mit freiem Auge nicht weiter bestimmbar sind.

U. d. M.: Poikiloblastisches Gewebe von Albit und Chlorit (Pennin). Der Albit (3 bis 4% An im Durchschnitt) erscheint teils als feines Pflasterwerk in rundlichen Körnern, teils in großen unregelmäßig gegeneinanderstehenden Kristallen („divergentstrahlig-körnig“). Häufig Zwillinge nach dem Albit- und Bavenogesez. Der Chlorit liegt vorwiegend || s, dadurch die Schiefrigkeit des Gesteines bedingend, die noch deutlicher wird in Typen mit einem Wechsel von Albitlagen mit solchen, die vorwiegend aus Chlorit und Epidot bestehen.

In den Nebengemengteilen erweisen sich eng benachbarte Proben stark verschieden. Ein Schliff zeigt viel Epidot, verstreut in kleinen Körnern, besonders aber in den Chloritlagen, Orthit fast immer mit Epidotsaum, Hämatit in kleinen Schüppchen, etwas Kalzit, z. T. an Klüften und reichlich Titanit, dessen vormetamorph größere Körner sich in s in langgestreckte

Bruchstückhaufen und schließlich in ein unzusammenhängendes Körnerwerk auflösen. Als posttektonische Neubildung erscheint in feinen Nadelchen Chrysobiotit,⁴⁾ der in garbenförmigen Aggregaten hauptsächlich in der s-Fläche liegt, aber auch oft quergestellt ist. Auch strahlige, sonnenförmige Aggregatformen treten auf. Obwohl allgemein im Schlicke auftretend, erscheint der Chrysobiotit besonders gehäuft in den feldspatreichen Lagen. Neben der typischen Aggregation kennzeichnet ihn ein starker Pleochroismus (γ = dunkelbraun, fast schwarz, α = hellgelb). Auffallend ist die geringe Größe des Chrysobiotits, im Vergleich zu den noch zu behandelnden Vorkommen in penninischen Gesteinen (s. S. 89, 93).

In einem anderen Schlicke fehlt der Epidot vollständig, ebenso auch der Titanit. Dagegen ist der Chlorit von einem feinen Nadelwerk von Rutil erfüllt, teils mit typischen Kniezwillingen, teils in Form eines Sagenitgitters, was zumindest für einen Teil des Chlorites die Ableitung von Biotit sicherstellt. Auffallend sind große, dunkelbraune Putzen von unregelmäßiger Gestalt aus limonitisch zersetztem Karbonat (Ankerit?).

Dieses Gestein aus dem Schaidmoosgraben stimmt sehr gut mit den von F. Trauth (1925, S. 150, 152) aus der Kleinarler-Quarzphyllit-Quarzitgruppe beschriebenen Albitchloritschiefern überein (z. B. N Benkkogel), wie ich mich auch an Ort und Stelle überzeugen konnte. Der Epidotgehalt scheint lagenweise zu wechseln. Die „divergentstrahlig-körnige“ Anordnung der Plagioklase, das Vorkommen von Orthit, der hohe Ti-Gehalt, z. T. in Form von Sagenit, z. T. von Titanit, spricht für ein diabasähnliches Ausgangsgestein. Der im Dünnschlicke in klaren, kleinen, neugebildeten Körnchen erscheinende Kalzit dürfte z. T. aus dem Anorthitanteil der Plagioklase stammen, z. T. aber zu geführt sein, um so mehr, als kleine kalzitgefüllte Klüftchen das Gestein durchsetzen (vgl. F. Trauth, 1925, S. 151).

Zur Altersfrage der Quarzserizitphyllit-Quarzitgruppe.

Schon K. Peters (1854/b, S. 810—15) kannte die grünlichen „Glimmerschiefer“ im W der Schladminger Gneismasse und er dachte an ein Übergangsgebilde zwischen diesen Gneisen und der Grauwackenzone. Auch M. Vacek (1884, S. 618) schenkte diesen Gesteinen Beachtung und von A. Rosival (1893, S. 368—71) wurden die beiden Haupttypen petrographisch bereits recht gut beschrieben. F. Frech (1901, S. 9) unterschied zwischen dem triadischen Lantschfeldquarzit und dem wie bei M. Vacek (l. c.) präkambrischen Radstädter Quarzit. Ersterer ist nach F. Frech durch das „makroskopisch deutliche Hervortreten klastischer, rötlicher Rollstückchen“ von dem älteren Quarzit leicht zu unterscheiden. Die Quarzitschiefer hält F. Frech, wie später auch V. Uhlig, (1906, S. 1720/21) und F. Trauth (1925, S. 112), mit den Quarziten stratigraphisch verbunden.

⁴⁾ Diese von H. P. Cornelius (1935/b, S. 116) entdeckte Biotitart wird in ihrer mineralfaziellen Bedeutung in den allgemeinen Bemerkungen über die Metamorphose noch behandelt werden (vgl. S. 113).

Der von F. Frech (l. c.) aufgestellte Unterschied der beiden Quarzite wird von V. Uhlig (S. 1720) wegen petrographischer Gleichheit beider Gesteine in Abrede gestellt. Aus dieser Erkenntnis heraus, sowie aus dem Verband der Quarziterie mit der Schladminger Gneismasse entwickelte V. Uhlig (1908, S. 1397) die bekannte, später (1909) wieder verlassene Vorstellung der Einwickelung der Tauerndecke in die Quarzitgneisdecke.

Höchst bedeutsam für die Beurteilung dieser Gesteine in unserem Gebiete sind die so überaus genauen Arbeiten F. Trauths 1925, 1927. Nach den Angaben dieses Forschers ist im Kleinartale der ganze Quarzphyllit-Quarzitkomplex durch ein zerschlitztes Band von Mesozoikum — die Kleinarter Decke bzw. Schuppe — in zwei Einheiten zu teilen.⁵⁾ Die tiefere Gruppe, die Kleinarter Quarzphyllit-Quarzitgruppe überlagert die fensterartig nach E untertauchenden Klammserie und ist die natürliche Basis des Mesozoikum der Kleinarter Decke (= Pleißling, = obere Radstädter Decke). F. Trauth (1925, S. 109) vergleicht daher mit vollem Recht, zumindest die hangendsten Teile dieser Gruppe mit dem Lantschfeldquarzit und hält eine Zuteilung zum Karbon-Perm für möglich. Die das Mesozoikum überlagernde Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe dürfte, wie schon F. Trauths Karte zeigt (1925, Tafel I), nicht wesentlich über das Kleinartal nach W reichen, kann somit vorläufig aus unserer Betrachtung ausscheiden.

Wie schon aus der Bezugnahme auf die Einteilung Trauths bei der Gesteinsbeschreibung hervorgeht, besteht zwischen den von Trauth beschriebenen Quarziten und Phyllittypen (Quarzphyllit, Serizitphyllit, Chloritserizitphyllit⁶⁾) und den entsprechenden Gesteinen meines Aufnahmegebietes die denkbar beste petrographische Übereinstimmung.⁷⁾ Andererseits besteht zumindest für einen Teil der grünen und bunten Serizitphyllite westwärts vom Rauristal ein Zusammenhang im Streichen mit der Kleinarter Quarzphyllit-Quarzitgruppe Trauths. Diese überlagert SW von Wagrain den Klammkalk des Arlberges und keilt gegen W am Sattel S der Kote 1305 m oberhalb der Wachelbergalm aus, findet aber gegen

⁵⁾ Bezüglich der von R. Schwinner (1935, S. 67) erhobenen Einwände vgl. Seite 56.

⁶⁾ Die gesperrt gedruckten Typen sind W des Rauristales die häufigsten.

⁷⁾ Dir. Prof. F. Trauth hatte die große Freundlichkeit, Proben aus meinem Aufnahmegebiete durchzusehen und mir diese Übereinstimmung zu bestätigen. Zum gleichen Urteile gelangte ich selbst durch Begehungen des Kammes zwischen Groß- und Kleinartal, nur treten hier die Quarzite und Quarzphyllite etwas mehr in den Vordergrund.

W in zahlreichen an der Klammüberschiebung eingeklemmten Schubsetzen von Serizitphyllit zusammen mit Dolomit, Rauh- wacken, Kalken, Serpentinien usw. eine Fortsetzung bis zu den entsprechenden Gesteinen N und W der Kitzlochklamm. Auch im Liegenden, S des südlicheren der beiden Hauptklammkalk- züge (Lärchwandschuppe, Braumüller, 1938) zieht ein gegen W immer schmaler werdender Streifen von Serizitphylliten als Gegenflügel von Trauths Kleinarler Halbfenster vom Kamm Benkkogel-Gründegg über Saukar, N Schuhflicker, S Rauch- kögerl, Kirchner Mais fast bis zum Rauristal. In seiner Fort- setzung liegen die Serizitschiefer im Graben S Höf, 1190 m, im Wolfsbachtal E Kote 1144 m und im Schaidmoosgraben SW Kote 1118 m.

Die Hauptmasse der Serizitphyllite zwischen Fuscher- und Rauristal liegt aber zwischen den beiden Klammkalkhaupt- zügen (S Kitzloch, March, S und SW Unterwolfbach, S Hoigmoos usw.) vereinigt sich jedoch durch Auskeilen des Klammkalkes mit dem nördlichem Zuge. Gegen E verbindet sich jener mittlere Zug (vgl. A. Hottinger, 1935, Tafel XV, W. Fisch, 1932, S. 133) mit den Serizitphylliten von Brandstatt S Klammstein (A. Till, 1906, S. 332) und setzt sich nach den Angaben von M. Stark (1912) über die Heugat- und Schiedalm bis Gollegg im Großarl- tal fort, um hier gegen E unter der Klammkalkantiklinale des Kitzsteins tunnelartig zu verschwinden.

Diesen mittleren Serizitphyllitzug, wie auch den oben er- wähnten südlichen Zug beschreibt M. Stark (1912, S. 214) zusammen mit eingeschalteten Geröllhorizonten, Grünschiefern und Porphyroiden als ein „allem Anschein nach tektonisch lie- gendes Glied der Klammkalke“ und vergleicht ihn stratigraphisch mit dem Verrukano (Perm).

Bei genauerem Zusehen ergibt sich an dieser Stelle ein ver- steckter Widerspruch zwischen den Angaben von M. Stark und F. Trauth, der erst nach Beendigung der in Angriff genomme- nen Neuaufnahme des Großarltales seine Aufklärung finden dürfte. Immerhin gewinnt das Problem in seinen Grundzügen schon jetzt greifbare Gestalt. Der südliche Zug von Starks „Quarzserizitschieferhorizont“ steht zwischen dem Saukar und dem Kamm Benkkogel-Gründegg mit der Kleinarler Quarzphyllit- Quarzitgruppe in einwandfreier streichender Verbindung, ist daher mit jener identisch. Bemerkenswert ist weiter, daß die

vielfach zu einer Unterscheidung herangezogenen Porphyroide (Stark, 1907/b₇, S. 491) gerade in diesem Serizitphyllit zug stecken. Trauths Meinung, daß es sich bei Starks „Basisserie“ um ein fremdes, im Kleinarltal nicht mehr auftauchendes Schichtglied handelt (1925, S. 105, Fußnote 1), trifft daher nur für den mittleren Zug zwischen Brandstatt und Gollegg zu, doch muß es auch für diesem Zug vorläufig offen bleiben, ob er sich nicht mit den von der Rohrmoosalm durch den Eggraben herabziehenden „Kleinarler Serizitphylliten“ ebenso verbindet wie der südliche Zug⁸⁾ oder ob sein Fehlen im Liegenden des Kitzsteins (S) vielleicht nur auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. Mit dem Kleinarler Serizitphyllit sind alle hier zum Vergleich gebrachten Gesteinszüge petrographisch identisch. Den Schwankungen in der Häufigkeit der Grünschiefer und der Gerölllagen dürfte ebenso wie dem Auftreten von Porphyroiden keine andere als eine rein örtliche Bedeutung zukommen.

Die sich aus diesen Feststellungen ergebenden neuen tektonischen Fragen werden uns noch später beschäftigen. (S. 120.)

Für die Altersdeutung als „Verrucano“ (Perm-Skyth?) sprechen neben der schon von M. Stark (1912) hervorgehobenen Geröllführung und petrographischen Übereinstimmung mit entsprechenden Gesteinen der Westalpen neuerdings die mehrfachen Gipsfunde von W. Fisch (1932, S. 136) im Serizitphyllit bei Lend. Wenn man mit H. P. Cornelius (1927, S. 127) auch die im ganzen Gebiete gelegentlich den Serizitphylliten eingelagerten Rauhacken als Auslaugungsreste früher gipshältiger Gesteine ansieht (s. oben), so wird die Zahl Vorkommen noch wesentlich vergrößert. R. Schwinner (1929, S. 227) stellt zwar die Bedeutung des Auftretens von Gips „als Leitfossil für Untertrias oder Perm“ in Abrede und glaubt auch weiters unter Leugnung der Abtrennung der Kleinarler Decke Trauths, daß die Radstädter Kalke und Dolomite bereits variskisch dem Quarzphyllit-Quarzit eingeschaltet wurden. (1935, S. 67.) Die Übereinstimmung der Kalke und Dolomite mit dem fossilführenden Radstädter Mesozoikum, das gelegentliche Auftreten von Pyritschiefer (Rieser, siehe S. 60), spricht aber gegen Schwingers Deutung, ebenso auch die umfassenden Gedanken von H. P. Cornelius über die Bedeutung permischer

⁸⁾ Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. M. Stark ist diese Möglichkeit durchaus nicht von der Hand zu weisen.

Trümmergesteine und deren Verbindung mit Gips und Salz in den Alpen (1925, S. 359—362). Auch die „ungewöhnlich starke Metamorphose“, die nach M. Stark (1907, S. 477) auch noch die Granit- und Dioritgerölle angreift, spricht nicht wie R. Schwinner (1929, S. 347, Fußnote 3) meint, gegen ein permotriadisches Alter. Abgesehen davon, daß ähnliche Erscheinungen auch bei den posttriadischen Arkosesandsteinen als ein Ergebnis der alpinen Metamorphose zu beobachten sind (vgl. S. 70) wird man überhaupt nicht aus der metamorphen Fazies allein eine Altersbestimmung ableiten können.

Als weitere Möglichkeit muß noch erörtert werden, ob sich in den vielfach roten Serizitschiefern nicht noch jüngere Ablagerungen, Radiolarite wie in den Tarntaler Köpfen und dem Hochfeindgebiet verbergen. Soweit ich dies nach einem kurzen Besuch der Tarntaler Berge beurteilen kann, treten jedoch ähnlich dichte, bunte Kieseltonschiefer, wie z. B. am Klammjoch im Aufnahmsgebiete meines Wissens nicht auf.⁹⁾

Schließlich ist noch zu überprüfen, ob die neue Deutung der gipsführenden Serizitschiefer von Schottwien am Semmering als bunter Keuper (H. P. Cornelius, 1936, S. 50—51) auf unsere Serizitschiefer anwendbar ist. Petrographisch besteht zwischen manchen Typen weitgehende Übereinstimmung.¹⁰⁾ Dazu kommt noch, das einige Profile (z. B. N Schuhflicker, S Rauchkogel usw.) die Folge: Dolomit-Serizitschiefer-Klammkalk zeigen.¹¹⁾ In der wilden Schuppenzone W des Rauristales wird sich eine solche Deutung schwerlich beweisen lassen, aber auch im E spricht der streichende Zusammenhang mit dem „Kleinarter Quarzphyllit“ (südlicher Zug, s. o.), die Begleitgesteine (Grünschiefer, Quarzite) und schließlich eingeschuppte Späne von Fuscher Schwarzphyllit (Schuhflicker NE-Grat) gegen eine Anwendung dieser Deutung. Vielleicht lassen sich die lithologischen Übereinstimmungen teils durch Umlagerungen, teils durch Wiederkehr früherer Bildungsbedingungen erklären (E. Hartmann, 1913, H. P. Cornelius, 1925, S. 367).

⁹⁾ R. Schwinner (1935, S. 59) versucht allerdings auch diese Schichten mit den „vorsilurischen Quarziten und Serizitschiefern Radstädter Art“ zu vereinigen, was aber von H. P. Cornelius entschieden zurückgewiesen wird (vgl. Geolog. Zentralbl. Abt. A., 1936, S. 184—185).

¹⁰⁾ Zum Beispiel gleichen Serizitschiefer aus dem Deisingerschen Gipsbruch im Myrtengraben NE Semmering völlig den mit Rauchwacken verbundenen bunten Schiefen vom Ausgange des Schaidmoosgrabens im Pinzgau.

¹¹⁾ Vgl. Th. Ohnesorge, 1926, S. 9.

5. Radstädter Dolomit.

Als Radstädter Dolomit sind in Übereinstimmung mit F. Trauth (1925, S. 156) die zahlreichen, meist kleinen Dolomitleinseln zu bezeichnen, die in überaus bezeichnender Vergesellschaftung mit den bunten Serizitphylliten und den weißen, glimmerigen Radstädter Marmoren (s. S. 63) in einer Zone zwischen der Salzach und der Sandstein-Brecciendecke auftreten. Die Dolomite im Rauhackenzuge des Plankenaugrabens (s. S. 117), sowie jene N der Drei Brüder (Viehhof = Erlhofalm) gehören nach der Art ihrer Vergesellschaftung zu anderen geologischen Einheiten.

Zusammen mit den von C. Diener (1903, S. 439) entdeckten Dolomiten und Rauhacken bei Lend (vgl. S. 51) glaubte man in den Dolomitleippen S Hainbach u. a. W davon gelegenen Vorkommen eine Fortsetzung des Mandlingzuges zu erkennen (F. Frech, 1901, S. 250; V. Uhlig, 1908, S. 1416; L. Kober, 1912/c, S. 457, 1922, S. 215—16 und 221; R. Staub, 1924, bsd. tektonische Karte). Mit volstem Recht wird jedoch von F. Trauth (1925) aus stratigraphischen wie auch tektonischen Gründen eine Verbindung mit dem Mandlingzuge abgelehnt. Diese Dolomitschollen sind eine eindeutige Fortsetzung des Radstädter Mesozoikums, wie dies schon von E. Sueß (1909, S. 191) ausgesprochen wurde.

Zur Auffassung F. Trauths, der sich auch A. Hottinger (1935, S. 293) angeschlossen hat, möchte ich noch zwei weitere Beweise hinzufügen.

Außer der schon erwähnten Vergesellschaftung mit anderen Radstädter Gesteinen ist das Auftreten von Pyritschiefeln, die jenen im geschlossenen Radstädter Gebiet (z. B. Draugstein W-Grat, Tappenkarsee N-Ufer) gleichen und Dolomitreccien mit rotem, kalkigen Bindemittel zwischen dem Dolomit und dem weißen Glimmermarmor beim Gehöfte Rieser (S Hoigmoos, mgl. S. 60 ff.), besonders erwähnenswert.

Weiters tritt der Dolomit nicht wie es die Karten Kobers (1922, Tafel II, Staub's (1924), Trauths (1925, Tafel I) und H. Vettors (1934) zeigen in einem einzigen geradlinigen Linsenzug auf, sondern in zahlreichen kleinen Linsen verstreut auf einem Streifen von etwa $1\frac{1}{2}$ km Breite. Auch Hottingers Karte (1935, Tafel XIV) bringt diese Erscheinung nur unvollkommen zum Ausdruck.

Der graue, im verwitterten Zustande gelbe Dolomit ist stets feinkörnig und i. a. ungeschichtet massig, doch fehlen auch feingeschichtete (3 bis 5 mm) Abarten nicht. Die durch tektonische Beanspruchung entstehenden Klüfte verheilen z. T. durch Kalkspat, z. T. entstehen endogene Dolomitreccien (Kohlgraben, SW Gries 950 m Höhe). Gegenüber kalkalpinen Dolomite bewahren

selbst die brecciösen Typen immer noch eine gewisse Massigkeit (vgl. F. Trauth, 1925, S. 156). Stärkste Beanspruchung in kleinen Linsen führt zu weißen, grusig zerfallenden Typen. Die geschichteten Dolomiten sind vielfach zu unregelmäßig zerdrückten Dolomitschiefern mit grünem Serizitbelag auf den s-Flächen aufgewalzt — eine Erscheinung, die auch im Draugsteingebiete häufig ist (W. Schmidt) und nach einer freundlichen Mitteilung von S. Prey für die Dolomite der Matreier Zone geradezu typisch ist.

6. Dolomitbreccien.

Eigenartige Gesteine sind die schon lange bekannten Breccien an der Rauriser Straße S Hainbach bei Taxenbach (vgl. F. Trauth, 1925, S. 161). A. Hottinger (1935, S. 293) beschreibt feine, vorwiegend aber gröbere Dolomitkomponenten verbunden durch ein kalkig-dolomitisches Bindemittel. Es bestehen aber nicht die ganzen „riffartig“ hervortretenden Felsen aus Breccien, wie Hottinger angibt, sondern diese sind auf unscharf abgegrenzte, EW-streichende Zonen von einigen Metern Mächtigkeit begrenzt, die zwischen oder an der Grenze zusammenhängender Dolomitmassen liegen. Besonders deutlich zeigt dies die neuerdings trefflich aufgeschlossene „Klippe“ oberhalb der Straße.¹²⁾ Hier findet man neben den eckigen, zum Teil etwas gerundeten, grauen bis gelblichen Dolomitbrocken auch noch gelbe und rötliche Kalkgerölle und außerdem Serizitschieferfasern in der Breccie.

Nach der Art des Auftretens in wenig mächtigen Lagen zwischen unversehrtem Dolomit, könnte man diese Gesteine, z. T. mit den von W. Hammer (1908, S. 148—449), A. Spitz und G. Dyhrenfurth (1914, S. 99—100) aus der Ortlertrias und den Engadiner Dolomiten beschriebenen Primärbreccien vergleichen. Die vereinzelt Kalkgerölle, der Kalkgehalt des allerdings vorwiegend dolomitischen Bindemittels und schließlich die Serizitschieferfasern — wahrscheinlich ein umkristallisiertes Zement — deuten allerdings einen schon von A. Spitz (S. 100) angenommenen Übergang zu Transgressionsbreccien an.

Die gleichen Breccien durchsetzen in unregelmäßigen Nestern und Lagen den nach W. Schmidt (1924, S. 316) nori-

¹²⁾ Breccien vom Typus „Hainbach“ findet man außerdem in Spuren im Graben S Höf bei etwa 820 m Höhe am Wege, der westwärts aus dem Graben hinausführt.

schen Dolomit des Draugsteingipfels¹³⁾, wir finden sie ebenso N des Tappenkarsees, am E-Ende des Dolomits vom Schuhflicker bei Dorfgastein, usw.

Der Vergleich des Hainbacher Vorkommens mit den eben genannten lehrt, daß wir es bei den Breccien dieser Art mit einem stratigraphisch zu den Triasdolomiten gehörigem Gesteine zu tun zu haben, die nicht zu den Breccien vom Schwarzecktypus gehören (vgl. E. Braumüller, 1938).

7. Pyritschiefer und rote Breccien.

Beim Gehöft Rieser (950 m) S Hoigmoos gelang es, in der Zone der Dolomitzklippen W des Rauristales ein kleines Vorkommen von „Radstädter Pyritschiefern“ aufzufinden, welche die Zugehörigkeit dieser Dolomite und Kalke zum Radstädter Mesozoikum neuerdings beweist.

In dem Graben 50 m E der Hoigmooser Brücke trifft man von N nach S aufsteigend folgendes Profil an:

1. Grüne, z. T. rötliche Quarzserizitphyllite, mit eingeschuppten schwarzen (?) Pinzgauphylliten.
2. Tektonische Rauchwacke an der Grenze gegen:
3. Weißer, gelblich-rötlich geflammter Radstädter Kalk.
4. Radstädter Dolomit (auf der Ebenheit N des Gehöftes).
5. Weißer Radstädter Kalk (Steilhang E Rieser).
6. Grüner Serizitphyllit.

Der liegende Kalkzug (5) nähert sich im E beträchtlich dem nördlichen Zug (3), so daß der Eindruck einer nach N tauchenden Faltenstirn entsteht mit Dolomit als Muldenkern.

Der liegende (topographisch südliche) Kalkzug, auf welchem das Gehöft Rieser steht, ist unmittelbar W des Anwesens durch Verschiebung des westlichen Flügels um etwa 30 bis 40 m nach N im Streichen geknickt und gleichzeitig nach N überkippt. Der liegende Kalk liegt hier scheinbar auf dem Dolomit. Unmittelbar an der Knickung ist das Streichen N—S, das Fallen 30° W. E und W davon herrscht dagegen steiles N-Fallen, ab und zu auch S-Fallen.

Gerade an der erwähnten Knickstelle ist der im ganzen etwa 4—6 m mächtige Schichtstoß von Pyritschiefern und roten Breccien erhalten. Das Profil ist ziemlich gut in dem kleinen Graben (d. i. die Verlängerung des vorhin erwähnten Grabens), unmittelbar NNW des Gehöftes aufgeschlossen.

Über dem Radstädterdolomit (Trias i. a.) folgen zunächst:

1. Feinblättrige, schwarze Tonschiefer mit ziemlich beträchtlichem Kalkgehalt. Dieser erscheint auch in kleinen,

¹³⁾ Ob W. Schmidt diese Breccien als „Fleckendolomit“ bezeichnet oder eine andere, mehr äußerliche Verwitterungserscheinung meint, kann ich leider nicht beurteilen.

linsenartigen Fasern angereichert. Die Gesteine sind hier ziemlich durchgeknetet. Die Schieferungsflächen (höchstwahrscheinlich = Schichtflächen) sind daher ziemlich uneben. Braune, rostige Limonitflächen erscheinen schon auf den s-Flächen, noch besser aber im Querbruche. Diesen Typen sehr ähnliche Gesteine fand ich auch in Form von Lesesteinen S Hainbach in der Nähe der Dolomitreccien (s. o.). Gegen oben wechsel-lagern diese Tonschiefer mit

2. festeren, dunkelgrauen bis braunen, sandigen Tonschiefern und Kalktonschiefern. Auch diese Gesteine sind sehr fein geschiefert (sedimentäre Feinschichtung?), zeigen aber doch ein ziemlich festes massiges Aussehen. Die s-Flächen weisen einen sehr feinen serizitischen Seidenglanz auf und außerdem eine feine Striemung, die manchmal auch etwas verbogen ist. Vereinzelt treten in dem Gestein etwa 1 mm große, quadratische Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, aber auch Pyrit selbst auf. Der hohe Eisengehalt verrät sich durch leuchtend rote Limonitüberzüge auf den Klufflächen. In noch höheren Horizonten erscheinen

3. grüne Serizitschiefer mit einer gewissen Ähnlichkeit mit den grünen Quarzserizitphylliten, doch wechsellagern sie mit

4. höchst eigentümlichen dunkelvioletten, sehr kalkreichen Tonschiefern mit unregelmäßiger, von Serizit überzogener Oberfläche, die bereits sehr dem Bindemittel der

5. roten Dolomitreccien gleichen. Das Bindemittel ist als ein roter bis dunkelvioletter, sehr stark tonhaltiger und daher auch serizitreicher Kalk zu bezeichnen, welcher mit einem in manchen Stücken deutlichen Wechsel von rötlich-gelben Kalklagen und dunkelvioletten Serizithäuten wahrscheinlich primäre Schichtung zeigt. In diesem kalkigen Bindemittel sind ziemlich spärlich, schlecht gerundete Gerölle (1 mm bis einige cm) von auffallend hellgelbem Dolomit verstreut. Die Gerölle sind z. T. ausgewalzt und dann vom Bindemittel augenartig umflossen.¹⁴⁾

¹⁴⁾ Dir. Prof. F. Traufh hatte die große Freundlichkeit, mir zu bestätigen, daß die unter 2. beschriebenen Stücke den Pyritschiefern der Umgebung von Kleinarl bestens entsprechen. Bei nachträglichen Vergleichsbegehungen im Kleinarler und Draugsteingebiete im Sommer 1936 konnte ich die unter 2. beschriebenen Gesteine in höchst übereinstimmender Entwicklung in dem karnischen Pyritschieferbande des Draugstein-W-Grates und die

Im Graben S Hainbach bei Taxenbach fand ich als Lesestein eine Breccie, welche den eben beschriebenen sehr ähnlich sieht. In einem roten kalkigerizitischen Bindemittel liegen in allerdings weitaus dichter Packung eckige oder schlecht gerundete Gerölle von gelbem und auch grauem Dolomit von wechselnder Größe.

Mit den „Hainbacher Breccien“ (S. 59) sind diese roten Breccien in keiner Weise vergleichbar.

Die berechtigten Einwände W. Schmidts (1924, S. 211 ff) gegen die von V. Uhlig (1906 und 1908) aufgestellte Stratigraphie des Radstädter Mesozoikums bedeuten eine Rückkehr zu den älteren Vorstellungen F. Frechs (1901), wie dies vorher auch schon andere Forscher angeregt haben (B. Sander, 1915, S. 147; A. Spitz, 1918, S. 196; L. Kober, 1922, S. 214). Es ist daher die Pyritschiefergruppe in einen karnischen (= Raiblerschichten) und einen wie bisher rhätischen bzw. liassischen Anteil zu teilen.

In unserem komplizierten Schuppengebiet, welches überdies nur in wenigen zusammenhanglosen Grabenprofilen aufgeschlossen, sonst aber von der mächtigen Würm-Grundmoräne des Salzachgletschers verhüllt ist, begegnet die Trennung der beiden Horizonte großen Schwierigkeiten, weil es sich um unvollständige Profile handelt.

Die wenigen Meter Pyritschiefer beim Gehöfte Rieser sind, wenn man von Lesesteinstufen im Graben S Hainbach (vgl. S. 61) absieht, dazu noch die einzigen, bisher bekannten Pyritschieferorkommen am Tauernmordrand W des Großarltales.

Nimmt man nun an, daß beim Gehöfte Rieser wirklich, wie schon erwähnt wurde, eine nach N tauchende Synklinale vorliegt, wofür manches zu sprechen scheint, so muß man den Pyritschiefern und den diese überlagernden roten Breccien ein rhätisches bzw. liassisches Alter zubilligen. Exakt nachweisbar ist jedoch diese Lagerungsform nicht, denn der zu vermutende Muldenschluß E bzw. W des Gehöftes Rieser ist nicht aufgeschlossen. Man kann lediglich eine starke Annäherung des hangenden und des liegenden Kalkzuges beobachten. Dazu kommt noch, daß die betreffenden Gesteine nur im Liegenden des Faltenkernes gefunden wurden. Ich sehe mich daher gezwungen, von dem in meiner vorläufigen Mitteilung (1936, S. 2) geäußerten Optimismus etwas abzurücken und die Möglichkeit offen zu

unter 2. und 4. erwähnten Typen am N-Ufer des Tappenkarsees (unmittelbar am neuen Uferweg) wiederfinden.

lassen, daß in den Pyritschiefern ein Raibler Horizont aufgeschlossen ist. In diesem Falle hätten wir es mit einer normalen Schichtfolge zu tun. Der südlichere Kalkzug wäre dann Muschelkalk über einer Basis von Serizitphyllit. Der den nördlichen Kalkzug (Jura) überlagernde Quarzserizitphyllit entspräche dann einer neuen Schuppe, denn eine derartige Schuppenstruktur haben wir nach den weiter S auftretenden Kalk- und Dolomit-zügen auf jeden Fall anzunehmen.

Es muß weiter auffallen, daß unsere roten Breccien im Lias anderer unterostalpiner Gebiete nichts Vergleichbares aufweisen.¹⁵⁾

Vielleicht wird man aber die von W. Schmidt (1924, S. 315) aus den Raibler Schichten der westlichen Radstädter Tauern beschriebenen Breccien, die aus „grauen, bis violettbraunen Kalken“ mit grauen Dolomitbruchstücken bestehen, zum Vergleich heranziehen können. Am N-Ufer des Tappenkarsees fand ich zusammen mit grauen, schwarzen Pyritschiefern und den schon von W. Schmidt (S. 314) erwähnten grauen dolomitischen Mergeln,¹⁶⁾ rotviolette, schwach kalkige Tonschiefer, die man, abgesehen von dem geringen Kalkgehalte, mit den Gesteinen vom Rieser vergleichen kann.

8. Radstädter Kalk.

Aus den gleichen Gründen wie F. Trauth (1925, S. 158 und 160) möchte ich für die in mannigfachen Ausbildungen erscheinenden Kalke der Radstädter Zone den unverbindlichen Namen Radstädter Kalk wählen. Diese Zurückhaltung ist bei der Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung dieser Gesteine um so mehr am Platze, als auch W. Schmidt (1924, S. 318) zugibt, daß es bisher noch nicht geglückt ist, die Glimmermarmore des Jura und der Untertrias sicher zu unterscheiden.

Die zumeist feinkörnigen Radstädter Kalke meines Aufnahmegebietes sind i. a. ziemlich dünnplattige, seltener etwas masigere Serizitmarmore von meist weißer, hellgelblicher, oft auch etwas rötlicher Farbe. Durch graphitisches Pigment dunkelgrau

¹⁵⁾ Dr. H. P. Cornelius, dem ich diese Gesteine mit der Vermutung vorlegte, es könnte sich um etwas Ähnliches wie bei den von ihm beschriebenen „Breccien im roten Kalk“ des Lias des Err-Juliergebietes handeln (1935/b, S. 204), hält meine Gesteine, wegen ihrer stärkeren Durchbewegung und Metamorphose, nicht mehr für unmittelbar vergleichbar.

¹⁶⁾ Es sind dies die schon auf S. 59 erwähnten Dolomitschiefer.

gefärbte Kalke sind durch alle Übergänge und Wechsellagerung mit den hellen Kalken verbunden,¹⁷⁾ treten aber an Verbreitung gegen diese zurück. Als Übergangstypen sind wahrscheinlich schwach gebänderte Kalke aufzufassen. Der Träger einer ausgezeichneten Schieferigkeit ist der bekannte feine Serizitbelag der s-Flächen. Gelegentlich an der Grenze gegen Phyllite auftretende Mylonite (vgl. S. 52) unterscheiden sich durch diese Lagebeziehung von den im Serizitphyllit eingeschalteten sedimentären Rauhdecken.

Vielfach liegt der Radstädter Kalk im Hangenden des Dolomites, ebensooft aber auch im Liegenden. Im ersten Falle liegt der Vergleich mit den Radstädter Juramarmoren sehr nahe (z. B. N Rieser), aber auch die verkehrten Profile können nach dem allgemeinen Baustil des Gebietes als abgescherte Liegendschenkel verschuppter Falten gedeutet werden, wobei aber immer eine Zuteilung zu Muschelkalk im Sinne W. Schmidts offen gelassen werden muß, ja für einige Profile sogar sehr wahrscheinlich ist (z. B. Wolfsbachtal E der Kote 1144 m, ungefähr 1 km S der Salzach).¹⁸⁾

Auffallend ist weiters noch das Vorherrschen der hellen, weißen, gelblichen bis rötlichen Glimmerkalken in jener Schuppenzone W des Raurisertales, die ich für eine westliche Fortsetzung der Kleinarler Decke Trauths (S. 54) halte (vgl. unten S. 122). Dunkle Kalke treten wohl auf, aber doch nur vereinzelt. Im Gegensatz dazu überwiegen in den Klammkalkzügen E des Rauristales bei weitem die dunkelgrauen Kalke.

Sehr bezeichnend für den Radstädter Kalk, wie auch für den Klammkalk, ist das Fehlen von Dolomitbreccien, wie sie für die Kalke der Sandstein-Brecciendecke wie auch für die Kalkglimmerschiefer der Fuscher Schieferhülle so überaus charakteristisch sind (vgl. S. 83).

9. Klammkalk.

In engster Verknüpfung mit den Problemen des Radstädter Kalkes steht die Deutung des Klammkalkes. Zur Kennzeichnung dieses schon von L. v. Buch erwähnten Gesteinszuges, der bereits mehrfach Gegenstand eingehender Untersuchung war, habe ich nur wenig hinzuzufügen. Auf die sowohl historisch zusam-

¹⁷⁾ z. B. im Graben S Unterwolsbach in 1040 m Höhe.

¹⁸⁾ Bezüglich der stratigraphischen Deutung R. Schwinnners (1935) siehe S. 56.

menfassende, wie auch alle wesentlichen Punkte erschöpfend behandelnde Darstellung F. Trauths (1925, S. 104—108; 1927, S. 32—33) sei besonders hingewiesen.

In der Literatur findet man vielfach die Angabe, der Klammkalk streiche geschlossen über das Fuscher Tal hinaus nach W. (L. Kober, 1922; S. 221, Tf. II; F. Trauth, 1925, Tf. I; H. Veters, 1934). Es ist ein Verdienst A. Hottingers, den wahren Sachverhalt richtig erkannt zu haben. Auf der tektonischen Übersicht (1934, S. 15 oder 1935, Tf. XV) zeigt Hottinger, daß zwei Klammkalkzüge, getrennt durch „kristalline Schiefer“ (d. i. unser bunter Quarzserizitphyllit, vgl. S. 48 ff), das Rauristal westwärts übersetzen. Der nördliche endet bereits E des Grabens S Hainbach: den südlichen konnte ich etwas weiter nach W, als es Hottinger angibt, bis knapp E des Grabens S Unterwolfsbach, verfolgen.

Auffallend ist das häufige Zusammengehen des Radstädterkalkes mit Dolomit, sehr im Gegensatz zum Klammkalk. Auch Hottinger, der in unserem Gebiete nur eine Radstädter Einheit annimmt, findet es merkwürdig, daß W vom Wolfsbachtal (eigentlich schon W des Hainbacher Grabens) Dolomitgesteine vorherrschen, die doch im Klammkalkgebiete, abgesehen von wenigen, klaren, tektonischen Einschaltungen, fehlen (1935, S. 323).¹⁹⁾

Ebenso wie der Radstädter Kalk ist auch der Klammkalk durch das Fehlen jeglicher Breccienlagen ausgezeichnet. Eine weitere stratigraphische Analogie ist das Auftreten weißer bis rötlicher Glimmerkalken, die mit den überwiegenden dunkelgrauen Kalken gleichfalls durch Übergänge im Streichen und durch Wechsellagerung verbunden sind (z. B. Grat W

¹⁹⁾ Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. L. Kober bezieht sich seine Angabe, wonach der Klammkalk von „Triasdolomitlinsen“ durchzogen sei (1912/c, S. 430; 1922, S. 215), auf den Steinbruch bei Klammstein im Gasteinertal. Ich konnte diese Stelle nachträglich unter der Führung von Herrn Prof. M. Stark besichtigen, habe jedoch nicht den Eindruck, daß die mehrere Meter mächtigen, ausgewalzten Linsen von weißen bis rötlichgelben, serizitischen, dolomitischen Kalken, die mit HCl nur etwas weniger aufbrausen als die damit sedimentär wechsellagernden grauen Klammkalken mit dem so überaus typischen Radstädter Dolomit gleichgestellt werden können. Wie auch Herr Prof. L. Kober betonte, handelt es sich um eine sedimentäre Wechsellagerung und keineswegs um Breccien, die erst weiter im S anstehen (vgl. J. Cadisch, 1922, S. 500). Ich sehe in diesen weißen, etwas dolomitischen Kalken von Klammstein nichts anderes als die auch sonst mit dem Klammkalk wechselnden weißen Kalke.

Schuhflicker bei Dorfgastein, Graben S Höf (S Taxenbach). Die Breccien S Bruck (L. Kober, 1922, S. 215; H. P. Cornelius, 1934, S. 31) gehören keineswegs, wie L. Kober l. c. annimmt, zur Klammzone, sondern bereits zu der S von dieser liegenden Sandstein-Brecciendecke. Die Verbindung dieser Breccien mit dem Klammkalk liegt schräg auf das wirkliche Streichen, ganz abgesehen davon, daß ja der Klammkalk schon 12 km weiter östlich endet (s. oben). Ebenso wenig gehört der dritte das Rauristal z. T. sperrende Kalkriegel, den A. Hottinger (1935, Tf. XIV) etwa 500 m N Landsteg einzeichnet, zum Klammkalk.²⁰⁾ Abgesehen von einer kurzen Moränenbedeckung unterhalb der Rauriser Straße ist dieser typische, grobe Dolomitbreccien führende Zug im Streichen noch 1 km weit W bis SW Kote 1261 im Bürgergeloch zu verfolgen, wobei er gegen oben zu in die Sandsteine hineinstreicht.²¹⁾

Zusammenfassend kann man über das gegenseitige, stratigraphische Verhältnis von Radstädter Kalk und Klammkalk folgendes feststellen:

1. In beiden Gesteinen gibt es Übergänge und Wechselagerung von weißen bis rötlichgelben und dunkelgrauen Kalken. (Fazielle Unterschiede im gleichen Sedimente).

2. In den Radstädter Kalken (i. a. W des Rauristales bzw. des Grabens S Hainbach auftretend) überwiegen die weißen und rötlich-gelben Kalke. Der geschlossene Klammkalk ist fast durchwegs dunkelgrau.

3. Die Radstädter Kalke sind durch die Vergesellschaftung mit Dolomiten, Pyritschiefern und roten Breccien ausgezeichnet. Dem Klammkalk kommt eine stratigraphische Verbindung mit diesen Gesteinen nur in wenigen Fällen zu (vgl. S. 118).

²⁰⁾ Hottinger scheidet hier in seiner Spezialkarte Klammkalk und Quarzserizitphyllit zum Unterschied zur tektonischen Uebersichtskarte (Tf. XIV) mit einer Ausscheidung als „Klammkalk“ aus, was bei einem Leser, der die Verhältnisse nicht kennt, falsche Vorstellungen erweckt. Es sollte natürlich Klammserie heißen. Daß ich in bezug auf die Grenzziehung nur in den allgemeinsten Umrissen folgen kann, ist dabei von geringerer Bedeutung, wenn es auch nur zum Teil in dem kleineren Maßstabe der Karte Hottingers begründet ist.

²¹⁾ Mit den von Hottinger im Graben W Triegel angegebenen Breccien ist dieser Zug nicht identisch.

4. Breccien fehlen beiden Gesteinen.

Mit großer Wahrscheinlichkeit geht daraus hervor, daß der Klammkalk und der Radstädter Kalk als gleichartige und gleichaltrige Bildungen anzusprechen sind,²²⁾ die aber zwei verschiedenen tektonischen Einheiten angehören.

Wie bereits im Vorhergehenden angedeutet, halte ich beide Gesteinsgruppen im Anschluß an Uhlig, Stark, Kober, Trauth, Staub und Hottinger für Jura i. a.

III. Die Sandstein-Brecciendecke.

(= Untere Radstädter Decke).

Unter absichtlicher Vermeidung eines eigenen Lokalnamens soll die in ihrer stratigraphischen, wie auch tektonischen Bedeutung bisher noch nicht erkannte Gesteinsgesellschaft, welche die vom Salzachtale unmittelbar überschaubaren Höhen des Höferberges, des Plattenkogels (Kote 1818 m), des Reitherwaldes und des Pichlberges (1424 m) aufbaut, nach ihren bezeichnendsten Gesteinen Sandstein-Brecciendecke genannt werden.

An tektonischen Tatsachen sei vorweggenommen, daß die im Streichen geschlossene Sandstein-Brecciendecke ein nach N tauchendes Schuppenpaket darstellt, welches jedoch nicht weit unter die nördlich anschließenden Serien nach N reicht, denn schon im Rauristale zwischen der Kitzlochklamm und Landsteg kann man an beiden Talseiten ein Ausheben, etwa 200 m über der Talsohle, beobachten.

Gute Aufschlüsse sind in dieser Zone recht selten, denn sie liegt gerade in der dichtesten Waldzone zwischen 1200 und 1800 m Höhe, abseits der zumeist begangenen Kamm- oder Talprofile, was wohl der Hauptgrund für die geringe Beachtung dieser so bemerkenswerten Serie sein mag. Es seien daher kurz die wichtigsten aufgezählt:

1. Pichlerwald bei Bruck in etwa 1300 m Höhe am oberen Ende einer schon von Bruck aus sichtbaren großen Waldschneide.

2. Im Seitengraben des Bruckbaches, der bei 1100 m, bei der obersten Wildbachverbanung von W (Zargl) kommend, mündet. Auf der alten österr. Landesaufnahme ist die Mündung dieses Grabens mindestens 30 bis 50 m zu weit N eingezeichnet. Wegen der Nähe der Liegendgrenze der Sandstein-Breccienzone treten mehrere eingeschuppte Lagen von Fuschérphyllit auf.

3. Umgebung des Gipfels des Plattenkogels.

4. Weg am W-schauenden Hang des Wolfsbachtales und Wandzüge WNW Kote 1791 m.

²²⁾ Ausgenommen jene Radstädter Kalke, bei welchen es gelingen sollte, ein triadisches Alter einwandfrei nachzuweisen (vgl. S. 43, 44).

5. SE-Flanke des Höferberges (Bürgergelach).

In der Literatur findet man über diese so bedeutsame Zone fast überhaupt keine Angaben. In einem Profil vom Zargl gegen das Salzachtal bei Bruck erwähnt L. Kober (1922, S. 222, Fig. 4) als Schichtglieder seiner Anthauptenserie Quarzite und Grauwacken mit weißen Glimmerblättchen, womit ohne Zweifel die Arkosesandsteine N des Pichlberges (1424 m) gemeint sind, ohne daß ihm jedoch deren Selbständigkeit und Vergesellschaftung mit Breccien und Kalken aufgefallen wäre.

Auch Th. Ohnesorge (1929, S. 200—202) erwähnt in der oberen Abteilung seiner Gliederung der Schieferhülle „Arkosen mit Muskowitblättchen“ und Karbonatquarzite und glaubt die ganze Serie, deren Hauptgestein schwarze Tonschiefer (= Fuscher Phyllite) darstellen, auf Grund dieser Einlagerungen, sowie solchen von Chloritoidschiefern und teschenitähnlichen Amphiboliten (= Gabbroamphibolit) mit dem Karbon von St. Michael bei Leoben parallelisieren zu können. Den gleichen Schluß zieht übrigens auch L. Kober (l. c.) bezüglich der Anthauptenzone.

Für die Arkosesandsteine kann jedoch ein solcher Vergleich mit Karbon wegen der vielfach zu beobachtenden Übergänge in posttriadische Breccien (siehe S. 77) nicht mehr in Frage kommen.

Die von M. Stark (1907/b, S. 491) aus dem Großarl- und Gasteinertal beschriebenen Porphyroide sind dagegen weder petrographisch noch ihrem Verbands nach — es handelt sich um Linsen ausschließlich innerhalb der grünen Quarzserizitphyllite „Radstädter Art“ — mit unseren Arkosesandsteinen vergleichbar, wie ich früher (1936) zu vermuten geneigt war.

In A. Hottingers Karte (1935, Tafel XIV) findet man an der betreffenden Stelle die nichtssagende Ausscheidung „Bündner Schiefer i. a.“; die Breccien sind z. T. richtig aber bei weitem nicht vollständig ausgeschieden. Auch aus seinen Profilen, bei deren Vergleich mit meinen eigenen ich leider auf große Schwierigkeiten stoße, sowie aus dem Texte (S. 320 ff) geht nicht hervor, daß diesem Forscher die Sandstein-Breccienzone in ihrer Eigenart aufgefallen wäre,²³⁾ ja man findet nicht einmal eine Erwähnung von einem gehäuftem Auftreten sandiger „Bündnerschiefer“.

Ehe nun an die Beschreibung der einzelnen Gesteine unserer Sandstein-Brecciendecke geschritten wird, möchte ich betonen, daß es mir nicht gelungen ist, eine sicher stratigraphische Folge innerhalb des ganzen Komplexes zu erkennen. Die Reihenfolge der Besprechung einzelner Typen beinhaltet daher keine Altersfolge, sondern erfolgt lediglich nach der äußeren Zweckmäßigkeit.

²³⁾ Was jedoch Hottinger (1935) als Quarzite (in der Legende der Karte fälschlich „Graphitquarzite“, Tf. XIV) und Quarzitschiefer (S. 320) vom Pichlberge und Plattenkogel beschreibt, sind Quarzite, die bereits südlich der Sandstein-Breccienzone liegen. Am Plattenkogel steht ein zum Teil wohl quarzitischer Arkosesandstein an, den Hottinger unter Außerachtlassung eines mindestens 250 m breiten Streifens von Schwarzphyllit in der Scharte Kote 1741 m zwischen dem Plattenkogel (1818 m) und der Kote 1840 m, mit den weißen Quarziten, welche die Rückfallkuppe der zuletzt genannten Kote aufbauen, zusammenzieht.

Vorausgeschickt sei noch, daß alle Gesteine dieser Zone metamorphe Gesteine sind und man könnte daher allenfalls Einwände gegen die Bezeichnung „Sandstein“ erheben (vgl. R. Schwinner, 1935, S. 52). Ich habe mich aber doch zu dieser Bezeichnung entschlossen, um dadurch den großen Gegensatz gegenüber den Quarziten der Schieferhülle zum Ausdruck zu bringen. Der klastische Charakter der fast durchwegs grob- bis mittelkörnigen „Sandsteine“ tritt in jedem Stück schon makroskopisch und erst recht u. d. M. hervor: gerundete Quarzkörner, von stark wechselnder Größe, klastische, meist noch recht gut erhaltene Kalifeldspate, eingesedimentierte, schwarze Phyllitbrocken, große klastische Muskowitblättchen, in den kalkigen Typen häufig noch Crinoidengerüst oder gelbe Dolomitgerölle seien als die hervorstechendsten Eigentümlichkeiten genannt. Die Metamorphose beschränkt sich auf die Neubildung von Albit, Serizit und Kalzit, sowie auf kataklastische Umformung und Auswulzung größerer Gemengteile zu ausgeschwänzten Augen. Im Erscheinungsbilde der ganzen Gesteine überwiegen die primären, sedimentären Merkmale über jene der Metamorphose (Durchbewegung und Umkristallisation). Daraus ziehe ich die Berechtigung der Anwendung der Terminologie nicht metamorpher Sedimente.

1. Quarzreiche Gesteine.

Trotz des einheitlichen Gepräges aller „Sandsteine“ fällt es nicht schwer, einige besondere Typen herauszugreifen.

a) Mittelkörnige Arkosesandsteine.

Gesteine von dieser Ausbildung sind am häufigsten und bilden die Hauptmasse des ganzen Komplexes. Im frischen Zustande zeigt das Gestein eine hellgraue, weißlich gesprenkelte Farbe, die aber bei den meisten Stücken einer gelblichen, bis bräunlichen Verwitterungsfarbe Platz macht. Helleuchtende, vielfach verbogene Muskowitblättchen (bis 4—5 mm), die auch schon L. Kober (1922, S. 222) erwähnt, erscheinen auf dem stets gekörnelten, manchmal auch unregelmäßig gewellten Hauptbruch. Die feine Körnelung wird durch die von feinen, neugebildeten Serizitstrahlen umflossenen, 1—2 mm großen Quarz- und Feldspatkörner hervorgerufen. Im Quer- und Längsbruche erkennt man deutlich ein Körnerwerk von weißlichem, selten glasig hellem Quarz. Manche runde Quarzkörner treten durch ihre Größe (5

bis 6 mm) aus der Masse der anderen scharf hervor. Häufig, wenn auch nicht in allen Gesteinen, kann man Körner von Kalifeldspat an ihrer trüben, meist weißlich-gelben Farbe erkennen.

Das Gestein zeigt in großen Aufschlüssen eine unregelmäßige Bankung und im Handstück eine undeutliche Schieferung, wobei häufig zu beobachten ist, daß größere, zusammengesetzte Quarzmassen von in s liegenden Serizitfasern linsenartig zerlegt werden („Flasertextur“). Schließlich sind noch braune limonitische Putzen und vereinzelt dunkle phyllitische Häute zu bemerken. Nur untergeordnet treten auch feinkörnige, stärker serizitische Typen auf, die jedoch nie einen phyllitischen Habitus annehmen, sondern immer eine gewisse körnige Massigkeit aufweisen. Bei verwitterten Stücken kommt die grobe Körnigkeit durch Auswittern des feineren Bindemittels noch deutlicher zum Ausdruck. Zerfall an senkrecht auf die Schieferung verlaufenden, z. T. mit Kalzit, Limonit und Quarz überzogenen Querklüften ist gleichfalls bezeichnend.

U. d. M. erscheint das Bild eines Blastopsammits, z. B. W Bruckbachgraben N Kote 1430 m. In einem ziemlich feinkörnigen Grundgewebe von Quarz in pflasterförmigen Aggregaten und Serizit erscheinen große, teils runde, teils nur zugerundete Quarz- und Feldspatkörner (Mikroclin). Der Quarz tritt außerdem auch noch in wohlausgebildeten, ziemlich großen, zumeist von Serizit umhüllten Geröllen von runden, bzw. elliptischen Umrissen auf. Diese bestehen hauptsächlich aus verzahnten Quarzaggregaten und enthalten ab und zu auch meist stark zersetzten Kalifeldspat. Den meist schon ziemlich unfrischen Mikroclin von trüber, bräunlichgelber Farbe durchsetzen klare Perthitlamellen, sowie unregelmäßige Flecken oder auch gewundene Schläuche von klarer, höher lichtbrechender Albitsubstanz (Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit). Überdies zeigt der Mikroclin fast immer klare albitische Säume von analoger optischer Orientierung.

Neben Serizit im Grundgewebe erkennt man die schon makroskopisch auffallenden großen, vielfach gebogenen und zerrissenen Muskowitblättchen. Der übergangslose Größenunterschied gegenüber dem Serizit des Grundgewebes spricht für deren klastische Herkunft, auch findet man nie solche, die l und quer zur Streckung stehen. Durch Sammelkristallisation sind die großen Muskowite vielleicht noch etwas weiter gewachsen, ihre vollständige Neubildung widerspricht jedoch der Stufe der Metamorphose des Gesteines selbst, wie auch der Nachbargesteine.

Höchst charakteristisch ist die Ansiedlung von Quarz, Albit? und Serizit in den Streckungshöfen der großen Quarzgerölle, wobei dieses Faserwerk oft fingerförmig in die Gerölle hineingreift. Die ursprüngliche klastische Struktur wird dadurch von der kristalloblastischen allmählich verdrängt. Dieses Faserwerk ist gelegentlich gegen die in der Mitte sitzende Großkörner S-förmig gekrümmt, zeigt somit deren parakristalline Wälzung an. Stärker durchbewegte Typen (z. B. Kohlgraben E-schauender Hang 1300 m) zeigen eine Zerlegung der Gerölle in ein wie das Grundgewebe geregeltes Quarzmörtelwerk.

In diesem Schliffe sieht man auch trübe Albitkörner, bei denen es fraglich ist, ob sie als völlig umgewandelte Kalifeldspate oder klastische Plagioklase zu bezeichnen sind.

Nebengemengteile: sehr wenig neugebildeter klarer Albit, Kalzit, Limonit; Übergemengteile: Turmalin, Zirkon und örtlich auch Pyrit.

Am Rande einzelner Pyritkörner kommt es zur Bildung des schon vielfach beschriebenen Faserquarzes (vgl. H. P. Cornelius 1935/b, S. 127), wodurch eine spätestens paratektonische Entstehung der rein örtlichen Pyritisierung (z. B. Kohlgraben) bewiesen wird.

b) Grobkörnige Arkosesandsteine.

Von den in der vorhergehenden Abteilung beschriebenen Gesteinen unterscheiden sich die nun folgenden lediglich durch ihr gröberes Korn. Solche gröbere Arkosesandsteine treten vereinzelt als unregelmäßige Einlagerungen innerhalb der viel häufigeren fein- bis mittelkörnigen Sandsteine auf. Besonders gehäuft kann man diese gröbere Ausbildung an der SE-Flanke des Höferberges („Bürgergelach“) S von Taxenbach beobachten.

Große runde Quarzkörner (2—8 mm), ebenso große, porzellanartig trübe, manchmal auch etwas gelbliche, zumeist linsenförmig ausgewalzte Kalifeldspate und Muskowitblättchen liegen in einem feinen, die großen Körner lidartig umfließenden serizitischen Grundgewebe. Auf diese Weise entstehen „augengneisartige“ Typen, bei deren Anblick sich der Gedanke an ein Porphyroid mit großer Eindringlichkeit aufdrängt. Gegen eine solche Deutung spricht aber das häufige Auftreten kleiner klastischer Brocken von schwarzem Phyllit, sowie von gelblichem Dolomit und schließlich der mikroskopische Nachweis klastischer Strukturen.

Ein Schliff (Pichlberg SSE Bruck im Pinzgau, Höhe 1100 m) bietet das typische Bild eines feinen Blastopsephites. Höchst auffallend treten in dem feinen quarzig-serizitischen Grundgewebe zahlreiche, große Gerölle, die aus verzahnten Quarzaggregaten bestehen, hervor. Einzelne dieser Gerölle enthalten primären Muskowit. Ebenso auffällig sind wohlgeitterte Mikroklinkörner, welche ebenso wie die Quarzgerölle von Serizithäuten umschlossen sind (Augen- bzw. Flasertextur). Der Mikroclin zeigt wieder fleckige Verdrängung durch Albit, sowie klare albitische Säume und ist durchsicht von feinem Serizit. Muskowit in kleinen, klastischen? Blättchen, kleine, klare Albitneubildungen, sowie limonitisch verwitterndes Karbonat (Ankerit?) vervollständigen das Bild. Von Interesse ist schließlich noch ein klastischer Einschluß eines schwarzen, dichten Phyllits (wahrscheinlich Fuscher Phyllit), der in der Richtung der Schieferung durch das eindringende kristalloblastische Grundgewebe aufgeblättert ist.

c) Quarzite.

Nicht allzu häufig treten innerhalb der Sandsteine und Breccien feinkörnige, splittrige Quarzite auf, die durch kleine Limonitputzen fast immer braun gefärbt sind. Von den Nachbargesteinen sondern sie sich i. a. gut ab und nur gelegentlich mußte schlechter Aufschlüsse wegen eine scharfe Grenzziehung unterbleiben.^{23a)} Äußerlich gleichen diese Quarzite wohl z. T. den m. E. paläozoischen braunen und grauen Quarziten der Fuscher Schieferhülle (s. S. 88). Doch spricht ihr Verband für eine stratigraphische Zugehörigkeit zu den posttriadischen Arkosesandsteinen und Breccien.^{23b)} Auch die mikroskopische Struktur zeigt Verwandtschaft mit den Sandsteinen, hingegen Unterschiede gegenüber den Quarziten der Fuscher Schieferhülle.

U. d. M. (Plattenkogl NE-Kante, S Pichlberg, 1424 m) ergibt sich als auffallender struktureller Unterschied gegenüber den erwähnten Quarziten der Fuscher Schieferhülle der Wechsel der Korngröße des Quarzes. Die größeren Quarze sind durch undeutliche Mörtelkränze mit dem feinen pflasterförmigen, zum Teil etwas verzahnten Grundgewebe verbunden. Ein feines Faserwerk von Serizit und Chlorit bildet ein netzartiges Geflecht um die großen Quarzkörner und um Teile des Grundgewebes. Chlorit mit pleochroitischen Höfen um Titanit weist auf eingeschwenkten Biotit hin. Außerdem ist noch brauner, zonarer Turmalin, Pyrit, Magnetit, Limonit und nur spärlicher Plagioklas, der kleine Serizitblättchen enthält, zu erwähnen.

d) Kalksandsteine.

In einer vierten Gruppe kann man alle jene Gesteine zusammenfassen, die sich von den ersten beiden durch einen meist beträchtlichen Gehalt an Karbonat (Kalzit) unterscheiden. Sie sind jedoch mit diesen beiden Gruppen durch fließende Übergänge verbunden, ebenso — wenn auch etwas weniger ausgeprägt — mit den noch zu besprechenden reinen Kalken und Kalkphylliten. Der Kalkgehalt verrät sich gleich äußerlich durch eine ins Bläulichgraue spielende Farbe und durch eine ebenflächigere plattige Ausbildung. Der Quarz tritt etwas zurück und der Feldspat ist makroskopisch nur mehr vereinzelt zu bemerken. Der Glimmer erscheint wieder teils in größeren, meist in s liegenden klastischen Blättchen, teils als feiner Serizit im Grundgewebe.

^{23a)} S Pichlberg P 1424 liegt Quarzit an der Basis breccienführender Kalke. Hier könnte man auch an eine Zuteilung zum Triasquarzit denken, der S davon in mehreren Zügen ansteht.

^{23b)} Im Großarkt ist der braune Quarzit mit den gleichen Merkmalen (z. B. auch Turmalinführung) ein treuer Begleiter der Breccien, während Sandsteine hier zurücktreten (vgl. E. Braumüller, 1938).

e) Mylonitische Sandsteine.

Unansehnliche, manchmal recht untypische mylonitische Sandsteine treten hauptsächlich an den Grenzen der Sandsteine auf, vielfach auch in der Verlängerung eingeschuppter Keile von Fuscher Phyllit. Diese grünlich-grauen Gesteine von unruhiger Oberfläche zeigen ein stärkeres Hervortreten von Serizitneubildung, Auftreten sekretionärer Quarzknaurn sowie vielfach starke Streckung und Knickfaltung.

Einige Beispiele: 50—60 m NW Kote 1424 Pichlberg, westlicher Graben S Rain unter der Waldgrenze in etwa 1250 m; Schaidmoosgraben NW Kote 1219; 250 m SW Kote 1144 W Tanaberg zwischen Dolomit und Breccien, hier offenbar noch mit Serizitphyllit verschuppt.

2. Karbonatgesteine.

a) Kalke und Kalkphyllite.

Graue, plattige, sehr feinkörnige Kalke mit Übergängen in schwärzliche Kalkphyllite treten in langgestreckten, zuweilen linsenartig anschwellenden Zügen allenthalben zwischen den Sandsteinen auf.²⁴⁾ Wie schon erwähnt (S. 72), bestehen zwischen den Gesteinen dieser Gruppe und den Kalksandsteinen Übergänge in der Form von hellen, sandigen, häufig crinoidenführenden Kalken. Im Gelände heben sich die Kalkzüge regelmäßig durch deutliche, felsige Steilstufen aus den weicherem, von einer starken Verwitterungsschichte bedeckten Sandsteinen hervor.

Typische Kalkphyllite treten namentlich an der N-Grenze der Sandstein-Brecciendecke, häufig in Verbindung mit Serpentin, auf (z. B. Wolfsbachgraben zwischen Kote 1144 m und 1130 m, Bruckbachgraben S Kote 1005 m). Ob diese schiefrige Ausbildung auf eine primäre, sedimentäre Anlage zurückgeht oder tektonisch durch Verschieferung im Stirnteil der Sandstein-Brecciendecke zu erklären ist, muß offen gelassen werden, doch erscheint mir die erste Möglichkeit wahrscheinlicher. Die stark graphitischen Kalkphyllite zeigen besonders in den oben genannten Gräben häufig eine wirre Kleinfaltung.

²⁴⁾ Die von L. Kober im Profil des Zargl (1922, S. 221) unter Nr. 8, 300 m N Kote 1424 m, angegebenen „schwarzen Kalke wahrscheinlich auch Dolomite und Breccien“ gehören auch zu dieser Gruppe. Sie bilden eine gegen E in den Sandstein, gegen W aber schon in den Fuscher Phyllit auskeilende große Linse, die auch tatsächlich geringmächtige Breccien führt.

Von den richtigen Klammkalken unterscheiden sich unsere Gesteine unscharf durch geringere Streckung und Klüftung. Richtige „Holzscheiterkalke“ treten nicht mehr auf. Ein wesentlicher stratigraphischer Unterschied ist die Breccienführung in fast allen Kalkzügen, die den richtigen Klammkalken durchwegs fehlt. Dazu kommt noch der Übergang in Sandsteine.

Immerhin gibt es am Höferberg und am Tannberg zwischen 1200 m und 1250 m Höhe — d. i. die Grenzzone beider Einheiten — einige kleinere Kalkzüge, über deren Zuteilung man im Zweifel sein kann. Doch ist dieser Unterscheidung keine allzu große Bedeutung beizumessen, weil es sich m. E. um annähernd gleichaltrige Bildungen in verschiedenen Faziesbereichen handelt.

Eine ähnliche Beziehung besteht auch zu den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten der Fuscher Schieferhülle. Äußerlich unterscheiden sich auch diese Gesteine i. a. nicht wesentlich von den Kalken und Kalkphylliten der Sandstein-Brecciendecke. Neben der höheren Metamorphose der Gesteine der Fuscher Schieferhülle (Auftreten echter Kalkglimmerschiefer) ist das Zurücktreten sandiger Begleitgesteine ein wesentlicher Unterschied. Sedimentäre Dolomitbreccien mit kalkigem Bindemittel sind beiden Zonen eigen.

b) Dolomitbreccien.

Die in den Kalken und Kalkphylliten stratigraphisch eingeschalteten groben und feinen Dolomitbreccien sind das zweite Leitgestein der „Sandstein-Brecciendecke“. Einen bestimmten stratigraphischen Horizont innerhalb der Kalke und Kalkphyllite scheinen die Breccien nicht anzuzeigen, obwohl sie sich sehr häufig an der Grenze gegen den hangenden oder liegenden Sandstein einstellen.

In der gleichen Weise wie auch die Sandsteine fanden die Breccien unseres Gebietes in der Literatur bisher geringe Beachtung. L. Kober (1922, S. 221) erwähnt am Ausgange des Grabens S Oberbrücken „Breccien, ob anstehend zweifelhaft, gegen den Berg fallend, wahrscheinlich von oben stammend, aus dem Kalklager“.²⁵⁾

²⁵⁾ Etwa 50 m oberhalb des Gehöftes am Grabeneingange im Winkel einer Talgabel fand ich diese Breccien im Hangenden eines Serpentinzuges. Nach

Nähere Angaben über unsere Breccien finden wir, abgesehen von den sehr wichtigen Entdeckungen von H. P. Cornelius (1934, S. 31) zwischen Bruck und Aisdorf, erst bei A. Hottinger. Die von ihm 1935 (S. 288) gegebene Beschreibung der Breccien stimmt bestens mit meinen Erfahrungen überein.

Eigenartig ist die Streuung der Dolomitgerölle. An einzelnen Stellen ist das Gebiet dicht vollgepackt mit Geröllen, an anderen Stellen findet man nur ganz vereinzelt kleine gelbe Dolomitbrocken in dichtem, schwarzem Kalk.

Breccien mit quarzitischem Bindemittel, wie sie von H. P. Cornelius (1934, S. 31) zwischen Kaprun und Aisdorf beschrieben werden, sind weitaus seltener (z. B. Wolfsbachtal, Sohle WNW, Kote 1150 m, Pflanzgarten, am S-Rande des großen Abrisses, Graben S-Rain, E-Ast in 1400 m Höhe). Graue Dolomite stecken in einem quarz-serizitischem Grundgewebe mit Limonitflecken und etwas Kalzit. Diese Breccien führen allmählich zu jenen groben Sandsteinen, in denen nur mehr einzelne gelbe Dolomitstückchen zu erkennen sind (vgl. S. 71).

A. Hottinger (1935, S. 288) unterscheidet scharf zwischen Liasbreccien und jüngeren Breccien (S. 290) der „höheren Schieferzone“, die er als „penninische Flyschzone“ deutet. Abgesehen von der Berechtigung der Abtrennung einer solchen Flyschzone (vgl. S. 130) liegt nach meinen Erfahrungen kein zwingender Grund vor, zweierlei Breccien zu unterscheiden.²⁶⁾

c) Tüpfelkalke.

Tüpfelkalke oder auf Grund des mikroskopischen Befundes Feinbreccien, möchte ich ganz eigenartige, nur an einigen Orten auftretende Gesteine nennen, die in geringer Mächtigkeit (0.5 bis einige Meter) den Plattenkalken und Kalkphylliten, bzw. den diese begleitenden Breccien eingelagert sind.

SE-Flanke des Plattenkogels etwa 10—15 m E des Ostrand eines gegen S offenen Schuttnische in etwa 1550 m Höhe. W-schauender Hang des Kohlgrabens am Jagdsteig in etwa 1300 m Höhe, 150—200 m SW Kote 1357 m. (Diese liegt in der Karte mindestens 50—60 m zu weit N.)

diesem Zusammenvorkommen mit Serpentin, der gleichfalls für die Sandstein-Breccienzone bezeichnend ist, und weiters einem kleinen Fetzen von sicher anstehendem Sandstein etwas S davon am E-schauenden Grabengehänge könnte dieser Breccienfels ganz gut wirklich anstehen, denn ein S-Fallen ist in dieser steilstehenden Grenzregion recht häufig.

²⁶⁾ Eine nähere Ortsangabe für die S. 290 auch mikroskopisch beschriebene Breccie gibt Hottinger leider nicht, was im Interesse der Diskussion sehr zu bedauern ist.

Im Handstück erkennt man einen grauen, plattigen Kalk, wie überall in dieser Zone. Häufig erscheinen darinnen große, gelbe Dolomitbrocken, die die Zugehörigkeit zu den grobklastischen Breccien beweisen. Gelegentlich erscheinen auch kleine sekretionäre Quarzknauern. Das Auffallende sind aber rundliche, dunkelgraue Tupfen von etwa 0.5—3 mm Breite und 1—5 mm Länge, die gleichmäßig dicht, mit der Längsachse parallel zur Streckung ausgerichtet, die einen seidigen Serizitglanz zeigende s-Fläche (= ? Schichtfläche) bedecken, aber auch das ganze Gestein, wenn auch weniger deutlich, durchsetzen.

U. d. M. erkennt man (Kohlgraben um SE-Flanke des Plattenkogels) in einem sehr feinen granoblastischen Grundgewebe, welches fast ausschließlich aus in s gestreckten Kalzitkörnern mit vereinzelt, gleichfalls gestreckten, geregelten Quarzen ($\alpha \parallel s$) sowie seltenen Serizitblättchen besteht, linsenförmig ausgewalzte Flecken, welche aus im Verhältnis zum Grundgewebe sehr großen Karbonatkristallen sowie gelegentlich einzelnen Quarzkörnern und neugebildeten Albiten bestehen. Die grobkristallinen Flecken entsprechen den dunklen Tüpfeln im Handstück. Die Grenze zwischen dem Grundgewebe ist oft durch scharfe, etwas limonitisch verfärbte Serizithäute gebildet. Die Vermutung, es könnte sich bei den grobkristallinen dunklen Flecken um Dolomit, somit das ganze Gestein um eine Feinbreccie gleicher Art wie die übrigen Breccien handeln, hielt einer eingehenden Prüfung nicht stand. Sowohl die Untersuchung der Lichtbrechung am nicht gedeckten und von Kanadabalsam befreitem Schliß unter α -Bromnaphthalin ($n = 1,658 = \omega$ Kalzit) als auch Färb- und Fällungsreaktionen auf Mg mit Nitrobenzoldiazoresorzin verliefen negativ.²⁷⁾

Von J. Cadisch (1934, S. 42) wurde mit besonderem Nachdruck darauf hingewiesen, daß „Tüpfelschiefer“ nicht stratigraphische Leithorizonte darstellen, sondern als ein Produkt der Dynamometamorphose anzusehen sind, in der Art, „daß härtere, gleichmäßig verteilte Komponenten verschiedenster Art eines Gesteins beim Auswalzen von der Grundmasse umflossen werden, und dadurch linsenartige Formen annehmen“.²⁸⁾

Man kann daher unsere Gesteine nicht ohne weiteres mit den bekannten Tüpfelschiefern und -kalken des Unterengadins, die von W. Hammer (1911, S. 576 und 1914, S. 466 ff) beschrieben worden sind, vergleichen, mit welchen sie überdies auch petrographisch nicht sonderlich übereinstimmen. Unter

²⁷⁾ Herrn Prof. H. Leitmeier bin ich für Rat und Hilfe in dieser Sache zu großem Danke verpflichtet.

²⁸⁾ Wenn von A. Hottinger (1935, S. 274) der Begriff der Tüpfelschiefer auch noch auf Knotenschiefer ausgedehnt wird, die durch aufkeimende Porphyroblasten entstehen, so bedeutet dies m. E. eine unnötige Belastung der Terminologie durch Vereinigung genetisch gänzlich verschiedenen Dinge unter einem Namen.

diesen Gesichtspunkten bedeutet auch der Vergleich der von E. Clar (1933, S. 78) gefundenen Tüpfelschiefer im Kalkglimmerschiefer des Langweidkogels — in einem stratigraphisch den Kalken der Sandstein-Brecciendecke höchstwahrscheinlich entsprechenden, faziell und tektonisch aber verschiedenem Schichtglied — mit jenen W. Hammers keine stratigraphische Gleichsetzung.

Auf Grund des Schliffbildes wird man für unsere Tüpfelkalke ein feimbrecciöses Ausgangsgestein annehmen müssen. Welcher Art jedoch die feinen Rollstücke — heute die dunklen Tüpfel — waren, ob Foraminiferen oder Crinoidengrus! — was nach sehr undeutlichen Strukturen wahrscheinlicher ist —, ja schließlich, ob sie überhaupt organischer Herkunft sind, muß offen bleiben.

d) Crinoidenführende Breccien und Kalke.

Die crinoidenführenden Gesteine stehen in Wolfsbachtal an und zwar etwa 2 km S der Mündung in die Salzach an beiden Talhängen, ganz besonders aber am E-schauenden Gehänge, welches sich gegen oben hin zur felsigen NE-Kante des Plattenkogels aufschwingt.

S des zwischen den Koten 1235 m und 1190 m herabziehenden kleinen Seitengrabens gelangt man in eine mächtige Linse von Serpentin. Nach Verlassen dieses Stockes etwa 200—300 m S des erwähnten Grabens erblickt man vom Wege, der später auf die andere Talseite führt, rechter Hand im Hochwald einige kleine, gegen SW ziehende „Wandeln“, die aus breccienführenden Kalken bestehen. Im untersten Teil der auffälligsten dieser Wände befindet sich die crinoidenführende Breccie.

Die plattigen, hellgrauen Crinoidenkalke sind grobkörnig und stark sandig. Die Schieferungsflächen — hier wohl parallel zu den Schichtflächen — zeigen einen recht lebhaften Serizitglanz. Im Kalke selbst sieht man ziemlich häufig kleine (2—5 mm) gelbe Dolomitmörner, womit die Zugehörigkeit zu den in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden groben Dolomitbreccien bewiesen ist. Ganz besonders auffallend sind jedoch zahlreiche dunkelgraue, bis zu 5 mm messende Kalzitkörner, mit regelmäßiger Spaltbarkeit, wodurch sofort der Verdacht auf Crinoidengrus naheliegt.

Als Hauptbestandteil erscheint u. d. M. der Kalkspat. Neben einzelnen besonders großen, miteinander verzahnten Körnern, mit deutlichen Spaltrissen und scharfen Druckzwillinglamellen, bilden mittlere und kleinere Körner zusammen mit kleinen, runden Quarzen und spärlichen Serizitschuppen ein engverzahntes Grundgewebe. Häufig erscheinen die schon mehrfach erwähnten

gerundeten Quarzaggregate, d. h. Gerölle. Dazu tritt noch reiner Albit ($\perp na = 17^\circ$) als Neubildung. Ganz besonders wichtig ist aber der Nachweis organischer Reststrukturen! Ein ziemlich großes, einheitliches Kalzitkorn von ungefähr kreisförmiger Gestalt zeigt in seiner Mitte noch deutlich den Achsenkanal eines Crinoidenstielgliedes. Besonders unter gekreuzten Nikols erscheint die feinkristalline, kalzitische Ausfüllung des Stielkanales deutlich anders orientiert als der sonst einheitliche Kristall. Bei einer gewissen Einstellung erkennt man noch deutlich eine feine Körnelung der Oberfläche, d. i. das ursprüngliche organogene Kalzitnetzwerk, welches bekanntlich erst bei der Fossilisation von Kalzit ausgefüllt wird. Diese Ausfüllung zeigt enge, unregelmäßige Zwillinglamellen nach 1021.

Noch überzeugender ist ein anderes Strukturbild in dem gleichen Schlicke. In einem mittelgroßen, ungefähr rechteckigen Kalzitkorn bemerkt man einen ziemlich genau halbkreisförmigen Ausschnitt von ganz abweichender Struktur (vgl. Fig. 1 auf Tafel IV). Man erkennt gleichsam über dem einheitlichen, ausfüllenden Kalkspat mit enger Zwillinglamellierung, kleine feinkristalline Körnchen, die teils durch etwas abweichende optische Orientierung, teils durch eine feine, dunkle, unbestimmbare Pigmentierung aus der Umgebung hervortreten. Teilweise ist auch eine regelmäßige Anordnung dieser Körnchen zu einem feinen Gitterwerk erkennbar. Diese Gitterstruktur ist lediglich auf den scharfbegrenzten, halbkreisförmigen Ausschnitt beschränkt. Der klare, verzwilligte Füllkalkspatkristall wächst aber noch weit über diese Grenze hinaus. Im Vergleich mit den Abbildungen und Beschreibungen von K. A. Zittel (1876, S. 311—314) und auch von A. W. Stelzner (1864, besonders mit dessen Fig. 1 auf Tafel X) sowie mit einem Schlicke eines Hierlatzercrinoidenkalkes aus dem Lias der nördlichen Kalkalpen zeigen eindeutig, daß wir es hier mit erhaltenen Resten von Crinoidenstielgliedern, vielleicht nach der geringen Differenzierung der Gitterstruktur zum Teil auch von Armgliedern zu tun haben.

Auffallend ist die Erhaltung dieser Reste trotz der schon recht merklichen Metamorphose durch Sammelkristallisation des Kalzits, Albitisierung und spärliche Serizitneubildung.

3. Ophiolite.

a) Serpentin.

Serpentine erscheinen in einer langgestreckten Zone am N-Rand der Sandstein-Brecciendecke und sind den Sandsteinen oder den in der Grenzzone gehäuft auftretenden, z. T. breccienführenden Kalken, konkordant eingeschaltet. Nur einige Vorkommen²⁹⁾ treten mit den hangenden Gesteinen der oberen Radstädter Einheit, bzw. mit dem Schwarzphyllit der Zwischenzone (siehe S. 120 und S. 124) in Berührung. Primäre Kontakte fehlen durchwegs.³⁰⁾

Schon A. Hottinger (1935, S. 321) erwähnt die auffällige Bindung der Serpentine an eine bestimmte Linie und erblickt

²⁹⁾ Ende des Grabens S Oberbrücken, Schaidmoosgraben W Kote 1118 m, Thannberg usw.

³⁰⁾ Zum Beispiel liegen crinoidenführende Gesteine nur 10 bis 20 m unterhalb eines mächtigen Serpentinstockes.

in dieser die S-Grenze seiner „penninischen Flyschzone“ gegenüber dem liegenden „Bündnerschiefer i. A.“ Das ist u. a. unsere Sandstein-Breccienzone.

Wahrscheinlich gehören die Serpentine stratigraphisch zu den hangendsten Teilen der Sandstein-Brecciendecke, doch ist die Möglichkeit, daß sie eine selbständige Stellung zwischen oberer und unterer Radstädter Einheit einnehmen, nicht auszuschließen.³¹⁾

Im Gegensatz zu den Serpentin im Inneren der Tauern zeigen unsere Serpentine vielfach eine vorzügliche Erhaltung primärer Strukturen. Aus einem dunkelgrünen, dichten Grundgewebe blitzen die helleren Spaltblättchen der Pseudomorphosen nach Pyroxen (Bastit). Feine, glänzende Chrysotilklüftchen (Faserachse \perp zur Begrenzung) durchziehen das Gestein. Randliche Teile größerer Stücke zeigen ein Zerbrechen an glänzenden Rutschflächen und karbonatische Zersetzung. Ein kleines Vorkommen S March bei Kote 995 m (Rauristal) zeigt eckige, dunkle Brocken in einem helleren Zwischenmittel.

U. d. M. (Bruckbachgraben, 1150 m beim Steg) erblickt man fast nur Serpentin in scharf unterscheidbaren zwei Strukturformen. Das zartgrüne Grundgewebe zeigt deutlich die von H. Tertsch (1922, S. 189) an Serpentin des Dunkelsteinerwaldes (Niederösterreich) beschriebene „Fensterstruktur“. Annähernd viereckige Felder von γ -Serpentin ($\gamma \parallel$ Faserachse) — dicht erfüllt von feinsten Magnetitkörnchen („Erzschleier“), zum Teil auch gehäuft, besonders an geradlinigen Spalttrissen, offenbar jene des Olivins, — werden von scharfen Bändern umgeben, deren $\gamma \perp$ zur Faserachse steht (= α -Serpentin mit etwas höherer Licht- und Doppelbrechung!).³²⁾ Die die kleineren Felder umgebenden Maschen oder Bänder sind i. a. frei von Erzkörnern, werden jedoch von einem weiteren, wahrscheinlich älteren, dunkler grün gefärbten Netzwerk, welches dicht mit Magnetit erfüllt ist, zu größeren Verbänden zusammengefaßt. Einsprenglingsartig erscheinen in diesem, wahrscheinlich aus Olivin entstandenem Grundgewebe große, schwach gelblichbraune Felder mit streng parallelen Serpentinfasern ($\gamma \parallel$ Faserachse). Diese Pseudomorphosen sind wahrscheinlich auf Bronzit zurückzuführen, weil Spuren von Chlorit, Epidot und Karbonat, die nach K. Chudoba (1932, S. 94) auf

³¹⁾ Keinesfalls ist aber diese Grenze wie A. Hottinger glaubt (N. Jhb. f. Min. usw., Ref. III, 1936, S. 573) die penninisch-ostalpine Grenze, denn diese kann nur unter der Sandstein-Brecciendecke liegen. Überdies steht Hottinger hier in Widerspruch zu seinen eigenen Angaben, denn die Serpentine sollen ja die S-Grenze seiner „penninischen Flyschzone“ darstellen.

³²⁾ Die Übereinstimmung mit den Angaben von H. Tertsch ist eine vollständige, nur innerhalb der Felder ist die Faserung weniger deutlich, auch ist die Mitte kaum jemals isotrop. Es ist sehr wahrscheinlich, daß bei einer größeren Zahl von Schliffen auch das Gegenstück der „Fensterstruktur“, die „Maschenstruktur“, mit umgekehrter optischer Orientierung zu beobachten sein wird.

Diallag hinweisen könnten, fehlen. Auch hier liegt Magnetit an den Spalt-
rissen. Die schon makroskopisch hervortretenden gebogenen, zum Teil ver-
worfenen Klüftchen sind von Chrysotil (Faserachse γ_{\perp} zur Begrenzung =
Kluftchrysotil nach F. Angel, 1929) erfüllt. Unter \times Nic. zeigt diese Klüft-
füllung eine feine Bänderung \parallel zur Begrenzung, worin man einen Hinweis auf
die einstige Gelnatur des Chrysotils erblickt (vgl. O. Mügge, 1928, S. 308;
H. P. Cornelius, 1935/b, S. 308). Gelegentlich erscheint an den Klüftchen
auch etwas Talk.

Zeigt dieser Schliff keine Spur einer merklichen Durchbewegung bzw. Um-
kristallisation — also nach F. Angel l. c. als ein Serpentin i. Art zu be-
zeichnen ist, der nur eine tiefenhydrothermale Umwandlung durchgemacht
hat —, läßt eine andere Probe (Wolfsbachtal E-schauender Hang NE Kote
1150 m) Neubildung von Antigorit erkennen, worin ich mit
H. P. Cornelius (1935/b, S. 254) ein Erzeugnis der alpinen, nach
F. E. Sueß (1937) enorogenen Regionalmetamorphose erblicke.

Sowohl im Grundgewebe mit „Fensterstruktur“, nur vielfach undeut-
licher, weil stärker schiefrig und deformiert, als auch in den Bastiten — hier
zonar gegen das unversehrte Innere fortschreitend —, sprießen feine Anti-
goritbüschel auf. Im Grundgewebe sind sie größer (ca. 0.15 mm) und zeigen
deutliche „Fächerzwillinge“ (Fächerantigorit F. Angels l. c.), während die
feinen Nadelchen in den Bastiten (ca. 0.05 mm) mehr dem „Feinantigorit“
Angels gleichen.

Die Bildung des Feinantigorits bedeutet aber in diesem Falle
sicher keinen Hinweis auf Diaphthorese, sondern ebenso wie die
Bildung des Fächerantigorits den Ausdruck einer schwach vor-
schreitenden Metamorphose — eine Möglichkeit, die
auch F. Angel (1929 b, Tabelle S. 13—14) in Erwägung zieht.

Nach den Reliktstrukturen ist für unsere Serpentine auf ein
bronzitperidotitisches Ausgangsgestein zu schließen.

Geringe kiesige Vererzung der Serpentine war die Grundlage
eines alten Bergbaues („Knappenlöcher“ im Schaidmoosgraben
W Kote 1143 m).

b) Ophikalzit.

Als Ophikalzit zu bezeichnende Gesteine treten nur selten an
der Grenze von Serpentin und Kalk auf. Am schönsten sind sie
im W-Aste des Grabens S Rain in etwa 1150 m Höhe zu beobach-
ten (undeutlich auch im Bruckbachgraben). Neben Typen, in
welchen in einem grünlichgrauen, stark kalzitischem Grundge-
webe nur feine, dunkle Punkte von Serpentinsubstanz auftreten,
gibt es auch solche, in welchen die Serpentinbrocken eine Größe
von mehreren cm erreichen. Durch Auswittern entstehen dann
brotkrustenartige Außenflächen.

U. d. M. erkennt man in einem Grundgewebe von körnigem Kalzit mit
starker Druckzwillingslamellierung, vielfach verbogene und zerzauste Serpentin-
flatschen. Mit dem Serpentin vermischt, treten ziemlich spärlich feine
Schuppen eines hochdoppelbrechenden Mineralen, wahrscheinlich Talk, auf.

Die teils feineren, schuppigen, teils gröberen, blättrigen Serpentinaggregate erweisen sich nach der Struktur, sowie nach der höheren Lichtbrechung (γ und $\alpha > 1,54 = \text{Kanadabalsam}$) als Antigorit, Magnetit tritt teils in hakigen, skelettartigen Kristallen, die ab und zu gelbbraune, isotrope Körner von Picotit umschließen (primär), teils in annähernd orientiert in Serpentin eingelagerten kleinen Körnchen auf (sekundär). Dazu kommt noch etwas Pyrit in rundlichen Häufchen.

Die an und für sich sehr schwierige Frage der genetischen Deutung der Ophikalzite (vgl. besonders H. P. Cornelius, 1935/b, S. 255; 262) wird in diesem Falle noch dadurch erschwert, daß es mir nicht gelungen ist, mit Sicherheit festzustellen, ob die betreffenden Kalke im Graben S Rain tektonisch noch zum Klammkalk oder bereits zur Sandstein-Brecciendecke gehören, wie dies für die Kalke des Bruckbachgrabens sicher steht, wenn auch diese Möglichkeit wegen der sandig-glimmerigen, sehr stark phyllitischen Ausbildung der Kalke wahrscheinlicher ist.³³⁾ Da idiomorphe Olivinpseudomorphosen fehlen, wäre eine tektonische Erklärung der Ophikalzite in diesem besonderen Falle denkbar (vgl. Cornelius l. c. S. 259). Eine Entscheidung kann bei der geringen Verbreitung der Ophikalzite meines Gebietes in Anbetracht der Schwierigkeiten des ganzen Problems nicht gegeben werden.

c) Albitchloritschiefer.

Eine kleine Linse (10×20 m) von Albitchloritschiefer, konkordant im Sandstein liegend, steht am E-schauenden Gehänge des Wolfsbachtals (100 m NW Kote 1190, 1300 m) an, und zwar in der westlichen Streichverlängerung der großen Serpentinlinse N der genannten Kote.

Äußerlich ähnelt das dunkelgrüne, von weißen, feinen Kalzitadern durchzogene schiefrige Gestein sehr dem Prasinit aus den Serizitphylliten des Schaidmoosgrabens (vgl. S. 52).

Im Dünnschliffe erkennt man ein feinkörniges diablastisches Grundgewebe von schuppigem Chlorit (Klinochlor) und kleinen, zum Teil rundlichen Albitkörnern. Kalzit tritt zusammen mit etwas Quarz in Klüften, aber auch als Neubildung im Chlorit-Albitgewebe auf. Chloritreiche Streifen, die dem ganzen Gesteine eine Lentikulartextur aufprägen, sind erfüllt von feinen Titanitkörnern, sogenannten „Titaniteiern“. Irgendwelche Reliktstrukturen, die einen Hinweis für eine genetische Deutung des Gesteins liefern könnten, sind nicht mehr zu beobachten.

³³⁾ Sicher ist jedoch, daß S des Serpentin-Kalkkontaktes noch eine Schuppe der oberen Radstädter Decke liegt. (Vgl. S. 119.)

4. Zur Frage der Bildungsbedingungen und des Alters der Gesteine der Sandstein-Brecciendecke.

Zusammenfassend kann man folgende Merkmale der Sandstein-Breccienzone feststellen:

Kalke, Breccien und Sandsteine bilden nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch eine Einheit. Höchstens bei den an der N-Hangendgrenze gehäuften Serpentinien könnte man allenfalls an eine überlagernde Decke denken.

Die i. a. kalkfreien, z. T. groben, fast konglomeratischen, in der Hauptmasse aber mittelkörnigen Sandsteine — wozu noch untergeordnet quarzitisches Typen treten — sind durch alle Übergänge mit kalkigen Sandsteinen und sandigen Kalken verbunden. Ein ähnlicher Übergang verbindet diese Gesteine mit den Plattenkalken und Kalkphylliten.

Ein weiteres verbindendes Glied stellen die Breccien dar. Angefangen von vereinzelt Dolomitgeröllen und Schwarzphyllitbrocken in kalkfreien oder kalkarmen Sandsteinen führt eine geschlossene Reihe über Breccien mit quarzitischem Bindemittel und kalkig sandige Breccien vielfach mit Crinoidengrus zu den Dolomitbreccien mit kalkigem Bindemittel, die ihre hauptsächlichliche Verbreitung in den Plattenkalken und Kalkphylliten aufweisen.

Wenn auch das häufige Profil: Breccien—Kalke—Sandsteine eine zeitliche Folge vermuten läßt — Abtragung eines Kalk-Dolomitgebirges bis auf seine kristalline Unterlage — so geht aus abweichenden Profilen und vielfacher Wechsellagerung hervor, daß dieses Profil nur einen Sonderfall eines sich wiederholenden und über einen großen Zeitraum sich erstreckenden Sedimentationsvorganges darstellt.

Aus diesen Tatsachen und Erwägungen ergibt sich die relative Gleichaltrigkeit — bei wiederholtem Fazieswechsel, — der Sandsteine, Breccien, Plattenkalke und Kalkphyllite.

In voller Übereinstimmung mit dem Urteil von L. Kober (1928, S. 607), H. P. Cornelius (1934, S. 31) und A. Höttinger (1935, S. 282), sind die Breccien zumindest für jünger als Trias zu erklären. Auf die große Ähnlichkeit der grauen und gelben Dolomitgerölle mit den Triasdolomiten der Radstädter Tauern wurde bereits hingewiesen. Ich glaube daher nicht fehlzugehen, wenn ich in Anbetracht der engen stratigra-

phischen Beziehungen zu den Breccien auch die Gruppe der Sandsteine für zumindest posttriadisch erachte. Ein genaueres Alter anzugeben, ist mangels von bestimmbareren Fossilfunden sehr schwer. (Siehe S. 131.)

Nach den von westalpinen Geologen wie E. Argand (1916), R. Staub (1916) und P. Arbenz (1919) entwickelten Anschauungen entspricht grobe, klastische Sedimentation der Nähe der Stirnregion der späteren Decken. In unserem und auch den anderen Abschnitten der Hohen Tauern findet man ganz regional eine Breccienbildung beginnen mit den posttriadischen Horizonten, wie dies nach den ersten Funden von L. Kober (1926/a) und in letzter Zeit ganz besonders von H. P. Cornelius und E. Clar (1935/c) nachgewiesen wurde. In der Sandstein-Breccien-decke tritt diese „orogene Fazies“ ganz besonders gehäuft auf und es bleibt nicht nur bei der Abtragung der mesozoischen Gesteine, sondern die schuttliefernde Erhebung (Geantiklinale nach Argand, l. c.) wurde bis auf ihre kristalline Unterlage abgetragen, deren Schutt jetzt in Form der Arkosesandsteine vorliegt. Sicher datierbar ist diese Diskordanz mangels von Fossilien zwar noch nicht, doch liegt es nahe, wegen der weitgehenden Übereinstimmung unserer Sandstein-Breccienzone mit der unteren, liassischen Breccie des Hochfeindgebietes (E. Clar, 1937), an die dort nachgewiesene Diskordanz an der Wende von Rhät und Lias zu denken. Gegen S zu, — ursprünglich also gegen N — klingt die klastische Sedimentation allmählich ab. Die Sandsteine verschwinden³⁵⁾, hingegen sind Breccien in den Kalkglimmerschieferzügen der Fuscher-Schieferhülle (Cornelius und Clar, 1933, S. 78, Hottinger, 1935, S. 288) noch recht häufig, weit seltener dagegen im geschlossenen Kalkglimmerschiefer der oberen Schieferhülle. Meine Anschauungen stimmen sehr gut mit den Darlegungen A. Hottingers (1935, S. 277) überein, wenn er die spärlichen Breccienlagen im „Bündner Schieferkomplex der Glocknerdecke“ als die letzten auskeilenden Breccieneinstreuungen einer in größerer Entfernung — ursprünglich im S — liegenden, geröllspendenden „unterostalpinen Geantiklinalstirn“ deutet. Das zu erwartende Maximum der grobklastischen Sedimentation ist die Sandstein-Brecciendecke, gleichviel ob in ihr

³⁵⁾ Bis auf mit Breccien verbundene Karbonatquarzite (E. Clar).

nicht noch jüngere Sedimente als die Liasbreccien enthalten sind. Gehen wir noch weiter nach N — ursprünglich nach S — in die Klammzone und Kleinarlderdecke, so bricht die Breccienbildung dieser Art plötzlich ab.

Es erübrigt sich nun noch regionale, stratigraphische Vergleiche mit ähnlichen, z. T. aber völlig analogen Bildungen, wie z. B. in den Tarntaler Köpfen und der in der Hochfeindzone anzustellen. Diese Fragen stehen jedoch in derart enger Beziehung zur Tektonik, daß ich es für zweckmäßiger erachte, sie an anderer Stelle zu bringen (s. S. 127).

IV. Die Fuscher Schieferhülle.

Die Fuscher Schieferhülle stellt eine tektonische Mischserie dar, (Cornelius und Clar, 1935/c, S. 7). Ein vortriadischer Schichtkomplex ist mit einem triadischen bzw. posttriadischen zu einem einheitlichen tektonischen Gebilde zusammengeschweißt worden.

H. P. Cornelius bezeichnet die westliche streichende Verlängerung unserer Zone als „Nordrahmenzone“ (1934, S. 32), in der Meinung, daß das Leitgestein dieser Zone, die dunklen, vortriadischen Fuscher Phyllite mit den Phylliten N des Pinzgaues (= Pinzgauphyllite, im besonderen Wildschöner Schiefer) vollkommen identisch sei (S. 31). Demgegenüber möchte ich die Anschauung vertreten, daß in meinem Gebiete, beide Phyllite sowohl tektonisch durch die obere Radstädterdecke und die Sandstein-Breccienzone voneinander i. a. recht scharf getrennt sind und daß auch stratigraphische Anhaltspunkte für eine Unterscheidung bestehen (s. S. 97).

A. Hottinger nennt unsere Zone, „die Zone von Fusch“ (1935, S. 286 ff.) und gliedert diese weiter in eine Großschuppenzone im S und eine im N daran anschließende Kleinschuppenzone, die auch noch unsere Sandstein-Brecciendecke unter der Ausscheidung „Bündner Schiefer i. a.“ umfaßt. Die Zonengliederung Hottingers, ebenso wie auch die Gliederung L. Kober's³⁶⁾ (1922, S. 220) überschneidet sich mit den Ergebnissen der Neuaufnahme. Es bleibt mir daher leider keine andere Möglichkeit, als für die ganze mächtige Schichtfolge, angefangen von der N-Grenze der geschlossenen

³⁶⁾ Siehe S. 143.

Kalkglimmerschiefer, (H. P. Cornelius, 1932, S. 78 oder bei A. Hottinger, 1934, S. 13 und 15 = N-Grenze des Glockner-mesozoikums) bis zur Liegendgrenze der Sandstein-Breccien-decke³⁷⁾ mit einem neuen Namen zu versehen. Begrifflich deckt sich diese Zone mit der Nordrahmenzone vollständig von Cornelius (1935/c, S. 7), doch möchte ich aus den oben erwähnten Gründen diesen Namen vermeiden, und nenne sie daher nach ihrem Hauptgestein, dem schwarzen Fuscher Phyllit (Cornelius, 1931, S. 105), in Anlehnung an den Sprachgebrauch dieses Forschers Fuscher Schieferhülle.

1. Fuscher-Phyllit.

„Fuscher-Phyllite“ nennt H. P. Cornelius (1931, S. 105, 1932, S. 78) „feinblättrige, vielfach ausgesprochen graphitische Schiefer“ aus dem unteren Fuschertale zwischen der Salzburgerhütte und Bad Fusch. Auch östlich dieses Tales, weit hin bis zum Katschberg ist dieses in seiner Einheitlichkeit erst in allerletzter Zeit erkanntes Gestein der Leithorizont des Tauernnordrandes. Unter den verschiedensten Namen, aber zumeist mit fremden Gesteinsgruppen vereinigt, tritt es uns in der Literatur entgegen. Erst Cornelius hat wiederholt auf die Eigenart und Selbständigkeit des Fuscher Phyllites (1934, bsd. S. 32), sowie auf seine Beziehungen zu analogen Gesteinen der unteren Schieferhülle und der Matreierzone (1931, S. 105) hingewiesen.

Hervorzuheben ist die außerordentliche Einförmigkeit und Eintönigkeit der dunklen Phyllite am Tauernnordrande, im Gegensatz zu dem weitaus wechselvolleren Bilde der höher metamorphen analogen Gesteine des Tauerninneren. Die dunkelgrauen bis schwarzen i. a. ebenflächigen, fast immer kalkfreien Schiefer zeigen auf den s-Flächen meist nur einen feinen matten Serizitglanz, der aber bei den weiter im S gelegenen Typen weitaus lebhafter wird. („Glanzschiefer“) Hand in Hand damit tritt lagenweise Albitisierung („Albitknotenschiefer“) und Verquarzung ein. Die s-Flächen wie auch die q-Klüfte sind vielfach in bezeichnender Weise von braunen Limonithäuten überzogen (gelegentliche Pyritführung).

³⁷⁾ Die fragliche tektonische Stellung des Triaszuges vom Plankenau-graben (E. Walcher, Fuschertal) wird später behandelt werden. (Siehe S. 126.)

Sehr häufig zeigt der Fuscher Phyllit schräg zu s verlaufende Scherflächen, an welche S-förmige Scherfältchen geknüpft sind. Auf den s-Flächen erscheinen dadurch leichte Wellenzüge, welche sich häufig in mehreren Systemen unter wechselnden Winkeln kreuzen. Manchmal führt diese Zerschierung bis zu einem Zerfall zu feinen Stengeln, was auch von H. P. Cornelius als kennzeichnend angegeben wird. (1935/c, S. 10.)

Sehr bezeichnend sind im Felde zahlreiche große, weiße, sekretionäre Quarzkauern, namentlich an Stellen größerer Durchbewegung, wie im Liegenden der tauchenden Kalkglimmerschieferstirnen (z. B. W-Roßkopf).

Bezüglich der Verbreitung der Fuscher-Phyllite ist zu betonen, daß die gleichen schwarzen Phyllite auch N der Sandstein-Brecciendecke auftreten und hier mit den Gesteinen der oberen Radstädterdecke heftigst verschuppt und verfaltet sind. A. Hottinger erklärt diese „höhere Schieferzone“ für „peninischen Flysch“ (1935, S. 288—292). Der unmittelbare Zusammenhang der Fuscher-Phyllite des unteren Pichlberges, (SE Bruck) unter der von oben her einspießenden Sandstein-Brecciendecke, mit den S von dieser gelegenen im Plankenau-graben trefflich aufgeschlossenen Phylliten, beweist für sich allein die Unmöglichkeit der Abtrennung einer Flyschzone im Sinne Hottingers.³⁸⁾ Dasselbe stirnartige Ausheben erkennt man auch in der Tiefe des Rauristales.³⁹⁾

Zur mikroskopischen Kennzeichnung dieser Gesteine seien 3 Typen von verschiedenem Grade der Metamorphose beschrieben. Der erste Schliß stammt aus der eben erwähnten, die Sandstein-Brecciendecke einwickelnden Schwarzphyllitzone des vorderen Wolfbachtals (E-schauender Hang, Weg bei Kote 1063 m). Höchst auffällig tritt eine unregelmäßige Lagentextur, ein Wechsel von hellen Lagen eines sehr feinkörnigen Quarzgewebes, durchspickt mit winzigen Serizitschuppen und dunklen Lagen, welche wie mit einer Brennschere gefaltete Strähnen von Serizit und Graphit sowie feinen Quarz ent-

³⁸⁾ Dies zeigt auch das Blatt Kitzbühel—Zell a. S. 1 : 75.000 der geolog. Spezialkarte des Bundesstaates Österreich. Es ist mir besonders wertvoll, mich in diesem Punkte auf Dr. H. P. Cornelius berufen zu können, der mir in lebenswürdigster Weise seine unveröffentlichten Originalaufnahmen 1:25.000 zur Verfügung stellte. Demnach erscheinen NE Walcher im Fuschertale von etwa 900 m angefangen nur Schwarzphyllite, darinnen eingeschaltet drei Kalkzüge. Erst oberhalb 1000 m erscheinen nach meinen anschließenden Begehungen die Sandsteine, wenn auch die äußersten Enden — höchstens 20 bis 40 m — noch etwas auf das Blatt Kitzbühel—Zell a. S. übergreifen.

³⁹⁾ Über den Versuch L. Kobers in diesen Phylliten die „untere Grauwackendecke“ zu erkennen, siehe S. 114 ff.

halten, hervor. Diese beiden Lagen wechseln unregelmäßig miteinander ab, und oft endet eine helle Quarzlage ziemlich unvermittelt in dem Glimmergewebe. Klare, grobkörnige und gerundete Quarzaggregate könnten als klastische Reliktstrukturen gedeutet werden, obwohl Sekretionen nicht auszuschließen sind. Scharen von mit Limonit überzogenen jungen Scherflächen entwickeln sich aus der feinen Fältelung.

Eine andere Probe (N Gipfel des Reißbrachkogels 2211 m) zeigt schon mit freiem Auge zahlreiche, 0,5—1 mm große, meist etwas leistenförmige Feldspatknotten. Im Dünnschliff erkennt man wieder eine undeutlichere Lagenstruktur im Grundgewebe. Feine Quarzlagen werden durch graphitisch pigmentierte, gefälte Glimmerhäute voneinander getrennt. In den serizitreichen Lagen liegen große, rundliche oder annähernd viereckige, mit dem Grundgewebe verfingernde Albitporphyroblasten (Schnitt $\perp \gamma$: $\angle n' \alpha / P = 18^\circ$; $\perp \alpha \angle n' \alpha / P = 78^\circ$; 5—7% An). Das unwachsene helizitische Pigment zeigt ein geschwungenes *si* (B. Sander 1930), welches vom *se* außerhalb der Porphyroblasten kontinuierlich abweicht und somit ein Wachstum während einer Wälzung anzeigt. Kleine wellenförmige Muskowitneubildungen und Limonitputzen ergänzen das Bild.

Eine dritte Probe stammt aus dem stark albitisierten und verquarzten Streifen von Schwarzphyllit zwischen dem Prasinit der Schwarzwand und dem S davon liegenden Kalkglimmerschieferzug des Tristwandzuges (s. S. 111). (Kar NW Schwarzwand Riegel N Kote 2143 m.) Durch sekundäre Verquarzung ist die ursprüngliche Lagentextur außerordentlich vergrößert, so daß häufig zwischen den hellen Quarzstreifen nur mehr zusammengedrängte, scharf begrenzte, graphitisch pigmentierte Züge von grünlichem Serizit mit untergeordnetem Chlorit (Pennin) erscheinen. Diese verbogenen Fasern umschließen zahlreiche Albitporphyroblasten, die graphitisches Pigment in helizitischen, oft höchst eigenartigen Zügen umschließen, wodurch deutlich das verwickelte Hin und Her der parakristallinen Durchbewegung verdeutlicht wird. Daneben erscheinen aber auch Albite, deren graphitisches Pigment in orientiert eingelagerten Ringen liegt.

2. Graphitquarzit.

Dunkelgraue, graphitführende Quarzite treten als verhältnismäßig seltene, echte stratigraphische Einlagerungen in den Fuscher Phylliten in kleinen Linsen auf. W des Fuschertales gibt auch Cornelius (1934, S. 32) Graphitquarzite an und aus der entsprechenden Zone am Tauernsüdrand, unmittelbar unter der Matreierzone werden sie von S. Prey (1936, S. 3) als typisch angesehen. A. Höttinger (1935) unterscheidet zwar (S. 266) zwischen „schwarzem, stiebendem Graphitquarzit“ und „grauen, braunanwitternden graphitführenden Quarziten“, in seiner Karte (Tf. XIV) vereinigt er aber beide Gesteine sachlich unzutreffend unter dem Namen Graphitquarzit.

In den meisten Fällen stehen an den betreffenden Stellen ganz typische schwarze Phyllite, höchstens mit kleinen, graphitarmen bzw. -freien Quarzitlinsen an (z. B. zwischen den Gabbroamphiboliten N Archenkogel oder N Baukogel) oder es werden Quarzite, die meines Wissens überhaupt nicht oder höchstens untergeordnet Graphit führen, als Graphitquarzite ausge-

schieden (z. B. Zargl, oberes Schaidmoostal usw.). Übrigens gibt A. Hottinger (S. 287) selbst an, daß Graphitquarzite der nördlichen Schuppenzone fehlen; trotzdem werden sie aber als solche in der Karte ausgeschieden!

Es verbleiben daher nur zwei kleine Vorkommen von echten Graphitquarziten zu nennen. Das eine steht etwa 250 m NE der Kote 2066 m des Archenkogel-Plattenkogelgrates in etwa 1860 m Höhe zwischen Gabbroamphibolit und Schwarzphyllit an. Dieser Graphitquarzit ist sehr schiefrig, oft ist er ganz zermürbt und zeigt weiße ausgelaugte Oberflächen. Das andere Vorkommen liegt knapp an der Moränengrenze, unmittelbar S der Kote 1056 m am E-schauenden Gehänge des Wolfsbachtals. Darüber hinaus werden sicher noch an anderen Stellen kleine Linsen von Graphitquarzit zu finden sein, vielleicht sogar in den noch zu besprechenden „alten Quarziten“. Die Hauptmasse dieser Quarzite ist jedoch graphitfrei.

3. Quarzit.

In diese Gruppe der „alten Quarzite“ möchte ich die schon mehrfach erwähnten grauen, bräunlich anwitternden, graphitfreien oder höchstens in Ausnahmefällen, spärlich graphitführenden Quarzite stellen, welche ebenso wie die Graphitquarzite immer im Fuscher-Phyllit, oft in mehreren Zügen hintereinander liegen. Der Typus dieser Gesteine ist der Quarzit des Anthaupten (E des Rauristales), den L. Kober (1922, S. 220) zusammen mit „Grünschiefer“ (d. i. Gabbroamphibolit) mit Recht als Leitgestein seiner Anthauptenzone bezeichnet. In einem unterbrochenen Linsenzuge ist der Anthauptenquarzit über Berg und Tal zum gleichfalls schon von L. Kober (1922, S. 221, Fig. 14) erwähnten Quarziten des Zargls bei Bruck zu verfolgen (vgl. Hottinger, 1935, S. 15). Es handelt sich dabei um außerordentlich feste, massige und daher in der weichen Phyllitlandschaft immer felsbildende Gesteine, die i. a. sehr serizitarm sind. Die bräunliche Farbe dieser Quarzite wird durch zahllose, sehr kleine Limonitputzen hervorgerufen. An der verwitterten Oberfläche wird dieses Pigment ausgelaugt, so daß die Felsen äußerlich weiß sind, so wie die noch zu besprechenden Triasquarzite (vgl. S. 101).

Im Dünnschliffe (Wolfsbachtal N Wangleralm in 1550 m Höhe, bzw. Schaidmoostal E Fürstaualm) erkennt man als Hauptbestandteil Quarz von unregelmäßiger Gestalt und ziemlich gleicher Größe. Diese beruht zum Teil auch auf kataklastischer Verarbeitung, wie man leicht aus der von Mörtel-

kränzen ausgehenden Zerlegung einzelner noch erhaltener größerer Quarze ersehen kann. Als einen sehr wesentlichen Gemengteil erkennt man weiters zahllose, sehr kleine Schuppen eines goldgelben Biotits, in welchem Herr Dr. H. P. Cornelius bei Durchsicht dieses Schliffes mit Bestimmtheit den von ihm im Juliergebiet (1935/b, S. 116 und a. a. O.) und neuerdings auch am Tauernnordrand (S. 117, Fußnote 1) beschriebenen Chrysobiotit erkannte. Dieser zeigt die typische strahlige Aggregation zu kleinen Sonnen oder zu garbenförmigen Büscheln (s. Fig. 2 auf Tafel IV), sowie den typischen Pleochroismus α = goldgelb, zum Teil etwas grünlich, γ = tiefbraun bis fast schwarz. Basisschnitte sind fast einachsig mit negativem optischen Charakter. Die strahlige Aggregation, sowie das geradlinige Durchwachsen des kataklastischen Quarzgewebes kennzeichnen den Chrysobiotit als eine posttektonische Neubildung in einem blastomylonitischen Gestein. Daneben erscheint noch etwas Serizit in filzigen Aggregaten oder einzelnen größeren Blättchen. Der Serizit ist durch limonitische Lösungen manchmal etwas braun gefärbt, doch ist eine Verwechslung mit dem hochpleochroitischen Chrysobiotit ausgeschlossen. Der Limonit tritt putzenartig als dichtes braunes Pigment auf, häufig auf unzersetztem Karbonat (Ankerit?).

4. Muskowitquarzit.

Diese eigenartigen, fast ausschließlich aus Quarz und Muskowit bestehende Gesteine sind in ziemlich seltenen, schwächtigen Linsen, dem Schwarzphyllit eingelagert. Mit den von H. P. Cornelius in der „Nordrahmenzone“ bei Fusch beschriebenen Quarzmuskowitschiefer (1935/c, S. 8) sind sie nicht näher vergleichbar. Es sind dies zumeist hellgraue, manchmal auch etwas grau und weiß gefleckte, ausgesprochen schiefrige Gesteine. Auf den rauhen s-Flächen treten 1 bis 5 mm große, glänzende Muskowitblättchen auffällig hervor. Die z. T. verbogenen Muskowite stehen z. T. parallel zum Längsbruch, hingegen scheinen parallel zum Querbruch stehende Kristalle zu fehlen. Bezeichnend sind verstreute braune Limonittupfen um verwitterndes Erz, die randlich zu einer einheitlichen Braunfärbung zusammenfließen.

Im Dünnschliffe (Weg zwischen unterer und oberer Wangleralm, Wolfsbach) erscheint ebenso wie schon im Handstück der Quarz als überwiegendes Hauptmineral. Zumeist sind es recht große, oft in annähernd rundlichen Aggregaten verzahnte Körner (Gerölle), welche in einem feinen graphitischen Grundgewebe von Quarz und Serizit liegen. Die großen, verbogenen und zerrissenen Muskowitblättchen sind aus den gleichen Gründen wie die Muskowite der Arkosesandsteine (siehe S. 70) klastischer Herkunft. Das gleiche gilt abgesehen von kleinen rundlichen, neugebildeten Albiten mit Einschlüssen von graphitischem Pigment, für die übrigen Feldspate: von feinsten Serizitmikrolithen erfüllte Plagioklase, deren enge Zwillingslamellierung an klaren albitischen Anwachssäumen scharf absetzt ($\perp n\alpha : n'\alpha/M = 10-11^\circ$; $\perp n\gamma : n'\alpha/P = 14-16^\circ = 9-11\% \text{ An}$), sowie fleckig von Albit verdrängter Mikroklin. Derartig gefüllte Plagioklase treten auch innerhalb von Quarzgeröllen auf. Übergemengteile: Turmalin, Apatit, Erz.

Zur Gruppe der Muskowitquarzite gehören auch die äußerlich mitunter etwas gneisartigen Gesteine im Liegenden der Trias der Erlhofalm (= Viehofalm der Karte).⁴⁰⁾ Die Muskowitschuppen treten in diesen Gesteinen wohl etwas zurück, doch ergibt sich bei näherer Betrachtung im Handstück wie auch besonders u. d. M. eine weitgehende Übereinstimmung dieser in der gleichen tektonischen Lage wie die Muskowitquarzite N des Baukogels liegenden Gesteine.

Im Schliff (Breitkogel N Grat 1820m Höhe) fällt wieder die blastopsammitische Struktur auf. Die überwiegende Hauptmasse des Gesteines besteht aus einem granoblastischen feinen Quarzpflaster, in welchem große runde Quarzkörner und ganz besonders schön gerundete, verzahnte Quarzaggregate liegen. Feldspat tritt nur untergeordnet, teils in Form von neugebildeten Albiten, teils wieder in klastischen Körnern (α : $n'_\alpha/M = 16^\circ$. . 2—3 % An) mit scharfen Zwillingslamellen und feiner Glimmerfüllung. Ein dichter Serizitfilz durchzieht in Strähnen das Gestein und nur vereinzelt erkennt man größere Muskowitschuppen. In Limonit übergehende Ankeritporphyroblasten sind häufig.

Aus dem mikroskopischen Bilde, z. T. auch im Handstück, erkennt man eine beträchtliche Ähnlichkeit mit den Arkosesandsteinen der Sandstein-Brecciendecke. Auf Grund meiner Felderfahrung kann ich aber sagen, daß die Muskowitquarzite sich besonders im Handstück doch weitgehend von den Arkosesandsteinen unterscheiden. In erster Linie ist dabei ihre größere Schieferigkeit, Feinkörnigkeit, sowie der Glimmerreichtum zu erwähnen. Auch der graphitische Pigment fehlt fast immer den Arkosesandsteinen. Sehr wesentlich verschieden ist die Art des geologischen Auftretens. Während die Arkosesandsteine in einer geschlossenen, mächtigen Einheit auftreten, sind die Quarzmuskowitschiefer schwächliche Einlagerungen in den Fuscher Phylliten ohne Horizontbeständigkeit. Es fehlen die ganzen kalkigen Begleiter, namentlich die Breccien, damit auch alle kalkigen Übergangsteine.

Obwohl schon aus der Dünnschliffbeschreibung die klastische Entstehung dieser Gesteine feststeht, sei auch noch auf das häufige Auftreten von klastischen Schwarzphylliteinschlüssen hingewiesen (z. B. Wolfsbachtal, W schauender Hang nahe der

⁴⁰⁾ A. Hottinger bezeichnet diese Gesteine in seiner vorläufigen Mitteilung (1934, S. 18) unzutreffend als Gneise; in seiner Hauptarbeit ist von Gneisen, die mit der Trias der Erlhofalm verschuppt sein sollen, nicht mehr die Rede. In der Karte Tafel XIV findet man an der betreffenden Stelle die bereits früher als unzutreffend bezeichnete Sammelbezeichnung „Graphitquarzite“.

S Grenze des Blattes St. Johann i. P. an einem Jagdsteig in etwa 1250 m Höhe). Langgestreckte, einige Zentimeter große Schwarzphyllitbrocken liegen in dem hellen muskowitzreichen Gestein, wobei die feine Schieferung des serizitischen Grundgebewebes bereits über die Grenzen der Einschlüsse hinweggreift. Auf Grund des verstreuten Auftretens der Muskowitquarzite innerhalb der schwarzen Fuscher Phyllite möchte ich sie als eine gleichaltrige, sandige Fazies dieser Gesteinsgruppe ansprechen.

5. Gabbroamphibolite.

Ein sehr auffälliges und dabei auch sehr bezeichnendes Gestein der Fuscher Schieferhülle, welches ausschließlich innerhalb des Fuscher Phyllits in langgestreckten, konkordanten Zügen auftritt,⁴¹⁾ ist der Gabbroamphibolit.

Von L. Kober (1922, S. 220) wird er nur kurz als „Grünschiefer“ erwähnt. H. P. Cornelius hat 1932 (S. 78) auf Einlagerungen von „vielfach gabbroidem Zoisitamphibolit“ in den schwarzen Fuscher Phylliten im NE-Eck der Glocknerkarte hingewiesen, nachdem er schon vorher ähnliche Gesteine in der unteren Schieferhülle gefunden hatte (1930, S. 119; 1931, S. 103). Unter verschiedenen Namen hat besonders A. Hottinger „Gabbro“ (1933, S. 178), später „Amphibolite“ (1934, S. 13 u. 14; 1935, S. 279—280) diese Gesteine aus dem Gebiet des Weichselbaches, sowie N der Drei Brüder untersucht und beschrieben. (Weitere Vorkommen am Tauernnordrande, vgl. Blatt Kitzbühler—Zell a. S., 1935, und W. Hammer, 1935, S. 6.) Lange vorher hatte aber schon M. Stark in zwei kurzen und seither vergessenen Notizen (1907) aus dem Großarl- und Gasteinertal eine ausgezeichnete Beschreibung eines „Grünschiefers mit Diabasreliktstruktur“ gegeben, die es einwandfrei gestattet, unsere Gabbroamphibolite damit zu vergleichen.

Das äußere Bild der Gabbroamphibolite ist wechselnd je nach dem Ausmaße der Metamorphose, doch dürften auch vor-metamorphe Unterschiede der Gesteinsausbildung an der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen beteiligt sein.

a) Fleckenamphibolit.

Ein mittlerer, sehr verbreiteter Typus zeigt den schon von M. Stark (1907/a, S. 142, 1907/b, S. 489) und von Cornelius (1935/3, S. 10) erwähnten auffälligen Wechsel dunkelgrüner und weißgrauer Flecken. Im Kern der dunkelgrünen Flecken,

⁴¹⁾ Erst in seiner letzten Arbeit gibt A. Hottinger (1935, S. 277, 280) ein Zusammenvorkommen der „alten Amphibolite“ mit Prasinit- und Kalkglimmerschiefer an der Gamskarls Spitze an. Er glaubt dadurch seine frühere Meinung berichtigen zu müssen und erklärt die ganze Fuscher Phyllitserie für Mesozoikum.

die in der Hauptsache aus uralitischen Paramorphosen nach Pyroxen bestehen, erscheinen ziemlich häufig einige Millimeter große, z. T. noch viereckig begrenzte Körnchen von glänzend grauschwarzer Farbe, die sich u. d. M. als Augit herausstellen.⁴²⁾ Das weißlich graue, z. T. auch etwas grünliche Grundgewebe besteht aus saussuritisiertem Plagioklas. Die Textur dieser Typen ist in einzelnen Fällen noch ziemlich massig, zumeist aber bereits ausgesprochen schiefzig. Namentlich im Längsbruch erkennt man fast immer eine mehr oder weniger deutliche Flasrigkeit.

U. d. M. (Kamm N Breitkogel, N Kote 1649) tritt besonders auffällig ein hell rötlichbrauner, im Innern von einer diffusen schwarzen Trübung erfüllter Augit, der manchmal noch annähernd idiomorph ausgebildet, zumeist aber durch Uralitisierung und Chloritisierung unregelmäßig gerundet ist. (Pleochroismus fast unmerklich, $c/n \gamma = 38^\circ$, Dispersion $\rho > v$, $2V$ etwa 50° ; vgl. M. Stark, 1907/b). Die umgebende hellgrüne uralitische Hornblende ($\alpha =$ gelblich, fast farblos, $\gamma =$ hellgrün) wächst in pinseligen Garben über den Augit hinaus. Zwischen Augit und Hornblende liegt häufig ein Saum von Chlorit (vgl. A. Hottinger, 1935, S. 280) als Ergebnis direkter Chloritisierung des Augits.

Zwischen übersichtlichen, uralitischen Flecken liegt das wirre, saussurische Grundgewebe. Der ursprüngliche basische Plagioklas ist fast durchwegs zerstört, nur einzelne Kristalle mit schönen Albitlamellen dürften als völlig albitisierte Restfeldspate anzusprechen sein. Im übrigen wachsen die „Füllminerale“: blaßgelber, d. h. eisenarmer Epidot, Klinozoisit und Serizit idiomorph über den zerstörten Plagioklas hinaus. Titanit in unregelmäßigen Haufen bildet Ränder um Ilmenit. Einzelne Chloritfasern verursachen eine undeutliche schiefrige Textur.

In einem anderen Schiffe des gleichen Typus, von ausgesprochen massiger Textur (Wolfsbachtal W schauender Hang, WSW Kote 1791 m, in etwa 1400 m Höhe) ist die Uralitisierung weiter fortgeschritten, so daß zumeist an Stelle vom Augit nur mehr Chlorit im Kern der büscheligen Hornblende-Aggregate liegt. Der Plagioklas zeigt kleine, leistenförmige, reichlich $\parallel 010$ verzwillingte Kristalle ($\perp \alpha : \angle n \alpha / M = 14-15^\circ \dots 2$ bis 3% An; $\gamma \perp \angle n' \alpha / P = 20^\circ \dots 5$ bis 6% An) dichterfüllt von Mikrolithen (Zoisit, Klinozoisit, Serizit) in einem typisch „divergentstrahlig-körnigen Gefüge“ (Rosenbusch, 1901, S. 326). In den Zwickeln und dort, wo die primären Feldspatleisten undeutlich werden, erscheint xenoblastischer Albit in kleinen Körnern, reichlich idiomorpher Epidot, Titanit mit Ilmenitkörnern, etwas Chlorit und untergeordnet Orthit, der von Epidot umrandet ist. Die erwähnten sperrig angeordneten Feldspatleisten erscheinen in typisch idiomorpher Ausbildung auch innerhalb des Uralith, der hier die Zwickeln füllt. (Ophitische Reliktstruktur!) Filzige Aggregate von Serizit durchziehen in einzelnen Streifen das Grundgewebe.

⁴²⁾ Fast mit den gleichen Worten beschreibt M. Stark (1907/b, S. 489) das gleiche Gestein aus dem Großarl- bzw. Gasteinertal.

b) Augenamphibolit.

Von dem vorwiegend schiefrigen, z. T. auch massigen Haupttypus der Gabbroamphibolite unterscheidet sich deutlich ein grobflasriges, schon makroskopisch gabbroid erscheinendes Gestein, welches besonders im Wolfsbachtal in einzelnen Linsen innerhalb stärker schiefriger Typen (Fleckenamphibolit) auftritt zwischen der Salwandhütte, (Kote 1273 m) und der Kote 1791 m, Hoferberg). In dem Gabbroamphibolit S der Kote 1948 m am Archenkogel N Grat, der aber mit dem eben genannten Zuge nicht zusammenhängt, gibt auch Hottinger (1935, S. 321) Amphibolite mit Relikten einer „grogen, gabbroiden Pflasterstruktur“ an. Der makroskopisch grauschwarz glänzende Augit, dessen ungefähr quadratische 2 bis 5 mm großen Kristalle besonders im Querbruch deutlich werden, bildet ausgesprochene Augen in einem grünlichweißen Grundgewebe. Daneben erscheinen auch Typen, in welchen, die Augitkörner sehr klein (1 mm), aber dafür in großer Zahl auftreten. Hornblende tritt ziemlich zurück, dafür durchziehen dunkelgrüne Chloritfasern das Grundgewebe und erzeugen dadurch eine ähnliche grünweiße Fleckung wie die Uralitbüschel. Auch braune Limonitflecken sind als Merkmale zu erwähnen.

U. d. M. Augit und Uralit mit den bereits beschriebenen Merkmalen sowie ophitischen Reliktstrukturen, nur liegen die idiomorphen saussuritisierten Plagioklasleisten noch unmittelbar im Augit (Fig. 3, Tafel IV).⁴³⁾

Die Plagioklasleisten sind dicht erfüllt von feinem Zoisit, Klinozoisit?, serizitähnlichen Glimmerschuppen und fraglichem Chlorit, wodurch sie schwärzlich getrübt erscheinen (vgl. E. Christa, 1931, S. 554). Die Glimmerschuppen treten neben Zoisit nur untergeordnet auf, was nach H. P. Cornelius (1935/a, S. 9—10) mit gewissen Einschränkungen als ein Hinweis auf die höhere Basizität der ursprünglichen Plagioklase zu gelten hat (vgl. dazu weiters E. Christa, 1931, S. 558 und 591).

Wieder zeigt sich der Gegensatz zwischen den gefüllten Reliktfeldspäten und dem aus diesen bei stärkerer Durchbewegung hervorgehenden xenoblastischen Grundgewebe von Albit, in welchem durch Sammelkristallisation an den freigewordenen Mikrolithen mehr oder weniger idiomorph Epidot, Chlorit, Serizit weiterwachsen. Als höchst auffällige posttektonische letzte Neubildung tritt im Grundgewebe wieder typischer Chrysobiotit (s. S. 53, 89) mit seinem kennzeichnenden Pleochroismus in ansehnlichen Schüppchen, sowie in strahligen Aggregaten auf.

⁴³⁾ Nach F. Rinne (1928, S. 246) bedeutet diese gesonderte Wachstumentwicklung des Augits, der die Plagioklasleisten vollständig umschließt, einen Übergang von der ophitischen Struktur eines Diabases zur körnigen eines Gabbros. Doch dürfte es auch vom Konzentrationsverhältnis der Ausgangsschmelze abhängen, welches der beiden Minerale zum herrschenden wird.

Übergemengteile: Orthit, umrindet von Epidot, zum Teil als Kern pleochroitischer Höfe im Chlorit, Titanit mit Ilmenitkernen, Apatit, Limonit.

c) Amphibolit mit brauner Hornblende.

Beim Aufstieg vom Wolfsbachtal in das kleine Kar E der Kote 2066 m (Höchmahder) findet man ein eigenartiges flaseriges Gestein, welches durch den feinen, grünlichen Seidenglanz des Grundgewebes etwas aus der Reihe fällt, genetisch aber mit großer Wahrscheinlichkeit mit den Augenamphiboliten verknüpft ist. Dieses Gestein ist durch das Auftreten von primärer brauner Hornblende ausgezeichnet, die genau der von M. Stark (1907, S. 489) von der NE-Flanke des Bernkogels beschriebenen gleicht.

Im Dünnschliff (Nr. 478)⁴⁴⁾ erkennt man große, zumeist parallel c gestreckte \pm idiomorphe Durchschnitte einer braunen Hornblende. Eine hellgrünliche, fast farblose uralitische Hornblende wächst büschelförmig aus der braunen bzw. einer diese in unregelmäßigen Flecken vertretenden, gleichorientierten, blaugrünen Hornblende hervor. Lichtbrechung: braun $>$ grün.⁴⁵⁾ Dieser Wechsel ist primär, denn die farblose uralitische Hornblende entwickelt sich direkt aus beiden Abarten (vgl. Cornelius, 1935/b, S. 263, S. 265) (α = hellgelblich bis rötlich bzw. sehr schwach grünlich, γ = rotbraun bzw. dunkelblaugrün, $\beta = \gamma$). Die Auslöschungsschiefe ist für alle drei Hornblenden gleich: $n\gamma/c = 13$ bis 14° . Im Innern anderer großer, büschelförmiger Uralitflächen liegt gelegentlich eine größere, viereckige Fläche von Klinochlor mit einzelnen Uralitnadelchen und undeutlichen kleinen saussuritisierten Plagioklasleistchen. Das ganze ist wohl auf Augit zurückzuführen. Grundgewebe nemato-lepidoblastisch aus uralitischer Hornblende, Chlorit, Serizit mit eingestreuten kleinen Körnern von Albit, Epidot, Leukoxen und Ilmenit.

d) Schieferige und mylonitische Amphibolite.

Gesteine dieser Gruppe, die durch alle Übergänge mit den übrigen Amphiboliten verbunden sind, zeigen sehr weite Verbreitung, namentlich in den kleineren Zügen. Im Handstück erscheinen sie gleichmäßig schieferig und von grüner Farbe und erst bei näherer Betrachtung erkennt man die charakteristischen Uralitflecken. Dazu treten noch dunkelgrüne Chloritfasern namentlich in stärker verschieferten Typen.

Augit fehlt im Dünnschliff, doch sieht man an seiner Stelle gelegentlich quadratische Chloritaggregate, umgeben von Uralitbüscheln (N Breitkogel, S Kote 1761). Manchmal steckt in diesen ein homoaxialer Kern von primärer brauner Hornblende (s. o.). Zum herrschenden Mineral wird der Chlo-

⁴⁴⁾ Die Zahlen beziehen sich auf das Kapitel auf S. 108 ff.

⁴⁵⁾ Die uralitische Hornblende zeigt eine noch viel geringere Lichtbrechung.

rit (Klinochlor) und Albit. Wo primäre Plagioklase noch erhalten sind, fehlen Klinozoisit und Epidot (N Breikogel, S 1761 m), oder sie erreichen keine besondere Größe (N Archenkogel, S 1948 m). Wo jene zu Albitmörtel zerfallen sind (SW Breitenebenscharte) wachsen die Epidotminerale. Titanit, Orthit und etwas Muskowit.

Wie weit die mechanische Umformung des Amphibolites gehen kann, zeigt das westl. Ende eines Amphibolitzuges, in der Schuppenzone etwa 50 m S der Scharte S der Kote 1844 m des Grates zwischen Platten- und Archenkogel (vgl. S. 134). Am E-schauenden Gehänge liegt noch ein typischer, stark schiefriger Gabbroamphibolit vor. In der Nähe des Grates wird er zu einem dünnschiefrigen, von Scherflächen durchsetzten Phylionit (B. Sander) von hellgrüner Farbe.

Das straff geregelte, lepidoblastische Chloritgewebe (Klinochlor) zeigt bei stärkster Vergrößerung \perp zu s stehende Aggregate in der sogenannten Geldrollenform, d. h. ausgewalzte Spitzfalten (B. Sander, 1930). In dem Grundgewebe liegen langgestreckte sekretionäre Quarzlinzen mit feiner Pflasterstruktur, weiters reichlich Titanit zum Teil in ausgewalzten feinkörnigen Linsen. In der Nähe des Titanits, besonders in den Streckungshöfen, liegen feine Rutilnadeln. Auffallend ist das völlige Fehlen des Plagioklases, bzw. seiner Zerfallsprodukte. Vielleicht wäre in diesem Falle eine Abfuhr der Alkalien, des Ca, zum Teil auch des SiO_2 anzunehmen, eine Möglichkeit, die auch Cornelius (1935/c, S. 277—78) für einen ähnlichen extremen Tektonit in Erwägung zieht.

e) Zusammenfassung.

Fassen wir nun in Kürze die wesentlichsten primären Eigenschaften der Amphibolite zusammen:

1. das Auftreten von Augitresten bzw. deren uralitische Paramorphosen mit ophitischen Reliktstrukturen. In einem Falle wird der gefüllte Plagioklas (S. 92), im anderen der Augit (S. 93) zum herrschenden Mineral (= Unterschiede in der Ausgangszusammensetzung des Magmas);

2. die Erhaltung unversehrter Plagioklasleisten in der typischen divergentstrahlig-körnigen Anordnung;

3. das Vorkommen von brauner, relikttischer Hornblende mit Übergängen bzw. Umwandlungen in grüne und uralitische Hornblende.

A. Hottinger (1935, S. 281) bezeichnet in seiner mikroskopischen Beschreibung des Gabbroamphibolits den Augit als Titanaugit. Gewiß wird der rötlichbraune, übrigens fast nicht pleochroitische Augit (vgl. M. Stark 1907/1, S. 142) in einem so titanitreichen Gesteine etwas Titan enthalten, doch kann

dies nicht besonders viel sein, denn die Achsendispersion ist nie so groß, daß es zu einer Unschärfe der Auslöschung kommt. Bezüglich der Plagioklase unterscheidet Hottinger nicht zwischen den Neubildungen und den noch erhaltenen verzwillingten primären Plagioklasleisten. Erstere verhalten sich wohl gegenüber dem Augit xenoblastisch, letztere aber idiomorph, was ja das Wesen der ophitischen Struktur ist. Es ist daher nicht ganz klar, was Hottinger eigentlich mit „grob ophitischer Struktur“ meint, wenn er angibt, der Plagioklas verhalte sich immer xenoblastisch gegenüber dem Augit. Der reliktsche Plagioklas ist selbstverständlich aus der kristalloblastischen Reihe auszuschließen.

Überblicken wir die oben angeführten Reliktminerale bzw. Strukturen, so erhebt sich die Frage, ob unser Gestein in Anlehnung an M. Stark als Diabasamphibolit oder mit H. P. Cornelius und W. Hammer als Gabbroamphibolit zu bezeichnen ist. Wohl fehlt der für den Gabbro typische Diallag, doch kann dieser nach Rosenbusch von Augit vertreten werden. Auch das Auftreten von brauner Hornblende ist kein alleiniges Merkmal der Diabase, denn Cornelius (1935/b, S. 263) beschreibt solche aus den Gabbros des Oberhalbsteins in Graubünden, mit den gleichen Eigenschaften bzw. Umwandlungserscheinungen. Auch idiomorphe Augite sind dort nicht selten (S. 265).

Man wird bei einem primär so grobkörnigem Gestein — die erhaltenen Relikte gestatten m. E. diese Feststellung — wohl schwerlich annehmen können, daß es unmittelbar an der Erdoberfläche erstarrt ist. Unter dieser Voraussetzung verliert die Unterscheidung: Diabas oder Gabbro, an genetischer Bedeutung, denn jetzt handelt es sich nur mehr um die Frage, ob die Erstarrung in größerer oder geringerer Rindentiefe erfolgte. Aus ähnlichen oder vielleicht gleichen Erwägungen, wie auch aus den häufig beobachteten Übergängen der Struktureigentümlichkeiten gelangen eine ganze Reihe neuerer Petrographen zu dem Ergebnis, den Unterschied zwischen Diabas bzw. Dolerit und Gabbro nicht genetisch, sondern lediglich als einen Unterschied der Korngröße zu definieren (Grubenmann-Niggli 1924, S. 55; H. P. Cornelius 1935/b, S. 269—270; A. K. Wells 1936, S. 319).

Zur Altersfrage der Fuscher Phyllite sowie über deren Beziehungen zu den Pinzgau-Phylliten.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß erst durch die Aufnahmen von Cornelius der Fuscher Phyllit in seiner Eigenart voll erfaßt wurde. Vorher wurde er zumeist für eine tonige Fazies des Kalkglimmerschiefers gehalten, die durch Wechsellagerung und Übergänge mit diesem verbunden sein soll. M. Stark (1912, S. 208) vollzog eine scharfe Trennung zwischen der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie und den im Hangenden folgenden „schwarzen dünnblättrigen Arler Kalkphylliten“, — d. i. die streichende Fortsetzung der Fuscher Phyllite im W, auf deren Beziehungen zu den schwarzen Riffelschiefern der unteren Schieferhülle er gleichfalls hingewiesen hat (S. 219). Die Bezeichnung „Kalkphyllit“ ist aber nicht ganz zutreffend, denn wenn auch gelegentlich ein merklicher Kalkgehalt zu beobachten ist, der, wie schon M. Stark (S. 218) angibt, in kleinen Kalkbündchen gehäuft ist, so ist die Hauptmasse der schwarzen Phyllite mehr oder weniger kalkfrei.⁴⁶⁾ Zu der gleichen zusammenhängenden Masse von schwarzen Phylliten am Tauernnordrand gehören auch die „schwarzen Phyllite unbestimmten Alters“, die W. Schmidt (1924, S. 312) im Liegenden des Quarzserizitphyllits und des Mesozoikums des Draugsteins beschrieben hat.

Zusammenfassend könnte man die unter verschiedenen Lokalnamen beschriebenen, im Streichen aber vom Ober-Pinzgau bis zum Katschberg zusammenhängenden schwarzen Phyllite am Tauernnordrand „Schwarzphyllit“ nennen, was jedoch nur ein vereinfachender Lokalname, keineswegs eine endgültige Bezeichnung sein soll.

H. P. Cornelius (1931, S. 105 u. a. a. O.) hält unsere schwarzen Fuscher Phyllite aus verschiedenen Gründen für paläozoisch. Die Annahme stratigraphischer Gleichheit mit dunklen Phylliten und der oberen Schieferhülle (Riffelschiefer), sowie auch mit solchen der Matreier Zone ist im Hinblick auf die gleichen Einlagerungen sehr naheliegend. An der Grenze zwischen den dunklen Phylliten der unteren Schieferhülle liegen vielfach Triasfetzen (Cornelius 1930, S. 119; 1932, S. 76 usw.;

⁴⁶⁾ Auszuschließen sind jedoch die sehr verbreiteten tektonischen Einschuppungen von Kalkglimmerschiefer. Vgl. S. 135 ff.

vgl. auch Glocknerkarte 1935/c), die daher ein paläozoisches Alter der liegenden Gesteine sehr wahrscheinlich machen. Die gleichen Verhältnisse wurden auch von S. Prey (1936, S. 3) in der südlichen Goldberggruppe nachgewiesen, aber auch die tauchenden Kalkglimmerschieferstüben im Fuscher Phyllit zeigen an ihrer Basis Triasfalten (Cornelius 1934, S. 32). Auch A. Hottinger stellte die schwarzen Phyllite ursprünglich in das Paläozoikum (1934, S. 14). Neuerdings glaubt er sie aus tektonischen Gründen für mesozoisch, d. h. als zu den „Bündner Schiefer“ gehörig halten zu müssen (1935, S. 227).

Nach L. Kölbl (1931/b) überqueren die Gesteine der Pinzgauer Grauwackenzone (Innsbrucker Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefer) das Salzachtal mit schrägem Streichen (N80°W) und reichen bis an den N-Rand der Kalkglimmerschiefer der oberen Schieferhülle.

Dieser Zusammenhang besteht aber nach den Ausführungen W. Hammers (1935, S. 12) nicht in dem angegebenen Umfange. W von Mittersill schiebt sich zwischen die injizierte Hüllschiefer des Venedigerkorns (= untere Schieferhülle) und die Kitzbüheler Grauwacken (= Wildschönauer Schiefer) der Keil des Innsbrucker Quarzphyllits und E von Mittersill zeigen nach Hammer (l. c., S. 11) die von Cornelius (1934, S. 30) beschriebenen mesozoischen Einlagerungen in den Fuscher Phylliten der rechten Talseite des Pinzgaues an, „daß die Schieferfolgen der beiden Talseiten nicht in ungestörtem Ablagerungsverbande stehen“ (vgl. Blatt Kitzbühel—Zell a. See und W. Hammer 1937, S. 103).

Anknüpfend an frühere Beobachtungen Th. Ohnesorges (1924, S. 18) erörtert neuerdings W. Hammer (1937, S. 104) den Zusammenhang von Gesteinen der Schieferhülle und der Kitzbüheler Grauwackenzone. Demgegenüber muß betont werden, daß es sich bei der Schieferfolge der Rester Höhe nur um Gesteine handelt, deren sedimentäre und metamorphe Fazies jener der unteren Schieferhülle verwandt oder ähnlich ist, nicht aber um ein echtes Auftreten von Schieferhüllengesteinen innerhalb der Grauwackenzone. Nur der räumliche Zusammenhang mit der Schieferhülle könnte dies beweisen, aber gerade dieser wird von W. Hammer s. o. in Abrede gestellt. Mit dem örtlichen Auftreten höher metamorpher Gesteine in der Grauwackenzone wird man sich eben abfinden müssen. Den Tauern-

nordrand kennzeichnet nicht ein scharfer Hiatus der Metamorphose, sondern es bestehen unscharfe Übergänge mit mehrfachen Rückschlägen in der metamorphen Fazies.^{46a)}

Der Unterschied der beiden Phyllitzonen in der Fazies und Metamorphose ist zweifellos gering, eine Tatsache, der man sich als objektiver Beobachter, nicht entziehen kann. Trotzdem glaube ich nach meinen Erfahrungen in beiden Zonen sagen zu können, daß es sich vielleicht um z. T. altersgleiche, nicht aber um faziell bis ins Letzte identische Bildungen handelt.

Besonders zwischen Zell a. See und St. Johann i. P. — aber auch im Gebiete W der Schmittenhöhe und im E bei Radstadt und Schladming — herrschen in den Wildschönauer Schieferen hellgraue, grünliche Serizitphyllite vor, in welchen nur vereinzelt stärker graphitische pigmentierte Gesteinszüge auftreten. Die Hauptmasse ist aber frei von dunklem Pigment und nicht so gleichmäßig pelitisch wie der Fuscher Phyllit, sondern, soweit dies noch erkennbar ist, bedeutend gröber klastisch. Höchst bezeichnend ist eine unebene, kleingefaltete Schieferungsfläche, der Zerfall in linsenförmige Trümmer verschiedenster Größe (Flasertextur) und der helle Serizitglanz der s-Flächen. Die intensive Kleinfältelung führt im Verein mit sekundärer Verquarzung vielfach zu grobblockigen Verwitterungsformen.

Der Fuscher Phyllit ist im Gegensatz dazu immer stark graphitisch und daher stets von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. Gerade auf dieses Merkmal ist das größte Gewicht zu legen, denn durch Zunahme der Metamorphose — und eine solche ist, wenn man von N aus der Grauwackenzone, gegen S in die Schieferhülle geht, seit langer Zeit immer wieder betont und beschrieben worden — könnte ein graphitisches Pigment durch Rekristallisation eher verschwinden, nicht aber in so plötzlicher und allgemeiner Verbreitung auftreten, außer es war eben schon vor-metamorph, vermöge eines primären Unterschiedes der Fazies vorhanden. Nichtgraphitische Phyllite gehören in der Zone der Fuscher Phyllite zu den größten Seltenheiten. Dazu treten noch die anderen besonderen Eigenschaften des Fuscher

^{46a)} Dabei ist noch zu bedenken, daß es sich darüber hinaus auch um metamorphe Fazies verschiedenen Alters handeln kann.

Phyllites: seine außerordentliche Feinschieferigkeit (= primäre Feinschichtung), die Ebenflächigkeit der tafeligen Bruchstücke und der durch das graphitische Pigment gedämpfte Glanz der s-Flächen.

Auch in den inneren Teilen der Tauern bewahren trotz des Schleiers der Metamorphose die schwarzen Phyllite der unteren Schieferhülle, die höchstwahrscheinlich den Fuscher Phylliten gleichzustellen sind, ihr charakteristisches Aussehen.

Für die Wildschönauer Schiefer dürfte nach den altbekannten Fossilfunden von Dienten, sowie nach den Darlegungen Ohnesorges (1909, S. 350) ein silurisches Alter so ziemlich feststehen. Bei den Fuscher Phylliten ist ein paläozoisches Alter aus tektonischen Gründen (s. oben S. 97 ff.) sehr wahrscheinlich. Eine nähere Zuteilung muß jedoch derzeit mangels jeglicher Fossilfunde bei Vermutungen stecken bleiben. Ohnesorge (1929, S. 201) denkt an Karbon, während Cornelius wegen der fehlenden, sonst für das alpine Karbon so bezeichnenden Quarzkonglomerate⁴⁷⁾ an Kambrium? oder Silur denkt. Er stützt diese Deutung durch den Hinweis auf gelegentliche Einschaltung schwarzer Quarzite (metamorphe Lydite? 1934, S. 32) und beruft sich weiters auf die nach seiner Meinung feststehende Identität mit den Wildschönauer Schiefen (1935/c, S. 10).

Mit Absicht wird erst zum Schluß auf tektonische Gründe, die für eine Trennung beider Phyllitgebiete sprechen, hingewiesen. Dabei ist grundsätzlich zu bedenken: Will man dem ganzen Radstädter System, dessen westliche Fortsetzung bis an das Fuschertal im Streichen verfolgt werden kann, nicht den Charakter einer deckentrennenden, selbst tief nach N tauchenden Decke nehmen und in ihm nicht wie W. Schmidt (1921, S. 101) nur eine verhältnismäßig flache, örtliche paratochthone Synklinale erblicken, dann muß es eine Grenze zwischen N und S geben, gleichviel ob nun die Gesteine die an dieser Grenze zusammenkommen gleich sind oder nicht.

⁴⁷⁾ Vielleicht könnten die Muskowitquarzite in diesem Sinne als feinere psephitische Lagen gedeutet werden. Die Arkosesandsteine dürfen aber in keiner Weise damit in Zusammenhang gebracht werden.

6. Weiße Serizitquarzite.

Von den grauen bis braunen, massigen Quarziten (s. S. 88) kann man eine Gruppe weißer, plattiger Serizitquarzite abtrennen, die nicht nur räumlich, sondern auch durch eine Reihe kennzeichnender Begleiter (Rauhdecken mit Gips, grünliche Serizitschiefer, gelbe Dolomite) von jenen unterschieden werden kann. Sie erscheinen in einem langgestreckten, unterbrochenen Zuge nahe dem S-Rande der Sandstein-Brecciendecke zwischen dem Plankenaugraben (E. Walcher im Fuschertal) und dem mittleren Wolfsbachtal. Genau so wie die Sandstein-Brecciendecke keilen diese Quarzite gegen die Tiefe der Täler hin aus.

Von den Quarziten vom Typus des Anthaupten unterscheiden sie sich schon makroskopisch durch ein grobes Korn, durch kräftige, z. T. durch Limonit etwas gelb gefärbte Serizithäute und durch die leuchtend weiße Farbe. Die Serizithäute bedingen eine plattige schiefrige Textur, die sich bei genauerer Betrachtung in eine feine Flaserung auflösen läßt. Auffallend sind gelegentlich auftretende, grobe konglomeratische Lagen (z. B. Breitkogelkamm, N Kote 1613 m) mit weißen und schwarzen Quarzkörnern von 1—2 cm Größe, die durch ein feines, quarzig-serizitisches Bindemittel verkittet sind. Daneben findet man auch bis handtellergröße, sicher klastische Geschiebe von Schwarzphyllit.

Im Dünnschliff (Breitkogelkamm S Kote 1430 m, in etwa 1450 m Höhe) erkennt man in einem granoblastischen Quarzgrundgewebe größere, teils eckige, teils gerundete Quarzkörner, bzw. Aggregate. Auf den gebogenen, den Umrissen der großen Quarze angepaßten s-Flächen liegt ein dichtes Serizitgewebe.

Mit Recht hat schon Hottinger die weißen Quarzite des Pichlberges und des Plattenkogels (richtig soll es wohl heißen S des Plattenkogels, vgl. S. 68, Fußnote 23), mit den permotriasischen Blätter- bzw. Tafelquarziten des Inneren der Tauern verglichen (1935, S. 288). Der Quarzit des Anthaupten ist aber nicht eine Fortsetzung der weißen Serizitquarzite (S. 320), denn gerade er ist der Typus der braunen, massigen „alten Quarzite“. Ihm fehlen weiters auch die typischen Begleitsteine der Triasquarzite. Auch Cornelius (1935/c, S. 8, bsd. S. 15) deutet bereits die Möglichkeit einer Trennung an. Ob sie überall durchzuführen sein wird, sei dahingestellt.

7. Serizitschiefer.

Ein ständiger Begleiter des weißen Quarzites ist ein hellgrüner, überaus dünnblättriger, milder Serizitschiefer. Das gleiche Gestein hat Cornelius (1934, S. 31) von der W. Seite des Fuschertales zusammen mit gipsführenden Rauhdecken beschrieben. Im Plankenaugraben setzen sich diese Gesteine gegen E fort. In 1170 m Höhe bei der Mündung eines von SE vom Zargl hinabziehenden Seitengrabens, ist der grüne Serizitschiefer offenbar durch Übergänge mit grünlichen bzw. weißen Serizitquarziten verbunden. Weiter im E, im Reiterwald, trennt ein dünner Serizitschieferstreifen zwei Züge von Serizitquarzit und scheint gegen unten zu das aushebende Ende dieser Gesteine zu unmanteln, soweit dies bei den schlechten Aufschlüssen mitten im Hochwald feststellbar ist. Auch am Kamme zwischen Schaidmoos und Kohlgraben findet man ihn teils im Inneren, teils am Rande der Serizitquarzite, ebenso an der Basis der Trias der Erlhofalm, hier aber ohne Quarzit. Ein kleines Vorkommen von etwas abweichendem Gesteinscharakter, der entfernt an die Serizitphyllite der Radstädter-Decken erinnert, steht zusammen mit Rauhdecken im Wolfsbachtale in der Nähe des Liegenden des Kalkglimmerschieferzuges des Baukogels an (zwei Linsen in den Gräben 400—500 m NE der Walcherhütte-Frandlalm).

Aus dem Zusammengehen der Serizitschiefer mit Quarziten scheint mir ein skythisches Alter wahrscheinlicher, als eine Zuteilung zum Karinth. (H. P. Cornelius, 1935.)

8. Rauhdecken.

Trotz neuer Aufschlüsse am oberen Ende des von einem breiten Schuttstrom erfüllten Plankenaugrabens, konnte ich keinen Gips mehr in den Rauhdecken finden. Durch den Zusammenhang im Streichen mit den Rauhdecken W. des Fuschertales (Cornelius, 1934, s. o.) geht aber hervor, daß diese, wie auch die weiter E gelegenen Rauhdecken (Graben W Ebenmaisboden 1300 m, Graben NW Kote 1613 m (Jagdhütte) des Breitkogelkammes), sowie mehrere mit der Trias der Erlhofalm verbundene Vorkommen (vgl. Höttinger, 1935, S. 287) als echte sedimentäre Rauhdecken nach der Definition von Cornelius (1927, S. 127) aufzufassen sind. Der Haupttypus der in dem großen Abriß im Plankenaugraben trefflich

aufgeschlossenen Rauhacken ist rein gelb, sandig, mit zahlreichen weißen, großen Quarzkörnern, die sich oft zu Quarzlagen vereinigen (sekretionäre Verquarzung?). Andere, meist braune oder grünliche Rauhacken zeigen eine brecciöse Vermischung kleiner, gelber Rauhackenbrocken mit hellgrünen Serizitschieferstückchen, Dolomit und Quarzbrocken (endogene Breccienbildung beim Zusammenbrechen der ausgelaugten, gips-hältigen Schichten, wahrscheinlich z. T. auch tektonisch).

Kleine, nur einige Meter messende Linsen eines gelben dichten Dolomites sind als typische Einlagerungen in den Rauhacken zu erwähnen.

9. Dolomit und Marmor (Trias i. a.).

Auffälliger als die eben erwähnten kleinen Dolomitfetzen sind die mächtigen, mit Kalkmarmoren verfalteten Dolomite, die zusammen mit Rauhacken und hellgrünen Serizitschiefern die Trias der Erlhofalm—Viehofalm zusammensetzen. Diese Gesteine wurden außer dem hellgrünen Serizitschiefer bereits von A. Hottinger (1935, S. 287—88) eingehend beschrieben.

10. Dolomitbreccien (Lias, z. T. auch jünger).

In voller Übereinstimmung mit Cornelius-Clar (1935/c, S. 8) und Hottinger (1935, S. 288) stelle ich die gelegentlich in den Kalkglimmerschiefern der Fuscher Schieferhülle auftretenden Breccien stratigraphisch in den Jura (bsd. Lias). So wie bei den Kalken und Kalkphylliten der Sandstein-Brecciendecke sind die Breccien, von welchen sie sich nur durch die höhere Metamorphose unterscheiden, nicht ausschließlich an die Basis der Kalkglimmerschiefer gebunden, — dieser Fall ist sogar ziemlich selten —, sondern sie treten zumeist eingelagert in diesen auf. Man kann daher annehmen, daß auch noch während der Sedimentation der Kalkglimmerschiefer mehrmal grobklastisches Material von S her, — der unterostalpinen Geantiklinale — in die penninische Vortiefe geschüttet wurde.⁴⁸⁾

11. Kalkglimmerschiefer (posttriadisch).

In vier, durch schroffe Felsgestalten auffallenden großen Zügen (von N nach S; Roßkopffzug, Drei Brüder-Baukoglfzug,

⁴⁸⁾ Über die stratigraphischen Beziehungen dieser Breccien zu jenen der Sandstein-Brecciendecke siehe S. 83.

Schreckalm-Hirschkopfzug und Tristwandzug) treten Kalkglimmerschiefer in Form von nach N tauchenden Faltenstirnen (vgl. Cornelius, 1931, S. 105 und Hottinger, 1935, S. 319) innerhalb der Fuscher Schieferhülle auf. So wie bei den Breccien liegt der Unterschied gegen die entsprechenden Gesteinen der Sandstein-Brecciendecke nur in der etwas höheren Metamorphose. Auch das Auftreten von „Tafelkalken“, auf welches von Hottinger (1935, S. 288) besonders hingewiesen wurde, scheint mir weniger auf einem Zurücktreten der tonigen Sedimentation⁴⁹⁾, als vielmehr darauf zu beruhen, daß bei geringerer Metamorphose die tonige Komponente viel weniger auffällig in Erscheinung tritt als bei einem vollkristallinem Kalkglimmerschiefer. Gelegentlich treten unter den Kalkglimmerschiefern noch feinbrecciöse Typen mit dunklen Tonhäutchen auf. In der Nähe dieser Gesteine dürften die von Clar (1933, S. 78) vom Langweidkogel angegebenen Tüpfelschiefer (s. S. 77) bzw. die sogenannten Phyllitschollen-Kalkglimmerschiefer (1930, S. 123, 1935/c, S. 23) zu stellen sein.

Am Baukogel (bsd. am N Grat) und im Hochmahderkar im Wolfsbachtal (E Kote 2066 m) findet man im Kalkglimmerschiefer eigentümliche, hellgrünliche, dünnblättrige Serizitschiefer (z. T. chloritführend?), von beachtenswerter Mächtigkeit und wechselndem Kalkgehalte. Mit dem Kalkglimmerschiefer sind sie mehr oder weniger untrennbar durch Wechsellagerung und Übergänge im Streichen verbunden. Obwohl beide Vorkommen in der gleichen tektonischen Lage, im Hangenden des Drei Brüder-Baukogelzuges zu finden sind, scheint es sich nur um örtliche, nicht streichbeständige Abwandlungen in der Gesteinsausbildung zu handeln. So besteht zwar z. B. der ganze Nordgrat des Baukogels aus diesem Gestein, an den beiderseitigen Wandfüßen ist jedoch keine Spur mehr davon zu finden. Auch das Vorkommen vom Hochmahderkar verschwindet gegen den Archenkogel-N-Grat zu. In Anbetracht der beobachteten Wechsellagerung, sowie der Übergänge im Streichen, möchte ich diese

⁴⁹⁾ Gegen ein Aufhören der tonigen Sedimentation spricht auch die theoretische Vorstellung, daß wir es hier mit den ursprünglich am weitesten in S gelegenen Sedimenten der penninischen Vortiefe zu tun haben, weshalb die terrigene Komponente eher zunehmen, nicht aber abnehmen sollte. Für eine reichlichere terrigene Zufuhr sprechen auch die hier im Vergleich zu den geschlossenen Kalkglimmerschiefermassen im S gehäuft auftretenden Breccien.

Gesteine vorläufig als primär tonige, kalkarme Lagen im Kalkglimmerschiefer deuten.

12. Prasinite.

Prasinitische Gesteine sind in unserem Gebiete fast immer treue Begleiter der Kalkglimmerschiefer und müssen daher so wie diese als nach N vorgetriebene Stirnschuppen der oberen Schieferhülle (im Sinne von Cornelius, 1935/3, S. 26) angesehen werden.

Petrographisch kann man nach den herrschenden Mineralen folgende Haupttypen unterscheiden:

1. Epidot-Albit-Chloritschiefer = Chloritprasinit nach F. Angel (1929/a, S. 69).

2. Epidot-Albit-Chlorit-Aktinolithschiefer = Amphibolchloritprasinit (l. c.).

3. Albit-Chloritschiefer.

Die geographische Verbreitung dieser Typen — wozu noch einige etwas aus der Reihe fallende kommen — ist keiner besonderen Gesetzmäßigkeit unterworfen, sondern innerhalb der die Hauptmasse bildenden Chloritprasinite treten die anderen als unregelmäßige Einlagerungen auf. Die Albit-Chloritschiefer sind sehr häufig auf randlich stärker durchbewegte Zonen beschränkt.⁵⁰⁾

a) Chloritprasinit.

Der Chloritprasinit ist der Grünschiefer alten Schlages. Die in der Regel feinkörnigen, bis dichten dunkelgrünen Gesteine, die zumeist eher plattig als richtig schiefbrig zu nennen sind (vgl. Cornelius, 1935/c, S. 11), zeigen einen Wechsel von dunkelgrünen (Chlorit) und weißlich gelblichen Lagen (Epidot und Albit). Gelegentlich treten auch scharf durchsetzende dunkelgrüne, weil von Chlorit bedeckte s-Flächen hervor. Eine unregelmäßige fleckige Verteilung der Gemengteile ist selten, ebenso deutliche, als Knoten hervortretenden Albitporphyroblasten.

U. d. M.: Grundgewebe von Klinochlor und Quarz, durchsetzt von länglichen Epidotkörnchen, zum Teil mit farblosen Klinozoisiträndern (vgl. A. Hottinger, 1935, S. 279) und Albit in kleinen rundlichen, neugebildeten Körnern, zum Teil mit inverser Zonarstruktur (Kern $\perp n \gamma$: $\sphericalangle n' \alpha / P = 18^\circ$; $\perp \alpha$: $\sphericalangle n' \alpha / M = 12^\circ \dots 5^\circ$. An). In schiefrigen, feldspatarmen Typen (N Drei Brüder) tritt der Epidot stark zurück. Neben- und Übergemengteile:

⁵⁰⁾ Die von Cornelius (1931, S. 106) als Einlagerung im Schwarzphyllit beschriebenen Klinochlorschiefer sind, wie ich mich an Proben überzeugen konnte, mit diesen Gesteinen nicht vergleichbar.

Titanit in kleinsten verstreuten Körnern, „Titaniteier“; in den Streckungshöfen des Epidots Sammelkristallisation zu größeren Körnern; Kalzit, Magnetit.

b) Hornblendeprasinit.

Chloritprasinite in denen gelegentlich schon einzelne bläulichgrüne Hornblendennadeln auftreten, leiten hinüber zur Gruppe der Hornblendeprasinite. Durch den feinen Glanz der Hornblendenädelchen, welcher in besonders extremen Typen dem ganzen Gestein ein faseriges Gepräge verleihen kann, (z. B. Archenkogel nordgrat S Kote, 2066 m), unterschieden sich die Hornblendeprasinite von den Gesteinen der ersten Gruppe. Vereinzelt trifft man darunter Typen, die in einem hellgrünen chloritischen Grundgewebe große Strahlsteinflecken aufweisen (NE Tristwand in etwa 1850 m Höhe, W Kote 1812 m).

Im Dünnschliff (E Kote 2066 m, Archenkogel nordgrat) erkennt man in einem grano-lepidoblastischen Grundgewebe von Albit und einem ziemlich dunkelgrünen Klinochlor einzelne größere idioblastische Körner von Epidot, sowie ziemlich große, teils leistenförmige, teils rundliche, einschlußreiche Albitkristalle ($\perp n\gamma: \sphericalangle n'\alpha/P = 20^\circ \dots 6\% \text{ An}$) mit schönen, aber nicht engen Albitlamellen, daneben auch polysynthetische Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz. Die blaugrüne, wahrscheinlich tonerereiche Hornblende ($\alpha = \text{farblos}$, $\beta = \text{blaugrün}$, $\gamma = \text{dunkelblaugrün}$; $n\gamma/c = 24$ bis 25°) in langen Nadeln von spitzrhombischem, idioblastischem Querschnitt, durchwächst in garbenförmigen, zum Teil verbogenen Büscheln alle anderen Bestandteile („Durchspießungsstruktur“). Titaniteier wie oben.

c) Albitchloritschiefer.

Epidotfreie Albitchloritschiefer treten zumeist in tektonisch stärker beanspruchten Randzonen der Prasinite auf, so z. B. in den hangendsten Teilen jenes Zuges, der den Kalkglimmerschiefer der Drei Brüder im N begleitet. Es handelt sich um blaßgrüne, feinschiefrige Gesteine, die auf den s-Flächen einen deutlichen Serizitbelag erkennen lassen.

U. d. M. z. B. Breitkogel nordgrat: Der Hauptgemengteil, ein hellgrüner Klinochlor, bildet ein schuppiges Grundgewebe, in welchem teils in linsenförmig gestreckten Aggregaten, teils in einzelnen Körnern nebeneinander Albit (4 bis 5% An) und Quarz auftritt, wobei der erstere überwiegt. Auch größere Albitporphyroblasten ($\perp n\gamma: \sphericalangle n'\alpha/P = 22^\circ \dots 0\% \text{ An}$) mit undeutlichen Zwillinglamellen und zahllosen Einschüßen von Chlorit Titaniteier und -körner, Kalzitporphyroblasten, Erz, Serizit. Einen Hinweis für die starke Durchbewegung bieten geldrollenförmige Chloritaggregate, die als ausgewalzte Faltenscharniere zu deuten sind.

d) Randbildungen der Prasinite.

Zu der in neuester Zeit von A. Hottinger (1935, S. 280 bis 284) aufgeworfenen Frage der Kontaktwirkungen der

Prasinite seien hier nur einige kurze Bemerkungen angeführt. Was Hottinger als „Kontaktminerale“ angibt: Epidot, Klinozoisit, Hornblende, Granat — klingt sehr wenig überzeugend, weil es sich dabei um Minerale handelt, die auch sonst allenthalben als Produkte der Regionalmetamorphose auftreten.⁵¹⁾ Er gibt auch selbst zu, daß ähnliche Kontaktbildungen, wie z. B. am Piz Lunghin bei Maloja in den Tauern nicht zu finden sind. Auch Cornelius, der gerade jene Kontaktbildungen am Lunghin beschrieben hat, erklärt ausdrücklich (1935/c, S. 12), daß der Kontakt zwischen Kalkglimmerschiefer und Prasinit zumindest in den meisten Fällen ein tektonischer ist. Richtige Kontakte sind in dem Schuppengebiet am N Rand von vorhinein unwahrscheinlich, doch kann man das, was Hottinger als Kontakt bezeichnet, (Epidot bzw. glimmerreiche Lagen) auch hier finden. Meines Erachtens sind sie als Reaktionsprodukte, als gesteigerte Mineralneubildung unter besonders günstigen Wachstumsbedingungen (gesteigerte Austauschmöglichkeit, höhere Durchbewegung in einer inhomogenen Zone des Gesteinswechsels) zu deuten.

Ein Schriff von der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Prasinit (Talschluß des Schaidmoosgrabens NE schauender Hang, Wandfuß bei 1775 m) zeigt die Verfallung beider Gesteine, die aber scharf getrennt bleiben. Im Kalkglimmerschiefer erkennt man ein granoblastisches Grundgewebe von Kalzit, Albit ($\alpha: \alpha' n'/M = 18-20\% \dots 0\% \text{ An}$), Quarz und zahllose kleine idioblastische Epidotkörnchen. Stellenweise tritt der Kalzit im Grundgewebe zurück und bildet dafür durch Sammelkristallisation größere Körner. Übergangsteile: Chlorit, Turmalin, Magnetit und Hämatit. Der eingefaltete Prasinit besteht hier aus grobschuppigem Klinochlor mit ein wenig Epidot und zahlreichen, gewundenen Titanitaggregaten, die sich zwischen das Chloritgewebe drängen. Die Grenze selbst bildet auf weite Strecken ein dicker Saum von Magnetit, dünne Lagen von Epidot, Titanit sowie feinschuppige Aggregate von Serizit oder Talk.⁵²⁾ An dieser Grenze liegen besonders grobschuppige Porphyroblasten von Klinochlor, die an der Umbiegungsstelle einen prächtigen Polygonalbogen bilden. (vgl. Figur 3 auf Tafel IV). Auch im inneren des spitzen Faltenkernes liegt eine Ansammlung von grobschuppigem Chlorit. Fältchen zweiten Grades am Schenkel der Hauptfalte zeigen die gleichen Polygonalbögen.

Alle diese Erscheinungen sind nach B. Sander (1930) ein Ausdruck für ein Überdauern der Bewegung durch die Kri-

⁵¹⁾ Granat wurde wegen der allgemeinen Abnahme der Metamorphose im Aufnahmegebiet nicht mehr gefunden.

⁵²⁾ Als Besonderheit sind runde, von Titanit umschlossene Serizitaggregate mit etwas Chlorit zu vermerken, die vielleicht als Pseudomorphosen nach Granat gedeutet werden könnten.

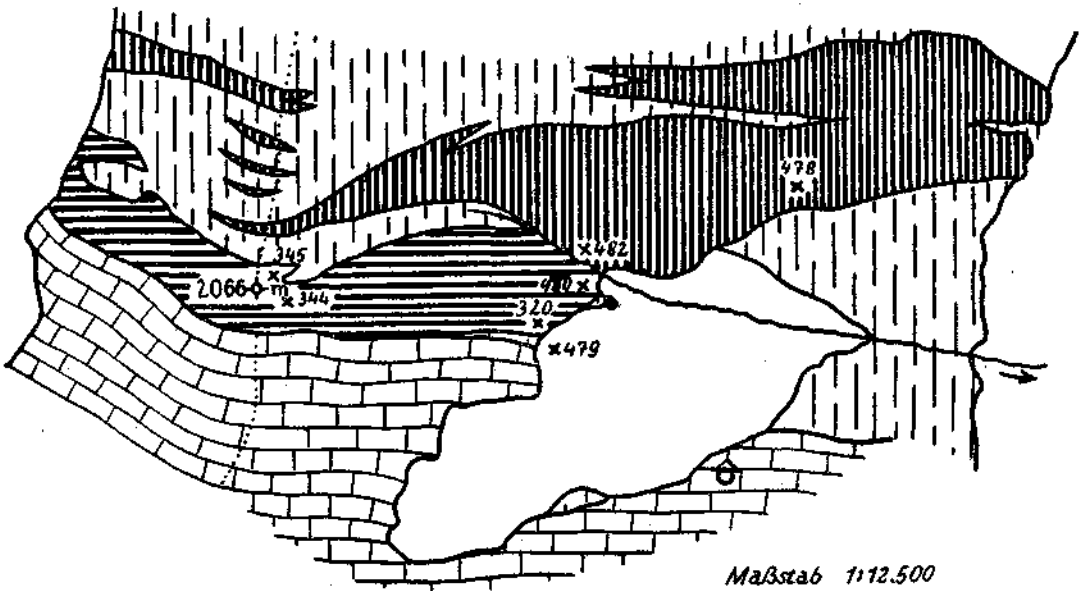
stallisation. Verbiegungen an den großen Chloriten der Polygonalbögen zeigen noch eine geringe parakristalline Deformation an. Die Gleichartigkeit dieser Kristallisationserscheinungen an den „Kontakten“, mit denen der allgemeinen Regionalmetamorphose in den Hohen Tauern, machen es unwahrscheinlich, daß wir es hier mit einem Kontakt zu tun haben, obwohl das Vorkommen von Epidot im Kalkglimmerschiefer eine Stoffwanderung andeutet.

Beziehungen zwischen den Gabbroamphiboliten und Prasiniten.

Im Gebiete zwischen dem Rauris- und dem Fuschertale besteht eine strenge räumliche Trennung des Auftretens der Gabbroamphibolite und der Prasinite. Erstere bilden stets konkordante Einschaltungen in dem höchstwahrscheinlich paläozoischen Fuscher Phylliten, die letzteren zeigen eine enge Verbindung mit den posttriadischen Kalkglimmerschiefern.

In seiner letzten Arbeit beschreibt A. Hottinger (1935, S. 277) ein Zusammengehen von Gabbroamphibolit, Prasinit und Kalkglimmerschiefer am Gamskarlspitz bei Hofgastein und schließt daraus auf ein mesozoisches Alter der schwarzen Fuscher Phyllite. Merkwürdig ist allerdings, daß M. Stark (1907, 1912), der als erster auf die Gabbroamphibolite hingewiesen hat, diese nicht auch von der Gamskarlspitze angibt, obwohl er beide Gesteine für verschieden metamorphe Ausbildungen einer Eruptivmasse ansieht. (1907, S. 490.) In Stark's Profilen (1912) zeigt die Gamskarlspitze eine komplizierte Verfaltung der Grünschiefer, Kalkglimmerschieferserie mit den hangenden Schwarzphylliten (= Arlerphyllite), so daß die Möglichkeit von Einschüppungen offen bleiben muß. Hottinger gibt leider keine nähere Beschreibung des von ihm gefundenen Gabbroamphibolits und ich möchte die Vermutung aussprechen, ob es sich bei den strittigen Gesteinen am Gamskarlspitz nicht um ähnliche grobe Hornblendeprasinite handelt, wie jene N der Tristwand (vgl. S. 106).

Höchst bemerkenswert sind die Verhältnisse am N Grat des Archenkogels in der Nähe der Kote 2066 m (bzw. 2068 m der neuen österr. Karte 1 : 25.000).



Die Zahlen bedeuten die Nummern der Dünnschliffe, die auf den betreffenden Beschreibungen beigegeben sind. Zeichenerklärung wie auf der Hauptkarte.

Am Nordgrat des Baukogels liegt über dem breiten Kalkglimmerschiefer, der den Gipfel selbst aufbaut, getrennt durch ein schmales Band Fuscher Phyllit ein mächtiger Zug von Gabbroamphibolit. Gegen W zu (d. h. gegen unten hin), keilt dieser allmählich aus und ist N der Kote 1746 m mit dem Kalkglimmerschiefer des Roßkogelzuges verfaultet. Jenseits des Wolfsbaches setzt er mit alter Mächtigkeit wieder ein und ist in zerfetzten Zügen über den Grat hinweg bis in das Schaidmoostal zu verfolgen. Kommt man vom W, so kann man beobachten, daß unmittelbar über dem Kalkglimmerschiefer der Drei Brüder, also ungefähr im gleichen Streichen ein Prasinitzug liegt.

In der ersten Zeit der Aufnahme dachte ich an einen Übergang von Gabbroamphibolit und Prasinit. Eine genaue Kartierung der z. T. nur schwer zugänglichen steilen Fels- und Grashänge zu beiden Seiten der Kote 2066 m, sowie die Untersuchung von größeren Schliffserien hat mit ziemlicher Klarheit ergeben, daß dieser Übergang nicht stattfindet. Die beiden Grüngesteine sind bis auf ein ganz kurzes Stück durch Schwarzphyllit voneinander getrennt.

Schliff 478 (S. 94) ist ein typischer Gabbroamphibolit, der sogar braune Hornblende in größerer Menge führt. Auch eine andere Probe (482), unmittel-

bar von der strittigen Grenze zeigt noch die typische Faserstruktur des Gabbroamphibolits mit den bezeichnenden Uralitbüscheln. Demgegenüber zeigt die nur wenige Meter weiter S entnommene Probe (480) typisch prasinitisches Gepräge. Chlorit (Pennin) bildet mit klaren Albitkrystallen poikiloblastische Grundgewebe. Epidot (zum Teil mit Orthitkernen) in ziemlicher Menge, große Titanite mit opaken Kernen von Ilmenit, sowie limonitisch zersetzte Ankeritporphyroblasten.

Andere Schlitze (479, 344, siehe S. 106) zeigen überaus bezeichnend heilblaugrüne Hornblenden von ganz anderer Beschaffenheit, als die uralitische Hornblende in den Gabbroamphiboliten ($n_{\gamma/c} = 11$ bis 14° gegen 24 bis 25° bei den blaugrünen Hornblenden).

Der Schliff 345 (Albitchloritschiefer) zeigt im Mineralbestand und Struktur eine gewisse Ähnlichkeit mit diaphthoritischen Gabbroamphiboliten (Schliff 482), doch entscheidet hier der geologische Verband die Zugehörigkeit zu den Prasiniten.

Wenn auch einzelne schiefrige, diaphthoritische Typen des Gabbroamphibolites manchen Prasiniten (bsd. den Albitchloritschiefern ähnlich werden, so ergibt sich trotzdem aus ihrem geologischen Verbands, daß sie 'wahrscheinlich' verschieden alt, sicher aber verschiedenen Bildungsräumen entstammen, wenn man mit R. Staub (1921, S. 150 bsd. S. 148, Fig. 1) an dem einheitlichen Ursprung aller Grüngesteine festhalten will.⁵³⁾

V. Allgemeine Bemerkungen zur Metamorphose.

Zwei verschieden geartete Vorgänge bestimmen das Bild der Metamorphose aller Gesteine unseres Gebietes: Kataklyse und Kristalloblastese. Beide sind auf einheitliche Ursachen zurückzuführen; die Kataklyse auf die in diesem Falle nicht näher unterscheidbaren Phasen der alpinen Gebirgsbildung, die Kristalloblastese auf die jener folgende bzw. mit ihr noch interferierende Versenkung durch Überlagerung (F. E. Sueß, 1937, S. 45 ff.). Das Ausmaß, sowie das gegenseitige Verhältnis dieser beiden gestaltenden Faktoren wechseln sowohl zonal, als auch von Gestein zu Gestein.

Ganz allgemein gesagt, nimmt die Kristalloblastese — wie schon lange bekannt — gegen S allmählich zu, während die Kataklyse gleichzeitig verwischt wird. Die metamorphosierenden Prozesse verlaufen in unserem Gebiete nie „vollständig“ bis zur restlosen Einstellung auf ein neues Gleichgewicht. Weder die Kataklyse, noch die Kristalloblastese vermag die ursprüng-

⁵³⁾ W des Stubachtals wechsellagern nach W. Hammer (1935, S. 3, Fig. 1) Prasinite mit Gabbroamphiboliten. Diese Prasinite sind allem Anschein nach nicht gleichaltrig mit jenen, die die Kalkglimmerschiefer begleiten.

lichen klastischen bzw. Erstarrungsstrukturen der Ausgangsgesteine vollständig zu zerstören, z. T. sind sogar noch organogene Strukturen erhalten (s. S. 77). Wir finden daher in allen Gesteinen mehr oder weniger deutliche protogene Relikte (F. Becke, 1903). Ebensowenig vermag die Kristalloblastese alle Spuren der Kataklyse auszuheilen. Die zonare, allmähliche Zunahme der Metamorphose gegen S erfährt durch den Wechsel der Ausgangsgesteine nach ihrer mechanischen und ihrer chemischen Reaktionsfähigkeit eine beträchtliche Unregelmäßigkeit. Auch die rein örtliche tektonische Lage ist von Bedeutung. An Stellen gesteigerter Durchbewegung in der Nähe bedeutender Schubbahnen kommt es trotz gesteigerter Kataklyse wegen der besseren Diffusionsmöglichkeiten zu gesteigerter Mineralneubildung (z. B. im Phyllitstreifen zwischen Prasinit und Kalkglimmerschiefer N der Schwarzwand und Tristwand oder an den Rändern der Prasinite gegen Kalkglimmerschiefer (vgl. S. 87, 106).

Die Erscheinungen der Kataklyse in fast vollständiger Reinheit zeigen am besten die Dolomite der Kleinarler Decke. Hier gibt es geradezu Stufenreihen von brecciösen Dolomiten zu endogenen Breccien und schließlich zu völlig zerreiblichen Typen. Die Quarzite zeigen undulöse Auslöschung der Quarze — wie übrigens fast alle quarzhaltigen Gesteine — Ausbildung von Mörtelkränzen, was schließlich zu völliger Zerlegung größerer Körner zu einem feinen Quarzgrus führen kann. Ausgesprochen kataklastisch sind die an einzelnen Stellen der Sandstein-Brecciendecke auftretenden mylonitischen Sandsteine (vgl. S. 73).

Mechanische Umformung zeigen auch alle phyllitischen Gesteine, wobei aber das tonige Material fast immer gleichzeitig zu Serizit umkristallisiert. Hierher gehören die zahllosen Fälle von Fältelung, Knickfalten, Striemung usw. Auch das Auftreten von geldrollenförmigen Chloritaggregaten — das sind ausgewalzte Faltscharniere — sowie die augenartige Auswalzung der Dolomitkomponenten der posttriadischen Breccien ist in diesem Zusammenhange zu nennen. Ein Werk mechanischer Umformung sind weiters die an Gesteinsgrenzen gelegentlich auftretenden tektonischen Mischgesteine, z. B. an der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Fuscher Phyllit. Auch die Ophikalzite sind in diesem besonderen Falle so zu deuten.

Viel eindringlicher als die Erscheinungen der Kataklyse sprechen zu uns die fast durchwegs epizonalen Neubildungen. Am verbreitetsten ist die Serizitbildung, was in einem Gebiete mit vorwiegend tonigen Ausgangsgesteinen nicht Wunder nimmt. Richtiger grobschuppiger Muskowit, wie im Innern der Tauern fehlt noch. Nur in den Kalkglimmerschiefern wächst der Serizit gelegentlich zu etwas größeren Kristallen heran. Daher müssen die großen Muskowitblättchen vieler Arkosesandsteine sowie auch der Quarzmuskowitschiefer als klastische Relikte gedeutet werden, denn abgesehen von ihrem textuellen Verband ist schon nach dem allgemeinen Bilde der Metamorphose der Begleitsteine das Auftreten großer Muskowitporphyroblasten unwahrscheinlich.

Die klastischen Relikte sind frei von Serizit, denn die tonige Substanz ist auf das Grundgewebe beschränkt. Erst wenn die Gerölle durch Kataklyse zerstört werden, dringt das quarz-serizitische Grundgewebe auch in diese ein.

Albit tritt ganz allgemein als Neubildung auf, ja sogar in den crinoidenführenden Breccien fehlt er nicht. Er bleibt aber zumeist klein und unauffällig und ist i. a. makroskopisch nicht erkennbar. Erst in den südlicheren Schwarzphyllitgebieten findet man gelegentlich in vereinzelt Zonen (z. B. in der schon genannten Zone N der Schwarzwand) Albitknotenschiefer, an deren gewälzten Porphyroblasten ein komplizierter, parakristalliner Bewegungsvorgang abgelesen werden kann.

Auf das Wechselspiel zwischen erhaltenen Feldspäten mit kleinen Mikrolithen als Füllung und deren schnellem Weiterwachsen bei Sprengung der alten Form sei nochmals besonders verwiesen (vgl. S. 92 ff.). Auch die Verdrängung der Kalifeldspatsubstanz durch Albit in den klastischen Relikten der Arkosesandsteine weist auf die Tendenz der Herstellung epizonaler Gleichgewichte hin, nur sind Druck (Streß) und Temperatur zumeist zu gering um eine vollständige Umwandlung zu erreichen.

Verquarzung, in den tieferen Teilen in Verbindung mit reichlicher Albitisierung ist ein typisches Merkmal aller größeren Bewegungsbahnen. Besonders deutlich ist dies im Liegenden der Kalkglimmerschieferstirnen (z. B. Roßkopf), zu beobachten. Auch die Wanderung der Karbonate (Kalzit und

Ankerit) und Bildung von Porphyroblasten dieser Minerale verdient Beachtung.

Eine theoretisch sehr bedeutsame, posttektonische Neubildung stellt der Chrysobiotit dar. Wir finden ihn unabhängig von tektonischen Grenzen in den verschiedensten Gesteinen: in Grünschiefern der Kleinarler Decke, in Quarziten und Gabbroamphiboliten der Fuscher Schieferhülle. Schon der Entdecker dieser Biotitvarietät H. P. Cornelius (1935/2, S. 118) erklärt den Chrysobiotit für eine posttektonische Bildung der Regionalmetamorphose, obwohl im Gebiete am Paß Lunghin bei Maloja auch Bildungen der Kontaktmetamorphose bekannt sind. Für unser Gebiet, fern von jeglichen jungen Eruptivmassen ergibt sich jene Deutung mit zwingender Notwendigkeit. In welcher Beziehung die Bildung von Chrysobiotit zu den im Inneren der Tauern so verbreiteten Biotitneubildungen steht, ist derzeit noch ungeklärt. Man könnte aber daran denken, daß man es hier mit einem letzten Ausläufer oder ersten Beginn jener mesozonalen Mineralparagenesen zu tun hat (vgl. F. E. Sueß, 1937, S. 48).

Weniger klar ist die Umwandlungsgeschichte der Gabbroamphibolite. Man kann annehmen, daß die Ersetzung der Augite bzw. der primären braunen und dunkelgrünen Hornblenden durch Uralit schon vor der alpinen Regionalmetamorphose erfolgt ist, was z. B. durch das Vorkommen von Uralitdiabasen in der Wildschönauerserie wahrscheinlich wird. Das pinselförmige Weiterwachsen des Uralites durch Streßwirkung, unter Zerstörung der idiomorphen Umriss der Augite (vgl. M. Stark, 1907, S. 489 sowie Grubenmann-Niggli, 1924, S. 489) gehört der enorogenen Regionalmetamorphose (F. E. Sueß, 1937) an. Diese Form der Umwandlung wird überlagert von einer jüngeren Chloritisierung, sowohl der protogenen Reste als auch des Uralites, namentlich bei stärkerer Durchbewegung, bis zu deren vollständigen Verschwinden. Bei gesteigerter Durchbewegung paßt sich der im Ungleichgewicht stehende Mineralbestand — wozu offenbar auch der Uralit bei gewissen Bedingungen gehört — den epizonalen Gleichgewichtsbedingungen an.

Eine ähnliche Umwandlung stellt auch die beginnende Antigoritisierung mancher stärker beanspruchter Serpentine dar.

C. Tektonik.

I. Die Pinzgauer Phyllitzone.

Zur Tektonik der Pinzgauer Phyllitzone, die nur in einem schmalen Streifen nach S über die Salzach in unser Gebiet übergreift, ist nach den Darlegungen F. Trauths (1927) wenig mehr zu sagen. Hervorgehoben werden muß die große Einförmigkeit und Geschlossenheit dieser Serie im Vergleiche zu dem überaus mannigfachen Gesteinswechsel der im S anschließenden Rahmenzone des Tauernfensters. (Vgl. Th. Ohnesorge usw., 1935.)

Ein sehr bemerkenswerter Hinweis auf die Verschiedenheit der tektonischen Beanspruchung ist das regionale E-Fallen der Streckung in diesem Abschnitte der Grauwackenzone, worauf schon F. Trauth (1927, S. 45) aufmerksam gemacht hat. In schroffem Gegensatze steht dazu das einheitliche W-Fallen der Streck- und der dazu meist parallelen Faltenachsen in dem behandelten Tauernabschnitt.

Der Versuch L. Kobers (1912/a, S. 453, 1912/b, S. 116, 1912/c, S. 451, 1922, S. 224) auch in diesem Abschnitte der Grauwackenzone nach dem Vorgange von F. Heritsch (1912) und V. Uhligs (1909, S. 484 u. a.) wie in der Steiermark eine tiefere, karbonene Serie längs einer „norischen Linie“ (= Fortsetzung des Mandlingzuges) abzutrennen, muß aufgegeben werden. Nachdem schon vorher von F. Heritsch (1927, S. 286—87) und auch F. Trauth (1925, S. 117) auf die Unmöglichkeit dieser Grenzziehung hingewiesen wurde, möchte ich an Hand der Detailaufnahmen genauere Angaben zu dieser Frage machen.

Schon Trauth (1927, S. 33) konnte nachweisen, daß die Triasschollen zwischen Schwarzach und Bruck nicht die Fortsetzung des Mandlingzuges darstellen, sondern zum Radstädter Mesozoikum gehören, eine Deutung, die ich durch die Vorkommen von Pyritschiefen und roten Breccien beim Gehöfte Rieser S Hoigmoos z. T. auch im Graben S Hainbach vgl. S. 60 ff.) weiter zu stützen imstande bin. Kobers Karte (1922, Tf. II), zeigt zwischen diesen Dolomitlinsen — die übrigens nicht wie angegeben in einer Linie (= norische Linie), sondern gestaffelt in einer breiten Schuppenzone auftreten — und dem Klammkalkzug⁵⁴⁾ eine breite Zone, seine untere Grauwacken-

decke. In Wirklichkeit verbleibt aber gar kein Platz für eine solche Decke, denn die Klammkalke liegen viel weiter nördlich, als in der Karte angegeben ist und die Radstädter Gesteine liegen ihnen hier z. T. unmittelbar auf.⁵⁵⁾ Zwischen den beiden Klammkalkzügen bzw. im Liegenden des südlicheren und der Stirn der Sandstein-Brecciendecke, liegt jedoch ein schmaler Streifen schwarzer Phyllite, die aufs heftigste mit den Radstädter Gesteinen verschuppt sind. Diese Gesteine deutet L. Kober (1912/b, S. 170) als Teil der karbonen unteren Grauwackendecke und glaubt, daß sie mit den Jurakalken (= Klammkalk) verfaltet sind (Kitzlochklamm, Wolfsbachgraben).⁵⁶⁾ Diese Phyllite stehen aber in unmittelbarem Zusammenhang mit den Fuscher Phylliten im S (vgl. S. 86 und 124), sind daher schon unbedingt Teile der penninischen Fuscher Schieferhülle. Für eine untere Grauwackendecke ist weder N noch S der Klammkalke ein Raum vorhanden.

II. Die Klammüberschiebung.

Die einheitliche Masse der Pinzgauphyllite, grenzt mit einer steil nach N fallenden, verhältnismäßig scharfen Überschiebungslinie an die Gesteine der oberen Radstädter Decke. Örtlich tritt auch Überkipfung nach dem S ein, namentlich im Gebiete nahe der Mündung des Wolfsbaches (vgl. Karte). Die Klammüberschiebung ist ein Teilstück einer altbekannten, weitausgreifenden Störungslinie am S-Rande der Pinzgauer Phyllitzone (d. i. Innsbrucker Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefer). F. Kosmat (1913, S. 143) hebt hervor, daß diese Grenze erst westl. des Schladminger Gneismassives den „Charakter einer großen tektonischen Linie erhält“ und von hier an die randlichen Zonen des Tauernfensters der Reihe nach schräg abschneidet, so daß sie bei Bruck bis auf die Schieferhülle durchgreift. In unserem Abschnitte legt F. Kosmat (S. 144) diese Überschiebungsbahn in das Hangende der Klammkalke; auch die kleinen in die

⁵⁴⁾ Dabei ist noch zu bedenken, daß dieser gar nicht bis zum Fuscher-tale durchstreicht (vgl. A. Hottinger, 1934, S. 15).

⁵⁵⁾ Vgl. auch die Karten Trauths (1925, Tafel I).

⁵⁶⁾ Bezüglich der in diesem Zusammenhange gleichfalls genannten Gesteine der Anthauptenzone (Grünschiefer, Porphyroide, Grauwacken usw., L. Kober, 1922, S. 441) und deren tatsächliche Zuordnung vgl. S. 68 und S. 82.

hängenden Wildschönauer Schiefer eingewickelten Schubspäne von Dolomit und Serizitphyllit N der Kitzlochklamm (Elektrizitätswerk, Mulde NW Edt) waren ihm schon bekannt. Th. Ohnesorge (1926, S. 9, 1929, S. 202) beschreibt eine mehrere Meter breite, gipsführende Lettenkluft, glaubt aber, daß hier eine nach S gerichtete Überschiebung vorliegt.

Als scharfe Grenze zwischen den Pinzgauphylliten und den westl. der Kitzlochklamm an die Überschiebungsbahn herantretenden Gesteinen der Kleinarler Decke⁵⁷⁾, konnte ich diese Störung bis knapp östl. des Grabens S Oberbrücken verfolgen. Leider ist man wegen Moränenbedeckung fast ausschließlich auf schmale Profile in kleinen Gräben beschränkt. Bei Oberbrücken tritt der schwarze Fuscher-Phyllit der Schieferhülle unmittelbar mit den Pinzgauphylliten in Berührung. W des Grabens liegt noch eine letzte langgestreckte Linse von Dolomit und weißem Radstädter Kalk, dann zieht die Grenze mit ungefähr E-W gerichtetem Streichen in den breiten Talboden des Pinzgaues hinaus. Auch W. Hammer (1935, S. 11) vermutet hier eine nicht näher gekennzeichnete Störungslinie. (Vgl. S. 98.)

Besonders hervorzuheben ist die Tatsache, daß die steile, häufig saiger stehende Klammüberschiebung, sowohl den Schuppenbau des Fensters (Radstädter Decken und Schieferhülle) wie allem Anschein nach auch das Streichen der Pinzgauerphyllitzone diskordant abschneidet (vgl. F. Koßmat, 1913, S. 143, Blatt Kitzbühel-Zell a. See, 1:75.000, F. Löwls, 1895, S. 639), also jünger ist als der eigentliche Überschiebungsbau. Auch das Auftreten einer breiten Lettenkluft. (Ohnesorge, l. c.) kennzeichnet sie als eine postkristalline Störung. Ohne damit zu einem Tauerngraben im Sinne F. Löwls (1894, S. 518) zurückkehren zu wollen, möchte ich die Vermutung äußern, daß die Klammüberschiebung den Charakter einer Vertikalstörung aufweist, obwohl es sich wahrscheinlich um eine Neubelebung einer älteren tangentialen Schubbahn handeln dürfte.⁵⁸⁾

⁵⁷⁾ Der Klammkalk findet, wie schon A. Hottinger (1934, S. 15) angibt, knapp W der Kitzlochklamm ein Ende.

⁵⁸⁾ Diese Vorstellungen stimmen bestens mit neuen Ergebnissen von E. Clar (1937, S. 297 und 305) aus den südlichen Radstädter Tauern überein. Der ältere Faltenbau der unteren Radstädter Decke wird von jüngeren

E der Kitzlochklamm sind an der Klammüberschiebung einige kleine Schubfetzen der Kleinarler Decke eingeklemmt, welche, wie schon früher gezeigt wurde (S. 54), die Verbindung zu der „Fetzenzone“ des Radstädter Mesozoikum SW. Wagrain (Trauth, 1927, S. 33), herstellen. Im Hangenden der zwischen dem Rauris- und Kleinarlital mächtig anschwellenden Klammkalke wurde die überlagernde Kleinarler Decke bis auf jene kleinen Linsen ausgequetscht.

III. Der Bau der oberen Radstädter Decke.

Die Frage nach der Auflösung des Bauplanes der oberen Radstädter Decke am Tauernnordrand vom Fuscher- bis zum Kleinarlital ist unlösbar verknüpft mit der tektonischen und auch stratigraphischen Stellung der Klammkalke.

Regionaltektonisch gesehen kann aber die Deutung L. Kobers (1922, S. 220), wonach die Klammkalke der unteren Radstädter Decke des Hochfeind entsprechen, nicht aufrecht erhalten werden, denn diese Einheit findet faziell wie auch tektonisch ihre weitgehende Vertretung in der Sandstein-Brecciendecke. Die Klammkalke liegen immer deutlich über dieser Einheit, und zwar in einem isoklinalen Fenster innerhalb sicherer Äquivalente der oberen Radstädter Einheit, weshalb sie in irgendeiner Form an diese anzuschließen sein werden.⁵⁹⁾

Trotzdem nimmt der Klammkalk, wie bisher fast alle Bearbeiter betonen, eine stratigraphische und tektonische Sonderstellung ein und man wird ihn daher nicht in der Form unmittelbar, wie bei A. Hottinger (1935), mit den Gesteinen der Kleinarler Decke gleichsetzen können.

Nach den überzeugenden Ausführungen F. Trauths (1927, S. 32) tauchen die Klammkalke SW. von Wagrain, bei Mitterkleinarl und W vom Benkkogel tunnelartig gegen E unter die Kleinarler Decke.

Scherflächen diskordant gegen das hangende Twenger Kristallin und die liegende Schieferhülle abgeschnitten.

⁵⁹⁾ Aus den gleichen Gründen ist auch ein unmittelbarer Anschluß der Klammkalke an die Kalkglimmerschiefer der oberen Schieferhülle (M. Stark, 1912, S. 213) nicht durchführbar, denn es liegen zwischen beiden die breccienführenden Kalke der Sandstein-Brecciendecke. Da aber höchstwahrscheinlich alle diese Gesteine einschließlich der Radstädter Crinoidenmarmore annähernd gleichaltrig sind (Jura), so besteht, abgesehen von faziellen Unterschieden, dennoch eine Verwandtschaft, aber in der angeführten Reihenfolge.

Wenn wir vom Klammkalk des Kitzsteins, der wahrscheinlich tektonisch mit den mächtigen Klammkalken zwischen Höllwand und Arlberg zusammenhängt und einigen weiteren kleinen Abschüppungen S vom Haßeck u. a. a. O. absehen, können wir gegen W. zwei Klammkalkzüge verfolgen, die uns auch im Profil der Kitzlochklamm entgegentreten. Wie ich bereits an anderer Stelle (vgl. S. 55 und 1938, S. 55 ff.) dargelegt habe, folgten unter dem Klammkalk der Höllwandschuppe als dessen wahrscheinlich stratigraphische Basis grüne Serizitphyllite, Quarzite usw. und darunter ein wechselnd mächtiger, z. T. fast gänzlich fehlender (z. B. zwischen Zunftberg und Rauchkögerl)⁶⁰⁾, Streifen schwarzer Fuscher Phyllite. Die gleichen schwarzen Phyllite erscheinen auch am Grunde der Kitzlochklamm zwischen den beiden Kalkzügen, keilen aber gegen oben in den grünen Serizitschiefern aus, so daß an der Rauriser Straße und bei March nur mehr diese anzutreffen sind. Die streichende Fortsetzung dieser schwarzen Phyllite taucht auch im Wolfsbachtal NWP 1010 m, in den beiden Gräben S Unterwolfsbach und Webergut zwischen 990—1050 m auf.

Vom Wolfsbachtal bis zum Halbfenster von Mitter-Kleinarl⁶¹⁾ ist somit ein eingeschuppter Streifen der Fuscher Schieferhülle, wenn auch mit kleineren Unterbrechungen im Streichen zu verfolgen. Sehr bemerkenswert ist seine im Vergleich zu den grünen Serizitphylliten „tiefe Lage“ — außer in der Kitzlochklamm ist nach den Aufnahmen M. Starks ein Auskeilen gegen oben zu auch S der Ahornachalm (S Haßeck) zu beobachten — was auf ein stirnartiges Einbohren gegen N auch bei den Elementen der oberen Radstädter Einheit hinweist.

Erst S dieser Schwarzphyllitzone folgt der südliche Klammkalkzug (Lärchwandschuppe), die wie bereit gezeigt wurde, im Osten gleichfalls einen sich in die Draugsteinbasis fortsetzen-

⁶⁰⁾ Unmittelbar S der Straubingeralm stehen dunkelgraue Phyllite an, die vielleicht als eingeschuppte Schwarzphyllite gedeutet werden könnten.

⁶¹⁾ Über die notwendige Abtrennung der seinerzeit von F. Trauth (1925, 1927) als „Klammphyllite“ kartierten, vorwiegend kalkfreien schwarzen Phyllite von Mitter-Kleinarl von den echten kalkigen Klammphylliten habe ich bereits an anderer Stelle (1938) berichtet. Meine Gleichsetzung mit den Fuscher Phylliten stützt sich außer auf das Urteil meines Begleiters Dr. S. Prey, auf die unveröffentlichte Aufnahme Th. Ohnesorges, wie auch auf die Karte von W. Schmidt (1924, Tafel I, S. 312), der die schwarzen Phyllite von Mitter-Kleinarl mit den „schwarzen Phylliten unbekanntes Alters“ S des Draugsteins verbindet.

den Sockel grüner Serizitphyllite aufrucht. W des Rauristales fehlt diese Basisserie, so daß der südliche Klammkalkzug unmittelbar auf den unter der Stirn der Sandstein-Brecciendecke vorgreifenden Fuscherphylliten (Schwarzphyllitzwischenzone, s. S. 120) liegt. Zum Teil dürfte aber die Serizitschieferbasis des südlichen Klammkalkzuges in den grünen Serizitphylliten eine Fortsetzung finden, die zusammen mit Kalken und Dolomiten, der Fortsetzung des Schuhflicker-Rauchkögerlzuges = Arlzone L. Kobers (1922, S. 220), die S-Grenze der Klammkalkzone und gleichzeitig der oberen Radstädter Einheit im engeren Sinn darstellen. Diese zerrissene Linsenkette typischer Radstädter Gesteine, auf deren Bedeutung auch A. Hottinger (1934, S. 18, 1935, S. 325) hingewiesen hat, liegt z. T. der Sandstein-Brecciendecke unmittelbar auf oder ist in diese eingeschuppt (Wolfsbachtal E Kote 1144 m, Tannberg E Kote 1250 m, Schaidmoosgraben SW Kote 1213 m, Graben S Oberbrücken 960 m Höhe), zum anderen Teil stecken diese Linsen in der Nähe jener Grenze in den Schwarzphylliten der Zwischenzone (Rauristal an der Straße SE Kote 1042 m, SE March, Graben S Höf 1175 m Höhe). Als westlichste Ausläufer der oberen Radstädter Einheit überhaupt liegen am Pichlberg SE Bruck in der Nähe der Kote 832 m einige Fetzen von Dolomit und buntem Serizitphyllit. Aber auch noch W des Fuschertales verzeichnet H. P. Cornelius (Blatt Kitzbühel-Zell a. S. 1:75.000) im Bruckerwald schon knapp am Rande des Talbodens zwei kleine Linsen „verrukanoähnlicher Schiefer“. Auch die Dolomite SW Vorfusch möchte ich mit Hottinger (1935, S. 293) noch zur oberen Radstädter Decke rechnen, nicht aber die hier auftretenden feinen Breccien (L. Kober, 1922, S. 215; H. P. Cornelius, 1934, S. 31), denn diese setzen sich am anderen Gehänge mitten in die Arkosesandsteine hinein fort. Westlich des Rauristales tauchen die beiden Klammkalkzüge in ähnlicher Weise wie im Osten bei Mitter-Kleinarl gegen W unter. Der nördliche Hauptzug verschmälert sich W der Kitzlochklamm, wobei die ihn zu beiden Seiten begleitenden Serizitphyllite (nördlicher und mittlerer Zug) sich dem ausspitzen Ende im Streichen anschmiegen. Die Streckung fällt am W-Ende eindeutig mit $15-20^{\circ}$ gegen W. Das äußerste Ende des Klammkalkes dürfte von einer kleinen NNE streichenden Verwerfung im Graben S Lehen abgeschnitten sein. W dieses Grabens ist

zwar alles mit Moränen zugedeckt, doch erscheint auch in dem tieferen Graben S Hainbach keine Spur von dem nördlichen Klammkalkzug. Der südliche Hauptzug ist noch etwas weiter gegen W bis knapp vor den Graben S Webergut zu verfolgen und wird wahrscheinlich gleichfalls von einer kleinen Querstörung abgeschnitten. Die weißen Kalke und Dolomite im Graben S Webergut (1100 m am Weg) stehen offenbar nicht mehr mit dem Klammkalk in Verbindung.

Durch das Auskeilen bzw. Untertauchen des Klammkalkes gegen W vereinigen sich die vom Kleinarltal an in drei Züge getrennten Serizitphyllite W des Rauristales wieder zu einer Einheit. Für den nördlichen und mittleren Zug gilt dies unmittelbar, denn die eingeschuppten Fuscher Phyllite von Mitter-Kleinarl erscheinen in unserem Gebiete, wie schon gezeigt wurde, nur in den tiefsten Profiltteilen und spitzen gegen oben zu aus. Der südliche Serizitphyllit zusammen mit den Dolomiten und Kalken der Arlzone bleibt jedoch durch die „Schwarzphyllitzwischenzone“ abgetrennt. Die Arlzone lehnt sich gleichsam an die mächtige und dadurch mechanisch widerstandsfähige Sandstein-Brecciendecke an und bohrt sich mit dieser in die Schieferhülle ein. Auf diese Weise schiebt sich ein Keil von schwarzen Fuscher Phylliten, d. i. die „Schwarzphyllitzwischenzone“, der breiter ist als der Keil zwischen Höllwand- und Lärchwand-Einheit von unten in die gespaltene Stirn der oberen Radstädter Einheit. (Vgl. Profile auf Tafel III.)

Die beiden Klammkalkeinheiten der Höllwand und Lärchwand erscheinen daher tatsächlich in einem „isoklinalem Fenster“, welches im N durch den an der Klammüberschiebung eingeklemmten Zug echter Radstädter Gesteine (Lend-Loifarn usw.) im S durch den Zug Saukarkogel, Schuhflicker, Rauchkögerl usw. begrenzt ist. Im W und im E tauchen die Klammkalke unter die Kleinarler-Quarzphyllit-Quarzitgruppe bzw. keilen in dieser aus, wodurch sich die Serizitphyllitbasis der jeweils höheren Schuppe mit jener der nächst tieferen verbindet. Dadurch erklärt sich auch der versteckte Widerspruch der Auffassungen Fr. Trauths und M. Starks, wonach die Serizitphyllite in einem Falle über, im anderen unter den Klammkalken liegen sollen. Tatsächlich kommt beides vor. Wie tief dieser Schuppenbau reicht, zeigt das Auftauchen der schwarzen Fuscher Phyllite im Halbfenster von Mitter-Kleinarl, in der

Kitzlochklamm (s. o.) und in der tektonisch tiefergelegenen Schwarzphyllitzwischenzone. Gewiß wäre es tektonisch auch denkbar alle drei mit den beiden Klammkalkseinheiten verknüpften Serizitphyllitzüge für eine den Klammkalk überlagernde Decke zu halten, wie man es in strenger Anlehnung an die für sich allein einwandfreien Beobachtungen F. Trauths eigentlich tun müßte, wenn auch die isoklinale Einschuppung des mittleren Serizitphyllitzuges bedenklich erscheint.⁶²⁾ Vor meinen Aufnahmen im Großarlal vertrat ich diese Auffassung und auch W. Fisch (1932, S. 138) schwankte zwischen den beiden Möglichkeiten. Das Auftreten der gegen W mit der übrigen Fuscher Schieferhülle sich verbindenden schwarzen Phyllite⁶³⁾ kann aber dann eben so wenig wie die gelegentliche stratigraphische Einschaltung von Dolomit zwischen Klammkalk und Serizitphyllit verständlich werden.

Die beiden Klammkalkseinheiten stellen daher zwei große Schuppen dar, innerhalb des aus vier Schuppen (1. Dolomitklippen von Lend-Loifarn, 2. Höllwandeinheit, 3. Lärchwandeinheit, 4. Saukar-Schuhflicker-Rauchkögerlzug = Arler Zone L. Kober) bestehenden W-Endes der oberen Radstädtereinheit.

Der fazielle Unterschied der 4. Schuppe, der sich mehr an die Schuppe 1 als an die Höllwand- und Lärchwandeinheit anschließt, erklärt sich wahrscheinlich dadurch, daß wir es bei diesen nur seicht nach N vorstoßenden, „hochliegenden“ Klippen mit zurückgebliebenen und von den Klammkalkseinheiten eingewickelten und überfahrenen Teilen der Kleinarler Decke zu tun haben. Auch L. Kober (1922) deutete die „Arler Zone“ in diesem Sinne.

Es darf nicht verschwiegen werden, daß eine Schwierigkeit der hier versuchten Gesamtdeutung in den faziellen Gegensätzen der Klammkalk zu den Jurakalken der übrigen oberen Radstädter Decke liegt, worauf mich Herr Prof. E. Clar freundlichst aufmerksam machte. Ob dieser Widerspruch durch die Annahme einer tektonischen Zusammenstauung der höchsten Schichten im Stirnteil der Decke (vgl. L. Kober, 1922) oder

⁶²⁾ In F. Trauths Aufnahmegebiet tritt dieser Zug nicht mehr auf.

⁶³⁾ Wie die Karte W. Schmidts (1924, Tafel I, S. 312) zeigt, greift die Fuscher Schieferhülle (= schwarze Phyllite unbekanntes Alters) auch E des Tappenkarsees fingerförmig von W her in die Radstädter Decken ein.

durch fazielle Unterschiede im Streichen zu erklären sein werden, mag offen bleiben.⁶⁴⁾

Im einzelnen ist es allerdings schwer, in der Schuppenzone westlich der auskeilenden Klammkalke die Züge der Kleintektonik zu entwirren. Die Verhältnisse scheinen hier weitgehendst jenen in der von F. Trauth (1927, S. 33) beschriebenen Fetzenzone von Wagrain am östlichen Ende der Klammkalke zu entsprechen. Radstädter Kalke und Dolomite erscheinen in langgestreckten Linsenzügen innerhalb der grünen Serizitphyllite, ohne daß in Bezug auf die gegenseitige Lage noch eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge erkannt werden kann (vgl. S. 64), doch sei hinsichtlich der Einwände von R. Schwinner (1935, S. 67) betont, daß sich Dolomit und Kalk ungefähr die Waage halten (siehe S. 56). An den drei, den Eingang in das Wolfshachtal sperrenden Kalkriegeln vertreten Kalk und Dolomit einander scheinbar im Streichen. Große linsenförmige Gesteinskörper sind aufs engste miteinander verschweißt.

W des Grabens S Oberbrücken löst sich die bisher trotz aller Verschuppung ziemlich geschlossene Kleinarler Decke in zusammenhanglosen Linsen auf und verschwindet gegen W teils durch natürliches Auskeilen, teils durch Untertauchen im Sinne des westwärts fallenden Achsengefälles. Schieferhülle und Pinzgauphyllit stoßen nunmehr unmittelbar aneinander. Die verschiedenen Triaslinsen W des Fuschertales (vgl. Karte Kitzbühel-Zell a. See) streichen aus den inneren Teilen des Fensters schräg gegen den Fensterrand und können, wie W. Hammer (1935, S. 11—12) schon betont, nicht im herkömmlichen Sinne zur Abgrenzung des Tauernfensters dienen (s. S. 138). Erst in der Krimmler Trias erscheint ein Schichtstoß von analoger tektonischer Lage.

Stratigraphisch wie auch im Stil der Tektonik zeigt diese wirre Schuppenzone Radstädter Gesteine im W vom Rauristal vollste Übereinstimmung mit dem zerschlitzten E-Ende der Matreier Zone im Gebiet der Makernispitze (vgl. S. Prey, 1936, S. 3). Hier wie dort kommt es zu einer Verschuppung

⁶⁴⁾ Bei Annahme der eben angedeuteten Einwicklung der „Arlerzone“ bilden die beiden Klammkalkschuppen ohnehin tiefe, d. h. vormals am weitesten nördlich gelegene Teile der oberen Radstädtereinheit und könnten sich somit sehr wohl faziell den Plattenkalken und Kalkphylliten der Sandstein-Brecciendecke (= untere Radstädterdecke) bzw. den Kalkglimmerschiefern der oberen Schieferhülle nähern.

mit der liegenden Schieferhülle (vgl. oben, S. 120). Nur die Metamorphose ist im S höher.

Die Einwände, die kürzlich R. Kraus (1936, S. 223) gegen den unterostalpinen Charakter der Radstädter Decken und deren Einwurzelung im Süden des Pennins der Tauern erhoben hat, stützen sich, abgesehen von Erwägungen theoretischer Art auf die sicher unberechtigte Zuteilung der Matreier Zone zum Pennin durch R. Staub (1924, S. 186). Wie sehr aber diese Zone unterostalpinen Gepräge zeigt, beweisen die Neuaufnahmen von S. Prey (1936), der Nachweis von Radiolariten auf Blatt Großglockner durch H. P. Cornelius (1937, S. 61) und schließlich die Auffindung von Radiolariten im Hochfeindgebiete in Verbindung mit einer ganzen Schichtfolge von Gesteinen, die jener des Unterostalpins im Oberengadin weitgehendst entspricht durch E. Clar (1935 und 1937).

Aus den gleichen Gründen vermag ich in diesem Punkte den sonst so ausgezeichneten und richtunggebenden Ausführungen von Gb. Dal Piaz (1937 u. a. a. O.) nicht zu folgen, welcher die Radstädter Decken und die Matreierzone als einen verkehrten Liegendseinkel der Tiroliden deutet, sondern halte an deren Zugehörigkeit zum Unterostalpin fest.

Besondere Erwähnung bedarf noch der Versuch R. Schwingers (1933), aus dem „Bewegungsbilde des Klammkalkes“ eine „tektonische Verknüpfung zwischen den Nord- und Zentralalpen“ abzuleiten, wozu er durch die von Th. Ohnesorge (1929) beschriebenen, angeblich S gerichteten Überschiebungen im Hangenden der Klammkalke angeregt wurde. Ob ein nach N oder nach S gerichteter Schub vorliege, sei nicht entscheidbar, dafür liest Schwinger aus nach W geschoppten Spezialfältchen (Fig. 2, S. 281) in waagrechten Anschnitten eine kräftige EW Bewegung ab und glaubt, daß an der „Leit- und Gleitschiene des Klammkalkzuges das ganze Gebiet N der Salzach W-wärts vorgeschoben wurde“.

Die von R. Schwinger für diese Beobachtungen als besonders geeignet angegebene Straße in das Großarltal habe ich seither mehrfach begangen, konnte aber gerade in den hangendsten Teilen des Klammkalkzuges S Nillwirt, die nach Schwinger die schönsten Spuren einer EW-Bewegung zeigen sollten, sichere EW-streichende, 10 bis 15° W fallende Fältungsachsen messen, was ebenso wie die von allen Beobachtern hervorgehobene, regional E—W streichende Schieferung, sowie die dazu parallele Streckung für einen Zusammenschub senkrecht auf diese Richtung spricht. Die nach W vorspringenden Schoppungen beruhen offenbar auf einer Täuschung, denn in Horizontalschnitten werden, wegen der allgemein nach W fallenden Streck- und Fältungsachsen, die Antiklinen der zahlreich vorhandenen Kleinfalten in nach W hin konvexen, bogenförmigen Schnittfiguren erscheinen. Noch unmöglicher erscheint die Umdeutung der steilstehenden Klammzüge in der Umgebung des Wallner (vgl. Karte von W. Fisch, 1937, S. 133) zu gegen W blickenden Konvexstimen (Fig. 5, S. 284).

IV. Die Sandstein-Brecciendecke.

1. Allgemeines.

Diese Einheit steht tektonisch, wie stratigraphisch den anderen Bauelementen des Tauernnordrandes scharf gegenüber. Die Geschlossenheit des Auftretens ist durch die verhältnismäßig massigen Sandsteine und breccienführenden Kalke bedingt. Nur im N erscheinen einzelne in die Schwarzphyllit-zwischenzone vorgestoßene Schubfetzen von graphitischen (Schaidmoos- und Bruckbachgraben) oder stark sandigen Kalken (Graben S Rain westlicher Ast bei 1030—1080 m), Serpentinlinsen (Rauristal, Tannberg, SE Bruck am Pichelberg und Dolomitreccien (Graben S Kuchllehen, 1000 m). Der Gegensatz zur oberen Radstädter Decke liegt vor allem in der posttriadischen Breccien- und Sandsteinfazies, welche jener Einheit fehlt. Dagegen besteht eine engere fazielle Beziehung in posttriadischer Zeit zur oberen Schieferhülle, die namentlich in den hangendsten Teilen reichlich Breccien, aber nicht mehr Sandsteine führt (vgl. S. 83).

Die Sandstein-Brecciendecke taucht nicht weit nach N unter das Vorland, sondern bildet eine ziemlich seichte, N tauchende Falten- bzw. Schuppenstirne. Diese Lagerung geht mit großer Deutlichkeit aus den Verhältnissen im Rauristale hervor. Nur ein schmales Breccienband (15—20 m) spießt bis zum Talgrunde durch, während sonst S der Klammkalke nur Fuscherphyllite anstehen. Die Sandsteine spitzen am E-schauenden Hange bereits 50—150 m über dem Talgrunde aus.⁶⁵⁾ Am W-schauenden Talgehänge erscheinen die Sandsteine infolge des nach W gerichteten Achsialgefälles etwas höher oben in gleicher Mächtigkeit (N „im Teich“). In den weniger tief eingeschnittenen Tälern (Wolfsbach-Schaidmoos) tritt eine deutliche Versmälerung am Talgrunde auffällig hervor. Fuscherphyllitfetzen, die gegen oben allmählich auskeilen, zeigen hier das fingerförmige Hineinbohren der Sandsteine an (Wolfsbach-Schaidmoos-Kohl- und Bruckbachgraben). W des Schaidmoostales tritt eine auffallende Versteilung des Einfallens ein, die aber W des Reiterwaldes nachläßt. Die ganze Serie gewinnt dadurch wieder

⁶⁵⁾ Eine genaue Abgrenzung ist der schlechten Aufschlüsse wegen nicht mit voller Sicherheit zu erbringen. Wahrscheinlich liegt die gleiche Schuppenstruktur wie weiter im W vor (vgl. S. 125).

an flächenhafter Ausdehnung. Gleichzeitig erfolgt eine stärkere Verschuppung mit den hangenden wie liegenden schwarzen Fuscher Phylliten.

W des Bruckbachgrabens zwischen Kote 1269 m und 1074 m greifen die Sandsteine, Kalke und Serpentine in einer schön geschwungenen, überkippten Sigmoiden weit nach N vor. Auf kurze Strecken herrscht hier fast NS Streichen. (30 bis 50 m WSW Kote 1172 m: Streichen N 10° W, Fallen 45° W). W und E der Kote 1432 m (NE Ebenmaisboden) erkennt man deutlich wie die einzelnen Schuppen von oben her in den liegenden schwarzen Phyllit eintauchen. W des Pichlberges, Kote 1424 m, löst sich die bisher geschlossene Decke auf. In der steilen, waldigen W-Flanke kann man diese Zerschuppung deutlich beobachten. Wie im Rauristal bleiben die Sandsteine früher zurück, während die breccienführenden Kalke, die hier zumeist an der Basis der Schuppen liegen, tiefer in den Schwarzphyllit eintauchen. Ebenso wie die obere Radstädter Decke, verschwindet die Sandstein-Brecciendecke gegen W und jenseits des Fuschertales bleiben von ihr nur mehr die bekannten Breccien SW Vorfusch (vgl. S. 119), die H. P. Cornelius (1934, S. 32) bis gegen Aisdorf bei Niedernsill verfolgte. Am Bruckerberg zwischen Kapruner- und Fuschertal erscheinen sogar noch einige Sandstein-fetzen.⁶⁶⁾

Ähnlich wie die obere Radstädter Decke streicht auch diese Einheit schräg an das Salzachtal heran und wird von der Klammüberschiebung abgeschnitten.⁶⁷⁾

⁶⁶⁾ Herr Dr. H. P. Cornelius zeigte mir Proben von diesen Gesteinen, die er wegen ihrer geringen Ausdehnung mit den Quarziten zusammengefaßt hat, welche das unverkennbare Gepräge unserer Sandsteine haben. Bezüglich des Zusammenvorkommens mit Quarziten vgl. S. 126 ff.

⁶⁷⁾ Die Fortsetzung der Sandstein-Brecciendecke gegen W stelle ich mir nicht als die Grenze des Tauernfensters vor (vgl. W. Hammer, 1937, S. 105). Auch östlich des Fuschertales bohrt sich die hier noch mächtige Decke bereits in die schwarzen Fuscher Phyllite stirnend ein, so daß auch N von ihr Gesteine der Schieferhülle auftreten. Die gleiche Verschuppung zeigt z. B. auch noch das W-Ende der oberen Radstädter Einheit (siehe S. 120). Die Radstädter Gesteine sind hier am zerschlitzten Westende nur mehr in ihrer Gesamtheit Anzeichen der Überschiebungsbahn, nicht aber kann ein einzelner Zug die Grenze darstellen. Dazu ist noch zu bedenken, daß dieser ganze ältere Schuppenbau von der jüngeren Klammüberschiebung abgeschnitten wird (vgl. S. 116). Über die Fortsetzung der Sandstein-Brecciendecke gegen E siehe Vh. B. A. 1938, S. 53.

Der innere Bau der Sandstein-Brecciendecke zeigt nicht durchwegs gleichmäßig nach N fallende Schichtpakete, wie es der äußere Umriss der Decke vermuten ließe. Die eingeschuppten Schwarzphyllitstreifen beweisen, daß nicht die ganze Mächtigkeit der Sandsteine usw. eine ungestörte Schichtfolge darstellt, sondern, daß ein aus Falten hervorgegangenes Schuppenpaket vorliegt. Im Graben S Unterwolfsbach fallen bei etwa 1240 m Höhe, nahe der N Grenze der Decke die Sandsteine, Kalke und Breccien steil nach N. Gegen S tritt Versteilung und schließlich Überkipfung nach N ein (Höhe 1270 m), die so weit geht, daß der Breccienzug in etwa 1340 m Höhe fast waagrecht liegt. Gegen oben fehlen zusammenhängende Aufschlüsse.

2. Quarzitzüge am S-Rande der Sandstein-Brecciendecke.

Den S-Rand der Sandstein-Brecciendecke begleiten vom Fuscher bis zum Wolfsbachtale verschiedenartige Triasgesteine: weiße, schiefrige Serizitquarzite, hellgrüne Serizitschiefer, gipsführende Rauchwacken, sowie vereinzelte gelbe Dolomittetzen (vgl. S. 101 ff.). Von den Gesteinen der Sandstein-Brecciendecke ist die Triasserie i. a. durch einen 100—200 m breiten Streifen von Fuscherphyllit getrennt. Nur SW des Fichlberges schieben sich mehrere Quarzitzüge in diesen Zwischenraum, wobei es nicht sicher ist, ob die in der Karte ausgeschiedenen Quarzite im Liegenden der breccienführenden Kalke der Kote 1424 m schon zur Sandsteinserie oder noch zu den liegenden Quarzitzügen gehören. Bemerkenswert ist weiter, daß auch im Liegenden der Sandsteine und Breccien S des Kitzsteines ein stark brecciöser Dolomit auftritt (vgl. F. Trauth, 1925, Tf. IV). Die Fazies der Trias (Serizitquarzite, grüne, milde Serizitschiefer) entspricht der Trias N der Drei Brüder, unterscheidet sich aber ein wenig von der Trias der oberen Radstädter Decke. Tektonisch zeigt dieser Zug ein ähnliches Ausheben gegen die Tiefe zu wie die Sandstein-Brecciendecke. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, daß diese Triaszüge die Basis der nachtriadischen Gesteine der Sandstein-Brecciendecke darstellen, die erst tektonisch von dieser getrennt wurde. Gegen W hin begleitet dieser Triaszug (vgl. Blatt Kitzbühel-Zell a. See), die erwähnten Breccienzüge zwischen Bruck und Aisdorf. N des Rettenbachkopfes erreicht der Dolomit, der im Plankenaugraben nur in

kleinen Fetzen vorliegt, beachtenswerte Mächtigkeit. Diese Zone reicht bis Schwarzenbach SE von Uttendorf, wird also erst später von der Klammüberschiebung abgeschnitten, als die Sandstein-Brecciendecke.

3. Regionale Einordnung der Sandstein-Brecciendecke.

Regional tektonisch gesehen liegt die Sandstein-Brecciendecke zwischen der oberen Radstädter Decke und der Fuscher-Schieferhülle, wobei es von untergeordneter Bedeutung ist, daß ihre vorderste Stirn z. T. in die Fuscher Phyllite eingewickelt ist. Ziehen wir weiters in Betracht, daß in der Sandstein-Brecciendecke das Maximum der nachtriadischen, grobklastischen Sedimentation vorliegt, so liegt nichts näher, als sie mit der unteren unterostalpinen Einheit zu vergleichen, jener Einheit, der die Schwarzeckbreccien in den Radstädter Tauern und die Tarntaler Breccien im Lizungebiete angehören.

Die Schwarzeckbreccien der Radstädter Tauern sind abgesehen von für die Gesamtdeutung bedeutungslosen Quetschzonen nach der Meinung aller neueren Beobachter sedimentärer Entstehung (R. Staub, 1926, S. 180, 181, E. Clar, 1935, R. Schwinner, 1935, S. 78).⁶⁸⁾ Schon L. Kober gibt an (1922, S. 214 u. 216 ff.), daß die Breccien für die untere Radstädter Decke des Hochfeind bezeichnend sind. Ganz besonders scharf hat neuerdings E. Clar (1935, S. 215) auf diesen, allen Anschein nach faziellen Gegensatz der über den Liasschiefern liegenden Schichten der beiden Radstädter Haupteinheiten hingewiesen. Die Schwarzeckbreccie ist auf das Liegende des Twenger Kristallins beschränkt, der Jura-Crinoidenmarmor

⁶⁸⁾ Auch L. Kober, der diese Gesteine so wie F. Frech (1901, S. 15) und V. Uhlig (1906, S. 32) früher als Mylonit deutete (1922, S. 214), anerkennt jetzt deren sedimentäre Entstehung (1928). Die von F. Trauth (1925, S. 161) aufgezählten Breccien S Hainbach — jene vom Grieskareck sind mir nicht bekannt — sind offenbar nicht mit den Schwarzeckbreccien vergleichbar (vgl. S. 59), wohl aber jene S des Kitzsteins (vgl. S. 126). Auch die mit Pyritschiefern (Karinth bzw. Rhät-Lias) verknüpften Breccien sind Bildungen anderer Art (vgl. W. Schmidt, 1924, S. 315, und diese Arbeit, S. 61).

auf das Hangende. Sie „transgrediert“ auch nicht als verkehrter Liegendschenkel auf dem Twenger Kristallin (Staab, 1924), sondern liegt z. T. diskordant auf der liegenden Trias (R. Schwinner, 1935, S. 77—78), während sie von Twenger Kristallin mit tektonischem Kontakt überlagert wird (L. Kober, 1922, S. 212, R. Schwinner, 1935, S. 79, E. Clar, 1935, S. 215).

Ist der Zusammenhang der mesozoischen Schuppenzone W des Rauristales mit der oberen Radstädter-Einheit durch die mesozoischen Linsenzüge N und S der Klammkalke ein unmittelbar greifbarer, so findet sie im Westen, wie allgemein bekannt, erst nach langer Unterbrechung bei Krimml (C. Diener, 1900, Th. Ohnesorge, 1929) im Gerlostal, bei Mayrhofen (F. Becke, 1903) und in der höheren Einheit der Tarntaler Berge (= Recknerserie, A. Spitz, 1918) eine Fortsetzung. Ich möchte dazu nur bemerken, daß hier die bezeichnenden grünen Serizitphyllite der Triasbasis, ebenso wie im Unterpinzgau mit den liegenden „Schwarzphylliten“ (= Sanders Tuxerphyllite, die R. v. Klebelsberg, 1935, S. 227, mit Recht den Fuscher Phylliten gleichstellt), verschuppt sind z. B. Weg Krimml-Gerlosplatte, Graben SW Plattenkopf 2040 m; Weg von Vorderlanersbach auf das Torjoch zwischen 1420—1500 m Höhe). Daher möchte ich auch der Deutung O. Meiers (1925, S. 134) den Vorzug geben, der die grünen Serizitphyllite und Quarzite des Navistales für unterostalpine Schubfetzen hält, während R. v. Klebelsberg, l. c., in ihnen „randnahe Lagen der oberen Schieferhülle“ erblickt.

Mit unserer Sandstein-Brecciendecke vergleichbar sind ebenso, wie in den Radstädter Tauern, erst die Gesteine der unteren Haupteinheit der Tarntaler Berge, der Hippoldserie (A. Spitz, 1918, S. 174 ff.) mit den berühmten Tarntaler Breccien, die ja schon L. Kober (1923, S. 45) und neuerdings R. Schwinner (1935, S. 79) mit der Schwarzeckbreccie verglichen hat.⁶⁹⁾ Aber nicht nur die Breccien unseres Gebietes finden hier ein Gegenstück, sondern auch die Kalkphyllite und die Sandsteine. Freilich jene dicht gepackten Breccien („Dolomit in Dolomit, Schwingers Typ A, 1935, S. 73) und auch die kristallinischen Gerölle fehlen zwischen Fusch und Rauris. Bessere Übereinstimmung zeigen die Typen mit quarzitisch-glimmerigem Bindemittel. Wo aber die groben Breccien in Kalk-

phyllite übergehen (z. B. N Graue Wand), was schon F. E. Sueß (1894, S. 666) am Hippoldjoch beobachtete — herrscht volle Übereinstimmung mit den Breccien mit kalkigem Bindemittel zwischen Fusch und Rauris. Man wird diese Unterschiede leicht durch die Annahme verschiedener Entfernungen der Herkunftsgebiete und der Ablagerungsräume erklären können.⁷⁰⁾

Schon F. E. Sueß, l. c., unterschied auf Grund des eben erwähnten Überganges von Breccien in Kalkphyllit entsprechend den damaligen Anschauungen einen triadischen Kalkphyllit von den älteren Brenner Kalkphylliten. Jener mit den Breccien verbundene Kalkphyllit, B. Sanders (1911, S. 30) Tarntaler Kalkphyllit entspricht den gleichfalls stratigraphisch mit Breccien verbundenen Kalkphylliten und Kalken der Sandstein-Brecciendecke, die zu den Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern der oberen Schieferhülle im gleichen Verhältnisse stehen, wie die Tarntaler- zu den Brennerkalkphylliten.

Aber auch aus der unteren Radstädter Decke des Hochfeind beschreibt L. Kober (1922, S. 220) „Kalkphyllitmarmore“. Kalkphyllit und Breccienfazies greift also in posttriadischer Zeit von der Schieferhülle (Pennin) auf die untere, unterostalpine Einheit der Tauern über.

Noch überzeugender ist der Vergleich der Arkosesandsteine mit jenen von der Grauen Wand, E des Lizumtales, die R. Staub bekanntlich mit dem Arblatschflysch Graubündens verglichen hat (1924, S. 71—75). Neuerdings hat R. Schwinner (1935, S. 52) das Auftreten von Sandsteinen überhaupt heftigst bestritten. Die fraglichen Vorkommen unter dem Geyerspitze, kann ich nicht beurteilen, weil ich diese Stellen nicht besuchen konnte. In der vom Gipfel der Grauen Wand gegen E ziehenden Wandrippe stehen Arkosesandsteine, welche makro- wie auch mikroskopisch jenen der Sandsteinbrecciendecke vollkommen entsprechen, unzweifelhaft an. Auch das von Staub, l. c., angegebene Auftreten von Dolomitgeröllen im Sandstein — genau so wie z. B. im Bruckbachgraben (vgl. S. 71) — in

⁶⁹⁾ Auszuschließen sind wieder die kleinen Breccienlagen der Raibler Schichten, des schieferigen Lias usw. (vgl. A. Spitz, 1918, S. 178; R. Schwinner, 1935, S. 55 u. a.).

⁷⁰⁾ E des Rauristales, besonders im Großarlal, gehen auch unsere Breccien in grobblockige Typen im Streichen über (vgl. 1938, S. 54).

den von B. Sander (1912, S. 522) als Verrucano bezeichnetem Gesteine muß ich entschiedenst bestätigen.⁷¹⁾

Erwähnenswert ist schließlich noch das Auftreten ähnlicher Sandsteine im Verbands mit den Schwarzeckbreccien (Staub, 1924, S. 180, J. Cadisch, 1922, S. 500).

Für die Stichhaltigkeit des Vergleiches der Sandsteine des Unterpinzgaues mit jenen der Grauen Wand spricht auch noch der Umstand, daß gerade die genannten Schweizer Forscher, die SW von Klammstein im Gasteinertal anstehenden sandigen Kalke und Breccien, die der Sandstein-Brecciendecke angehören (vgl. 1938, S. 54) mit ihren Funden in den Tarntaler Bergen vergleichen (R. Staub, 1924, S. 76, J. Cadisch, 1922/23, S. 500).

4. Die Flyschfrage.

Trotz der eben genannten Hinweise der Schweizer Geologen hat A. Hottinger die „Flyschähnlichkeit“ der Sandstein-Brecciendecke nicht erkannt, denn erst N der Zone der Serpentinlinsen erscheint nach Hottinger „die höhere Schieferzone“, d. i. der „penninische Flysch“ (S. 79, 86). Hottinger ist aber im Irrtum, wenn er glaubt, „eine ganz neue Schichtserie“ (1935, S. 288) vorzufinden. Wie schon mehrfach gezeigt wurde, liegt hier eine komplizierte Verfaltungszone zwischen dem Radstädter Mesozoikum und dem um die Stirn der Sandstein-Brecciendecke herumgehenden Schwarzphylliten vor. Hottinger erwähnt zwar eine Ähnlichkeit der „Kalktonschiefer und schwarzen Phyllite“ mit denen im S, stützt aber seine Unterscheidung auf die angeblich neuauftretenden „grünen Schiefer und bunten Phyllite“ (S. 289), die jedoch nach ihrem streichenden Zusammenhang die unzweifelhafte Fortsetzung der Serizitphyllite der Klammzone darstellen. Ganz willkürlich werden einige der Kalke und Dolomit für „Deckschollen“ über dem Flysch erklärt. Weiter ist es irrig zu glauben, der Klammkalk hebe gegen W aus. Die sandigen Typen und Breccien sind wahr-

⁷¹⁾ Daß es sich bei dem großen Block auf der Torjochhöhe, wie R. Schwiner (1935, S. 74) meint, um tektonisch eingewalzte Dolomitfetzen handelt, ist durchaus möglich. Sicherlich trifft dies jedoch nicht bei jener Stelle zu, die Staub meint (d. i. Wandfuß, N-Seite der erwähnten Wandrippe). Die mehrere Zehner von Metern mächtigen, wandbildenden Sandsteinlagen in den Breccien als „verwitterte Serizitquarzite Radstädter Art“ zu deuten (S. 53), halte ich mit Hinblick auf die Dolomitgerölle für ausgeschlossen.

scheinlich die schon erwähnten (S. 124) nach N vorgetriebenen Schubfetzen der Sandstein-Brecciendecke, die von Hottinger (S. 289—90) gelieferten Beschreibungen und Schliffuntersuchungen, sind leider unüberprüfbar, weil sie ohne Ortsangaben vorliegen und daher niemand beurteilen kann, um welche Gesteine es sich dabei handelt.

Entscheidend für die Altersfrage der ganzen posttriadischen Schichtfolge von Breccien, Kalkphylliten und Sandsteinen im Tarnal, in der Hochfeindzone⁷²⁾, wie auch im Unter-Pinzgau ist die Angabe von A. Spitz (1918, S. 151), daß in den Tarntaler Bergen die Breccienmassen von den roten und grünen Kiesel-schiefern und Radiolariten des Malm überlagert werden.⁷³⁾ Nach R. v. Klebelsberg (1935, S. 243) wurden bisher diese Gesteine noch nie als Gerölle in der Breccie gefunden. Nach E. Clar trifft dies in gleicher Weise auch für den unteren liassischen Breccienkomplex — mit dem allein unsere Sandstein-Breccienfolge verglichen werden kann — der unteren Radstädter Decke zu. Es ist daher die Sandstein-Brecciendecke des Unterpinzgaues stratigraphisch zwischen Trias und den Malm zu stellen, zur Hauptsache wohl in den Lias. Es kann daher weder die Sandstein-Breccienzone⁷⁴⁾, bzw. deren Äquivalente in der Hippoldserie und der unteren Radstädter Decke, noch A. Hottingers zu Unrecht als etwas besonderes hingestellte „höhere Schieferzone“ als ein Äquivalent des penninischen Flysches betrachtet werden.

V. Die Fuscher Schieferhülle.

Betrachten wir die Fuscher Schieferhülle als Ganzes, so fällt der unruhig bewegte Gesteinswechsel ihres nördlicheren Teiles, — ungefähr bis zur Hangendgrenze des Kalkglimmerschiefers

⁷²⁾ R. Schwinner (1935, S. 79) betont mit guten Gründen, daß man diese so übereinstimmenden Serien nicht wie R. Staub (1924) zeitlich verschieden deuten kann.

⁷³⁾ P. Bieser (1934, S. 81, bes. Tafel IV) deutet das schmale Band von Aptypenkalk und Radiolarit zwischen dem Dolomit der Recknerbasis und den Breccien als inverse Basis der Breccien, doch macht die Annahme einer normalen Lagerung die Verhältnisse besonders in Hinblick auf den unter den Breccien folgenden Dolomit viel klarer.

⁷⁴⁾ Petrographisch entspricht wohl mancher Sandstein dem penninischen Arblatschflysch, den ich zwischen Avers und Oberhalbstein kennen lernte, doch erscheint mir, abgesehen von der für ein bindendes Urteil zu geringen Vertrautheit mit den Verhältnissen Bündens die Beweisführung von A. Spitz und E. Clar zwingend.

der Drei Brüder, — im Vergleiche zu dem breitangelegten Schuppenbau der südlicheren Zone auf. Beide Zonen tragen in der Literatur verschiedene sich teils deckende, teils überschneidende Namen. L. Kober (1922, S. 220) unterscheidet im Liegenden der Klammkalke die Anthaupten- und die Bernkogelzone. Besonders in der ersteren Zone sind die verschiedensten Gesteinsgruppen zusammengefaßt. Die Auflösung dieser „Mischungszone“ ist jedoch gut durchführbar. Auszuscheiden sind vor allem die „Grauwacken“; d. h. die posttriadischen Arkosesandsteine und die mit diesen verbundenen Breccienkalke. Die Porphyroide stehen im Verband mit den Serizitphylliten und Quarziten Radstädter Art, gehören also noch zum „Unterstalpin“. Es verbleiben bei der Anthauptenzone die Gabbroamphibolite, die Quarzite vom Typus des Anthaupten und der alle diese Gesteine umhüllende Fuscher Phyllit. Der gleiche Phyllit liegt auch S der tauchenden Stirn des Kalkglimmerschieferzuges der Drei Brüder. Auf diese Tatsache hat schon Hottinger (1935) aufmerksam gemacht und ich stimme mit ihm vollkommen überein, wenn er die Plattenkogel-Anthauptenzone (S. 320) noch zum Pennin rechnet und nicht wie L. Kober (1922, S. 220) in ihr eine Fortsetzung des Twenger Kristallin bzw. der unteren Grauwackendecke erblickt.⁷⁵⁾

War der Begriff der Anthauptenzone zu weit, so ist der Begriff Bernkogelzone zu eng gefaßt, denn damit ist einem der vier großen Kalkglimmerschieferzüge eine Sonderstellung eingeräumt, die ihm nicht zukommt. Mit den Klammkalken N des Schuhflickers steht der Bernkogelzug keineswegs in Verbindung.

Eine Übersicht über diese Verhältnisse, welche auch die Gliederung A. Hottingers zum Ausdrucke bringt, zeigt am besten eine Tabelle (S. 143).

Die wesentlichste Änderung gegenüber früher versuchten Gliederungen ist die Abtrennung der Sandstein-Brecciendecke. Das nach dieser Abtrennung verbleibende Kleinschuppengebiet über den großen Kalkglimmerschieferzügen nenne ich in Anlehnung an die Bezeichnung Kobers: Zargl-Anthauptenzone.⁷⁶⁾ Auf die Sonderstellung der Triaszüge des Plan-

⁷⁵⁾ Die Angaben sind hier zum Teil einander widersprechend, vgl. besonders Absatz 5 und Absatz 2 von unten.

⁷⁶⁾ Zur Bezeichnung „Plattenkogel—Anthauptenzone“ von Hottinger (1935, S. 320) vgl. S. 68, Fußnote ²³⁾.

kenaugrabens und der Erlhofalm wurde schon hingewiesen (vgl. S. 126).

1. Die Zargl-Anthauptenzone.

Die höchstwahrscheinlich paläozoischen Gesteine dieser Zone können am besten mit der unteren Schieferhülle verglichen werden. Nur der nördlichste der Kalkglimmerschieferzüge, der Bernkogel-Roßkopfzug dringt mit seinem westlichsten Ende noch seitlich in die Kleinschuppenregion der Zargl-Anthauptenzone. Die Kleinschuppenstruktur (Hottinger, 1934, S. 17) ist ein Hinweis auf die Nähe der Überschiebung des Unterostalpins (= Sandstein-Breccien- und obere Radstädterdecke).

Aber noch ein anderer bisher wenig beachteter tektonischer Faktor verdient Beachtung, bietet er doch den Schlüssel zum Verständnis der Tektonik dieses Abschnittes: die Faltenachsen und die dazu fast durchwegs parallelen Streckachsen fallen regional gegen W mit 15—20° ein. Diese Übereinstimmung von Groß- und Kleintektonik läßt auf einen einheitlichen Bewegungsvorgang schließen.

Die vom Landsteg im Rauristal westwärts ziehenden Gabbroamphibolite tauchen im Wolfsbachtale (bei der Salwandhütte Kote 1273 m) tunnelartig gegen W unter die Schwarzphyllite. Sie stehen nicht wie Hottinger (1935, S. 321 u. Tf. XIV) angibt mit jenen von der Kote 1948 m am Archenkogelkamm in streichender Verbindung. Der zwischen den Kalkglimmerschiefern des Roßkopf- bzw. Baukogelzuges eingeklemmte Gabbroamphibolit hebt gegen die Tiefe des Wolfsbaches aus, setzt W des Tales zwar wieder ein, zersplittert sich aber gegen den Archenkogelkamm zu vollständig.

Ein Blick auf die Karte zeigt besser als lange Erörterungen wie das regionale W-Fallen der tektonischen Achsen, in Verbindung mit dem Relief der Landschaft jenes wechselvolles Bild erzeugt, wobei in der Tat „kein Profil dem anderen gleicht“. Die Regel ist: Ausheben gegen E und Untertauchen gegen W.

Räumlich und im großen gesehen, erhält man das Bild von linsenförmigen, N fallenden Gesteinskörpern, die weder besonders tief nach N tauchen, noch mit irgendeiner Wurzel in S in Zusammenhänge stehen. Der Fuscher Schwarzphyllit ist gleichsam das Grundgewebe, in welchem die ausgeschwänzten und

geregelten „Porphyroklasten“ liegen. Ursprüngliche Zusammenhänge dieser Linsen kann man vielfach daran erkennen, daß sie im gleichen Streichen verschwinden und wiederkehren.

Im Maßstabe der Karte fast nicht mehr wiederzugeben, ist das Ausmaß der Zerschuppung an der Liegendgrenze des Triasquarzites S der Kote 1844 m des Archenkogelnordgrates.

2. Die Zone der großen Kalkglimmerschieferzüge.

Der nördlichste der vier großen Kalkglimmerschieferzüge unseres Gebietes ist der Bernkogel-Roßkopfszug. Vom Bernkogel am Kamme zwischen Rauris und Gastein ist er in bedeutender Mächtigkeit über das Rauristal hinweg, durch die N-Flanke des Roßkopf bis zur Arlingalm zu verfolgen. Von hier an verschmälert er sich plötzlich, bildet zwar noch die auffallenden E-Abstürze im Baukogelnordgrat SW dieser Alm, erreicht aber, abgesehen von einigen dünnen Spänen, nicht mehr den Grat, sondern taucht etwa 20—50 m unterhalb tunnelartig unter den schwarzen Fuscher Phyllit. N der oberen Wangleralm, jenseits des Grates, taucht der Kalkglimmerschiefer wieder auf, wobei er örtlich mit Gabbroamphibolit verfaltet ist, und erreicht im mittleren Wolfsbachtale fast wieder seine alte Mächtigkeit. W des Baches verschmälert sich unser Kalkglimmerschiefer schnell, was z. T. auch dadurch begründet ist, daß er bei der Alm am Felskopf der Kote 1270 m einem Klotz von Gabbroamphibolit nach N ausweicht, so daß er bei dieser Hütte fast N-S streicht. Gegen die obere Alm (Kote 1570 m) dünnt er immer stärker aus und taucht schließlich endgültig unter. Diese Unterfahrung des Baukogelnordgrates gibt ein klares Bild vom Baustil des Gebietes, welcher von dem der Zargl-Anthauptenzone grundsätzlich nicht verschieden ist. Noch weit nach W erscheinen in der ungefähren Streichverlängerung z. T. breccienführende Kalkglimmerschiefer (Kote 1848 m, im Schaidmoostal, am Breitkopfnordgrat bei Kote 1713 m), die als in S zurückgebliebene Späne des im Sinne des Achsengefälles untergetauchten Roßkopfszuges zu deuten sind.

Durch einen Schwarzphyllitstreifen von wechselnder Breite stets vom Roßkopf-Bernkogelzuge getrennt, folgt in S der Kalkglimmerschieferzug der Drei Brüder und des Baukogels, der durch eine Reihe von Berggipfeln schon morphologisch scharf hervortritt.

Hervorzuheben ist jedoch, daß die Kalkglimmerschiefer des Bernkogels nicht mit diesem Zuge in streichender Verbindung stehen, wie dies die Karte L. Kobers (1922, Tf. II), H. Veters (1934) und auch Hottingers (1935, Tf. XIV) zeigen. Der im Fuschertale nur wenig mächtige Kalkglimmerschiefer (vgl. Blatt Kitzbühel—Zell a. See) gewinnt gegen den Langweidkogel nach oben zu schnell an Mächtigkeit und ist weiter über die Drei Brüder bis zum N Grat des Archenkogels zu verfolgen. Hier am Grate ist der Kalkglimmerschiefer etwa 400 m breit, unten im Wolfsbachtal nur 150—200 m. Im Hochmahderkar zeigt der Wandfuß noch die volle Mächtigkeit, jenseits des Kares erscheint Schwarzphyllit N der Kote 1682 m. Das gleiche Spiel wiederholt sich zu beiden Seiten des Baukogelgrates (vgl. Karten). Daraus geht hervor, daß der Kalkglimmerschiefer von oben her in den Schwarzphyllit stürmend eintaucht, wie dies schon von Cornelius (1931, S. 105) und Hottinger (1935, S. 320) vermutet wurde. E vom Baukogel kann man den Kalkglimmerschiefer in einem schmalen Bande bis zur oberen Roßkopfbalm, Kote 1756 m, verfolgen. Etwa 150 m E dieses Punktes, hebt der Kalkglimmerschiefer gegen E in die Luft aus, wobei er mit dem Schwarzphyllit lappig verfaltet ist. E dieser Stelle steht nur Schwarzphyllit an mit einigen unzusammenhängenden Kalkglimmerschieferspänen. Erst tief unterhalb bei der Kote 1471 m (SE Sprunghahnalm) stoßen wir auf einen unförmigen Kalkglimmerschieferklotz, der nicht mit dem Baukogelzug zusammenhängt, sondern tunnelartig gegen W untertaucht. Ein ähnliches Verhalten beschreibt Cornelius (1934, S. 32) aus den Dietelsbach W Kaprun. Die Züge des Baukogels und der des Grubereck-Gladinkogels liegen im gleichen Streichen und gehörten vielleicht früher zusammen. Wir erkennen wiederum die linsenförmig zerrissene Gestalt der Gesteinskörper (vgl. S. 134). Die Scharte zwischen Grubereck und Gladinkogel besteht wieder nur aus Schwarzphyllit. Vom Bernkogel bleibt dieser Zug stets durch Schwarzphyllit getrennt (vgl. dagegen A. Hottinger, 1935, Tf. XV). Schon L. Kober (1933, Tf. II) läßt die beiden Züge W vom Gasteinertal enden, und ich möchte vermuten, daß sie E-wärts genau so in die Luft ausheben, wie der Baukogelzug oder Hirschkopf, wofür schon das flache Wiesengelände W Unterberg im Gasteinertale spricht. Der den Kalkglimmerschiefer des Zuges der Drei Brüder vom Langweidkogel bis

zum Hochmahderkar überlagernde Prasinit wurde offenbar mit jenem eingeschuppt. Für die Stirnung im Schwarzphyllit sprechen auch die schon von L. Kober (1922, S. 212), sowie auch von Hottinger (1935, S. 319) beschriebenen Faltenbilder in der E-Wand des Breitkogel-Nordgrates. Der Kalkglimmerschiefer des Hirschkopfes steht mit dem der Schreckalm nicht in streichender Verbindung. Im Graben des Wirtsalmbaches zwischen 1550 und 1650 m und auch sonst am ganzen Gehänge W des Gipfels finden wir nur Schwarzphyllit, ebenso auch an der Rauriser Seite zwischen der Gstatter Hochalm und der unteren Roßkopfalpe. Der Hirschkopf stellt eine ganz seicht nach N-tauchende Kalkglimmerschieferstirn dar. Schon vom Rauristale sieht man an der E-Seite des Berges zwischen 1900 und 2000 m Höhe einen schräg nach NE hinabziehenden Wandzug. Bei näherem Zusehen erkennt man ein Ausheben der Kalkglimmerschiefersyncline gegen E. Die lappenförmige Verfaltung ist besonders E des Buchstaben K des Wortes Hirschkopf der alten Landesaufnahme aufgeschlossen. An der W-Seite ist das Ausheben wegen Schuttbedeckung weniger deutlich. Breit und mächtig erscheint entsprechend tiefer auf der anderen Talseite der Kalkglimmerschiefer der Schreckalm und Roten Wand. Auch hier erkennt man deutliche Verfaltung mit dem Schwarzphyllit, z. B. bei der Kote 1702 m, NE Rote Wand. Auffallend ist das Verflachen des Einfallens im hintersten Wolfsbachtale (30° bis 50° N) im Vergleiche zu den nördl. Gebieten. Der Sulzbachprasinit (A. Hottinger, 1935, S. 318) ist auf den Graten von einem schmalen Kalkglimmerschieferbande überlagert, welches gegen unten in den Schwarzphyllit einspießt. Erwähnenswert ist die starke Albitisation zwischen dem Sulzbachprasinit und dem Kalkglimmerschiefer des Tristwandzuges. Die vielen kleinen Gabbroamphibolitlinsen in dem breiten Schwarzphyllitgebiete des hinteren Wolfsbaches, die oft quer zum allgemeinen Streichen stehen, zeigen die Verschuppung dieser äußerlich einförmigen Zone an.⁷⁷⁾ S vom Breitenebenkopf gelangt man nach den Angaben Hottingers (1935, S. 316, 317) nach Querung einer Schuppenzone mit Glimmerschiefer, Quarzit, Dolomit und Rauchwacke an den Hangendprasinit der geschlossenen Kalkglimmer-

⁷⁷⁾ Den Ausscheidungen von „Bündner Schiefer“ i. a. und „schwarze Phyllite“ A. Hottingers (1935, Tafel XIV) vermag ich hier wie anderwärts nur zum geringsten Teil zu folgen.

schiefermasse in der oberen Glimmerschieferhülle (= Glocknermesozoikum).

3. Das tektonische Verhältnis der Fuscher Schieferhülle zur geschlossenen oberen Schieferhülle (= Glocknermesozoikum).

H. P. Cornelius (1934, S. 31) leugnet einen Unterschied zwischen den Fuscher Phylliten und den Phylliten der Grauwackenzone (= Wildschönauerschiefer) und verlegt daher den Rand des Tauernfensters an den N-Rand der geschlossenen Kalkglimmerschiefermasse der oberen Schieferhülle. A. Hottinger (1935, S. 361) vergleicht sowie R. Staub (1924) alle „höheren Schuppen über dem Glocknermesozoikum“, die als eine hochpenninische Serie erklärt werden, mit der Matreierzone am Tauern-S-Rand. Demgegenüber sei mit aller Entschiedenheit betont, wobei ich mich auf die neuen Aufnahmen von S. Prey (1936) und auf die Ergebnisse gemeinsamer Begehungen stütze, daß die Matreierzone unbedingt mit den Radstädter Decken gleichzustellen ist, wenn auch Späne von Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer, genau so wie am Tauern-N-Rand mit den Radstädter Gesteinen verschuppt sind.

Größtes Gewicht möchte ich auf die schon von Cornelius (1931, S. 105) erwähnte Analogie der Gesteine der Fuscher Schieferhülle mit jenen der unteren Schieferhülle legen und folgende Deutung zur Diskussion stellen: die ganze Masse der Kalkglimmerschiefer und Prasinite der oberen Schieferhülle im Sinne von Cornelius stellt eine ziemlich seichte, nach N tauchende Großsynklinale dar. N dieser Synklinale tauchen die Schwarzphyllite der unteren Schieferhülle (Riffelschiefer) samt ihren charakteristischen Begleitern Gabbroamphiboliten, Quarziten in der Fuscher Schieferhülle wieder auf. S. Prey (1936) gelang es auf der S-Seite des Sonnblicks zu zeigen, daß die Kalkglimmerschiefer als Muldenkerne symmetrischer Synklinalen, zwischen den von Glimmerschiefern und schwarzen Phylliten umhüllten Zentralgneiskernen liegen. Die von hier ausgepreßten Kalkglimmerschiefermassen stauen sich im Fuschertale und tauchen gegen N in die Tiefe. Die auf den Kämmen so mächtig ausgebreiteten Kalkglimmerschiefer und Prasinite schrumpfen im Fuschertale zwischen dem Kendlspeitz und der Hohen Gamsburg (vgl. Glocknerkarte) auf etwa 100—200 m zusammen. S

von Wörth im Rauristale halte ich es für wahrscheinlich, daß die Kalkglimmerschiefermassen zu beiden Seiten des Hüttwinkels (Türchelwand, Schafkarkogel-Platteck) überhaupt ausheben und sich der Fuscher Phyllit des N-Rahmens mit dem Schwarzphyllit der unteren Schieferhülle vereinigt.⁷⁸⁾

Ist diese Verbindung stichhältig und setzt man mit H. P. Cornelius den Fuscher Phyllit den Pinzgauphylliten gleich, dann kann es wie L. Kölbl bereits betont hat, ein Tauernfenster im herkömmlichen Sinne nicht geben. Der gezeigte fazielle Gegensatz zwischen Fuscher- und Pinzgauphyllit und noch viel mehr deren tektonische Trennung durch das Radstädter Deckensystem löst jedoch diese Schwierigkeit.

Besteht aber der oben angedeutete Zusammenhang der unteren Schieferhülle und der Fuscher Schieferhülle nicht, so wäre noch die Möglichkeit offen, die Fuscher Schieferhülle als paläozoische Basis des Unterostalpins der Radstädter Decken zu deuten. Die Nordgrenze des eigentlichen penninischen Tauernfensters läge dann, wie dies H. P. Cornelius annimmt, am N-Rande der großen Kalkglimmerschiefermassen. Auch die von H. P. Cornelius aufgefundenen Gebiete von Altkristallin zwischen Kapruner- und Felbertal (1932, S. 35; 1935/c, S. 7; 1935/d, S. 146), könnten in diesem Falle zwanglos als Kristallin des „Nordrahmens“ gedeutet werden.

Ist jedoch die Fuscher Schieferhülle „penninisch“, dann muß man dieses Altkristallin entweder als Bestandteil der Schieferhülle oder als Basiskristallin einer tiefsten, unter der Sandstein-Brecciendecke liegenden, unterostalpinen Schuppe deuten, wofür auch die gelegentliche Überlagerung durch Quarzit und Triasdolomit zu sprechen scheint.

Wenn wir uns die durch Einwicklungen verursachten „Störungen“ der normalen Übereinanderfolge der Deckensysteme zwischen Fuscher und Rauristal nochmals in Erinnerung rufen, so finden wir, dieses Zurückbleiben „ostalpiner Elemente“ im „Pennin“ erklärlich. Gleichzeitig erkennen wir den Grund, warum

⁷⁸⁾ An der Straße (z. B. Felsnase 1 km S Wörth bei der Kapelle) findet man nur Schwarzphyllit, während sich darüber die Kalkglimmerschiefer und Prasiniten in hohen Wänden erheben. Wie mir Herr Dr. Th. Ohnestorpe freundlichst mitteilte, kann man diesen Zusammenhang am linken Ufer tatsächlich verfolgen.

alle schematisierenden Gliederungsversuche des Tauernnordrandes nicht befriedigen können.

D. Zusammenfassung der Ergebnisse.

In dem Abschnitt des Tauernnordrandes zwischen der Salzach, dem Fuscher- und dem Rauristal konnte festgestellt werden, daß trotz weitgehendster gegenseitiger Verschuppungen und Einwicklungen eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge von vier petrographisch, und stratigraphisch scharf unterscheidbaren Einheiten vorliegt, die es gestatten, den Rand des Tauernfensters eindeutig festzulegen. Es sind dies von N nach S:

1. Die Pinzgauer Phyllitzone („Oberostalpin“).
2. Die obere Radstädter Decke, gegliedert in die Kleinarler Decke und die beiden Klammkalkschuppen („Unterostalpin“).
3. Die Sandstein-Brecciendecke = Untere Radstädter Decke („Unterostalpin“).
4. Die Fuscher Schieferhülle („Pennin“).

Es handelt sich bei diesen Einheiten nicht um schematische Serien, sondern die hier dargelegte Gliederung des Tauernnordrandes ergab sich zwangsläufig aus dem bei der Detailaufnahme im Maßstabe 1 : 25.000 als gesetzmäßig erkannten gemeinsamen räumlichen Auftreten petrographisch definierter Gesteine.

Stratigraphische Ergebnisse:

Die Pinzgauer Phyllitzone wurde zwar nur in einem schmalen Streifen genauer untersucht, trotzdem kann auf Grund weitausgreifender Übersichtsbegehungen gesagt werden, daß nicht nur der Innsbrucker Quarzphyllit, sondern auch der Wildschönauer Schiefer nicht mit den wahrscheinlich paläozoischen schwarzen, graphitischen Fuscher Phylliten als identisch angesehen werden kann. Die Wildschönauer Schiefer sind gröber klastisch, zumeist hellgrau oder grünlich und enthalten nur untergeordnet stärker graphitische Einlagerungen. Trotz der höheren Metamorphose im Tauerninnern bleibt das dunkle Pigment der Fuscher Phyllite regional erhalten.

Die Basis der oberen Radstädter Decke bildet der überaus kennzeichnende grüne z. T. rotgefleckte Quarzserizitphyllit „Radstädter Art“ (R. Schwinner) mit eingelagerten Quarzkonglomeraten und grünen Serizitquarziten. Auf Grund eingelagerter z. T. gipsführenden Rauhwaschen (bei Lend W. Fisch) ist ein

permoskythisches Alter sehr wahrscheinlich. Diese Gesteine stehen in streichendem Zusammenhang mit der „Kleinarler-Quarzphyllit-Quarzitgruppe F. Trauths und mit M. Starks Verukanobasis des Klammkalks.

Darüber lagern in äußerster Verschuppung mit der Basisserie graue bis gelbe Dolomite, dolomitische Primärbreccien (Trias) und vorwiegend weiße oder rötliche, aber auch graue Glimmerkalken (Jura, z. T. Untertrias?). Zwischen Dolomit und Kalk liegen beim Gehöft Rieser Pyritschiefer und Dolomitbreccien mit rotem kalkigen Bindemittel, deren Zuteilung zum Karinth oder zum Rät-Lias nicht sicher steht.

Der Klammkalk entspricht faziell den weißen und grauen Glimmerkalken nur überwiegen hier dunklere Typen. Der fazielle Gegensatz gegenüber den Juramarmoren der oberen Radstädter Einheit kann damit erklärt werden, daß die beiden Klammkalkschuppen tektonisch als tiefste Schuppen der oberen Radstädter Einheit gedeutet werden müssen und daher bereits Anklänge an die Kalkphyllitfazies der unteren Radstädter Einheit und der Pennins zeigen.

Bisher nahezu unbeachtet blieb der mächtige Schichtstoß von posttriadischen Arkosesandsteinen, der durch alle Übergänge mit Dolomitbreccien mit teils quarzitischem, teils kalkigem Bindemittel, Plattenkalken und Kalkphylliten verknüpft ist. Stellenweise führen die Breccien noch erkennbaren Crinoidengrus. Regional gesehen entsprechen diese Gesteine dem grobklastischen Lias der unteren Radstädter Decke des Hochfeinds bzw. der Hippoldschuppe der Tarntaler Berge. Nahe der Basis dieses tektonisch selbständigen Schichtstoßes — daher Sandstein-Brecciendecke — treten, getrennt durch Gesteine der Schieferhülle, weiße blättrige Serizitquarzite, grüne, milde Serizitschiefer mit gipsführenden Rauhwacken und etwas Dolomit auf. Wahrscheinlich handelt es sich da um eine tektonisch abgescherte Triasbasis der Sandstein-Brecciendecke. Den Nordrand der Sandstein-Brecciendecke begleiten zahlreiche Serpentinlinsen, deren Strukturmerkmale ein bronzitperidotitisches Ausgangsmaterial erschließen lassen.

Das Hauptgestein der Fuscher Schieferhülle ist der durchwegs schwarz gefärbte, wahrscheinlich paläozoische Fuscher Phyllit, der als stratigraphische Einlagerungen graue bis braune Quarzite, etwas Graphitquarzit, Muskowitquarzit und Gabbro-

amphibolite führt. Diese ganze Serie zeigt auffallende Ähnlichkeit mit der unteren Schieferhülle, mit welcher sie höchstwahrscheinlich S von Wörth in unmittelbarem Zusammenhang steht. In diese Serie sind in Form von tauchenden Stirnen die post-triadischen Kalkglimmerschiefer und Prasinite der oberen Schieferhülle, gelegentlich auch etwas Serizitschiefer, Dolomit und Marmor (Trias) tektonisch eingeschaltet. Die Prasinite gehen mit den Kalkglimmerschiefern, während die Gabbroamphibolite stets an die Fuscher Phyllite gebunden sind, woraus man ersehen kann, daß beide Gesteine entweder schon primär getrennten Herkunftsbereichen einer einheitlichen Eruptivmasse entstammen oder verschiedenen Alters sind.

Auch die Kalkglimmerschiefer der Fuscher Schieferhülle führen ziemlich häufig Dolomitbreccien. Während der oberen Radstädter Einheit posttriadische Breccien vollkommen fehlen, greift die posttriadische Breccienfazies, die in der Sandstein-Brecciendecke (= Untere Radstädter Einheit) ihr Maximum erreicht, ebenso wie die Kalkphyllitfazies auch noch auf das „Pennin“ der Schieferhülle über, klingt aber allmählich gegen Süden aus, so daß im geschlossenen Glocknermesozoikum die Breccien fast völlig fehlen.

Das Bild der Metamorphose der Gesteine beherrscht das Wechselspiel von Kataklyse und Kristalloblastese, deren jeweiliges Vorherrschen bedingt wird, teils durch die allgemeine Zunahme Rekristallisation gegen S, teils durch das Auftreten besonders reaktionsfähiger Gesteine bzw. Zonen gesteigerter Durchbewegung mit erhöhter Kristalloblastese infolge gesteigerter Diffusionsmöglichkeiten (F. E. Sueß, 1937). Protogene Relikte und klastische Strukturen werden weder durch die mit der alpinen Gebirgsbildung verbundene Durchbewegung (Kataklyse), noch durch die dieser folgenden und z. T. mit ihr interferierenden Neukristallisation („enogene Regionalmetamorphose durch Überlagerung“, F. E. Sueß, 1937) vollständig zerstört

Tektonische Ergebnisse:

Die Pinzgauer Phyllite stoßen an einer scharfen \pm steil stehenden Störungszone, der Klammüberschiebung, an die Gesteine der oberen Radstädter Decke. Da diese Überschiebung sowohl den Schuppenbau des Tauernnordrandes, als auch das Streichen der Pinzgauphyllite in einem schrägen Winkel schnei-

det, handelt es sich um eine Störung, die jünger ist als der Überfaltungsbau, die aber möglicherweise auf eine alte tangential Schubbahn zurückgeht.

Die obere Radstädter Einheit ist in vier Großschuppen zu gliedern, die durch zwischen die mesozoischen Gesteine eingeschalteten grünen Quarzserizitphyllite z. T. auch durch darunter folgende eingeschuppte Fuscher Phyllite von einander getrennt sind (vergl. Tabelle S. 143).

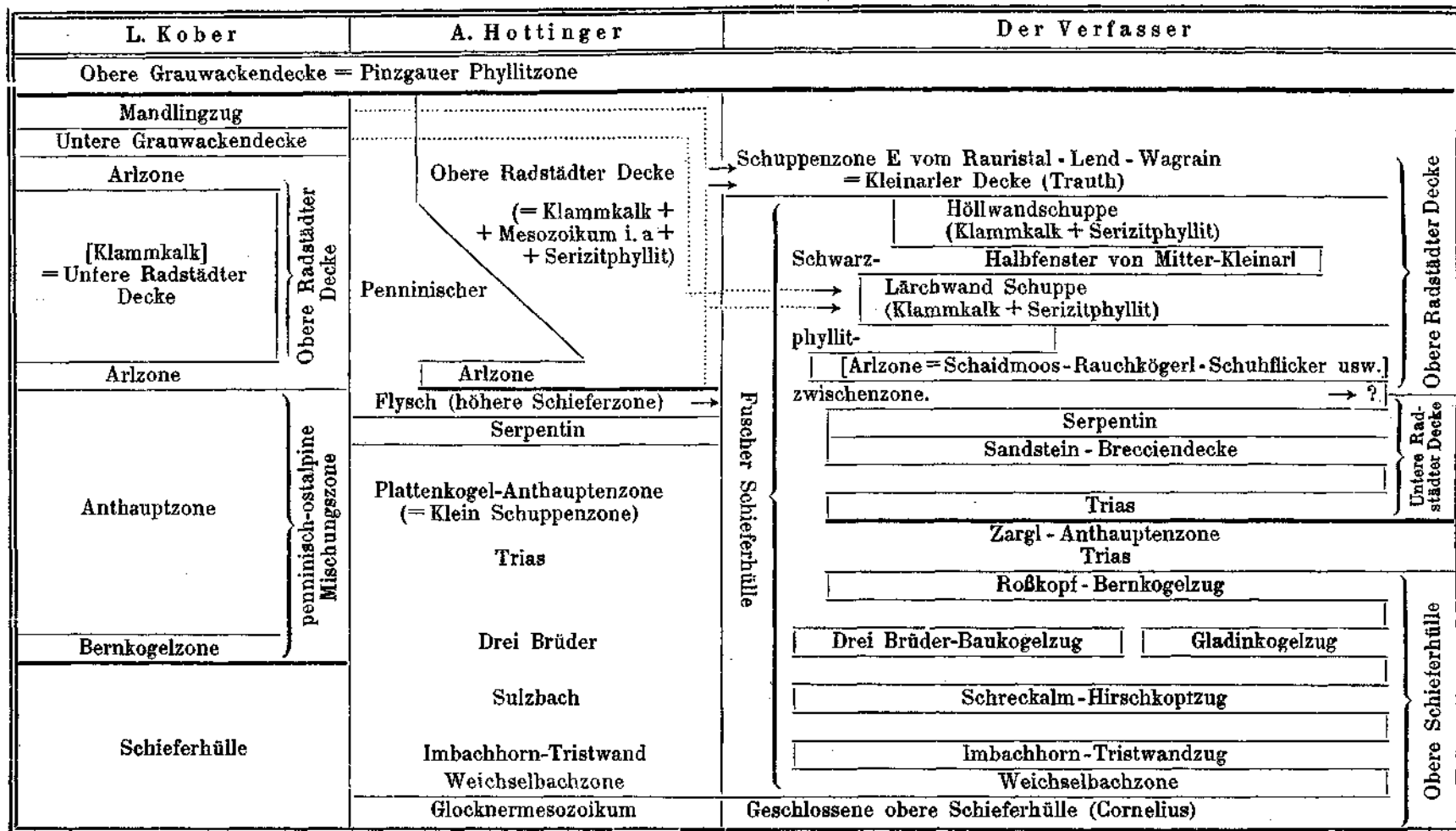
Die südlichste Schuppe (= Arlzone, L. Kober) entspricht faziell der nördlichsten Schuppe (= Kleinarler Decke, F. Trauths) und taucht nicht besonders tief gegen N ein. Die dazwischenliegenden beiden Klammkalkschuppen haben daher Teile der Kleinarler Decke überholt und unter sich eingewickelt.

Die Sandstein-Brecciendecke stellt sich als eine nur seicht nach N tauchende Stirn dar, die sich mit ihren vordersten Teil in den Fuscher Phyllit hineingebohrt hat, so daß auch noch die Gesteine der oberen Radstädter Decke mit der Schieferhülle in Berührung treten bzw. mit ihr verschuppt sind.

Die tektonisch mit den übrigen Gesteinen der Fuscher Schieferhülle verschweißten Kalkglimmerschiefer und Prasinitzüge sind als Stirnschuppen der in der Glocknerdepression zusammengestauten oberen Schieferhülle aufzufassen. Östlich und westlich der Glocknerdepression fehlen Stirnschuppen dieses Ausmaßes. Das einheitliche W-Fallen (15 bis 20°) der Faltenachsen in diesem Abschnitte des Tauernnordrandes und der damit fast immer parallelen Streckachsen bringt es zusammen mit dem Relief der Landschaft mit sich, daß das stürnende Eintauchen, die Verfaltung im Großen wie im Kleinen, das Ausheben gegen E, sowie das tunnelartige Untertauchen gegen W vorzüglich zu beobachten sind.

Die Bauelemente des Fensters (Pennin und Unterostalpin), streichen schräg an die Klammüberschiebung — die S Grenze der eintönigen oberostalpinen Phyllitmassen — heran und verschwinden daher eine nach der anderen gegen W hin. In dem mittleren Teile des Tauernnordrandes zwischen dem Fuschertale und Krimml haben sich die entsprechenden unterostalpinen Einheiten, entweder von ihrer Wurzel in S getrennt und liegen in der Tiefe begraben oder aber — was wahrscheinlich ist — sie sind in diesem Abschnitte in nennenswerter Mächtigkeit überhaupt nicht nach N vorgedrungen, was durch die allgemeine

Schematische Übersicht der tektonischen Gliederung des Nordrandes des Tauernfensters zwischen Fuscher- und Kleinartal.



— = penninisch-ostalpine Grenze, [] eingewickelt.

„seichte“ Stirnung der einzelnen Schuppen angedeutet zu sein scheint. Durch das Aneinanderprallen, der trotz der aufgezeigten faziellen Unterschiede einander ähnlichen Fuscher Phyllite und Wildschönauer Schiefer ohne einem Hiatus in der Metamorphose entsteht der nur scheinbare Eindruck, als hätte das Tauernfenster keinen Nordrand.

Erklärung zu den Dünnschliffphotographien auf Tafel IV.

- Fig. 1: **Crinoidenführende Breccie.** Wolfsbachtal, Ostflanke des Plattenkogels in 1050 m Höhe. Ohne Analysator, etwa 54mal vergrößert. Große, verzwilligte Kalzitkristalle. In der Mitte ein dunkel pigmentierter Halbkreis mit deutlicher Crinoidengitterstruktur. Der dieses Gitter erfüllende Kalkspatkristall ist durch Sammelkristallisation über die Begrenzung des Crinoidenstielgliedes hinausgewachsen.
- Fig. 2: **Quarzit mit Chrysobiotitsonnen.** Schaidmoostal, W Kote 2066 m des Achenkogelnordgrates. Ohne Analysator, etwa 54mal vergrößert. Strahlige Aggregate von Chrysobiotit mit noch in der Photographie merklichem, starken Pleochroismus in einem granoblastischen Quarzgewebe mit ankeritischen Putzen.
- Fig. 3: **Gabbroamphibolit mit ophitischen Reliktstrukturen.** Wolfsbachtal, E Salwandhütte. Ohne Analysator, etwa 35mal vergrößert. Augit (1) mit eingeschlossenen stark saussuritisierten idiomorphen Plagioklasleisten (2).
- Fig. 4: **Verfaltungsgrenze zwischen Kalkglimmerschiefer und Prasinit.** Schaidmoosgraben, E-schauender Hang, Wandfuß in 1775 m Höhe. Gekreuzte Nicols, etwa 35mal vergrößert. Polygonalbogen von Chlorit (1) über der Falterumbiegung. 2 = Kalzit und Epidot; 3 = Chlorit, großschuppig durch Sammelkristallisation; 4 = grober Kalzit; 5 = Magnetsaum an der Grenze.

Schriftumsverzeichnis.

Abkürzungen:

- Sb. A. W. W. . . . Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-naturw. Klasse, Abteilung I.
- D. A. A. W. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-naturw. Klasse
- Anz. A. W. W. . . . Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-naturw. Klasse
- Jb. R. A. oder . . . Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt Wien.
- Jb. B. A. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- Vh. R. A. oder . . . Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt Wien
- Vh. B. A. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.

- F. Angel, 1929, a): Der Stüdlgrat (Großglockner). Vh. B. A., S. 69—89.
F. Angel, 1929, b): Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz usw.
Z. f. Kristallogr., 72, S. 1—41.
- P. Arbenz, 1919: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch.-Ges. Zürich (Heim-Festschrift), 64, S. 246.
- E. Argand, 1916: Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helvet.*, 14, S. 145.
- A. v. Böhm, 1887: Die Einteilung der Ostalpen. *Geograph. Abhandl.* I/3, Wien.
- F. Becke-F. Löwl, 1903: Exkursionen im westl. und mittl. Abschnitt der Hohen Tauern. Führer zum IX. Internat. Geologenkongreß, Nr. VIII, Wien 1903.
- F. Becke—V. Uhlig, 1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. *Sb. A. W. W.*, 115. Bd., S. 1693—1719.
- S. Blattmann, 1936: Überblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. *Zentralbl. f. Min. usw.*, Abt. B, S. 47—53.
- S. Blattmann, 1937: Deformationstypus der Radstädter Tauern, 1937, *Jb. B. A.*, 87. Bd., S. 207—234.
- P. Bleser, 1934: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. *Bulletin de l'Institut Grand-Ducal de Luxembourg. Archives, nouvelle série*, 1934, Tom. XIII.
- E. Braumüller, 1936: Der Tauernnordrand zwischen dem Fuscher- und Rauristal. *Anz. A. W. W.*, 73. Jg., Nr. 11.
- E. Braumüller, 1938: Aufnahmebericht über Blatt St. Johann im Pongau (5050), Kristallin und Grauwackenzone. Vh. B. A., S. 53—57.
- J. Cadisch, 1922/23: Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. *Eclogae geol. Helvet.*, XVII., S. 463—501.
- J. Cadisch, 1934: Geologie der Schweizer Alpen. Zürich, 1934.
- E. Christa, 1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jb. B. A.*, 81. Bd., S. 533—636.
- K. Chudoba, 1932: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. Br., 1932.
- E. Clar, 1935: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. *Anz. A. W. W.*, 72. Jg., Nr. 19, S. 212—215.
- E. Clar, 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). *Sb. A. W. W.*, 146. Bd., S. 249—316.
- H. P. Cornelius, 1925: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. *Geol. Rundschau*, 16. Bd., S. 350—377, 417—434.
- H. P. Cornelius, 1927: Über tektonische Breccien, tektonische Rauchwacken und verwandte Erscheinungen. *Zentralbl. f. Min. usw.*, Abt. B, S. 120 bis 123.
- H. P. Cornelius, 1930, Bericht über geolog. Aufnahmen in der Glocknergruppe. Vh. B. A., S. 117—121.
- H. P. Cornelius, 1931: 2. Bericht usw., Vh. B. A., S. 102—106.
- H. P. Cornelius und E. Clar, 1932: 3. Bericht usw. Vh. B. A., S. 75 bis 80.
- H. P. Cornelius und E. Clar, 1933: 4. Bericht usw. Vh. B. A., S. 76 bis 80.
- H. P. Cornelius, 1932: Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. Vh. B. A., S. 35.

H. P. Cornelius, 1934: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel—Zell am See (5049), sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner (5149). Vh. B. A., S. 31—32.

H. P. Cornelius, 1934, a): Das Profil des Col Lanzon in den Grajischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, XXVII., S. 132.

H. P. Cornelius, 1935, a): Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schweiz. min. u. petrogr. Mitt., Bd. 15, S. 4—30.

H. P. Cornelius, 1935, b): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 70. Lieferung, 1. Teil: Bern, 1935.

H. P. Cornelius und E. Clar, 1935, c): Geologische Karte der Glocknergruppe, 1:25.000, mit Erläuterungen. Wien 1935, Verlag der Geol. Bundesanstalt.

H. P. Cornelius, 1935, d): Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. Vh. B. A., S. 74—80.

H. P. Cornelius, 1935, e): Zur Geologie von Lützlstübach. Vh. B. A., S. 145—147.

H. P. Cornelius, 1936: Aufnahmebericht über Blatt Müzzuschlag (4955). Vh. B. A., S. 50—51.

H. P. Cornelius, 1937: Aufnahmebericht über Blatt Großglockner (5149). Vh. B. A., S. 60—63.

H. Credner, 1850: Geognostische Bemerkungen über die Zentralkette der Alpen in Oberkärnten und Salzburg. N. Jahrb. f. Min. 1850, S. 513 bis 574.

Gb. Dal Piaz, 1937: La struttura geologica delle Austriidi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi Orientali. Rendiconti della R. Accad. Nazionale dei Lincei. Cl. Sci. fisiche mat. e naturali, Vol. 25, Ser. 6, S. 392 bis 398, Roma.

C. Diener, 1900: Über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jb. R. A., S. 383—394.

C. Diener, 1903: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. In: Bau und Bild von Österreich. Wien-Leipzig 1903.

W. Fisch, 1932: Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend (Österreich). Eclogae geol. Helvet., XXV., S. 131—138.

F. Frech, 1901: Geologie der Radstädter Tauern. Koken's geol. und paläont. Abhandl. Neue Folge, Bd. V, Heft 1.

H. Grubenmann—P. Niggli, 1924: Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.

W. Hammer und O. Ampferer, 1911: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. R. A., S. 531—710.

W. Hammer, 1908: Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm. Jb. R. A. 1908, S. 79—196.

W. Hammer, 1914: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jb. R. A., S. 443—566.

W. Hammer, 1935: Der Tauernmordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. B. A., 85. Bd., S. 1—19.

W. Hammer, 1937: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell am See der geol. Spezialkarte (1:75.000). Vh. B. A., S. 99—108.

E. Hartmann, 1913: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. Jb. R. A., 63. Bd., S. 240.

E. Haug, 1906: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bulletin Soc. geol. France, 4. Série, tome VI, S. 359—422.

F. Heritsch, 1912: Fortschritte der Kenntnis des geolog. Baues der Zentralalpen östlich des Brenners. Geolog. Rundschau, S. 172—194, 237—244, 245—258.

F. Heritsch, 1915: Die österr. und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze. Handbuch d. region. Geologie, Heidelberg. 1915.

F. Heritsch, 1918: Der gegenwärtige Stand der Kenntnisse von den Zentralalpen E des Brenners. Jb. d. Naturhist. Landesmuseums f. Kärnten. Klagenfurt, S. 119—184, 29. Heft.

F. Heritsch, 1919: Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Vh. R. A., S. 155.

F. Heritsch, 1927: Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschritte der Geol. und Paläont., Bd. VI, Heft 17, S. 75—210.

A. Hottinger, 1933: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helvet., XXIV., S. 167—190.

A. Hottinger, 1934: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helvet., XXVII., S. 11—23.

A. Hottinger, 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzsachtal in den östl. Hohen Tauern. Eclogae geol. Helvet., XXVIII., S. 250—368.

R. v. Klebelsberg, 1935: Geologie von Tirol. Berlin 1935.

L. Kober, 1912, a): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges. Wien, 121. Bd., S. 368—481.

L. Kober, 1912, b): Bericht über geolog. Untersuchungen in der Sonnblickgruppe. Sb. A. W. W., Bd. 121, S. 105.

L. Kober, 1912, c): Bericht über geotektonische Untersuchungen im östlichen Tauernfenster. Sb. A. W. W., Bd. 121, S. 425.

L. Kober, 1922: Das östliche Tauernfenster. D. A. W. W., Bd. 98, S. 201.

L. Kober, 1923: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.

L. Kober, 1926, a): Mesozoische Breccien in der oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Anz. Akad., W. W., 63. Bd., S. 275, und Zentralbl. f. Min. usw., Abt. B, S. 607—608, 1928.

L. Kober, 1926, b): Neue Beiträge zur Geologie des östlichen Tauernfensters und des Salzkammergutes. Anz. A. W. W., 63. Bd., S. 46—48.

L. Kölbl, 1931, a): Aufnahmsbericht über Blatt Hippach-Wildgerlosspitze. Vh. B. A., S. 39—41.

L. Kölbl, 1931, b): Zur Tektonik des Tauernfensters. Anz. A. W. W., 68. Bd., S. 242—244.

L. Kölbl, 1932, a): Das Nordostende des Großenedigermassivs. Sb. A. W. W., 141. Bd., S. 39—65.

L. Kölbl, 1932, b): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. Anz. A. W. W., 69. Bd., S. 266—268.

F. Kozmat, 1913: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien, VI, S. 61—165.

M. v. Lipold, 1854: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Herzogtum Salzburg. Jb. R. A., Bd. V, S. 369.

F. Löwl, 1894: Der Großenediger. Jb. R. A., S. 515—532.

F. Löwl, 1895: Der Granatspitzkern. Jb. R. A., S. 615—640.

O. Meier, 1925: Studien zur Tektonik des Tauernfensters am Brenner Mitt. Geol. Ges. Wien, XVIII, S. 68—152.

O. Mügge, 1938: Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsform. N. Jb. f. Min. usw., Abt. A, Beilagebd. 58, S. 303.

Th. Ohnesorge, 1907: Aufnahmebericht über Blatt Rattenberg. Vh. R. A., S. 13—14.

Th. Ohnesorge, 1908: Über die Gneise des Kellerjochgebietes usw. Vh. R. A., S. 119—136.

Th. Ohnesorge, 1909: Aufnahmebericht über Blatt Rattenberg. Vh. R. A. S. 350.

Th. Ohnesorge, 1924: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel—Zell am See. Vh. B. A., S. 17—18.

Th. Ohnesorge, 1925: Aufnahmebericht usw. Vh. B. A., S. 13.

Th. Ohnesorge, 1926: Aufnahmebericht über Blatt St. Johann i. P. Vh. B. A., S. 9.

Th. Ohnesorge, 1929: Bericht über geolog. Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Anz. A. W. W., 66. Jhg., S. 200—202.

Th. Ohnesorge, F. Kerner-Marilaun, W. Hammer und H. P. Cornelius: Geologische Karte des Bundesstaates Österreich, Blatt Kitzbühel—Zell am See (5049), 1:75.000, Wien 1935.

K. Peters, 1854, a): Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. Jb. R. A., V, S. 766—808.

K. Peters, 1854, b): Die geologischen Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Jb. R. A., V, S. 808.

A. Pichler, 1869: Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Jb. R. A., XIX, S. 205—216.

A. Pošepny, 1880: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern usw. Archiv f. prakt. Geologie, I. Bd., S. 1—256.

S. Prey, 1936: Zur Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblückgruppe. Anz. A. W. W., 75. Jhg., 1936, Nr. 11.

K. Reißacher, 1848: Goldführende Gangstrecken der Salzburger Zentralalpenkette. Haidingers naturw. Abhand., II. Bd., II. Abt., S. 17—42.

R. Rinne, 1928: Gesteinskunde. Leipzig, 1928.

H. Rosenbusch, 1901: Elemente der Gesteinskunde. Stuttgart.

A. Rosival, 1893: Petrographische Notizen über einige kristallinische und halbkristallinische Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern. Verh. R. A., S. 365—372.

Fr. v. Rosthorn und J. L. Canaval, 1853: Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Kärnten. Jb. d. naturhist. Landesmuseums f. Kärnten, Klagenfurt, II. Jhg., S. 113—176.

J. Russegger, 1835, a): Über den Bau der Zentralalpenkette im Herzogtume Salzburg. N. Jb. f. Min., S. 203—220.

J. Russegger, 1835, b): Über den Nordabhang der Alpen in Salzburg und Tirol. N. Jb. f. Min., S. 504—511.

B. Sander, 1911: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. D. A. W. W., 82. Bd., S. 257—319.

B. Sander, 1912: Westende der Tauern. In: Führer zu geolog. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geolog. Rundschau III, S. 453 bis 456, S. 520—523.

B. Sander, 1915: Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Vh. R. A., S. 140—148.

B. Sander, 1921: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. B. A., 71. Bd., S. 173—244.

B. Sander, 1930: Gefügekunde der Gesteine. Wien.

W. Schmidt, 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. B. A., Bd. 71, S. 101—116.

W. Schmidt, 1924: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. D. A. W. W., 99. Bd., S. 309—399.

R. Schwinner, 1929: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geolog. Rundschau, XX, S. 211 bis 244, S. 343—370.

R. Schwinner, 1933: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges. Zentralbl. f. Min., Abt. B, S. 280—290.

R. Schwinner, 1935: Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. Jb. B. A., S. 57—80.

E. Seefeldner, 1928: Die Taxenbacher Enge. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde.

A. Spitz und G. Dyhrenfurth, 1914: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsfer Joch. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 44. Lfg., Bern.

A. Spitz, 1918: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jb. R. A., 68. Bd., S. 171—204.

G. Stache, 1874: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. R. A., S. 135—272.

M. Stark, 1907, a): Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., Bd. XXVI, S. 142—143.

M. Stark, 1907, b): Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur aus dem Großarl- und Gasteintal. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., Bd. XXVI, S. 487—491.

M. Stark, 1912: Vorläufiger Bericht über geolog. Aufnahmen im östl. Tauernfenster und über die Beziehungen der Schieferhülle des Zentralgneises. Sb. A. W. A., Bd. 121, S. 195.

R. Staub, 1916: Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstl. Schweizer Alpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge 46, III. Lfg. Bern.

R. Staub, 1921: Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrsschrift d. Naturf.-Ges. Zürich, 66. Jg., S. 93—157.

R. Staub, 1924: Der Bau der Alpen. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 52. Lfg. Bern.

A. W. Stelzner, 1864: Ein Beitrag zur Kenntnis des Versteinerungszustandes der Crinoiden. N. Jb. f. Min., S. 565—579.

H. Stremme, 1928: Die roten und grünen Farben einiger toniger und tonartiger Sedimente. N. Jb. f. Min. usw., Beilagebd. 57, Abt. A, S. 895—920.

B. Studer, 1849: Über eine Reise in die österr. Alpen im Herbst 1848. N. Jb. f. Min. usw., S. 166.

D. Stur, 1854: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. Jb. R. A., V, S. 818—852.

E. Sueß, 1875: Die Entstehung der Alpen. Wien.

E. Sueß, 1890: Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Anz. A. W. W., S. 245.

E. Sueß, 1909: Das Antlitz der Erde. Bd. III/2, Wien.

F. E. Sueß, 1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschritte d. Geol. u. Paläont., Bd. XIII. Berlin, Bornträger.

F. E. Sueß, 1894: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jb. R. A., S. 589.

P. Termier, 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bulletin de la Soc. géol. de France, 4. sér., Tom. III, S. 711—766.

H. Tertsch, 1917: Geologische Studien am Ostende des Dunkelsteiner Granulitmassives. Tschermsk. miner. u. petrogr. Mitt., Bd. 34, S. 209—254.

A. Till, 1906: Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. Vh. R. A., S. 323—335.

F. Trauth, 1925: Geologie der nördl. Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. Teil. D. A. W. W., Bd. 100, S. 101—212.

F. Trauth, 1927: Geologie der nördl. Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 2. Teil. D. A. W. W., Bd. 101, S. 31—65.

V. Uhlig, 1908: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sb. A. W. W., Bd. 117, S. 1379, bzw. 38.

V. Uhlig, 1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. II, S. 462—481.

M. Vacek, 1884: Beiträge zur Geologie der Radstädter Tauern. Jb. R. A., 34. Bd., S. 609—634.

M. Vacek, 1893: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. Vh. R. A., S. 382—396.

H. Vettors, 1934: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich usw. 1 : 500.000, Wien.

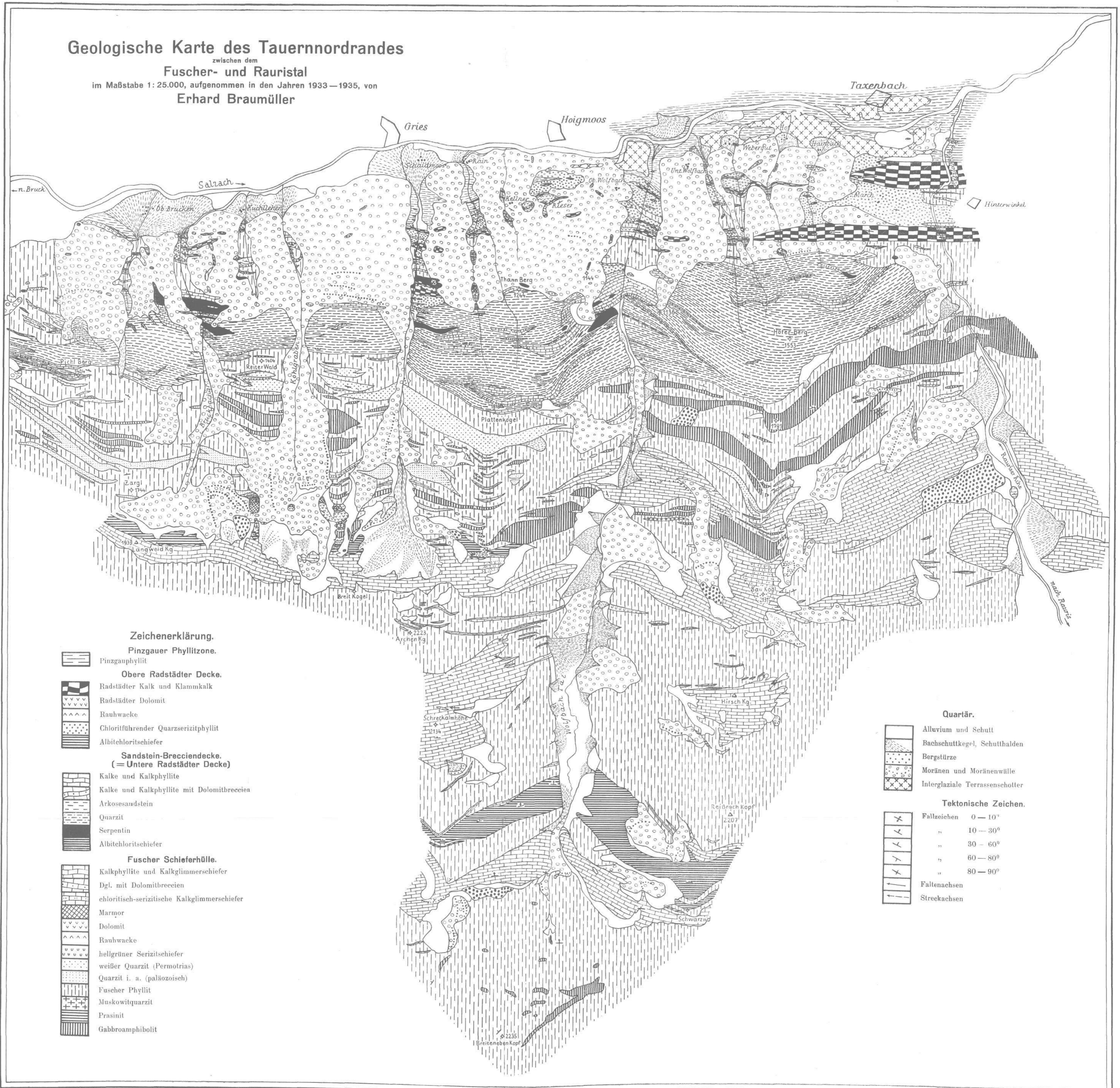
H. Wöhrli, 1928: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche der nördl. Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. B. A., 78. Bd., S. 357.

A. K. Wells, 1936: Petrographic nomenclature. Geol. Magazine 73, S. 319—315.

K. v. Zittel, 1876—1880: Handbuch der Paläontologie. 1. Bd. München-Leipzig.

Geologische Karte des Tauernnordrandes

zwischen dem
Fuscher- und Rauristal
im Maßstabe 1:25.000, aufgenommen in den Jahren 1933—1935, von
Erhard Braumüller



Zeichenerklärung.

Pinzgauer Phyllitzone.



Pinzgauphyllit

Obere Radstädter Decke.



Radstädter Kalk und Klammkalk



Radstädter Dolomit



Rauhwacke



Chloritführender Quarzserizitphyllit



Albitechloritschiefer

Sandstein-Brecciendecke. (= Untere Radstädter Decke)



Kalk und Kalkphyllite



Kalk und Kalkphyllite mit Dolomitbreccien



Arkosesandstein



Quarzit



Serpentin



Albitechloritschiefer

Fuscher Schieferhülle.



Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer



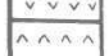
Dgl. mit Dolomitbreccien



chloritisch-serizitische Kalkglimmerschiefer



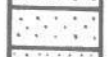
Marmor



Dolomit



Rauhwacke



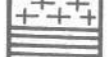
hellgrüner Serizitschiefer



weißer Quarzit (Permotrias)



Quarzit i. a. (paläozoisch)



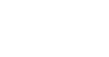
Fuscher Phyllit



Muskowitquarzit



Prasinit



Gabbroamphibolit

Quartär.



Alluvium und Schutt



Bachschuttkegel, Schutthalde



Bergstürze



Moränen und Moränenwälle



Interglaziale Terrassenschotter

Tektonische Zeichen.



Fallzeichen 0—10°



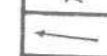
" 10—30°



" 30—60°



" 60—80°



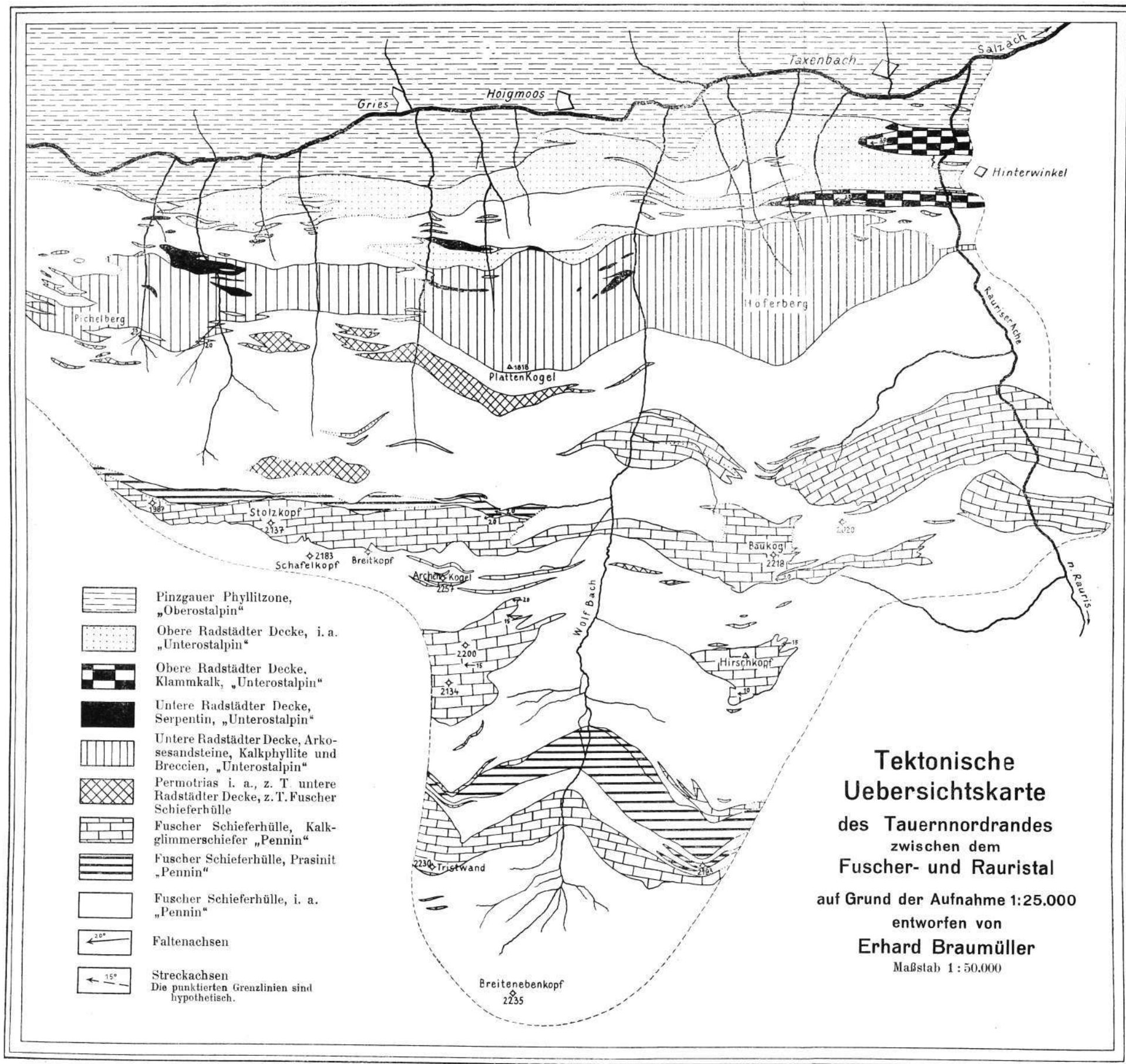
" 80—90°



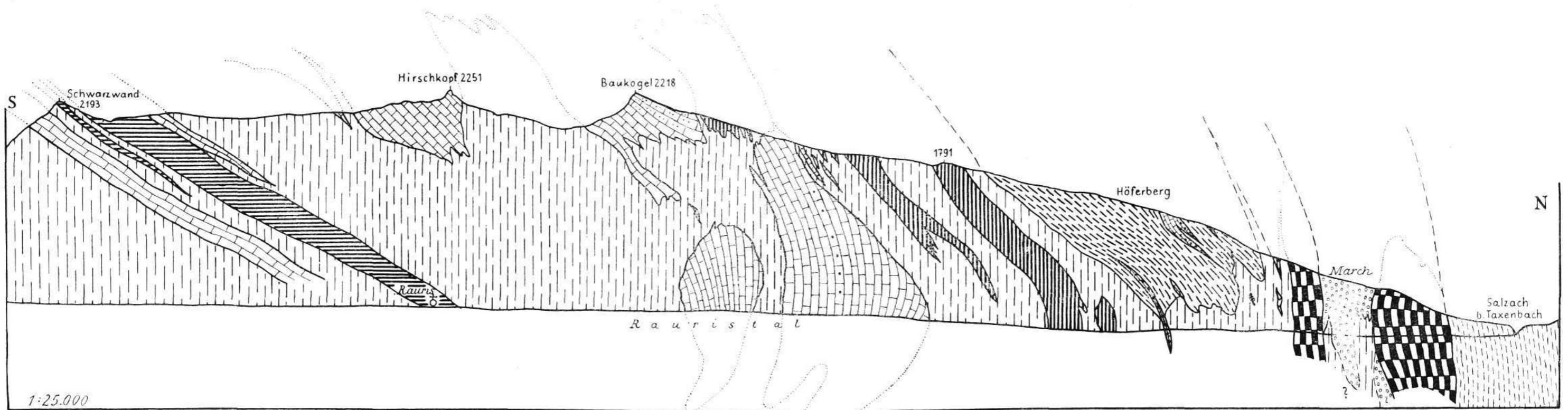
Faltenachsen



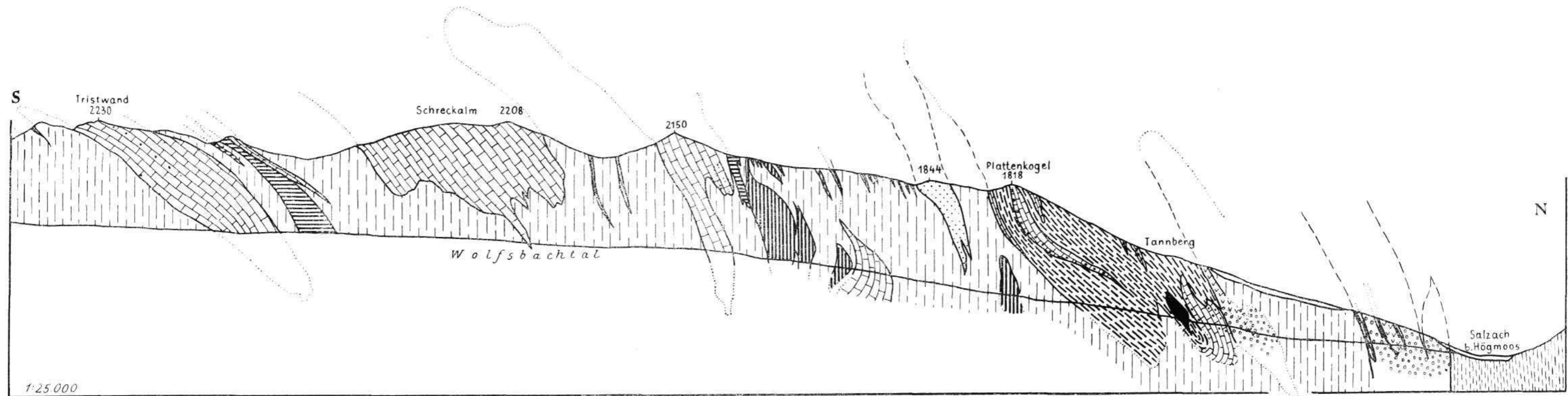
Streckachsen



PROFIL 1.



PROFIL 2.



Zeichenerklärung wie auf der Hauptkarte.

TAFEL IV.

E. Braumüller: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal.

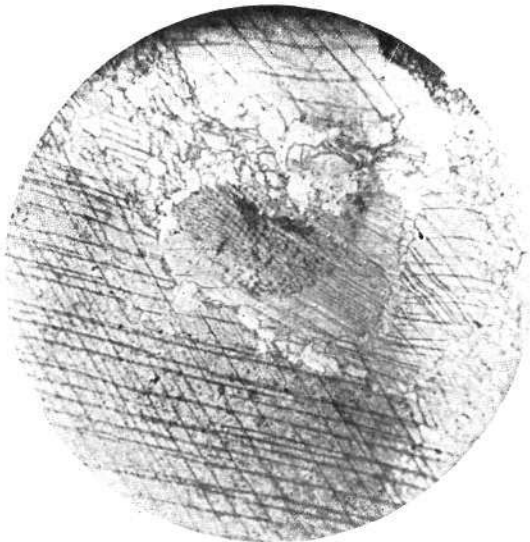


Fig. 1.

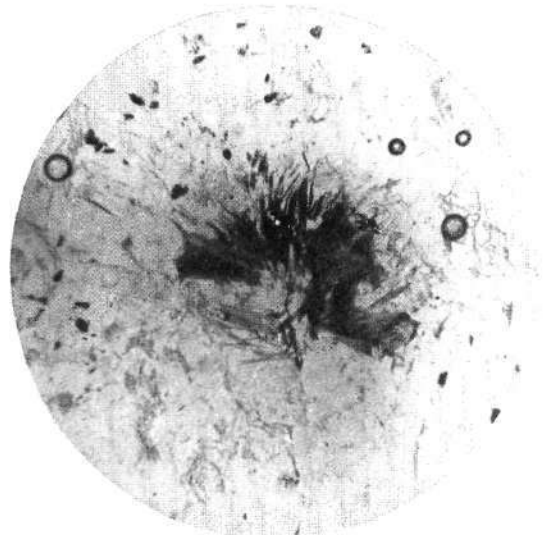


Fig. 2.

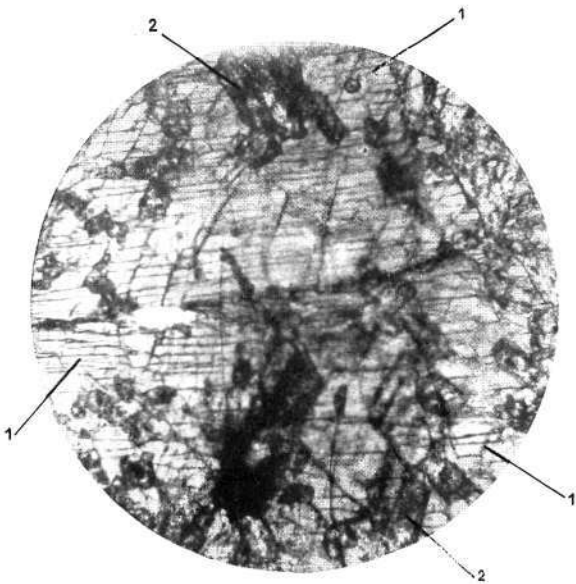


Fig. 3.

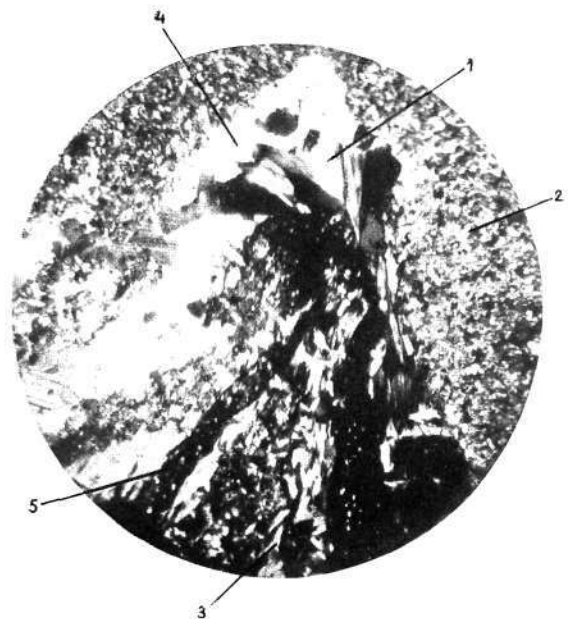


Fig. 4.

Phot. E. Braumüller.