

Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben.

Von Dr. **Karl Metz**, Leoben.

(Mit Oleatkarte, 1 Profillafel und 8 Textfiguren.)

Seitdem die Grauwackenzone des Palten- und Liesingtales durch F. HERITSCH eine eingehende Bearbeitung erfahren hatte, die eine ungeheure Fülle von Beobachtungsmaterial ergab, sind solche zusammenhängende Studien nur mehr im nördlichen Teil mit dem erzführenden Kalk und Porphyroid von G. HIESSLEITNER durchgeführt worden. Leider ließen die von W. HAMMER im Abschnitt von Kalwang (1924) und von Rottenmann (1932) veröffentlichten Kartierungen einen bedeutenden Abschnitt zwischen sich liegen, dessen überraschende Auflösung besonders den westlichen Abschnitt in einem neuen Lichte erscheinen läßt.

Die Abgrenzung des Arbeitsgebietes war gegeben durch den auf Blatt St. Johann a. T. enthaltenen Anteil der Grauwackenzone. Die Feldarbeiten wurden in direkter Fortsetzung der in diesem Jahrbuche 1938 vorgelegten Studie (Leoben—Mautern) in Angriff genommen. Die Kartendarstellung dieser zweiten Arbeit ist nach Möglichkeit so gehalten, daß sie mit dem östlichen Blatt übereinstimmt und direkt verglichen werden kann. Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, wurden viele bereits vorliegende Ergebnisse einfach mit dem entsprechenden Hinweis übernommen. Besonders gilt dies für die von L. HAUSER durchgeführten petrographischen Arbeiten, die in den meisten Fällen auch hier voll anwendbar bleiben. Als Ergänzung zu meiner Arbeit hat mir Herr Dr. L. HAUSER (Mariazell) ein Manuskript überlassen, welches im Anschluß folgt und das die gesteinskundliche Bearbeitung eines gemeinsam begangenen und besprochenen Profiles von besonderer Problematik enthält. Ich möchte an dieser Stelle Herrn Professor W. PETRASCHKE meinen herzlichen Dank aussprechen, ohne dessen stetes freundliches Entgegenkommen viele Begehungen und Untersuchungen unmöglich gewesen wären. Besonders gefördert wurden die Studien durch zahlreiche lehrreiche Aussprachen mit Herrn Professor HERITSCH, der mir aus seinem Besitze auch Schliffmaterial zur Verfügung stellte.

Einleitung zur Stratigraphie.

Die neuen Beobachtungen des Gesteinsbestandes im Grauwackenanteil des Kartenblattes St. Johann a. T. ergaben zum Teil wichtige Erweiterungen unserer Kenntnis des Schichtbestandes gegenüber den im Raum zwischen Leoben und Mautern gemachten Feststellungen, sie zeigten aber auch im westlichen Gebiete (Paltental) eine bedeutende Veränderung des strati-

graphischen Bestandes der gesamten Grauwackenzone. Diese Änderungen beziehen sich nicht nur auf den Ausfall einzelner im O noch ganz wesentlicher Serien, sondern sie komplizieren den Tatbestand durch das Auftreten neuer stratigraphischer und auch tektonisch selbständiger Gruppen.

Was die Vertiefung früherer Beobachtungen anbelangt, so ergab die bedeutend erweiterte Erfahrungsgrundlage die Möglichkeit, früher gewonnene Schlüsse zu verallgemeinern oder auszubauen. Sie macht manches Unverständliche klarer und beleuchtet alte Fragen von einer neuen Seite. Vielleicht am wichtigsten von den in dieser Linie gelegenen Folgerungen ist die neue Fundierung der Feststellung, daß die Rannachserie stratigraphisch wie tektonisch gewissermaßen ein Eigenleben im Raume der Grauwackenzone führt und daß mit der Möglichkeit einer Abtrennung der Plattlquarzite von der Rannachserie gerechnet werden muß.

Das Auftreten neuer Gesteinsgruppen (Serizitphyllite in der Gegend von Trieben) bedeutet nur bedingt eine wirkliche Bereicherung des schon bekannten stratigraphischen Bestandes. Die besonderen tektonischen Verhältnisse im Paläntale wie Unklarheiten der Metamorphose trugen zur Schwierigkeit der Auflösung wesentlich bei. Es zeigt sich jedoch schließlich sehr klar, daß zumindest ein Großteil der anscheinend neu zum Schichtbestand hinzutretenden Gesteine nichts als eine durch Tektonik und Metamorphose anders gestaltete Gruppe von Grauwackenschiefern ist.¹⁾ Allerdings treten hier im W noch unbekannte Schichtglieder und Gruppen auf, die sich zum Teil als das Ergebnis von Faziesänderungen herausstellten.

Es ergab sich mit den Fortschritten der Arbeit, daß man allzu grober Vereinigung in Serien ebenso vorsichtig gegenüber treten muß, wie allzu starker Zersplitterung in Einzeltypen durch inselhaft petrographische Handstückuntersuchung. Die bei einer Übersichtsbetrachtung bis zur Langweiligkeit sich steigernde Eintönigkeit großer Phyllitgebiete löst sich bei genauerer Untersuchung in eine Vielzahl von Gesteinstypen und Gesteinsgruppen auf. In der Schwierigkeit, die die Wahl der Argumente für eine Zusammenfassung zu Gruppen verursacht, liegen die stratigraphischen Irrtümer vieler Bearbeitungen begründet.

Durch die Funde von Versteinerungen des Karbons schien für eine stratigraphische Auflösung der tieferen Grauwackendecken eine Grundlage gegeben. Es beleuchtet die Art der Schwierigkeiten sehr hell, daß bis in die jüngste Zeit hinein Gesteine dem Karbon zugerechnet wurden, die man nun als Silur, vielleicht auch Älteres, kennt. Die neuen Untersuchungen ergaben eine wesentliche Einengung des Begriffes „graphitführendes Karbon“. Es war einerseits der bestechende Graphitgehalt, welcher zu Unvorsichtigkeiten verleitete, oft aber auch die scheinbare Konkordanz, mit der andere Serizitschiefer mit graphitischen Gesteinen im Zusammenhang liegen. Wir sehen daraus, Tektonik im intensiven Stil der Grauwackenzone und die ihr zugehörige Metamorphose schuf Konvergenzen zu ununterscheidbaren Endtypen. Der durch die Fossilfunde sich ergebende Fixpunkt wäre demnach nur so zu verstehen, daß ein Teil der graphitführenden Gesteine dem

¹⁾ Hier, wie auch im folgenden, werden als Grauwackenschiefer jene Schiefergruppen zusammengefaßt, die die oberen Abteilungen der Grauwackenzone unter dem Porphyroid und erzführenden Kalk aufbauen (zum Beispiel auch feinschichtige Grauwackenschiefer HAMMERS). Es ist eine stratigraphisch komplexe Schichtgruppe mit sehr unterschiedlichen Deformationsbildern.

Karbon zuzurechnen sei. Über das Maß der erlaubten Zuordnung sagt dieser Schluß ebensowenig aus, wie darüber, ob nicht auch graphitlose Gesteine zum Karbon gehören.

In einer Unzahl von Einzelbeobachtungen, die in einigen Fällen auch zu weiteren Fossilfunden führten, kam nunmehr der Schluß zustande, daß nur ein Schichtbestand, dessen Hauptglieder schwarze Schiefer bestimmter Art, schwarze Quarzkonglomerate und dunkle, oft gebänderte Kalke sind, den Fossilien zufolge als Karbon in weitestem Sinne bezeichnet werden darf. Entscheidend für diesen letzteren Schluß war die Beobachtung der überall gesetzmäßig miteinander verknüpften, oben genannten Gesteine. Freilich spielen daneben noch andere Gesichtspunkte wie Metamorphose u. ä. eine große Rolle. Es hat sich jedoch gezeigt, daß zum Beispiel ein bestimmter Grad von Metamorphose kein im Streichen konstantes Merkmal ist, womit auch die Bedeutung dieses Gesichtspunktes eingeschränkt werden muß.

Erst wenn durch zahlreiche Beobachtungen der Zusammenhang gewisser Gesteine als Regel erkannt wurde, war dieser Zusammenhang maßgebend für die Fassung einer Einheit. Auf diese Weise kam die Fassung des Karbons, die Zusammenschließung der weißen Marmore, grüner Schiefer mit und ohne Quarzit zu einer Schichtgruppe oder die Abgrenzung der Rannachserie zustande. Es ist klar, daß bei einer solchen Gliederung Gesteine, die untereinander fast gleich sind, in verschiedene Gruppen aufgeteilt werden müssen. So lassen sich gewisse Serizitquarzite der Rannachserie von solchen der Schobereinheit im Einzelhandstück nicht unterscheiden, erst der Zusammenhang mit typischen Baugliedern wurde für ihre Zuordnung bindend.

Aus Vorsichtsgründen möchte ich auf eine Einschränkung hinweisen. Wenn etwa die weißen Marmore und grünen Schiefer gegenüber dem Karbon und anderen Gruppen zu einer bestimmten Einheit zusammengefaßt worden sind, wurde damit bereits die Vermutung stratigraphischer Gleichheit aller dieser Marmore, also gleiches Alter, ausgesprochen. Das gilt nur für die bearbeiteten Gebiete. Für alle außerhalb dieses Gebietes gefundenen Vorkommen sind eigene Untersuchungen notwendig. Gerade die genannte Gesteinsgruppierung ist in der Natur sehr beliebt, Bildungsbedingungen für sie waren im Laufe der Zeiten nur zu oft gegeben.²⁾ Wenn trotzdem der Vergleich mit den Bretsteinmarmoren und ihren Begleitern und die Möglichkeit altersmäßiger Gleichheit ausgesprochen wurde, so hat dies weitergehende Gründe, die auch tektonisch fundiert sind.

Wo in der Natur die Gruppe Marmor und Grünschiefer gestört ist, und nur das eine oder das andere Gesteinsglied auftritt oder eine fazielle Änderung festgestellt werden mußte, sind auch in der Karte gesonderte Signaturen verwendet worden, weil die Zuordnung wegen des Fossilmangels und wegen des Versagens der Regel der Gesteinsgruppierung zu einer bestimmten Gruppe unmöglich geworden ist. Stellt sich trotzdem Gleichheit heraus, kann immer noch zusammengelegt werden.

Große Schwierigkeiten machen mitunter die durch Metamorphose untereinander bis ins einzelne angeglichenen Gesteine, so daß Unter-

²⁾ Tatsächlich finden wir die Grüngesteine mit Anreicherungen von Karbonat nicht nur in der genannten Serie, sondern auch gar nicht selten in den den Grauwackenschiefern zugehörigen Grünschiefern (Diabasabkömmlinge).

scheidungen sich überaus schwierig gestalten. Die tiefsten Zonen der Gruppe der Grauwackenschiefer sind höher metamorph, stärker durchbewegt, als die üblichen Typen und kommen in ihrem Habitus den Quarzphyllonitischen Typen der höher metamorphen Abteilung überaus nahe. Diese Gleichheit des Aussehens hat auch HAMMER erkannt und sie für seine Gleichsetzung der „Quarzphyllite“ bei Kalwang und dieser höher metamorphen Grauwackenschiefer im Paltental benützt (1931). Ein solcher Fall liegt auch auf dem S-Kamm des Hinkarecks vor, hier liegen die randlichen Glieder der hier meist grauen, höher metamorphen Gesteinsgruppe in unmittelbarer Berührung mit den glimmerreichen Grauwackenschiefern, so daß eine Abgrenzung nur schematisch gegeben werden konnte. Biotitführende und feldspatreiche Gesteine kommen hier in beiden verschiedenen Gruppen vor.

Die als zusammengehörig erkannten Gesteinsgruppen, die sich noch zu Serien vereinigen lassen, haben nicht allein einen stratigraphischen Begriffsinhalt, sondern auch einen tektonischen. Die einzelnen Serien sind durch tektonische Linien voneinander getrennt. Doch ist eine solche Trennung im allgemeinen nicht immer streng durchgeführt, da es immer wieder vorkommt, daß serienfremde Gesteine ohne ersichtliche Abtrennung im Verbands einer anderen Serie liegen. Solche können also nicht als tektonisch selbständig erkannt werden. Liegen in einem solchen Falle keine typischen Gesteine vor, so bleibt die stratigraphische Zuordnung zweifelhaft (zum Beispiel schwarze pigmentreiche Schieferfetzen innerhalb der höher metamorphen Serien).

Wenngleich im großen und ganzen tektonische Linien auch verschiedene Gesteinskomplexe voneinander trennen, so lehren doch zahlreiche Beobachtungen, daß tektonische Hauptbewegungen auch stratigraphische Einheiten auseinanderreißen und ihnen durch eine gesonderte tektonische Stellung einen auf den ersten Anblick fremden Stempel aufdrücken. Wir sehen somit, daß der Versuch einer stratigraphischen Teilung nicht ohne intensivstes tektonisches Studium möglich ist und daß die Umgrenzung des Inhaltes einer Seriengemeinschaft zumindest in sehr vielen Fällen auf tektonischen Überlegungen beruht.

Wenn wir eine Gruppe höher metamorpher Gesteine als komplexe Serie etwa den Grauwackenschiefern gegenüberstellen, so drücken wir als unterscheidendes Moment den verschiedenen Grad der Metamorphose aus. Wir müssen uns aber darüber klar sein, daß dieses Moment nicht überall augenfällig ist, wie das Beispiel von S-Kamm des Hinkarecks gelehrt hat. Wir sehen auch oft genug, daß Änderungen der Metamorphose im Streichen selbst erfolgen. Dieser Umstand, wie auch gleichzeitige Faziesänderungen bildeten die großen Schwierigkeiten bei der Auflösung des Baues im Triebener Abschnitt. Die über das Paltental streichenden Grauwackenschiefer zeigen nördlich des Tales die bereits bekannten Grade von Umwandlung, während sie südlich in großen Partien den als „Quarzphyllit“ bekannten Habitus angenommen haben. Erst auf Grund dieser Erkenntnisse war es möglich, den seinerzeit im Gebiete des Traidersberges bei Leoben offengelassenen Fragen näherzutreten. Es kann mit Sicherheit angenommen werden, daß höher metamorphe Grauwackenschiefer am Aufbau, besonders der N-Seite, des Berges beteiligt sind und die Vermutung ausgesprochen

werden, daß seine Hauptmasse aus höher metamorphen Vertretern dieser Grauwackenschiefergruppe besteht.

Felddiagnostisch läßt sich demnach auch das Merkmal der Metamorphose nicht vorbehaltlos verwenden, was übrigens auch in der Zusammensetzung der höher metamorphen Gesteinsserie zum Ausdruck kommt. Den sich hierdurch ergebenden Schwierigkeiten wird man allein durch konsequente gefügekundliche Untersuchungen beikommen können. Leider waren deren Methoden dem Verfasser zur Zeit der Untersuchungen noch nicht geläufig.

Die Rannachserie.³⁾

Während im Mur- und Liesingtal die Rannachserie nur einen verhältnismäßig schmalen Randstreifen der Grauwackenzone ausmacht, entwickelt sich ihr Gesteinsbestand westlich von Mautern zu außerordentlicher Breite. Hand in Hand mit dieser gewaltigen Entwicklung geht eine leichte Veränderung des Schichtbestandes, der sich weniger im Auftreten neuer Glieder als vielmehr in der überaus mächtigen Entfaltung der Serizitquarzite und Serizitquarzitschiefer äußert. Die Plattquarzite, die im früher erwähnten Gebiete als Glieder der Rannachserie behandelt wurden und dort deren Hauptbestand ausmachen, verschwinden bei Mautern. Über ihre Stellung und Vergleichsmöglichkeiten mit verwandten Gesteinen ist im nachfolgenden Abschnitt die Rede.

Das Rannachkonglomerat nimmt wie im O zumeist die tiefsten Lagen des Schichtkomplexes ein. Seine Mächtigkeit schwankt ebenso wie die Geröllgröße und die Dichte der Geröllpackung. Neben sehr lose verstreuten Geröllquarzen in einer flaserigen Serizitquarzitmasse, gibt es schöne, in Lagen geordnete Packungen. Die Größe der Quarzrundlinge schwankt von Lage zu Lage. Einige genauere Beobachtungen zeigten überdies, daß nicht alles, was beim ersten Anblick als Gerölle scheinen will, auch genetisch als ein solches zu deuten ist. Nicht selten läßt sich der Nachweis erbringen, daß geröllartig aussehende Quarzlinien auf zerrissene und abgequetschte Quarzgänge zurückzuführen sind. Trotz vielfacher Suche gelang es mir nicht, im typischen Rannachkonglomerat andere Gesteine als Quarze unter den Geröllen zu finden.

Mir liegt nunmehr das von VACEK gefundene Stück des Rannachkonglomerates aus dem Rannachgraben bei Mautern vor, in welchem sich außer Quarzgeröllen auch andere Gesteinsarten vorfinden. Von diesen entspricht nun kein einziges schon nach makroskopischem Befund irgend einem Typus von Gneisen der Seckauer Tauern.

Es handelt sich vielmehr neben den gewöhnlichen Quarzgeröllen um mehrere Gerölle von feinkörnigen Quarziten und feinkörnigen Apliten. Möglicherweise ist auch ein größerer Fetzen eines grauen schieferigen Sandsteines als Gerölle zu werten. Die Aplite haben kein Äquivalent in den Seckauer Tauern, haben dagegen Vergleichsmöglichkeiten in den

³⁾ Als Rannachserie wird hier nur das zusammengefaßt, was mit dem typischen Rannachkonglomerat engste Verbundenheit aufweist. Die alte Definition SCHWINNERS, nach der „Quarzphyllit“ das Hauptgestein ausmacht, läßt sich nach den Feststellungen einer stratigraphischen Trennbarkeit der Quarzphyllite nicht aufrechterhalten. Es besteht auch kein triftiger Grund, auf die über dieses Thema geführte Diskussion (SCHWINNER—CORNELIUS, SCHWINNER 1929, 1936, CORNELIUS 1935) einzugehen.

geschieferten feinkörnigen Apliten der Grauwackenzone. Keinesfalls ist der Schluß von VACEK berechtigt, nach welchem die Entstehung des Rannachkonglomerates in eine Zeit nach der Intrusion der Seckauer Granite fällt.

Es muß in diesem Zusammenhang bemerkt werden, daß die feinkörnigen Aplite, welche als Gerölle in den Grüngesteinen nördlich von Kalwang und auf dem Kaintaleck auftauchen, dem gleichen Typus entsprechen wie die Gerölle im Rannachkonglomerat, allerdings läßt sich daraus kein Schluß auf das Alter ableiten.

Die Hauptmasse der Gesteine der Rannachserie sind Serizitquarzite, Serizitquarzitschiefer, Serizitphyllite in jedem Mischungsverhältnis. In diese Gesteine, vereinzelt auch in die mit dem Rannachkonglomerat verbundenen

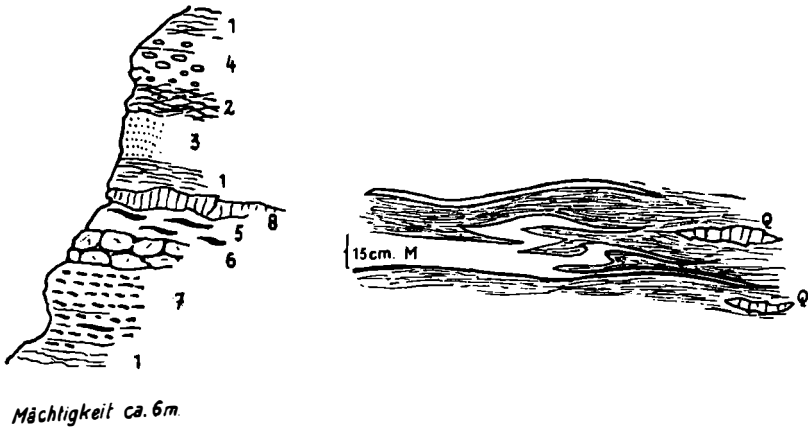


Abb. 1.

Aufschlüsse auf dem Kamm des Roßschwanz, Gebiet der Hoch-Reichart-Hütte. Typische Karbonatführung in der Rannachserie.

1. Serizitquarzit. 2. Gefasertes Serizitquarzit. 3. Dunklerer Quarzit mit reichlich Rostflecken und vereinzelt Feldspat. 4. Rannachkonglomerat. 5. Quarzit mit gelblichen Marmorlinsen. 6. Marmorbank. 7. Quarzit mit Karbonatfasern. 8. Eingewalzter Quarzgang.

Abb. 2.

Verwalzte Marmorbänder und Quarzknauern im Serizitquarzitschiefer.

Quarzitzüge, sind die Lagen mit Karbonat eingestreut, über deren Natur bereits mehrfach gesprochen wurde. Die 1938 gemachten Ausführungen erhalten durch die Beobachtungen auf dem vorliegenden Kartenblatt ihre volle Bestätigung. Textabb. 1, 2 erläutern die typischen Verhältnisse in den karbonatführenden Schichten der tieferen Rannachserie. Die seinerzeit unter gänzlich falschen Voraussetzungen gegebene Bezeichnung „Seitnerbergmarmor“ für diese Karbonatanreicherungen ist wohl zu streichen.

Die in der Gegend von Kaisersberg bis Mautern so reich entwickelte Abteilung der Rannachserie, die durch ihren Gehalt an kleinen weißen Feldspäten ausgezeichnet ist, tritt im Gebiet der Frauengrabengneise auch auf das vorliegende Kartenblatt und ist auch im S-Gehänge der Barhuber Mauer zwischen Kalwang und Wald gut zu beobachten. Weiter westlich

verschwindet diese Ausbildung. Auf Grund der neueren Beobachtungen bin ich der Meinung, daß das Aufblühen dieser Feldspate in einem genetischen Zusammenhang mit den Zügen der von HAMMER als Frauengrabengneise bezeichneten Gesteine steht.

Aus dem Gebiete des Leimsgrabens streichen die Züge jener Frauengrabengneise (HAMMER, 1924) bis in die Gehänge östlich des Hagenbachgrabens. Man findet sie in mehreren Zügen und kleinen linsenförmigen Einschaltungen in den Rannachgesteinen, wobei sie, über die vielfältige Erscheinungsweise in dem früher beschriebenen Kartenblatt hinausgehend, wieder neue Typen zeigen. So konnten örtlich schöne Biotitflasergneise beobachtet werden, deren Habitus sich im Streichen stark ändert und die auch unter dem Mikroskop hinsichtlich ihrer Textur und ihres Mineralbestandes keinen wesentlichen Unterschied gegenüber den grauweißen Gneisgraniten des Hoch-Reicharts aufweisen. Jedenfalls sprechen auch hier die systematisch gesammelten Beobachtungen gegen eine mechanische Einbeziehung dieser Gneise in den Verband der Rannachserie. Es scheinen sich vielmehr genau im Sinne der schon 1938 gegebenen Deutung die genetischen Beziehungen zwischen den Frauengrabengneisen und den Gneisgraniten der Seckauer Tauern, die wir nunmehr als migmatische Gebilde kennenlernen, immer enger zu gestalten.

Die Quarzite des Sulzbachgrabens nördlich Wald.

Im Sulzbachgraben taucht unter dem gefalteten graphitischen Karbon mit tektonischem Kontakt zu diesem eine etwas nach SSW übergelegte Antiklinale von weißen Quarziten auf. Diese stehen in anscheinend gleicher tektonischer Position unter dem Karbonzug, wie die Gesteine der Rannachserie südlich davon. Man müßte sie auch zu dieser Gesteinsgruppe stellen, wenn nicht die besondere Eigenart dieser Quarzite gegenüber den südlich anstehenden Gesteinstypen der Rannachserie zur Vorsicht mahnen würde.

Der Hauptvertreter im Sulzbachgraben ist ein ausgezeichnet gebankter ebenflächiger, äußerst dichter und splittiger brechender Quarzit von weißer bis hellgrauer Farbe. Weder im Handstück noch im Aufschluß lassen sich bevorzugte Streckungsrichtungen erkennen. Dichte Kluftscharen durchziehen die Gesteine. Die Quarzite sind relativ arm an Glimmern und zeigen nur feine Serizite. Ihre Farbe spielt bezeichnenderweise oft ins Weißgrünliche. Auch u. d. M. lassen sich diese Gesteine von den vielfach beschriebenen Plattlquarziten nicht unterscheiden.

In den randlichen Abschnitten gegen das Karbon und auch in den einzelnen Lagen im Inneren der Antiklinale sind dünnblättrige, seltener ausgesprochen geschieferte und serizitreiche Lagen zu beobachten. Nur an einigen Stellen lassen die Beobachtungen darauf schließen, daß diese geänderte Form eine Funktion der Tektonik sei, es muß allerdings auch die Annahme sedimentärer Verschiedenheit offengelassen werden.

Die Quarzite des Sulzbachgrabens stehen als Einzelgänger, die nicht zwanglos einer Serie anzugliedern sind, allen Quarziten des übrigen Kartenblattes gegenüber. Sie lassen sich am ehesten noch mit den Plattlquarziten des Mur- und Liesingtales vergleichen, was auch im mikroskopischen Bilde stark zum Ausdruck kommt. Weitere Vergleichsmöglichkeiten aber geben sich auch, wenn man die plattigen Quarzite der Flietzenschlucht heran-

zieht. Auch die Quarzite von Thörl bei Aflenz müssen berücksichtigt werden. Gegenüber den unzählig verschiedenen Quarzitvarianten in der Grauwackenzone entsprechen gerade diese genannten Quarzite einem besonderen Typ, und es fällt schwer, gerade diese Quarzite als zufällig gleiche, aber stratigraphisch verschiedene Gesteine zu werten. Wenn wir uns aber für die Gleichsetzung entschließen, müssen wir, gerade im Hinblick auf die tektonische Stellung der Gaisborner und Thörl Quarzite, den Plattlquarzit entgegen früherer Meinung als nicht zur Rannachserie, sondern nur tektonisch dieser zugesellt ansehen. Es ist in dieser Hinsicht ein ausgesprochener Mangel des Kartenblattes Leoben—Mautern, daß die Plattlquarzite nicht gesondert ausgezeichnet sind. Es soll daher an dieser Stelle noch einiges über deren Verbreitungsgebiet gesagt werden.

Die Zusammensetzung der auf dem Kartenblatt ausgeschiedenen Rannachserie unterschied sich im wesentlichen durch das Vorhandensein der Plattlquarzite von der Zusammensetzung westlich Mautern. Im Raume von Leoben ist der Plattlquarzit wohl das wichtigste Bauglied, während die Rannachkonglomerate und die ihnen zugehörigen Serizitquarzite dagegen meist stark zurücktreten. Immer bilden nur Plattlquarzite das Hangende über dem Rannachkonglomerat, und nur dort, wo dieses fehlt, treten sie an das Kristallin heran. Erst im unteren Liesingtal erleidet der geschlossene Zug der Plattlquarzite dort Unterbrechungen, wo sich die übrigen Glieder der Rannachserie kräftig auszudehnen beginnen. Mit der mächtig sich ausbreitenden flachen Gesteinsmasse der Rannachserie bei Mautern verschwindet der Plattlquarzit.

Wenn man das antiklinale Heraustreten der Sulzbachquarzite und der der Flietenschlucht als ein Wiederauftreten der Rannachserie deuten will, muß man den sonderbaren Umstand beachten, daß dies gerade die Plattlquarzite tun, die von Mautern westwärts verschwunden waren, wahrscheinlicher erscheint mir, gerade in Analogie zu den Thörl Quarziten, daß im Gebiete des Mur- und Liesingtales die Plattlquarzite in tektonischem Zusammenhang mit der hier stark reduzierten Rannachserie stehen, ein Zusammenhang, der westwärts verlorenging und, wie es scheint, auch im Mürztal nicht vorhanden ist.

Das Grenzgebiet der Rannachserie gegen das Kristallin der Seckauer Tauern.

Wenn man in den Tälern südlich des oberen Liesingtales gegen S. gegen die Gruppe des Hoch-Reicharts und Grieskogels, wandert, sieht man die Gesteine der Rannachserie in überaus flacher, oft sogar söhnliger Lagerung und großer Mächtigkeit dem Kristallin nördlich vorgelagert. Berücksichtigt man diese flache Lagerung, so fällt das unvermittelte Aufsteigen der kristallinen Gesteine im S als starker Gegensatz auf. Es war von vornherein klar, daß die Berührungsfläche beider Gesteinsgruppen entweder eine diskordante, tektonische oder eine noch unbekannt primäre sein mußte. Auch die Möglichkeit von steil N-fallenden Abschiebungen der Rannachgesteine von ihrer kristallinen Basis mußte erwogen werden. Es zeigte sich im Laufe der Untersuchungen, daß für diese letztere Deutung in der Natur keinerlei Anhaltspunkt vorhanden ist. Es wurden daher in den gut aufgeschlossenen, hochliegenden Seitenkämmen genauere Untersuchungen an-

gestellt, da es sich zeigte, daß die von HAMMER 1924 für das Gebiet südlich von Mautern gegebene Deutung weiter westlich nicht anwendbar ist. Nach dem Profil HAMMER vom Feisterer Horn liegen über den flach N-fallenden Graniten konkordant zunächst die grobklastischen, etwas höher die feinklastischen Bildungen der Rannachserie.

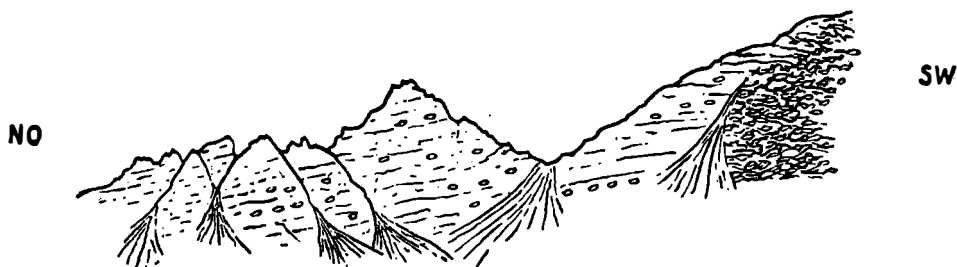


Abb. 3.

Die Kristallingrenze am NO-Grat des Kerscherkogels, gesehen vom Hühnerkar. Die Rannachserie mit spärlich eingelagerten Konglomeratbänken liegt sehr flach und geht im S allmählich mit zirka 60° N-fallender Grenze in die Gneisgranite des Hoch-Reichart über, ohne daß die angedeutete Schuttrinne einer Störung entsprechen würde.

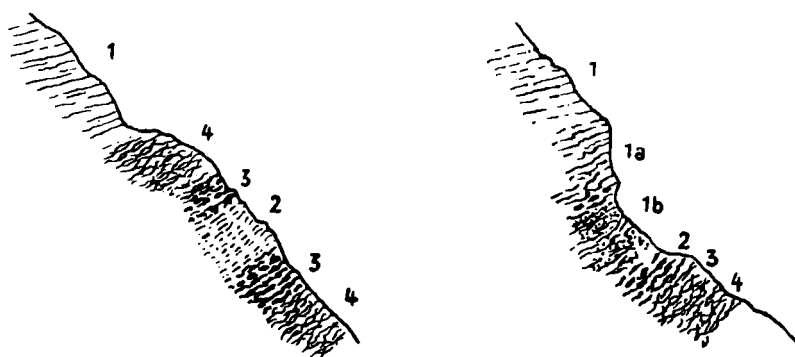


Abb. 4 und 5.

Aufschlüsse am Feistererhorn ober der Reicharthütte: 1. Normalentwicklung der Rannachserie (a) mit Konglomerat und etwas Feldspat, b) Feldspat überwiegend im Serizitquarzit). 2. Dunklere Ausbildung mit etwas Feldspat, Rostflecken und Biotit. 3. Feinlagiger Biotitgneis (Übergänge zu 2). 4. Grobgefaserter Biotitgneis (Gneisgranit des Hoch-Reichart).

Demgegenüber zeigte sich das Verhältnis beider Gesteinsgruppen im Raume südlich von Wald wesentlich komplizierter. Wohl am deutlichsten ist das Grenzverhältnis auf dem NO-Grat des Kerscherkogels aufgeschlossen (Text Abb. 3). Man kann hier in einer einzigen, lückenlos aufgeschlossenen und ungestörten flachliegenden Bank der Rannachquarzite in die Gneisgranite gelangen, ohne dabei eine Störung oder eine andere Lage zu betreten. Ebenso zeigen sich die Verhältnisse an zahllosen anderen Stellen. Wir sehen zunächst bei der Annäherung gegen die Gneisgranite

das Aufblühen von Feldspäten, gegen S an Größe und Zahl zunehmend, später das Hinzutreten von Biotit, wobei die Gesteine immer mehr den bekannten Habitus der Gneisgranite des Hoch-Reicharts annehmen. An zahlreichen Stellen und an den später zu besprechenden Einschaltungen deutlicher Sedimentgesteine in den Gneisgraniten zeigen sich vergleichsweise viel kräftigere Detailfältelungen als im Inneren der typischen Rannachgesteine.

Im folgenden wird die Petrographie der Gesteine dieses Grenzgebietes behandelt, wobei von den einzelnen Lokalitäten jene Typen herausgegriffen werden, die die Grenzverhältnisse charakterisieren und die immer wieder zu finden sind. In dem früher erwähnten NO-Grat des Kerschernkogels liegen in der etwa 20m mächtigen Grenzzone folgende Haupttypen von Gesteinen:

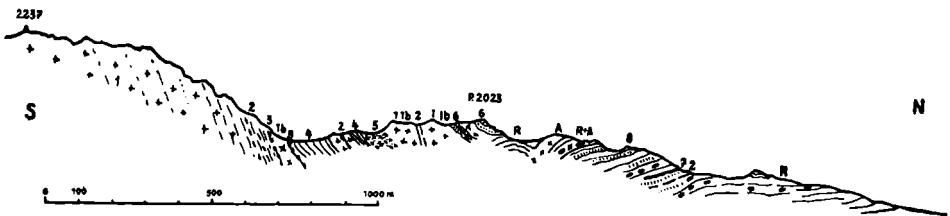


Abb. 6.

Die Verhältnisse an der Kristallingrenze vom Geyerkogel nach N.

1. Grober Biotitgneis, 1b. schieferiger Biotitgneis mit großen Feldspatäugen, A. glimmerarmer aplitischer Gneis. 2. Stark verschieferter Biotitgneis von stark wechselnder Zusammensetzung. 3. Hornblendeführende Lagen in 2. 4. Sehr feinelagige dichte Biotitgneise. 5. Dunkelgraue Lagenquarzite mit Feldspat und Biotit in wechselnder Menge. 6. Biotitschiefer, Biotitquarzit. 7. Dichte Quarzillage mit wenig Biotit. 8. Feldspatreiche Glieder der Rannachserie, Gestein etwas dunkler als normal, oft aplitisches Habitus annehmend. R. Normalgesteine der Rannachserie mit Geröllstreuung.

1. Plattiger hellgrauer Glimmerquarzit der Rannachserie mit auffallend vielen braunen Rostflecken. Typisches Begleitgestein des Rannachkonglomerates, wenig kleine Feldspäte, keine Internfaltung.

2. Anscheinend normaler Quarzit, glimmerreicher als normal, Farbe wechselnd hell bis dunkelgrau. Im Querbruch erscheinen die weißen bis gelben Feldspäteinsprenglinge, zunächst noch klein, nicht über 3 mm im Durchmesser hinausgehend. Streckrichtung im Gestein stark entwickelt, entsprechend der im ganzen Gestein sehr ausgeprägten Scherfaltung.

3. Wesentlich mehr braune Rostflecken als der zweite Typus. Der quarzitisches Habitus ist deutlich, Feldspäte in augiger Form im Gestein verstreut. Gegen den Gneisgranit zu steht dieses Gestein in kontinuierlichem Übergang.

4. Dieser Typus zeigt im Handstück vollkommen das Aussehen der üblichen flaserigen Gneisgranittypen. Biotit tritt in wechselnden Mengen in kleinen Individuen und in verschmierten Häuten auf. Er zeigt jedoch noch nicht die Größe und Menge wie im normalen Gneisgranit.

U. d. M. zeigen die ersten drei genannten Gesteine deutliches serizitquartzitisches Grundgewebe wie die übrigen Rannachgesteine. Schwache Rekrystallisation der Glimmer in den Scherfalten und zumeist vollkommene Ausheilung der Quarze. Akzessorisch tritt im Grundgewebe saurer Plagioklas entweder als kleiner Rundling oder fetzig in das Gefüge eingespannt auf. Zwillingsbildung nach dem Ab-Gesetz. Wenig Apatit, selten kleiner Turmalin. Neben den feinen Gewebsanteilen treten auch Züge von grobem Quarzpflaster auf, dessen Individuen verzahnt sind. Epidot und sekundärer Chlorit treten spärlich auf.

Die als Porphyroblasten gewachsenen Feldspate wechseln in Menge und Größe stark, meist drücken sie das Gewebe auseinander, doch gibt es auch Stellen, bei denen das Gewebe am Porphyroblasten abstößt; Einschlüsse sind selten. Es handelt sich um klare, schwach gefüllte zwillingsarme Plagioklase, seltener um Mikroklin oder Orthoklas und Mikroperthit.

Die Biotitführung dieser Gesteine ist im Gegensatz zum Gebiete des Hoch-Reichart wesentlich schwächer, nur selten findet man größere Individuen, die sich an die vorhandenen Serizitzüge anlehnen.

Das vierte Gestein zeigt im Dünnschliff die gleiche Entwicklung des Grundgewebes und die gleiche Ausbildung der Feldspatporphyroblasten. (Ziemlich dicht aneinanderstehend, Größe wechselnd.) Auffallend ist das Vorkommen von schwach pleochroitischem Chlorit neben Biotit zwischen den feinsten Erzpartikeln. Der Chlorit tritt in feinen Individuen, zum Teil auch im Inneren der größeren Feldspate, auf. Es scheint sich hier um eine schwache und örtlich stark wechselnde Diaphthorese zu handeln. An mehreren Stellen befindet sich nämlich der Biotit auch im normalen Erhaltungszustand, ohne deutliche Zeichen von Durchbewegung, meist umgeben von mehreren Erzpartikeln und krümeligem Feinkornepidot.

Ähnliche Verhältnisse, wenn auch in wenig klarer Lagerungsform, konnten im ganzen Gebiete des Grieskogelkammes festgestellt werden.

Auch aus der Umgebung des Hoch-Reicharts liegen mehrfache Beobachtungen vor (Textabb. 4, 5). Neben den bereits beschriebenen Typen, welche allerdings hier meist etwas reicher an Biotit sind, kommen hier auch im Wechsel mit Quarziten sehr feinkörnige flaserige Gneisgranite vor. Ein solches Stück 20 m unter der Grenze am Klein-Reichart zeigt auf den s-Flächen graubraune Farbe, die von den feinen Biotithäuten herrührt. Über diesen liegen auch größere und nicht verletzte, tief dunkelbraune Blättchen bis zu 3 mm im Durchmesser. Im Querbruch tritt das flaserige Gewebe mit den Feldspatäugen deutlich hervor.

Der Dünnschliff zeigt als Grundgewebe einen rekristallisierten Serizitfilz, überaus wenig Quarzlinsen und vereinzelt kleine, unregelmäßig geformte Albit-oligoklase. Es kommen auch Orthoklas-Mikroperthit hinzu. Wo sich die ausgelappten Feldspate häufen, sieht man meist einheitliche Auslöschung. Es handelt sich um Einkristalle, die das Grundgewebe durchwuchern. Daneben gibt es große, einschlußarme Augenfeldspate mit schwacher Serizitfüllung. Im Grundgewebe verstreut liegen große Biotitscheiter mit kräftigem Pleochroismus (tief dunkelbraun und hell strohgelb), außerdem Muskowit in Schuppen und selten Erz. Große Linsen von klaren, ineinander verzahnten Quarzkristallen machen den Eindruck ausgewalzter Gerölle.

Aus der Gneisgranitmasse selbst liegen mir Stücke vor, welche die Grenze der normalen Gneisgranite gegen Lagen eingeschlossener Quarzite enthalten. Bei einem Handstück vom Hefenbrecher im Hoch-Reichart-Gebiet machte der dünn geschieferte Anteil den Eindruck eines sehr dichten Biotitquartzitschiefers mit sehr wenig Feldspatäugen. Der andere Teil zeigt schon im Querbruch deutlich das gleiche Grundgewebe, jedoch flaserig und um große Feldspatäugen herumfließend. Neben den Feldspatporphyroblasten treten hier auch große Biotite auf.

Unter dem Mikroskop zeigt das Grundgewebe gleichmäßige Eigenschaften in beiden Anteilen des Schliffes. Es beherrscht den feinschieferigen Anteil und löst

sich im anderen Abschnitt in Flasern auf, zwischen denen die großen Feldspat-Augen sitzen. Es handelt sich um parallel gestellte und untereinander verzahnte Quarzstengel, die zwischen sich ein feinstes Quarz-Serizit-Biotit-Gemengsel führen. Vereinzelt tritt auch der gleiche Serizitfilz auf, wie er schon mehrfach beobachtet werden konnte. Überdies liegen scharf in s eingeordnet lange Züge von Biotit in schönen, unverletzten Scheitern. Im Grundgewebe wuchern stark gefüllte Plagioklase, aber auch etwas Mikroklin, Mikropertit. Akzessorisch tritt krümeliger Apatit und Granat auf. Letzterer zeigt um sich einen aus Biotit, Muskowit und Feinkorn-epidot bestehenden Hof, und besonders die kleinen Individuen zeigen solche Auflösungserscheinungen. Vielleicht lassen sich mehrfach vorkommende Knäuel von Biotit und Epidot und feinsten Feldspatsubstanz auf solche kleine Granaten zurückführen.

Die Augenfeldspate sind meist Orthoklase mit Plagioklasrändern oder große, zwillingsreiche Albitoligoklase. Die Füllung ist deutlich, aber nie besonders dicht. Mikrokline und Perthite sind seltener. Die Feldspate sind gegen die Grundgewebsflatschen meist nicht klar abgesetzt, sondern von diesen durch einen unregelmäßigen feinsten Körnersaum von Quarz, Plagioklas, Serizit getrennt.

Der Habitus der Gneisgranite weiter im Inneren wechselt von Ort zu Ort innerhalb bestimmter Grenzen sehr häufig. Die augenfälligsten Veränderungen entstehen durch die wechselnde Menge und Größe der Feldspat-Augen und des Biotites. Umfassende Beobachtungen und Untersuchungen über diese Gesteine liegen aber derzeit noch nicht vor. Wichtig ist die große Anzahl von Einschüben mehr oder minder veränderter Sedimentgesteine, die ihren Typus (Quarzite, Quarzitschiefer, Marmorlinsen) soweit bewahrt haben, daß sie noch auf die Rannachserie bezogen werden können. Besonders schön lassen sich solche Typen in einer steilen Rinne beobachten, welche von der Schönebenalm zum P. 2308 (Vorgipfel des Hoch-Reicharts) hinaufzieht. Quarzite, Marmorlinsen sicher sedimentärer Entstehung stehen hier in engstem Verbands mit Aplittypen, welche durch ihr regelmäßiges Quarzlagengefüge und die reihenweise Anordnung ihrer Feldspate ohne Anzeichen nachkristalliner Verschiebung die Anteilnahme von Sedimentmaterial erkennen lassen. Diese hellen Gesteine sind über große Strecken des Hoch-Reichart-Gebietes wie eine aplitische Randfazies zu verfolgen, ohne aber dabei regelmäßig aufzutreten.

In der Rinne wie in den Steilwänden unter dem Hirschkarlgrat (westlich P. 2308) konnte auch eine an Quarzgänge (vereinzelt auch Lagergänge) gebundene Kupferkiesvererzung festgestellt werden, die durch große Biotite, Turmalin, eisenreiches Karbonat und Chloritnester in der Gangart ausgezeichnet ist.

Sedimentabkömmlinge im Verbands der Gneisgranite liegen zumeist in Form von Biotitquarziten, Biotitquarzitschiefern, glimmerarmen und limonitfleckenführenden Quarziten, schwach verdauten Marmorlinsen vor.

Wie uns die Dünnschliffe erweisen, so ergeben auch makroskopische Beobachtungen in der Natur die Anteilnahme von Sedimentmaterial in den Gneisgraniten. Am Gipfelaufbau des Kerschernkogels, im N-Gehänge des Grieskogels, konnte ich weit im Inneren des Verbreitungsgebietes dieser Gesteine stark gefaltete Quarzite mit großen Feldspat-Augen und Biotit finden, welche typische Gerölle des Rannachkonglomerates führen.

Überall, wo infolge guter Aufschlüsse genauere Studien gemacht werden konnten, zeigte sich die eben geschilderte Erscheinung, aber auch eine allmähliche Umdrehung der Fallrichtungen in die beiden südlichen Quadranten. Im Grenzgebiet selbst finden wir das Hineinstreichen der flachliegenden Rannachquarzite in das Kristallin und Hand in Hand damit

nach innen zunehmende Faltung der s-Flächen, zuweilen bis zur Ausbildung schöner Scherflächen von mikroskopischem bis zu Dezimeter erreichendem Ausmaß.

Nach den gegebenen Beobachtungstatsachen handelt es sich hier um einen primären Verband der Rannachserie mit dem Kristallin, von dem zumindest die randlichen Vertreter als Migmatite anzusprechen sind. Wenn man sich auf die kürzlich von CLOOS und RITTMANN (Geol. Rundsch. 1939) gegebene genetische Klassifikation von Plutonen bezieht, handelt es sich im vorliegenden Falle um das Grenzgebiet eines Diapir-Migma-Plutons.

Wie wechselvoll die Erscheinungen im weiteren Verlauf der Grenze sind, zeigen die Beobachtungen im westlichen Teile des Kartenblattes, nördlich des Geierkogels. Aus dem beigegebenen Übersichtsprofil (Textabb. 6) ist der mehrfache Wechsel kristalliner Gesteinsbänder oder flacher Linsen mit Gesteinen der Rannachserie ohne Spur gegenseitiger tektonischer Vermischung ersichtlich. Während im ersten besprochenen Gebiete die im Kristallin liegenden Gesteine in einem breiten Randstreifen im allgemeinen verhältnismäßig einförmig sind, finden wir hier eine überaus reiche Entwicklung verschiedener Typen, auf welche einzugehen erst im Rahmen einer eingehenden Bearbeitung des Kristallins sinnvoll ist.

Wir sehen übrigens ähnliche Wechsel von Gneisgranitbändern mit Quarziten auch in den Grenzlagen des Feistererhorns oder Klein-Reicharts. Oft ist ein solcher Wechsel auch nur durch die verschiedene Größe der Feldspatagen angemerkt (Textabb. 4, 5). Im Einzugsgebiet des Hagenbachgrabens und östlich darüber scheint übrigens der Grenzstreifen, der noch am Kerscherkogel mit etwa 60 Grad N-Fallen durch die flache Bankung der Rannachquarzite hindurchschneidet, im allgemeinen flacher zu liegen. Dies scheint mir besonders aus den Aufschlüssen im tiefsten Gehänge des Roßschwanz gegen den oberen Hagenbachgraben hervorzugehen. Man sieht hier die bereits geschilderten Übergangsglieder in ziemlich flacher Lagerung ein Stück weit mit dem Gefälle des Grabens mitgehen. Auch im obersten Gaisgraben dürften ähnliche Verhältnisse vorliegen.

Obwohl im unteren Liesingtal und Murtal, wie schon mehrfach erläutert wurde, tektonisches Grenzverhältnis zwischen beiden Einheiten herrscht, lassen doch die letzten Beschreibungen eines solchen Grenzstückes (HAUSER, 1938) sehr weitgehende Schlüsse darauf zu, daß der ursprüngliche Verband nicht viel anders ausgesehen haben dürfte als weiter im W. Auch hier muß Sedimentmaterial in den Gneisgranit-Myloniten angenommen werden.

K a r b o n.

Die Abgrenzung dieses Schichtkomplexes deckt sich vollkommen mit den bereits gegebenen Erläuterungen. Die neueren Beobachtungen ergaben lediglich in einzelnen Punkten eine Vertiefung unseres Wissens, erforderten jedoch keine Revision. Lediglich einzelne aus der Gemeinsamkeit herausfallende Schichten erfordern eine gewissermaßen selbständige Erläuterung, da ihre Zusammengehörigkeit weder mit dem Karbon noch mit den anderen Schichtgruppen gesichert ist, ihr Vorkommen hingegen ein enges Verbundensein mit dem Karbon zeigt.

Die Hauptrepräsentanten des Karbons sind graphitische, meist schieferige Gesteine in Verbindung mit Kalken, aber auch ohne diese. In Analogie zu den fossilführenden Karbonschichten können wir auch auf dem vorliegenden Kartenblatt die gleichen Schichtgruppen ohne Schwierigkeit als Karbon ansehen.

Die kalklose, dafür aber an Konglomeraten reiche Schichtgruppe, die bei Kaisersberg und in der Leims Graphit führte, taucht als tektonisch Liegendes des Triebensteinkalkes auch im W wieder auf und läßt keine ihrer typischen Eigenheiten vermissen. Auch im Sunk führte dieser an sandigen und quarzitären Gliedern und Konglomeraten reiche Gesteinskomplex bauwürdige Mengen von Graphit. Hier, im Triebener Gebiete, sind die Konglomerate nicht nur reine Restscholter, sondern führen außer den Quarzen auch noch reichlich andere Gesteine, die alle gut gerundet und noch im Konglomerat nachträglich verquetscht sind. Graue, schwach kristalline serizitführende Sandsteine mit und ohne Feldspat erinnern stark an manche Typen der Rannachserie. Daneben findet man auch dichte sandige graue Schiefer mit geringer Metamorphose und Lydite. (Besonders reichhaltig ist eine Fundstelle an dem Schienenweg von der Sunkbrücke taleinwärts.) Die Geröllführung ist meist schütter und wechselt in den einzelnen Lagen stark ab, sowohl was die Geröllgröße wie auch die Dichte der Packung anbelangt.

Am Brunnebenkamm nördlich von Wald konnten außerdem in reichlicher Entwicklung feinklastische Gesteine gefunden werden, deren Graphitreichum gegenüber den Schiefen gering ist. Neben den feinen Quarzen, welche als Geröllchen in Lagen angeordnet sind, findet sich auch Feldspat in stark wechselnder Menge, zum Teil mit rostigen Verwitterungsflächen und durch seine stark wechselnde Größe bemerkenswert. Diese Gesteine sind Arkosen, den dunklen Quarzkonglomeraten an die Seite zu stellen.

Die Kalke zeigen in den Schichtbeständen nördlich des Liesingtales das gleiche Aussehen, wie dies bereits aus der Leobener Gegend bekannt ist. Südlich von Wald setzen nun im Gehänge des Walder Schobers mit Graphitschiefer verbundene Kalke ein, die sich in ihrem Aussehen in Einzelheiten vom allgemeinen Typus unterscheiden. Im allgemeinen sind sie graublau, feinkristallin, und viele ihrer Lagen zeigen am frischen Bruch eigenartigen Fettglanz. Diese Kalke führen feinste Quarzstückchen fein verteilt. Dort, wo sie größere Mächtigkeit aufweisen, ist ihre Schichtung schwer feststellbar. Die Kalke sind hier ziemlich dicht und stark geklüftet. Fast überall, wo ausreichend Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen noch diese mächtigen ungliederten Kalke in ihren randlichen Lagen gegen die begleitenden schwarzen Schiefer dünnblättrige, äußerst kräftig graphitisch pigmentierte Lagen. Diese Plattenkalke sind meist Träger von Fossilspuren. Meist findet man hier Krinoiden, aber auch stark unkristallisierte Reste von Einzelkorallen, die stark ausgewalzt und zu Linsen gestreckt sind. Die einzelnen Platten der Kalke sind durch schieferige graphitische Häute voneinander getrennt und geben beim Anschlagen einen hellklingenden Ton.

Die Fazies dieser Kalktypen zeigt ganz auffallende Ähnlichkeit mit den Triebensteinkalken, wo die plattigen graphitischen Lagen die Fossilien des Unterkarbons geliefert haben. Die graublauen quarzföhrnden Kalke konnte ich im Triebenstein, wie in den Kalken der Sunkmauer wiederfinden. Daß diese beiden Kalktypen nicht verschiedener Herkunft sind, geht ebenso wie

im Schobergehänge auch aus den Aufschlüssen am Triebenstein selbst hervor. Im Profil oberhalb des Irzberges (Triebenstein S) liegen über stark graphitisch abfärbenden, schwer verwalzten Schiefen ganz plattige Kalke mit häufigen, leider aber unbestimmbaren Lebensspuren, und in den höher liegenden Kalkpartien die hier allerdings stark zu Stengeln verwalzten hellblauen Kalke. Ähnliche Feststellungen können auch im Gehänge der Sunkmauer zum Ochsenbachgraben gemacht werden. Auch die in den Schiefen der Krautbauernalm auf dem Triebenstein eingewickelten Kalkketzen unterscheiden sich von der Hauptmasse der mächtigen Triebensteinkalke, sind aber an vielen Stellen nicht von diesen zu trennen.

Mit Ausnahme des vom üblichen Bilde der Kalke besonders abweichenden Typus des Triebensteinkalkes läßt sich eine fazielle Differenzierung gegenüber den im allgemeinen als Oberkarbon angesehenen Schichten nicht durchführen. Das hat einerseits seinen Grund in der immerhin starken, auf die Tektonik zurückgehenden Deformation, vielleicht aber auch darin, daß in der tektonischen Einheit des Triebensteins außer dem Kalk sehr spärliche Schiefer aufgeschlossen sind. Die große Mächtigkeit der Triebensteinkalke ist, wie zahlreiche Aufschlüsse überzeugend bestätigen, auf die starke Verfaltung und vielleicht auch Schuppung zurückzuführen.

Bekanntlich haben die Kalke des Triebensteins Versteinerungen des Unterkarbons geliefert, deren Horizont im wesentlichen dem der Veitsch entspricht. Neuerdings wurden von L. HAUSER im Gebiete der Kaintaleckschollen gefundene Korallenreste von K. O. FELSER als wahrscheinlich Unterkarbon angesehen (HAUSER, Jahrb. 1938). Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Fazies dieses letztgenannten Fundortes in keiner Weise von jenen Kalken abweicht, die auf dem Häuselberg bei Leoben eine Koralle des Oberkarbons geliefert haben. Wie wir gesehen haben, bedeuten auch die Faziesabweichungen auf dem Triebenstein nichts besonderes, und es bleibt lediglich die Veitsch in ihrer abweichenden Fazies bestehen. Hier liegt noch ein Knäuel ungelöster Fragen. Wir können nur mit Sicherheit annehmen, daß die pflanzenführenden (und kalklosen) Schichtpakete den höchsten Karbonschichten angehören und stratigraphisch jünger sind als die Züge mit den Kalken. Vielleicht müssen auch bei der bekannt schwierigen Bestimmung von Korallen im jüngeren Paläozoikum Fehlbestimmungen ins Kalkül gezogen werden.

Wir kommen nunmehr wieder in das N-Gehänge des Schobers zurück. Etwas im Zweifel über den Serienbestand kann man hier sein, wo sich eine deutliche tektonische Begrenzung der schwarzen Schiefer und Kalke gegenüber den vorliegenden dünnblättrigen grünen Schiefen nicht finden läßt. Wenn dies auch seinen Grund in den gerade dort schlechten Aufschlüssen haben kann, mahnen doch die gleich zu besprechenden Verhältnisse des Höllgrabens bei Kalwang zur Vorsicht. Es kommen für eine mögliche Zugehörigkeit zum Karbon allerdings wenig, und dann immer sehr dünn-schichtige und feinkörnige Grüngesteine in Frage, die sich wohl von der Masse der höher metamorphen Grüngesteine oberflächlich unterscheiden, aber genetisch von diesen kaum zu trennen sind.

Der rein graphitführende Schichtbestand des schon lange bekannten und beschriebenen Karbonprofils der Höll bei Kalwang wird in seinem Hangendabschnitt von einem meist weißen, von dichten feinkörnigen Grünschiefern umsäumten Marmorzug unterbrochen. Dieser Zug setzt schon

bei Mautern ein und ist mit bemerkenswerter Gleichförmigkeit im übrigen Karbonprofil über den Gemeindegögel bei Kalwang durch die Höll und das ganze südliche Gehänge der kurzen Teichen zu verfolgen. Sein westliches Ende ist tektonisch bedingt, wie aus den im dichten Wald (nur schwer deutbaren Verfaltungen und Zerbrechungen hervorgeht. Der schmale Marmorzug, der sich von hier weiter auf den S-Kamm des Hinkarecks (Wurmauer Höhe) hinaufzieht, dürfte mit diesem Zug stratigraphisch nichts zu tun haben.

Im S-Gehänge der kurzen Teichen ist in einigen Wasserrissen der Kontakt der Grüngesteine mit den sie umgebenden karbonischen Schiefen aufgeschlossen. Nichts deutet hier auf eine tektonische Fläche zwischen beiden Gesteinen.

Im Graphitgraben (östlicher Seitengraben des Höllgrabens) muß man die gleichen Feststellungen machen. Die Grünschiefer sind hier⁴⁾ ebenso gleichmäßig dicht, und an einer Stelle macht es den Eindruck, als ob Übergänge zwischen grünen und graphitischen Schiefen vorliegen würden. Es muß allerdings bedacht werden, daß bei der scharfen Verknetung, welche beide weichen Schiefer mitgemacht haben, eine tektonische Fläche gar nicht mehr als solche kenntlich sein muß.

Der Habitus des Marmors zeigt gegenüber den grobkristallinen Bildungen, wie sie aus den höher metamorphen Gesteinsgruppen mehrfach beschrieben werden, feines Korn. Das Gestein macht einen äußerst dichten gleichmäßigen Eindruck, was ein deutliches und unbedingt auffälliges Merkmal gegenüber den anderen weißen Marmoren ist.

Das Vorkommen dieses Schichtduos in so engem Verbande mit gesichertem graphitischem Karbon gibt Veranlassung zu der Annahme primärer Zugehörigkeit zum Karbon. Es ist vorläufig nicht möglich, diese Beobachtungen durch weitere an anderen Punkten zu unterstützen oder zu entkräften. Wegen seiner Sonderstellung ist in der Karte der Marmor mit einer eigenen Signatur als stratigraphisch zum Karbon gehörig eingetragen.

Ein ähnlicher, stratigraphisch ungeklärter Fall liegt in dem Kalkzug vor, welcher über dem Wege von der Zeiritzalm gegen SW zum Grünangerl einsetzt und in gleichmäßigem Zug zur Eggeralm weiterzieht. Dieser Zug ist wesentlich weniger mächtig als der früher genannte Marmorzug. Er zeigt aber, wie dieser in seiner Begleitung auch Grünschiefer neben den normalen schwarzen Graphitschiefern. Was ihn aber wesentlich aus den bisher bekannten Normaltypen heraushält, ist seine sicher sedimentäre Verknüpfung mit dunklen Kalken, die von den normalen plattigen Karbonkalken nicht zu unterscheiden sind und auch wie diese Krinoidenreste führen. Eigentümlich ist diesem Kalke die reiche Führung von Magnesit, beziehungsweise metasomatischen Dolomitputzen, deren größter im oberen Sulzbachgraben, noch unter dem trichterförmigen Talschluß gelegen ist.⁵⁾

⁴⁾ U. d. M. feiner regelmäßiger Quarzchloritfilz, streng in s eingeregelt mit feinen eingestreuten Epidotknöpfchen.

⁵⁾ Von hier weist eine im Felde als Magnesit bezeichnete Probe folgenden Bestand auf (nach Analysen von Dr. W. SIEGL, Leoben): a) Helles Stück CaCO_3 52,99%, MgCO_3 38,48%, FeCO_3 8,01%, unlöslich. b) Dunkles Stück CaCO_3 52,02%, MgCO_3 37,47%, FeCO_3 8,46%, unlöslich. 1,50%. Ausgezeichnet ist hier auf der Eggeralm die spätere Durchaderung mit tauben, weißen Quarzgängen zu sehen. Auf der Eggeralm wurde in diesen auch Rutil gefunden.

Trotz gewisser Verschiedenheit der Fazies ist es nicht ausgeschlossen, daß dieser Zug mit dem früher genannten Marmorzug der Höll zu identifizieren ist. Wegen seiner engen Verbindung mit typischem Karbon wird auch dieser Zug zu dieser Schichtgruppe gezählt. Trotz gewisser Ähnlichkeit mit manchen plattigen Kalken aus der Gruppe der Grauwackenschiefer kann doch eine Verbindung mit diesen nicht angenommen werden, da die Schieferbegleitung viel eher dem typischen Karbon entspricht.

Bei der Kartierung des Gebietes nördlich von Wald tauchte die Vermutung auf, daß auch der kurze Kalkzug, der den P. 1594 südlich des Kammes der Rotwand aufbaut, ein aus dem Karbon abgetrennter tektonischer Fetzen ist, der nun im Verbande mit Grauwackenschiefern liegt. Die Fazies dieses Kalkes läßt sich ebenfalls auf die Karbonkalke beziehen. Erst die Beobachtungen weiter im W, im Gebiete der Schlapflebenalm, wo ein ganz analoger Kalkzug im Verbande mit Grauwackenschiefern auftritt, brachte die Erkenntnis, daß dieser Kalkzug an diese anzuschließen ist. Maßgebend für diese Einstellung war die Beobachtung, daß die mit ihm zusammenhängenden schwarzen Schiefer sich faziell vom Karbon unterscheiden lassen.

Aus den Erläuterungen wird somit ersichtlich, daß die Schichtpakete des Karbons sich im allgemeinen vollkommen mit den bereits bekannten Profilen weiter im O decken. Die wenigen abweichenden Gesteinsglieder, wie zum Beispiel der Marmorzug im Höllgraben, finden allerdings im O kein Analogon, sind aber auch nicht mit Sicherheit zum Karbon zu rechnen. Als eine leicht abweichende Fazies, deren Eigenheiten aber nur untergeordneter Natur sind, haben wir den Triebenstein kennengelernt. Mit Ausnahme der beiden Kalkzüge im N-Hang des Schobers fand sich für ihn kein Äquivalent, doch müssen wir ihn wegen seiner unterkarbonischen Versteinerungen von den anderen Zügen abtrennen. Seine gesonderte tektonische Stellung würde allerdings keinen Grund dazu bieten. Wenn die Bestimmung der unterkarbonischen Koralle von der Hohenburg bei Leoben (FELSER-HAUSER) stimmt, dann wären diese Kalke ein zeitliches Äquivalent zum Triebenstein. Immer aber bleibt die Veitsch, die ja auch oberes Unterkarbon ist, hinsichtlich ihrer Fazies in einer Sonderstellung. Wir kennen also auch heute noch keine sichere Abgrenzung zwischen kalkführendem Ober- und Unterkarbon, wir wissen nur, daß die kalklosen Karbonzüge Pflanzen des höchsten Oberkarbons geliefert haben.

Die höher metamorphen Gesteinsgruppen.

So wie im östlichen Gebiet von Leoben bis Mautern eine Vielzahl sehr verschiedenartiger Gesteine und Teilerien unter dem Titel „hochmetamorphe Gesteine“ zusammengefaßt wurden, so muß das gleiche Prinzip auch in der westlichen Fortsetzung gewahrt bleiben, obwohl sich im Streichen so manche Änderung ergeben hat.

Deutlich hebt sich von anderen Gesteinen auch hier die Gruppe Marmor-Grüngesteine besonders in der Schobereinheit (Walder Schober) ab. In großer Anzahl finden wir daneben Typen von Gneisen und Glimmerschiefern in der Art der Entwicklung, wie sie vom Traidersberg und Schafberg nordwestlich von Leoben beschrieben wurden. Diese Gesteine zeigen ihre hauptsächliche Verbreitung im nördlichen Zuge, der über die

Teichentäler nördlich von Kalwang zieht. In beiden Einheiten finden wir Phyllonite, zum Teil ersichtlich diaphthoritischer Natur, vielfach jedoch auch ohne Spur einer solchen. Diese letzteren Gesteine wurden im östlichen Gebiet bei der Beschreibung nur kurz gestreift und in sehr verallgemeinernder Weise mit den Toneckphylliten HAMMERS verglichen.

Die im O noch wesentliche Bestandteile der hochmetamorphen Gesteinsgruppe ausmachenden Aplite, Orthoamphibolite, Gneise verschiedener Ausbildung, treten im W stark zurück, fehlen mitunter sogar ganz. Lediglich Grüngesteine sind in ihrer vielfältigen Entwicklung vorhanden und lassen sich genetisch auf die des O beziehen. Die Züge der Hornblendegarbenschiefer sind bis auf wenige Vorkommen verschwunden.

Dagegen rücken im O noch selten beobachtete und als schmale Einlagerungen noch nicht hervortretende Gesteine nunmehr durch ihre reiche Entwicklung deutlicher in das Blickfeld. In erster Linie sind hier die mächtigen und vielfältigen Typen von Quarziten im Hangenteil der Schobereinheit zu nennen, deren enge Verbindung mit Grüngesteinen, abgesehen von faziellen Eigenheiten, deutlich die Zugehörigkeit zum Komplex der hochmetamorphen Gesteinsgruppe gegenüber anderen Quarzitisserien erweist. In geringer Mächtigkeit konnten diese Quarzite schon am SW-Fuß des Häuselberges bei Leoben, im Gebiet des Fresenberges bei Kaisersberg, in den Grüngesteinszügen des äußeren Leimsgrabens beobachtet werden. Auf dem vorliegenden Kartenblatt sind sie in geringer Menge, aber in typischer Entwicklung im hochmetamorphen Zug nördlich von Kalwang zu finden, während ihr Hauptverbreitungsgebiet im südlichen Zuge liegt.

Im folgenden werden die beiden großen Züge solcher Gesteine getrennt behandelt, da sie auch ihrer Zusammensetzung nach einander nicht gleichwertig sind. Wenn beide Züge trotzdem mit gemeinsamer Farbe, als komplexe stratigraphische Einheit ausgeschieden werden, so sind hierfür die gleichen Gründe maßgebend wie für die Zusammenfassung in eine große Gruppe im östlichen Gebiet. Gegenüber dem Karbon und den Grauwackenschiefen zeigen beide Züge die gleiche höhere Metamorphose, und schließlich finden wir trotz aller Unterschiede doch immer wieder gleiche Gesteinstypen in ihrer üblichen Verbindung in beiden Zügen.

Der nördliche Zug hochmetamorpher Gesteine zeigt in seiner Gesteinszusammensetzung eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Aufbau des Traidersberges bei Leoben, mit dem er auch auffallende Typengemeinschaften zeigt. So sind die eigenartigen Gneise und granatführenden Glimmerschiefertypen in erster Linie zu nennen, welche im ganzen Verbreitungsgebiete des Zuges immer wieder gefunden werden können. Wie auf dem Traidersberg, stehen diese Gesteine in Verbindung mit Phylloniten verschiedenen Aussehens, meist aber ohne Pigment, grau und überaus kräftig durchbewegt.

In dem Stück des Zuges zwischen Mautern und Kalwang (Bergbau) konnten an mehreren Stellen Gneise und Granatglimmerschiefer gefunden werden, in enger Verknüpfung mit grauen Phylloniten und in einem Falle auch zusammen mit einem biotitreichen Gneis. Ein solcher wird auch vom Abschnitte des Kalwanger Bergbaues beschrieben werden. In petrographischer Hinsicht läßt sich den Beschreibungen HAUSERS (Verh.

1937, 1938) über die Gesteine des Traidersberges bei Leoben in Anwendung auf unser Gebiet nichts hinzufügen. Der westlichste von mir gefundene granatführende Phyllonit liegt unter dem Schallteihenhof nördlich des kurzen Teichengrabens. Von hier stammen auch wieder gleiche Gneistypen. Diese letzteren setzen sich jedoch noch weiter westlich fort. Ich fand sie in der oberen kurzen Teichen und in Rollstücken noch auf dem S-Kamm des Hinkarecks. Hier am westlichen Ende des Zuges sehen wir auch noch eine Eigentümlichkeit, die schon vom Traidersberg her bekannt ist. In den hier die Hauptmasse des Zuges ausmachenden phyllonitischen Gesteinen (Quarzite mit etwas Karbonat, Serizitquarzitschiefer, Serizitbiotitschiefer u. a. m.) findet man auf dem Wege, der vom Grünangertörl zur Zeyritzalm führt, aufgeschlossen die gleiche Art lyditischer Gesteine, wie sie vom Traidersberg bekannt wurden, und wie sie weiter westlich, im Triebener Abschnitt, im Zusammenhang mit Grauwackenschiefern gefunden wurden.

Ein in mehrere Linsen aufgelöster Marmorzug befindet sich in Gesellschaft solcher Gesteine, bei vollständigem Zurücktreten von Grünschiefern zwischen Mautern und Kalwang. Am Mundloch des Stollens ober dem Gotthardistollen ist dieser Marmor in folgendem Profil aufgeschlossen. Vom Liegenden in das Hangende folgen übereinander quarzitisches, glimmerreiche, geschieferte Gesteine, hellgraue, auch leicht grünliche Quarzite mit Serizit und etwas Karbonat, Glimmerschiefer mit wenig Granat, gut gebankter weißer zuckerkörniger Marmor (3 bis 5 m), Glimmerschiefer, Quarzite in mächtiger Folge mit granatführenden Bänken, Gneise vom Typus Schafberg, Biotitgneise und die normalen Typen phyllonitischer Gesteine. Das Liegende dieser Serie bilden mächtige, oft quarzitisches Grünschiefer, die infolge ihrer schütterten Geröllführung eine gewisse Sonderstellung einnehmen. Auf der Höhe nördlich des Zusammenflusses der beiden Teichentäler liegt der Marmorzug unter anderem auch in Verbindung mit Grünschiefern der normalen Quarz-Chlorit-Epidot-Paragenese, die mitunter bereichert ist durch Ab-Oligoklas, Hornblende, Biotit in etwas chloritisierendem Zustand.

Aus der Reihe der vom Traidersberg bekannten Gesteine fällt der erwähnte Biotitgneis aus dem Hangenden des Marmors im früher beschriebenen Profil heraus.

Im Handstück zeigt das Gestein gewelltes, deutliches s, in welchem die Feldspatkörnchen deutlich hervortreten und sich mitunter zu ganzen Lagen vereinigen. auf den s-Flächen ist die Farbe dunkelbraun infolge der verwalzten Flatschen von Biotit. Daneben treten noch unverwalzte Biotitindividuen hervor. Ihre Farbe steht in starkem Gegensatz zum stumpfweißen Grau der Feldspate.

Der Schriff liegt senkrecht s und 70 Grad zur deutlichen Streckrichtung. Herrschend über das Schriffbild (mehr als 50% des Gesamtfeldes) sind die großen Albitporphyroblasten mit groben Zwillinglamellen und vereinzelt schwacher Füllung. Sie zeigen sehr verschieden starke Anzeichen von Zerbrechung, man findet neben vollkommen zerlegten Körnern auch gänzlich unverletzte Individuen. Einschlüsse sind selten. Sie bestehen meist aus Chlorit und kleinem Biotit. Das Grundgewebe besteht aus Quarz in verschiedener Korngröße und Zügen von Biotit (wenig Chlorit). Die Quarzkörner sind pflasterig, seltener stengelig, miteinander vielfach verzahnt. Es scheint sich um einen rekristallisierten Mylonit zu handeln. Kleine Feldspatkörner im Grundgewebe dürften genetisch zu den Porphyroblasten gehören. Das s des Grundgewebes fließt buchtig um die Feldspate herum, stößt auch vereinzelt an ihnen ab und dringt auch in die bei der Zerbrechung der Feldspate entstandenen Hohlräume ein. Zwischen den Feldspatkörnern und den Zügen des Grundgewebes findet man häufig feines Zerreibsel von Quarz und Feldspat.

Solches konnte auch bei einigen unverletzten Feldspaten beobachtet werden und scheint auf Bewegungen (vielleicht auch Wälzungen) der Porphyroblasten im Grundgewebe hinzudeuten.

Neben verbogenen und verwalzten Biotiten findet man vollkommen unverletzte Biotite, die sich über alle vorgegebenen Strukturen darüber lagern, solche auch abbilden. Für die Feldspate wie auch für die Biotite scheint mir para- bis post-tektonisches Wachstum nicht ausgeschlossen. Der Chlorit ist zum Teil mit dem Biotit parallel verwachsen, zum Teil aber auch aus diesem hervorgegangen. Nebengemengteile sind Erz, Rutil, Titanit, Epidot.

Ein den Granatschiefern entsprechender Typ wurde dem Profil westlich des Stollens ober dem Gotthardistollen entnommen.

Das Handstück ist graugrün und zeigt im Querbruch regelmäßige Quarzlagen zwischen feinem Quarz-Serizit-Chlorit-Gewebe. Deutlich zeigt sich eine nach s zerrissene Scherfaltung. Streckachsen feststellbar. Ein Anschliff senkrecht zu diesen und senkrecht s zeigt Linsenverlegung der Quarzlagen. Das Gestein erinnert stark an die entsprechenden Gesteine vom Traidersberg. Granat ist in s unregelmäßig eingelagert in stecknadelkopfgroßen Körnern.

U. d. M. zeigen sich die glimmerreichen Lagen als dichte Filze, die voneinander getrennt sind, durch die subparallel verlaufenden, das s bildenden Scherflächen. Streng nach diesen sind größere Glimmer (Muskowit) und Serizit, Chlorit, Epidot gewachsen. Die vorhandenen Erzschnitzte sind älter als diese. Die Glimmer heilen die Risse aus. Am auffallendsten sind die Granatporphyroblasten. Sie sind stumpf rötlichgelb, oft gut idiomorph, meist aber einseitig ausgebildet, indem die eine \perp s liegende Begrenzung gegen das Grundgewebe normale Ausbildung zeigt, während die andere Seite zerfrant und rissig ist. Das si besteht aus Quarz, Erzkörnchen, selten Epidot. Eine Verlegung läßt sich zumindest nicht sicher nachweisen. Chloritisierung der Granaten ist ganz unbedeutend. Zerrungshohlräume, die beim Wachsen der Porphyroblasten entstanden sein dürften, sind von größerem Quarz und Chlorit erfüllt. Auch sie befinden sich immer auf jener Seite der Granaten, wo glatte Kristallabgrenzung herrscht. Diese Beobachtung spricht für das Wachstum der Granaten in einer Zeit einseitig gerichteter Beanspruchung des Gesteins. Einige Porphyroblasten wachsen auch etwas in das Grundgewebe hinein, so daß Quarzstengel zum Teil außerhalb, zum Teil innerhalb zu liegen kommen. Die schon im Handstück auffälligen groben Quarzlagen erweisen sich als gröbere Züge von Pflasterquarz zwischen den Glimmerfilzen. Neben Muskowit, Epidot, Granat, als jüngere Bildungen treten auch idiomorphe Pyrite zum Unterschied von den früher genannten älteren Erzpartikeln auf. Nach der Kristallisation der letztgenannten Minerale ist höchstens eine schwache Kataklyse festzustellen.

Im Gebiete der Kalwanger Lagerstätte wird auf große Strecken hin das Liegende der hochmetamorphen Serie von Gr \ddot{u} ngesteinen gebildet, welche zu einem Teil vererzt sind. Zumeist finden wir hier die auch im O vorkommenden Typen mit der gleichen Paragenese und im gleichen Zustand der Umwandlung (HAUSER, Zentralbl. 1938). Hornblendegarbenschiefer konnte ich nicht finden. Dort, wo die Gr \ddot{u} ngesteine in unmittelbarer Verbindung mit dem Erzlager stehen, haben sie allerdings eine Umwandlung mitgemacht, welche diese Gesteine aus dem Rahmen der üblichen Typen heraushebt. Da mir für eine restlose Klärung noch zu wenig Material zur Verfügung steht und dieses erst im Zusammenhang mit der Lagerstätte selbst behandelt werden muß, wird die genaue Beschreibung dieser Gesteine für eine eigene Lagerstättenstudie vorbehalten. Aus dem Schließmaterial CANAVALS (1895), welches mir von Professor FRIEDRICH, Leoben, zur Einsicht überlassen wurde, zeigt sich jedoch, daß die von CANAVAL angegebenen Augite, aus welchen auf die Diabasnatur der Gesteine geschlossen wurde, mit der Genesis der Gesteine an sich nichts zu tun haben, sondern diese diopsidischen Augite in ihrem unverletzten Zustand in engste Verbindung mit der Lagerstätte gebracht werden müssen.

Dafür spricht auch der große petrographische Unterschied dieser Gesteine gegenüber den von HERITSCH aus dem Triebener Abschnitt geschilderten Uralitdiabasen, welche auch mit den Normaltypen unserer Grüngesteine nicht verwechselt werden können.

Die geröllführenden Grüngesteine stehen mit den übrigen in enger Verbindung. Sie sind auf dem Wege, welcher vom Mundloch des Gotthardistollens bergauf führt, ausgezeichnet aufgeschlossen und ziehen auch nördlich der kurzen Teichen westwärts. Oberhalb Schattleitner sind die Gesteine beim Mundloch des Blasiestollens (?) wieder gut zu beobachten. Es sind gut gebankte, oft quarzitische, immer chloritführende Gesteine, welche sehr locker und unregelmäßig verstreute Gerölle führen. Zumeist handelt es sich um gut gerundete Quarzgerölle, doch sind auch feinkörnige Aplitrundlinge nicht selten. Die Größe schwankt zwischen Nuß- und Eigröße, erreicht jedoch in seltenen Fällen auch Ausmaße eines Kopfes.

Das einzige diesem Vorkommen entsprechende Gestein in der übrigen Grauwackenzone fand ich nordöstlich unter dem Gipfel des Kaintalecks bei Leoben, im Zusammenhang mit Phylloniten und grünen Gesteinen, also in einer Serie, welche der unseren voll entspricht. Auch hier liegen zahlreiche Aplitgerölle vor, welche noch als Gerölle eine gewisse Durchbewegung miterlebt haben.

Hellgraue bis weißlichgrünliche Quarzite kommen in dem nördlichen Zuge in geringer Menge vor und enthalten beim Schattleitner Lagen mit viel kleinen limonitischen Pseudomorphosen nach Pyrit und kleine verwalzte Geröllchen. Wir werden im Zusammenhang mit der Besprechung der Quarzite vom Fötteleck eine ähnliche Geröllführung wiederfinden. Ziemlich weit im Hangenden der Serie, nördlich der kurzen Teichen, konnte ich auch Rollstücke von Quarziten finden, welche feine graue, kristallklare Quarzknöpfchen enthalten und auf den s-Flächen schöne Porphyroblasten von Chlorit. Beim Rochusstollen gibt es auch Lagen von Quarziten, welche Feldspate führen, deren Habitus auf Neubildung schließen läßt.

Der Hangendteil des nördlichen Zuges läßt sich nicht klar und eindeutig von den tiefen Lagen der darüberliegenden stärker metamorphisierten Grauwackenschiefer abtrennen, da weder für die eine oder die andere Gruppe charakteristische Gesteinsglieder oder Kombinationen, noch ein Hiatus in der Metamorphose vorliegt. Diese vermittelt vielmehr den Eindruck eines streifenweisen Überganges zu den halbphyllitischen Grauwackenschiefern im Hangenden. Möglicherweise handelt es sich auch um Verfallung oder Verschuppung beider Einheiten, die im stark verwachsenen Gelände aber nicht eindeutig nachweisbar ist. Es muß vermerkt werden, daß gerade in diesem Gebiet Gesteine gefunden werden, welche auch am Traidersberg bei Leoben liegen. Die Unsicherheit der Deutung, die ich bei der Besprechung dieses Berges schon hervorgehoben habe, scheint auf die gleichen Ursachen zurückzugehen, wie nördlich der Lagerstätte von Kalwang und in dem entsprechenden Profilteil gegen O zu, in dem Magdwiesengraben bei Maultern.

Eine weit größere Entfaltung von Grüngesteinen als im nördlichen Abschnitt finden wir im südlichen Zug, der den Walder Schober und die Kämme bis zum Bernsulsattel und Fötteleck aufbaut. In einer Großgliederung dieses Zuges müssen wir vor allem zwei Hauptgruppen unter-

scheiden, in der die Grüngesteine den größeren Raum einnehmen. Hinsichtlich ihrer petrographischen Eigenheiten und ihres gemeinsamen Auftretens mit Marmoren lassen sie sich ohne weiteres stratigraphisch mit den Grüngesteinen des östlichen Gebietes vergleichen, wobei die Ergebnisse der Untersuchungen HAUSERS (Zentralbl. 1938) voll anwendbar bleiben. Die zweite große Gruppe enthält die mit den Grüngesteinen eng verbundenen, meist im Hangenden auftretenden Quarzite, welche mächtige Profile aufbauen.

Im Verhältnis zurücktretend gibt es auch hier Gneise, aplitische Gesteine, Injektionsgesteine und Phyllonite sehr verschiedenen Aussehens.

Wir wenden uns nun der Zergliederung der Typen der Grüngesteine zu, wobei nochmals auf die Arbeit HAUSERS als Grundlage verwiesen sei. Es werden nur solche Gesteine, die im O nicht vorkommen oder noch nicht beschrieben sind, näher erläutert, während die anderen Gesteine summarisch behandelt werden. Eine überaus wertvolle Ergänzung zu den selbst gesammelten Typen bilden die von HERITSCH im Triebener Raume erwähnten Gesteine, von denen mir zahlreiche Dünnschliffe zur Verfügung gestellt wurden.

Die Marmor-Grünschiefer-Gruppe ist im Gebiete des Walder Schobers und südlich davon in der aus dem O bekannten Form klar ausgeprägt und mit den mächtigen Massen der übrigen Schiefer in unmittelbarer und untrennbarer Verbindung. Aus den in den Rinnen des großen und kleinen Schobers aufgeschlossenen Profilen läßt sich der innere Aufbau gut entnehmen. Typische Beispiele der Marmorzüge sind die schneeweißen und in schönen Faltenbildern entblösten Züge auf dem kleinen Schober. Die in den Gehängen darunter ausbeißenden Marmore gehören wohl den gleichen Zügen an, wenn in ihnen auch vereinzelt unter den weißen zucker-körnigen Typen graublau gebänderte grobkristalline Streifen liegen. Die reichste Formentwicklung tritt wohl in dem mächtigen Marmorkeil oberhalb des Bauers Beisteiner auf, der schon auf VACEKS Manuskriptkarte (allerdings als Karbonkalk) verzeichnet ist. Neben den üblichen und bereits zur Genüge bekannten Typen können hier auch grobsplittige, hellgraue Dolomitmarmore und blendendweiße, überaus feinkörnige, grobgehanke Kalkmarmore geschlagen werden. Solche abweichende Typen treten aber nur in den mächtigsten Zügen auf, während die üblichen dünnen Marmorbänder, die als langgeschwänzte Linsen in den Schiefeln liegen, meist reinweiß, grobkristallin und dünnebank sind.

So wie im O sind die Grüngesteine der unmittelbaren Nachbarschaft der Marmore feinblättrig und zeigen nur die Paragenese Quarz-Chlorit-(Biotit-)Epidot-Kalzit. Zentimeterdünne, grobkristalline, gelblichweiße Marmorbändchen treten in ihnen als Linsenschwärme auf. Sie sind mit den Grüngesteinen ihrer Umgebung aufs innigste verknetet und verwalzt. An den Grenzflächen der Marmore gegen ihre Begleitschiefer treten mitunter wie im O Aktinolithrosetten auf.

Die im tieferen N-Gehänge des Groß-Schobers durchziehenden Marmore streichen bei Vorwald in die Talsonle hinaus und beherbergen hier den ein Vielfaches der normalen Marmormächtigkeit ausmachenden bekannten Spatmagnetit.

Strichweise enthalten die grünen Schiefer dieser Gegend auch die Biotithäute, welche den s-Flächen einen braunen goldigen Schimmer ver-

leihen. In den s-Flächen liegen überdies neben den schmierigen Biotit-häuten auch eigengestaltige Biotittäfelchen, selten stehen solche auch in irgend einer Richtung quer zum s.

Zonenweise finden wir nun hinsichtlich ihrer Menge und Verteilung stark wechselnde saure Plagioklase, Hornblende, Zoisit, Biotit in Grünschiefern zu der üblichen Grünschieferparagenese (Quarz-Chlorit-Epidot-[Kalzit]) hinzutretend.

Zu bemerken ist, daß auch hier Quarz nie zurücktritt, sondern immer ein wesentlicher Gemengteil bleibt. Es entstehen somit Gesteine, welche wir entsprechend den Untersuchungen HAUSERS in folgender Weise unterteilen können: Hornblendeführende Quarz-Chlorit-Epidot-Schiefer, albitreiche Quarz-Chlorit-Schiefer mit und ohne Hornblende, Epidot, ferner Quarz-Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer (mit und ohne Kalzit, Epidot), vereinzelt auch Muskowit. Ein Fall von Hornblendegabenschiefer, Paraamphibolite, Epidotamphibolite, Epidosite.

Über diese bereits bekannten und beschriebenen Gesteinsvarianten hinaus konnte ich einige neue Grünschieferglieder finden, deren Beschreibung als Ergänzung folgen soll.

Nördlich unter der Troglenzenalm (etwa 150 m unter dieser, die Stelle im Walde ist kaum eindeutig zu beschreiben) fand ich grobkörnige, aber gut geschieferte Amphibolite, in Begleitung von albitknotenführenden Grünschiefern und epidotreichen Grünschiefern. Die gleiche Gesteinsgesellschaft konnte ich gelegentlich einer Revisionstour auch in der Wolfsgruben bei Seiz (Liesingtal) und zum Teil in einem später näher zu beschreibenden Profil bei Reichenstaller südlich Wald finden.

Der Amphibolit zeigt bis 1 cm große grüne Hornblenden, randlich chloritisiert unter gleichzeitiger Bildung von krümeligem Epidot und Erz. Zwischen den großen Hornblendescheitern und Filzen liegt ein feinstes Quarz-Chlorit-Serizit-Gewebe mit kräftig gefüllten Feldspäten (Oligoklasalbit). Neben den feinen Epidotkrümeln liegen zwischen den Hornblenden oder an deren Rändern gegen das Grundgewebe zu auch große pleochroitische Epidote, Kalzit. Wie aus den Handstücken ersichtlich, wechseln Menge und Größe der Hornblenden erheblich, Biotit tritt nur selten in kleinen Nadelchen chloritisiert auf.

Der diese Paraamphibolite begleitende Typ der Grünschiefer ist durch seine weißen Feldspatknollen ausgezeichnet, welche die s-Flächen höckerig gestalten und auch im Querbruch in dichten Lagen deutlich hervortreten. U. d. M. erweisen sich diese Feldspäte als rundliche bis viereckige klare, zwillingsarme Plagioklase mit Andeutung von Zonarblau. Nach etwas unsicheren Messungen handelt es sich um Albitoligoklase. Die Feldspäte drücken das Grundgewebe, einen Serizit-Biotit-Chlorit-Quarz-Filz, zum Teil auseinander, wachsen aber auch in vielen Fällen über dieses hinweg. Dementsprechend führen die Plagioklase oft ein wunderbar klares und deutliches si, in welchem sich zumist der im Grundgewebe verteilte feinkörnige Magnelit erhalten hat, während Quarz, Biotit, Serizit im si stark zurücktreten. Einige Individuen zeigen deutlich gefaltetes si, welches unverlegt bewahrt sein kann, aber mitunter auch gegenüber dem Grundgewebe etwas verstellt ist. Tektonische Inanspruchnahme der Plagioklase wird auch durch einige Fälle von Kornzersetzung deutlich. Gegenüber der tektonischen Hauptphase jedoch sind die Feldspäte nachtektonisch. Wir sehen hier einen der wenigen Fälle, in denen sich jüngere Feldspatung einwandfrei nachweisen läßt, wir sehen aber auch, daß diese Feldspäte von dem uns gewöhnlich entgegentretenden Feldspattypus durch die Art ihres Wachstums und die Andeutung von Zonarbau abweichen.

Ein dem beschriebenen ähnliches Gestein konnte bemerkenswerterweise auch im Grünschieferbereich des engsten Lagerstättenbezirkes von Kalwang in der Schiffsammlung CANAVALS gefunden werden, in einer

Ausbildung der Gr \ddot{u} ngesteine also, welche hinsichtlich ihrer Metamorphose eine gewisse Sonderstellung einnehmen.

Gr \ddot{u} ngesteine mit Injektionshabitus sind aus dem ~~dem~~ \ddot{o} stlichen Gebiete mehrfach beschrieben. Sie k \ddot{o} nnen hier, in der s \ddot{u} dlichen Einheit, wieder gefunden werden, sind aber zweifellos viel seltener und viel schw \ddot{a} cher entwickelt als im O. Im Kammgebiet s \ddot{u} dlich des F \ddot{o} ttelecks und im Gebiete des Triebenfeldkogels konnte ich mehrere entsprechende Proben auf sammeln. Diesen Gesteinen entspricht das im folgenden beschriebene Gestein vom Schwarzkogel (P. 1709).

Das Handst \ddot{u} ck zeigt sich kr \ddot{a} ftig nach der \ddot{u} beraus deutlichen Streckrichtung gefaltet und zerschert. Alle krummen s-Fl \ddot{a} chen sind von geschlossenen Glimmerh \ddot{a} uten eingeh \ddot{u} llt. Im Querbruch zeigen sich zwischen den Glimmerfasern stumpfwei β e Linsen, welche Feldspate enthalten. Im Schriff senkrecht auf die Streckachsen sieht man ein schwer verfaltetes, aber ausgeheiltes Quarz-Chlorit-Gewebe, dessen linsig zerscherte Bezirke von Serizit- (Biotit-) H \ddot{a} uten umschlossen sind. Zwischen den mitunter grob gepflasterten Quarzen liegen oft gr \ddot{o} ßere Albitrundlinge mit schwacher F \ddot{u} llung (von Chlorit ausgeheilte Kornzerscherung), zum Teil ist der Chlorit aus Biotit hervorgegangen. Einige Kn \ddot{a} uel von Chlorit, Erz, Epidot d \ddot{u} rften Umbildungsprodukte nach einem \ddot{a} lteren Mineralbestand sein. In seinem Habitus erinnert das Gestein sehr stark an Injektionsgesteine, wie sie zum Beispiel auf dem Fresenberg bei Kaisersberg h \ddot{a} ufig gefunden werden konnten.

Neben Biotit und Epidot tritt in einigen Gesteinstypen der im O nur selten nachweisbare Zoisit in erheblicher Menge und in nennenswerter Gr \ddot{o} ße auf. HERRSCH beschrieb aus dem Wolfsgaben bei Trieben ein solches Gestein als Hornblende-Zoisit-Schiefer. Allerdings ist die tektonische und stratigraphische Stellung des Gesteins nicht vollst \ddot{a} ndig klar, da es auch m \ddot{o} glich ist, da β es sich um ein Umwandlungsprodukt aus den Diabasgesteinen der Serie der Grauwackenschiefer handelt. Im sicheren Verbande mit den Gr \ddot{u} ngesteinen der h \ddot{o} her metamorphen Serien konnte ich einen Biotit-Zoisit-Schiefer bei P. 1930 (zwischen Griesmoarkogel und Himmeleck) finden.

Man sieht im Schriff ein \ddot{a} lteres zerbrochenes und zerschertes Quarz-Serizit-Gewebe. In feinem Serizithaufwerk schwimmen noch die zum Teil protoklastisch zerlegten Quarze oder vereinzelt Albitk \ddot{o} rner. Doch gibt es auch Spuren von Rekrystallisation. Dieses \ddot{a} lt \ddot{e} r, in einzelnen Linsen und Fetzen erhaltene Gewebe wird vollkommen \ddot{u} berbaut von den neugewachsenen Mineralien: Biotit in gro β en Scheitern, Chlorit gleichwertig neben Biotit (Parallelverwachsungen) und Zoisit in gr \ddot{o} ßeren K \ddot{o} rnern. Im Handst \ddot{u} ck treten gro β e Pyrite auf, welche offenbar der gleichen Paragenese angeh \ddot{o} ren. Diese junge Mineralgesellschaft zeigt nur mehr wenige Spuren tektonischer Bewegungen. Im Schriff erh \ddot{a} lt man den Eindruck von para-posttektonischer Kristallisation. Ein \ddot{a} hnlicher Typ vom gleichen Fundort zeigt bei gro β em Reichtum an Biotit paratektonische Z \ddot{u} ge noch deutlicher. Hier scheint \ddot{u} berdies eine Interferenz mit dem Wachstum von gro β en Kalzitporphyroblasten vorzuliegen. Denn einerseits sto β en die Kalzite bereits vorhandene Biotitscheiter zur Seite und knicken sie, andererseits werden Kalzitk \ddot{o} rner von vollkommen unverletzten Chloriten umwachsen. Die verh \ddot{a} ltnism \ddot{a} ßig jugendliche Bildung des Kalzites zeigte sich darin, da β er h \ddot{a} ufig das alte s umwuchert und in sich aufnimmt. Albit spielt in beiden Gesteinen nur eine untergeordnete Rolle, ebenso der Epidot. Die Zoisite liegen als gro β e K \ddot{o} rner unregelm \ddot{a} ßig im Gestein verstreut.

Entsprechend den jungen Mineralbildungen, die das alte s zum Teil abbilden, zeigen sich diese Gesteine auch verh \ddot{a} ltnism \ddot{a} ßig schlecht geschiefert und z \ddot{a} hn.

Alle Typen der Gr \ddot{u} ngesteine finden wir in ganz verschiedenen Kombinationen in allen Horizonten ihres Verbreitungsgebietes vor. Wenn man von Furth oder Vorwald gegen S durch die Gr \ddot{u} ngesteinsserien ansteigt,

kann man in den reichlichen Geröllen der Grabenrinnen neben den einfachen, stark geschieferten Grüngesteinen zahlreiche Abarten finden, wie hornblendeführende Gesteine, Epidosite, Epidotamphibolite, Albit und biotitische Grüngesteine. Ein klares Bild über die Verhältnisse gibt ein gut erschlossenes Profil nordöstlich vom Bauer Reichenstaller, am untersten Teil des Kammes, der vom Himmeleck genau gegen O herabzieht (Text Abb. 7), oder das Profil von der Sonnwenteralm gegen W auf das Fötteleck (Profiltafel Abb. 12a). Beide Schnitte geben gleichzeitig Beispiele für die enge Verbundenheit von Grüngesteinen und Quarziten.

Gleiche Verhältnisse zeigen sich auch in den höher liegenden Kammgebieten zwischen Triebenfeldkogel, Fötteleck und Himmeleck. Gerade in

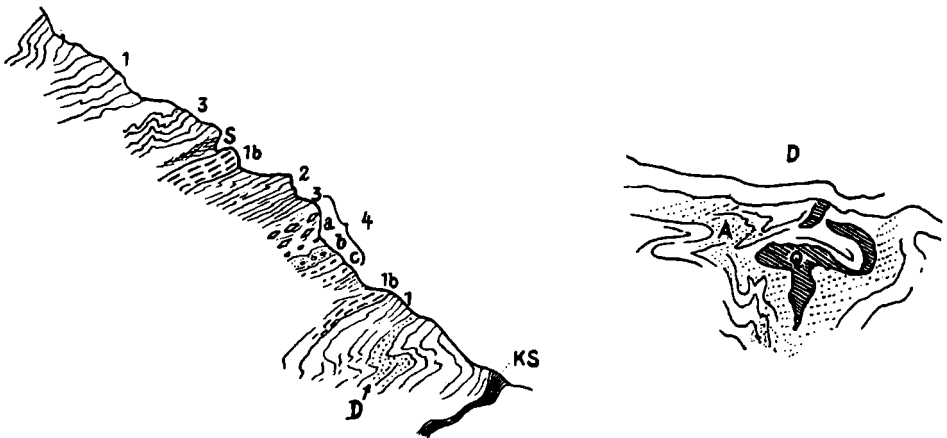


Abb. 7.

Etwa 50 m hoher Aufschluß im untersten Gehänge unter dem Marmor vom Bauer Reichenstaller. (oberster Liesinggraben).

1. Dichte harte Quarzite (b) mit reichlicher Serizitbildung). 2. Normalentwicklung der Grüngesteine. 3. Grüngesteine mit Biotit, Epidot, Feldspat, etwas Hornblende. 4. Amphibolit (a) grobkörnig mit Epidotknöpfen, b) feinkörnig mit Lagen von Hornblendegarben, c) überwiegend Chlorit, feinkörnige Entwicklung). S. Störungszone. D. Feldspatreiche aplitische Lagen im Quarzit. Dazu Detail: A = aplitische Lage, Q = verfalteter Quarzgang, KS = schwarzer Quetschschiefer der Basis.

den tieferen Gehängsanteilen des Triebenfeldkogels sind schöne Amphibolit-typen zu finden, die ihre Fortsetzung in den groben Amphiboliten im hinteren Dobritschgraben finden. (Der Dobritschgraben mündet östlich von Graf in das Triebental.)

Quarzite in nennenswerten Mengen tauchen erst in den Hangendabschnitten der Grüngesteinsprofile auf, wobei in den Grenzbezirken oft lebhaft Wechsellagerung aller verschiedenen Typen beider Gesteinsgruppen zu beobachten ist. Außer den Grüngesteinen und den Quarziten tauchen hier auch in größerer Menge glimmerschieferartige Gesteine auf, welche ebenfalls mit den Quarziten untrennbar verbunden sind und die im Anhang an diese ausführlicher beschrieben werden.

Im allgemeinen handelt es sich um hellgraue bis weiße (auch mit grünlichem Stich) glimmerreiche Quarzite, welche gut gebaukt, in einigen

Fällen auch sehr dicht und splitterig sind. In den Kammgebieten westwärts des Himmelecks sind diese Quarzite, wie alle hier liegenden Gesteine, vollständig verflößt und in Faltenzöpfe gedreht, wobei mehrere Überprägungsrichtungen zu beobachten sind.

Auf dem Fötteleck und südwestlich der Grünkaralm kommen in diesen Quarziten auch Lagen mit Geröllen vor. Während wir zumeist Quarzgerölle vorfinden, zeigen die Konglomeratquarzite des Föttelecks auch große Feldspatgerölle in erheblicher Zahl. Sie liegen in einem grauen bis limonit, braunen Glimmerquarzit und sind kräftig nach den Streckachsen ausgewalzt. Sie sind lagenweise regelmäßig im Gesteine verteilt und von den glimmerreichen Quarzitalagen umflossen. Die größten Gerölle erreichen $1\frac{1}{2}$ cm in der Längsrichtung.

Bei der Grünkaralm liegen Quarzite, welche sehr dicht sind und eine nur millimeterdünne Feinschichtung aufweisen, die durch verschiedene graue und weiße Tönungen scharf voneinander getrennt, sehr deutlich werden. Auch hier zeigt sich die tektonische Verknüpfung des Gesteins, da einzelne Lagen in Falten gequetscht sind oder auskeilen. Vielfach kommen in solchen Quarziten in den s-Flächen auch Chlorite als schöne Einzeltäfelchen vor. In diesen Quarziten wie auch auf dem Kamm der Leckerkoppe und mehreren anderen Fundorten gibt es Bänke, welche durch ihr Porzellanweiß und die Führung von Porphyroblasten auffallen. Im Gelände erhält man den Eindruck von verschiedenen feinkörnigen Apliten. Doch zeigt das Mikroskop, daß es sich hier um rekrystallisierte Feinmylonite von Quarziten handelt, in denen bei der Rekrystallisation auch Chlorite oder Muskowit in größerer Zahl als Porphyroblasten wuchsen. Vereinzelt kommen auch Biotite vor, Epidot konnte ich nur in einem Fundstück finden.

Ein solches Gestein, nahe dem Gipfel des Föttelecks, zeigt in rekrystallisiertem, feinmylonitischem, quarzitischem Grundgewebe große Porphyroblasten von grüner Hornblende.

Das Handstück zeigt eine bevorzugte Streckrichtung, ist aber schlecht geschiefert. Im Querbruch sieht man grünliche Glimmerstreifen und dazwischen ein hellweißes Grundgewebe. Lose im ganzen Stück verbreitet, liegen die Porphyroblasten. U. d. M. zeigt sich das Grundgewebe als mylonitisches, stark gefaltetes Quarz-Chlorit-Gewebe, in dem der Chlorit stark zurücktritt. Dieser Grundgewebeschlorit ist von einem posttektonischen, größer gewachsenen und in Flasern angeordneten stark überwuchert. Zwischen diesen, die einzelnen Grundgewebsbezirke voneinander trennenden Chloritflasern liegen auch kleine stengelige und spindelige grüne Hornblenden. Zwischen den gleichkörnig zerbrochenen Quarzen liegen Epidotkörner regelmäßig verstreut. Dominant sind die großen Hornblendeporphyroblasten (gemeine grüne Hornblende). Der Schnitt senkrecht auf die Streckachsen trifft in der überwiegenden Mehrheit Hornblendeschnitte senkrecht c. Die Hornblenden zeigen schwache Zerbrechung, die zum Teil wieder durch Hornblende oder Chlorit verheilt ist. In wenigen Fällen fand ich an solchen Stellen auch Feldspatsubstanz. Sie kommt selten vor, ist stets gefaltet, nachher aber anscheinend nicht mehr verlegt, die Hornblenden führen vielfach einen Chloritsaum, der jedoch sehr schwach bleibt.

Unter den flaserigen Quarziten gibt es Typen, welche durch einen diffus verteilten Karbonatgehalt ausgezeichnet sind. Solche Gesteine liegen zum Beispiel unter den Hütten der Grünkaralm und in den heftig verfalteten Quarziten des scharfen Kammes, nördlich vom Himmeleck. In diesem letzteren Fundort zeigen die Quarzite alle Eigenheiten der karbonatführenden Rannachquarzite, als welche ich sie ursprünglich auch aus-

schied (Verh. 1939, Aufnahmebericht). Da sie jedoch in ihrem Liegenden mit allen Übergängen in Chloritgestein führende Quarzite des bekannten Typus übergehen, kam ich von dieser Deutung wieder ab, zumal hierdurch auch das tektonische Verständnis wieder erleichtert wird.

Südlich des Föttelecks (Schwarzkogel) gibt es schöne Biotitquarzite, die neben verschmierten Biotilhäuten auf den s-Flächen auch kleine Querbiotite enthalten. Die mikroskopische Untersuchung zeigt die Wahrscheinlichkeit seiner para-posttektonischen Entstehung.

Wie in den Grüngesteinen, liegen auch in den Quarzitprofilen Lagen mit aplitischer Injektion (S-Kamm des Föttelecks). Solche Gesteine zeigen im Schlibbild lagenweise wechselnd starke Feldspatbildungen (meist Albit-oligoklase, auch Mikroklin und Mikroklinperthit) in grobem Quarzpflaster. Die Gesteine machen einen massigen Eindruck, sind aber grob gestreift und zeigen auch makroskopisch schon deutlich den Feldspatgehalt. Im Felde bezeichnete ich sie schon ihrem Aussehen nach als Gneisaplite (Gehänge zwischen P. 1930 und Himmeleck).

Die Quarzite sind örtlich durch Zunahme der Glimmer (Serizit-Muskowit-Biotit) in allen Übergängen mit Glimmerschiefern eng verbunden. Dichte und kräftige Glimmerhäute hüllen dann die linsig zersicherten quarzreichen Gewebsanteile vollständig ein und können so mengenmäßig den quarzitischen Anteil überflügeln. Fast regelmäßig sieht man außer den verschmierten Glimmerhäuten auch Züge von unversehrten Glimmern (Muskowit, Biotit), die unter dem Mikroskop in größeren Scheitern oft querliegend aufscheinen und nachtektonische Kristallisation anzeigen.

Die enge Verbundenheit der Quarzite mit der Grüngesteinsgruppe einerseits, den Glimmerschiefern andererseits ist durch alle Übergänge und durch örtlich intensive Wechsellagerung mit aller Deutlichkeit gegeben.

Die im nördlichen Zug der höher metamorphen Gesteinsgruppe eine so unklare Abgrenzung gegenüber den Grauwackenschiefern verursachenden Phyllonite verschiedenen Aussehens kommen auch im südlichen Zug, wenn auch in weitaus geringerer Menge, vor. Dunkle, vollkommen verwalzte Schiefer zusammen mit grauen glimmerreichen Phylliten liegen im unteren Teil der Rinnen des N-Gehänges vom Schober zwischen den Grüngesteinsbänken, und es ist dort, wo nur schwarze Schiefer liegen, noch unklar, ob diese nicht dem Karbon zugezählt werden müssen. So sind die schwarzen Quetschschiefer, die zum Teil kräftig graphitisch abfärben, an der Basis der Grüngesteinsserie über den Quarzitschiefern der Rannachserie wahrscheinlich Karbon und könnten den graphitführenden Schichten von Kaisersberg-Leims im O entsprechen.

Im S-Gehänge des Schobers und im Leistenkar (östlich unter dem Himmeleck) liegen graue glimmerreiche Schiefer, graue, stark verschieferte Quarzite und Linsen von pigmentreichen, aber ebenfalls glimmerreichen Schiefen, welche den stark durchbewegten Grauwackenschiefern des Wolfsgrabens bei Trieben überaus stark gleichen, sich aber auf die fraglichen Gesteinstypen des nördlichen Zuges leicht beziehen lassen. Sie können auch so wie diese mit den granatlosen Gesteinen des Traidersberges bei Leoben verglichen werden. Ähnlich stehen die Verhältnisse in dem Waldgürtel ober der Schwarzbeeralm im N-Gehänge des kleinen Schobers. Hier läßt

die hohe Durchbewegung und der Glimmerreichtum der pigmentführenden Schiefer einen Vergleich mit Karbonschiefern nicht zu. Außerdem stehen diese Gesteine in enger Verbindung mit grauen Glimmerschiefern, wie sie dem Karbon fremd sind. Bei der Troglenzenalm und südlich des Föttelecks stehen diese Gesteinstypen eng verbunden mit den Hangendquarziten an.

So wie im nördlichen Zug, werden diese grauen Gesteinsbildungen bei reichlichem Hinzutreten von Feldspaten zu Gneisen verschiedenen Aussehens, wobei aber jene vom Typus Schafberg im wesentlichen überwiegen. Einige leicht abweichende Typen konnte ich nördlich unter der Troglenzenalm finden.

Ein kleineres, vom südlichen Zug getrenntes Vorkommen von höher metamorpher Serie baut den Hollerkogel nördlich des Schoberpasses auf. In seiner Gesteinszusammensetzung läßt sich dieser Zug infolge seiner vielfältigen Entwicklung grüner Gesteine leichter mit dem südlichen Zug als mit dem nördlichen vergleichen. Am SO-Abfall des Hollerkogels findet man bis hoch hinauf verschiedene Varianten der Grüngesteinsserie mit Biotit, Albit, Epidot, Hornblende in den den meisten Typen auch sonst zukommenden Stadien der Diaphthorose. Zwischenlagernd sehen wir auch hier verschiedene Phyllonitarten, Quarzite und Gneise.

Im S-Gehänge (oberhalb des Wortes „Walzwerk“ der Spezialkarte 1:75.000) liegen im tieferen Teil diaphthoritische Amphibolite, Amphibolgesteine (zum Teil sehr ähnlich den Hornblendegarbenschiefen), Epidosite, alle in Begleitung der Normaltypen der Grüngesteine. In höheren Lagen folgen darüber Biotitgneise, Schafberggneise, Quarzite, ein weißes Marmorband in Grüngesteinszügen. Die in den hochliegenden Profilanteilen enthaltenen Serizitquarzite führen vereinzelt zu Linsen und Knollen verwalzte Quarzgänge, welche den Eindruck von Geröllen machen, aber sicher keine sind (ähnlich manchen verwalzten Quarzgängen der Rannachquarzite).

Auf dem Gipfelkamm ist die Abtrennung der höher metamorphen Serie gegenüber den hangenden Grauwackenschiefern ebensowenig klar zu ziehen wie im Hinkareckgebiet. Auffallend sind hier Phyllonite und serizitquarzitische Bänder mit schönen idiomorphen Feldspaten (wahrscheinlich späte Bildungen).

Ein besonderes, im steilen Wald südlich unter dem Gipfel auftretendes Gestein zeigt deutliche Schieferung und schon makroskopisch feinkörnige Feldspate in gleichmäßig dichter Verteilung.

Im Dünnschliff zeigt sich großer Albitoligoklas mit schwachem Zonarblau als Hauptbestandteil. Die locker gefüllten Feldspate liegen als rundliche isometrische Körner gleichmäßig dicht im Gestein verteilt und werden von einem Biotitgewebe umflossen, welches das im Handstück beobachtbare s erzeugt. An den Biotitfasern beteiligten sich nicht selten auch kleine Körnerballungen von Epidot, der auch den Hauptbestandteil der Feldspatfülle ausmacht. Die Biotite (Pleochroismus dunkelolivgrün bis bräunlichgelb) sind zum Teil vollkommen unverändert, zeigen oft aber auch Chloritisierung. Undulöser Quarz in kleinen Körnern tritt im Gestein nur in wenigen Zwickeln als Füllmasse, oft zusammen mit etwas Karbonat (mit Limonitflecken), auf und erweckt den Eindruck sekundärer Bildung. Akzessorisch findet man etwas Pyrit und älteren Magnetit im Zusammenhang mit Glimmersträhnen und vereinzelt auch als Einschluß im Plagioklas. Das Gestein zeigt nur wenige und schwache Spuren nachkristalliner Durchbewegung.

Das überaus harte und zähe grau-grüne Gestein fällt durch seinen Mangel an Quarz aus den anderen Grüngesteinstypen heraus.

Die Gesteinsgruppe der Grauwackenschiefer.

Während dieser Gesteinsgruppe, die den gesamten Schieferbestand der oberen Abteilung der Grauwackenzone ausmacht, auf dem östlichen Kartenblatt nur wenig Raum zukommt, sind eingehende Erörterungen infolge der Vielfalt der zweifellos stratigraphisch zusammengehörigen Gesteinsglieder und der weiten Verbreitung an dieser Stelle notwendig.

Die mächtigste, tektonisch vielfältige Masse der einwandfrei den Grauwackenschiefern angehörigen Gesteine baut die Hänge nördlich von Mautern, das Magdwieseck und die östliche Kammfortsetzung des Zeyritz-kampels auf. Neben den eintönigen grauen, oft feinlagigen, mitunter etwas sandigen Schiefen sind graue feinschichtige Quarzite, beziehungsweise Quarzsandsteine das wesentlichste Bauelement. Auf diese beiden Gesteinstypen mit einer gewissen Variationsbreite lassen sich auch örtlich serizitreichere und kräftig verfaltete Zonen zwanglos beziehen. So streicht eine solche Zone auf dem S-Kamm des Magdwiesecks bei P. 1543 durch. Solchen Abschnitten mit stärkerer Glimmerbildung werden wir noch öfter begegnen und sie eingehend zu besprechen haben. Wenn wir die Anteile der feinschichtigen Grauwackenschiefer unterhalb der Porphyroidmasse weiter westlich überprüfen, finden wir die Anteilnahme der gleichen Gesteinstypen in jedem Mischungsverhältnis.

Während im O des Kartenblattes Konglomerate, beziehungsweise geröllführende Sandsteine und Quarzite in Rollstücken gefunden wurden, war es in den besser aufgeschlossenen, hochliegenden westlichen Gebieten nicht schwierig, solche Konglomeratzüge zu beobachten. Sie erreichen nie große Mächtigkeit und keilen anscheinend bald wieder aus. Ihre Grundfarbe ist wie die ihrer Umgebung, nämlich hell- bis dunkelgrau, die Gesteine zeigen, wie auch die normalen Sandsteine oder Quarzite, häufig feine braune Limonitputzen, die das ganze Gestein durchsetzen.

Die Eintönigkeit der genannten Folge wird in allen Gebieten unterbrochen von wesentlich quarzärmeren Serizitschiefern von stahlgrauer Farbe, die aber durch Zunahme von graphitischem Pigment sehr dunkel stumpfgrauschwarz werden kann. Vereinzelt nimmt der Quarz zugunsten der tonigen Gemengteile so weit ab, daß die milden Schiefer in nassem Zustand wie Talkschiefer aussehen.

Die Züge schwarzer graphitischer Schiefer kommen oft, meist aber in geringer Mächtigkeit und beschränkter Reichweite vor. Sie haben gerade in Gebieten, welche stärkere Serizitbildung aufweisen, nicht selten zur Kartierung als Karbonschiefer Anlaß gegeben. Doch zeigt eine Reihe eindeutiger Beobachtungen die primäre Zugehörigkeit zum Komplex der übrigen Grauwackenschiefer. Es muß darauf hingewiesen werden, daß der Vergleich von Einzelhandstücken vereinzelt wirklich vollste Übereinstimmung ergibt, doch gibt es gerade in den hier in Rede stehenden schwarzen Schiefen immer Typen, welche niemals im Karbon auftauchen. Besonders deutlich wird die Unterscheidung dort, wo im Verbande mit den Grauwackenschiefern auch schwarze Kieselgesteine, Lydite vorkommen. Wir können aus den fossilführenden Stellen um Eisenerz, wo Silur eindeutig nachgewiesen ist, über die vollkommen gleich gebauten Schieferserien der Gegend von Vordernberg, Rötzgraben, Treffning bei Leoben, über die Gegend nördlich von Wald bis nach Gaishorn und westlich Trieben die

durch das Vorkommen der im ostalpinen Altpaläozoikum wohlbekannten Lydite charakterisierten Schieferfolgen einander in stratigraphischer Hinsicht wohl gleichsetzen. Bewußt stellen wir diese graphitreiche Gesteinsgruppe dem graphitführenden Karbon gegenüber und verallgemeinern das durch einige glückliche Fossilfunde bekanntgewordene silurische Alter auch auf diesen höchst charakteristischen Schichtbestand. Wir werden bei der Besprechung der Verhältnisse im Triebener Gebiet noch einmal auf diese Feststellung zurückkommen und bemerken jetzt nur, daß wir zwischen den genannten östlichen Gebieten und dem W eine gewisse fazielle Verschiedenheit im Aufbau der Profile feststellen können.

Ein weiteres, ebenfalls regional verbreitetes Gesteinsglied sind die Grünschiefer. Diese Gesteine haben sich zum Teil als Abkömmlinge von Diabasen oder von deren Tuffen erwiesen. Petrographisch unterscheiden sie sich von den in anderen stratigraphischen und tektonischen Einheiten liegenden grünen Gesteinen ebenfalls erheblich. In den meisten Fällen sind sie durch ihr Auftreten als Fleckengrünschiefer gekennzeichnet. Sie stehen an mehreren Stellen ihrer Verbreitung in engster Verbindung mit Gesteinen, die ihren massigen Charakter alter Durchbruchsgesteine noch zum Teil bewahrt haben. Im Gebiete des Kragelschinkens und im Gehänge südlich davon (nördlich Mautern) sind solche Gesteine mehrfach zu finden, deren Vorkommen von HIESSLEITNER schon verzeichnet ist (1931). Im Bereiche des Kartenblattes kommen solche Gesteine erst wieder im Gebiete von Trieben vor. Hier ist die Zugehörigkeit der Fleckengrünschiefer mit massigen Diabasen, Uralitdiabasen zu der Gruppe der Grauwackenschiefer zunächst nicht unmittelbar ersichtlich, ergibt sich jedoch aus den folgenden Erörterungen über den Aufbau dieses Gebietes. Petrographisch wurden diese Gesteine von HERITSCH bereits 1911 ausführlich beschrieben und aus der Gruppe der übrigen Grüngesteine herausgehoben. Im Zusammenhang mit den Grüngesteinszügen können verschiedentlich dünne Bändchen von weißem Marmor in zweifellos sedimentärem Verbands mit den dichten dünnschieferigen Grüngesteinen festgestellt werden. Solche liegen im Schwarzenbachgraben über der ersten Steilstufe, im Ausgang des Sunk und in den Grüngesteinsbändern nördlich Brantsching bei Tregelwang. Vereinzelt karbonatführende Rollstücke sind auch nördlich Mautern zu finden. Die Marmorbändchen erweisen auch einen sedimentogenen Anteil der dünnschieferigen Grüngesteinsbänder, für die also eine Vermischung von Tuffbestandteilen mit Sedimentmaterial, wie schon von ANGEL (1924) und HERITSCH (1921) vermutet wird, wahrscheinlich ist.

In dem Abschnitt, in welchem die Grüngesteine im Verbands mit den schärfer durchbewegten und auch kräftig metamorphen Grauwackenschiefern liegen, fand HERITSCH (DÖLL) im Lorenzergraben, ich selbst im Schwarzenbachgraben Hornblendegarbenschiefer. Sie liegen in den höher durchbewegten Grauwackenschiefern, und es ist zu bemerken, daß in diesen die dünnschieferigen Formen der Grüngesteine auch unter dem Mikroskop keinen wesentlichen Unterschied gegenüber den entsprechenden Gesteinen der höher metamorphen Gruppe (zum Beispiel Schobereinheit) aufweisen.

Wenn wir die Gebiete der Grauwackenschiefer östlich und westlich einer Linie vergleichen, welche der Radmer Störung entspricht, so können

wir feststellen, daß am O-Rande des Kartenblattes noch reiche Vorkommen von Kieselschiefer, Lydit mit Kalkbändern, wie auch die Grüngesteinsbänder gegen W verschwinden. In geringer Menge tauchen sie erst weit im W wieder auf, dort, wo wir auch noch andere Gesteinsglieder im Rahmen der Grauwackenschiefer vorfinden. So wie wir mit HIESSLEITNER in den obersten Abteilungen der Grauwackenschiefer einen Fazieswechsel zwischen O und W annehmen müssen, so scheint mir auch hier östlich und westlich der Radmerstörung ein solcher vorzuliegen. Allerdings sind hier vorläufig die neuen stratigraphischen Verhältnisse im westlichen Palental noch zu unklar, um über das Gesagte hinaus noch wesentliche Angaben machen zu können. Metamorphose und Tektonik spielen hier eine vorläufig noch nicht zu zergliedernde Rolle, wie aus den folgenden Ausführungen zu entnehmen ist.

Höher metamorphe Grauwackenschiefer und ihre Begleiter.

Wenn man aus dem Verbreitungsgebiet typischer Grauwackenschiefer südlich des Blassenecks über die Schlapfenealm in die W-Gehänge des Hollerkogels in das Liegende absteigt, kann man die Feststellung machen, daß man aus den geringmetamorphen halbphyllitischen Typen grauer Sandsteinschiefer mit quarzitischen Lagen allmählich in serizitreichere grobe und feingeflaserte Gesteinsgruppen kommt, deren lithologischer Bestand gleichwohl mit dem höheren Schichtpaket unmittelbar vergleichbar ist. Die Einzeltypen der Gesteine sind von serizitreichen Lagen des typischen Grauwackenschiefergebietes nicht abzutrennen, die Gesteinsgesellschaft dieser Serie wiederholt bis in Einzelheiten deren Bestand. (Graue schieferigsandige, feinblättrige bis gröber blättrige Lagen wechseln mit grauen, feinlagigen, braun getupften Quarziten und schwarz pigmentierten Tonschiefern, Konglomeratlagen.) Im Einzelstück sind aber auch Unterschiede gegenüber den Serizitquarzitschiefern der oberen Abteilung der Rannachserie kaum festzustellen. Solche erweisen sich erst bei Überprüfung von mehreren entsprechenden Profilen unter Berücksichtigung der Gesteinsgesellschaften.

Ähnliche serizitreiche Bildungen, die gleichwohl an die Grauwackenschiefer angeschlossen werden müssen, sind auch in den Gehängen unter der Wolfsleiten bei Kalwang im Einzugsgebiet des Sulzbachgrabens bei Wald und zwischen Treglwang und Gaishorn zu finden.

Wenn wir in die erstgenannten Gehänge nordöstlich von Treglwang zurückkehren, können hier noch weitere Beobachtungen gemacht werden. Die mit halbphyllitischen Schieferen im Zusammenhang stehende Porphyroidmasse des Blasseneck—Hungerleitnerkogels streicht ohne Beeinflussung durch den eigentümlichen Knick des Streichens der südlicheren Gesteinsgruppen gegen WNW weiter. Mit dem Porphyroid geht wohl auch einiges von der Gruppe der Halbphyllite, während der Großteil bis zur N—S-Richtung umschwenkt. Hier muß wohl eine tektonische Grenze, die in den Gehängen allerdings nicht direkt zur Beobachtung gelangt, zwischen beiden Systemen angenommen werden. Es spricht sehr für die früher ausgesprochene Identifizierung beider Sedimentgruppen, daß nordöstlich von Treglwang in der serizitreichen Serie auch Späne von Porphyroid

liegen. (Oberhalb des Bauers Ledersberger und westlich des N—S-streichenden Kalkzuges.) Diese Porphyroide sind nur zum Teil stark ver-schiefert, sie zeigen im allgemeinen ihre Natur noch sehr deutlich.

Im Raume südlich von Treglwang—Trieben baut eine gleich zusammen-gesetzte Schieferserie die Gehänge und Kämme westlich des Föttelecks auf. Im unteren Wolfsgraben bei Trieben, wie auch noch westlich davon bei St. Lorenzen ist sie gut zu studieren. Es ist die von HERITSCHE als Serizit-schiefergruppe ausgeschiedene Gesteinsgesellschaft. In den schlecht aufge-schlossenen Kammgebieten südlich von Schwarzenbach—St. Lorenzen steht diese schwer verfaltete Schiefergruppe in unklarem Zusammenhang mit typischen Vertretern schwach metamorpher Grauwackenschiefer.

Diese Schiefergesellschaft zeigt bei schwerster Verfaltung und Durch-knetung ebenfalls Serizitreichtum, meist in geschlossenen Häuten und Flatschen. Es kam an einzelnen Stellen auch zur Bildung von Biotit. Im NW-Kamm des Föttelecks, wie auch im Wolfsgraben erinnert das Aus-sehen der Gesteine überaus stark an die Glimmerschiefer des Traiders-berges bei Leoben, welche lagenweise kleine Granaten führen. Die systema-tische Suche blieb auf dem NW-Kamm des Föttelecks auch nicht ergebnis-los. Südöstlich von P. 1659 konnten Lagen mit kleinen Granaten festgestellt werden.

Eine Überprüfung des Bestandes dieser Schichtgruppe ergibt folgendes Bild: An Quarzlinsen und -flasern reiche Schiefer, deren überwiegende Masse arm ist an graphitischer Substanz. In vereinzelt Bezirken finden wir sie jedoch auch stark angereichert, so daß die Gesteine dunkelgrau, schwärzlich werden. Solche Schiefer sind zum Beispiel nördlich des Aus-ganges des Sunk nur durch ihre weit höhere Durchbewegung und Glimmer-bildung von den Karbonschiefern des Sunk zu unterscheiden. In der Masse der pigmentarmen Phyllite (Phyllonite) liegen graue, zum Teil gebänderte, fein gefaltete, oft auch dick gebankte Serizitquarzite und unregelmäßig verstreut auch geröllführende quarzitisches Gesteine. In manchen Profilen, zum Beispiel in den Gehängen nordöstlich vom Brodjäger, machen die Quarzite, hell- oder dunkelgrau gefärbt und von Zwischenlagen typischer Serizitphyllite durchzogen, einen wesentlichen Bestandteil aus.

Nicht selten sind auch Feldspate in den quarzitischen Gesteinen fest-zustellen. Sicher sind diese zu einem Teil (meist die Kalifeldspate) als Gerölle aufzufassen. Soweit es sich um Albitoligoklase handelt, erwiesen sie sich aber als im Gewebe gewachsen, es sind Porphyroblasten von glei-chem Gepräge wie in den Grüngesteinen der Schobereinheit. Stumpfweiße (porzellanfarbene) Gesteine, die man im Felde für feldspatreiche (apli-tische) Bildungen halten möchte, erweisen sich u. d. M. als Feinmylonite von Quarziten mit Rekristallisationserscheinungen.

So wie Lydite und ihre Begleiter, schwarze Tongesteine, in den typi-schen Grauwackenschiefern in örtlich wechselnder Menge vorkommen, so fand ich sie auch in den höher metamorphen Abteilungen dieser Schicht-gruppe. Das größte Vorkommen ist auf dem Reineck (NW-Kamm des Föttelecks) in Begleitung serizitreicher Phyllite und Quarzite von kräftiger Durchbewegung.⁶⁾

⁶⁾ Aus den Funden lyditischer Gesteine und granatführender Schiefer läßt sich die Vermutung ableiten, daß auch der Traidersberg zu wesentlichen Teilen ein Vertreter dieser quarzphyllitischen Ausbildung von Grauwackenschiefern ist. In

Außer den im Rahmen der Grauwackenschiefer des O auch im W wiedergefundenen Gesteinskomponenten minder oder höher metamorphen Zustandes, kommen im W auch noch zahlreiche Gesteine vor, deren Deutung noch in einzelnen Fällen auf große Schwierigkeiten stößt. Im Zusammenhang mit ihrer Erläuterung müssen die Aufnahmesergebnisse HAMMERS im westlich anschließenden Nachbargebiet besonders berücksichtigt werden (1932).

Helle Quarzite zwischen Gaishorn und Treglwang.

In dem Graben, der von dem Bauern Brantsching vom Paltental nordwärts zieht, treten in Gesellschaft sehr stark durchbewegter glimmerreicher grauer Phyllite weißliche bis graue und graugrüne Quarzite auf, welche die sehr steilen Gehänge beiderseits des Baches aufbauen. Diese Quarzite bilden das Hauptgestein des Tälchens. In ihrer Gesellschaft findet man auch graphitführende Serizitschiefer mit grauer Grundfarbe. Die Quarzite selbst führen lagenweise reichlich Muskowit und konglomeratische Partien. Die Gerölle sind entweder vereinzelt verstreut im Gestein oder, wie in den Wänden bei der oberen Grabenteilung, dicht aneinander im Gestein gepackt. Sie bestehen aus schön gerundeten Quarzen, das Bindemittel ist quarzitisches grau. Hier fand ich auch einzelne Putzen von glänzend schwarzem Flinzgraphit in dem auffallend hellen Gestein.

Ob die basischen Metamorphose westlich des Grabens mit diesem Sonderotyp der Quarzite in näherer Berührung stehen oder bloß tektonisch in deren Nähe gebracht wurden, ließ sich nicht entscheiden. Von den Quarziten der Flietzenschlucht unterscheiden sich diese Quarzite durch das Hervortreten deutlicher Streckachsensysteme und das vollständige Fehlen der diesen eigentümlichen scharfkanligen polyedrischen Bruchstücke. Im Gerölle konnte ich auch Stücke mit nur zentimeterdünnen weißlichgelben Kalkbändchen finden.

Die gleichen Quarzite sind in einer Wand über dem Bauern Poser bei Gaishorn aufgeschlossen. In den Anbrüchen sind hier auch die marmorierten Kalkbändchen schön zu beobachten. In den zwischen den beiden Fundpunkten liegenden Gehängestücken konnte ich die Quarzite mehrfach ohne Hinzutreten neuer Eigenheiten finden.

Ein weiterer, dem Normaltypus der Quarzite der Grauwackenschiefer nicht entsprechender Typus liegt in den Gehängen unter der Schlapfebenalm. Es sind bei 1000 m zunächst geröllführende graue Quarzite in Begleitung von blätterigen und dünnbankigen Serizitquarziten mit braunen Rostflecken und grauer Grundfarbe. Die Gerölle bestehen aus Quarz von mehreren Zentimetern Länge, die Längsachse in den N—W-streichenden Streckachsen, seltener sind große Feldspate mit Durchmesser

gleicher Weise muß auch die Möglichkeit dieser Zuordnung für die entsprechend aussehenden Gesteinsstreifen im Rahmen höher metamorpher Grungesteinskomplexe ernstlich erwogen werden. Züge von Diaphthorese, wie sie allenthalben zu finden sind, brauchen im Hinblick auf die enge tektonische Vergesellschaftung mit der höher metamorphen Gruppe und bei Beobachtung des Deformationszustandes der Grauwackenschiefer südlich Trieben nicht zu verwundern. Bedeutsam in dieser Hinsicht sind die von SCHWINNER (1923) und neuerdings von WIESENER (1938) gemachten Feststellungen des Überganges der Ennstaler Phyllite in die Granatglimmerschiefer.

bis zu 2 cm. Diese Gesteine stehen auch in Verbindung mit pigmentführenden Serizitschiefern. Die Ähnlichkeit dieser konglomeratischen Quarzite mit denen vom Gipfel des Föttelecks (höher metamorphe Gesteinsgruppe) kann nicht übersehen werden.

Im Verband mit diesen Quarziten liegen bei etwa 1120 m in Aufschlüssen und Rollstücken weitere Quarzite, die bedeutend heller sind und in ihrem Habitus von den Quarziten der tieferen Abteilung der Rannachserie überhaupt nicht zu trennen sind. Selbst karbonatführende Gesteine sind vorhanden. Auch diese kleine Gesteinsgruppe liegt im Verbande mit dunklen, stark verfalteten Serizitschiefern. Allein die enge Verbindung dieser Gesteine mit den weiter unten liegenden geröllführenden Quarziten, die im Verbande mit Grauwackenschiefern liegen, und das Vorkommen solcher auch in der unmittelbaren Umgebung machen eine Zuweisung der letztbeschriebenen Gesteine zur großen Gemeinschaft der Grauwackenschiefer möglich. Immerhin ist die große Verwandtschaft mit der Rannachserie einerseits und den Quarziten der Schobereinheit andererseits ein genügender Anlaß zur Überlegung, ob nicht in den stratigraphisch wie tektonisch wohl zu unterscheidenden Gesteinsgruppen doch gewisse Gesteinsglieder stratigraphisch einander entsprechen können. Leider liegen für eine aussichtsreiche Diskussion dieser Frage noch immer zu wenig Daten vor.

Dientener Schiefer.

In einwandfreiem Verbande mit typischen Grauwackenschiefern höher metamorpher Prägung konnten an zahlreichen Stellen schwarze Schiefer gefunden werden, die infolge ihres Graphitgehaltes mehrfach dem graphitischen Karbon angegliedert worden waren. Sowohl hinsichtlich ihrer Begleitgesteine, wie auch in ihrer Fazies zeigen diese Schiefer jedoch einige bedeutsame Unterschiede gegenüber dem sicher als Karbon anzusprechenden Schichtpaket. Wohl am deutlichsten werden diese Unterschiede in dem alten Graphitbergbau des Lorenzer Grabens. In schwerer Verfaltung zeigen sich hier dachschieferartige Typen, wie sie nie im Karbon auftreten. Örtlich sind auch kieselreiche Lagen eingeschaltet, überall zeigen sich aber als äußeres Zeichen chemischer Verschiedenheit gegenüber den Karbonschiefern limonitische Verwitterungskrusten, welche alle Sprünge im Gestein erfüllen. Dementsprechend treten auch die mehrfach beobachteten Grubenwässer stark ockerig gefärbt zutage, was in den Grubenwässern, welche karbonischen Schiefern entstammen, nie der Fall ist, wenn sie nicht aus Pyritlagern kommen. Im Schwarzenbachgraben sehen wir in Verbindung mit diesen Schiefern auch die Fleckengrünschiefer und in einiger Entfernung Kalkphyllite. Die Ausbildung der einzelnen Gesteinstypen sowie ihre gegenseitige Verknüpfung weisen auf die Profile, die vom Pongauer Salzsachtal nach Dienten zu beobachten sind.

Nördlich von Gaishorn liegen gleichfalls Schieferpartien, die sich zwanglos auf die besprochene Fazies beziehen lassen. Ob allerdings alle hier vorkommenden schwarzen Schiefer dem Silur zuzurechnen sind, läßt sich vorläufig noch nicht entscheiden, da bedeutende Schieferpartien den schwarzen Karbonschiefern vollständig gleichen. Erst eine detaillierte Einzelaufnahme mit breiter Vergleichsbasis wird hier Klärung schaffen können. Auffallend sind im äußersten Teil der Flietzenschlucht noch

schwarze Schiefer mit dicht im Gestein eingepackten glasigen Quarzknöpfchen. Möglicherweise handelt es sich hier um ähnliche Bildungen, wie sie von HIESSELEITNER (1931, S. 54) aus dem Verbands der Grauwackenschiefer bereits beschrieben sind.

Mit der Annahme, daß wir es bei Gaishorn mit einer Vertretung von Silur in enger Anlehnung an die Dientener Fazies zu tun haben, ist auch der von E. HABERFELNER gemachte Fund eines Graptolithen bei Gaishorn (Verh. 1931) wesentlich verständlicher geworden, als dies bei der bekannt weiten Fassung des Karbons früher möglich war.

So wie im Pongauer Profil außer den schwarzen Dientener Schiefen auch Kalkphyllite auftreten, konnte ich sie in der typischen Gesellschaft von Grauwackenschiefen auch im Paltentale finden. Bekannt ist ihr Vorkommen schon, seit HERITSCH sie 1911 von den Hängen südlich Trieben beschrieben hat (1911, S. 75). HAMMER beschreibt diese Gesteine im Verband seiner graphitführenden Serie aus der Zone zwischen Trieben und Rottenmann nördlich und südlich des Paltentales. In der von beiden Autoren beschriebenen Form fand ich diese Gesteine im oberen Lorenzer Graben in besonders schöner und reicher Entwicklung, wobei auch der von HERITSCH als Fuchsil beschriebene hellgrüne Glimmer auf den Flächen reichlich auftritt. Durch Vergleichsbegehungen konnte ich mich überzeugen, daß auch die von HAMMER beschriebenen Kalkphyllite durchaus denen vom Lorenzer Graben entsprechen. Es ist erwähnenswert, daß die Kalkphyllite, welche man im Pongau zwischen Schwarzach-St. Veit und Lend in den Hängen nördlich der Salzach schlagen kann, durch nichts von denen des Paltentales zu unterscheiden sind. Von den Dientener Schiefen sind die Kalkphyllite im Lorenzer Graben durch helle, weißlich-grüne Quarzite, Serizitschiefer und das Serpentinvorkommen getrennt. Die Kalkphyllite selbst stehen in Gesellschaft mancher heller Bänder von Kalkarmor mit dünnen Einschaltungen von Serizitschiefern, von grauen glimmerreichen Phylliten und dünnblättrigen, feinschichtigen grünen Schiefen. Südlich von Trieben fand ich die Gesteine isoliert in den schwer durchbewegten Grauwackenschiefen.

Kalke in Verbindung mit Grauwackenschiefen.

Vereinzelte Kalkzüge, oft auch nur dünne Bänder, liegen im Verbands der Grauwackenschiefer, ohne mit dem hangenden erzführenden Kalk nähere Verbindung zu zeigen. Mitunter finden wir eine Fazies vor, welche von der des dunklen Plattenkalkes des Karbons nicht zu trennen ist. Einzig die andere Schieferbegleitung deutet auf andere stratigraphische Stellung. Ein solcher Zug ist über der Schlapfenebnalm aufgeschlossen und läßt sich von hier gegen W und schließlich gegen S weit verfolgen. Es ist ein ebenplattiger, stellenweise reichlich krinoidenführender Kalk mit örtlich etwas wechselndem Graphitgehalt. Dieser kann sich bis zu intensiver Abfärbung steigern. Der Kalk ist etwas metamorph, stellenweise gebändert und steht in Verbindung mit eigenartig bleigrauen dünnplattigen Schiefen, die alle Übergänge zu normalen sandigen Grauwackenschiefen zeigen. Wo Pigmentierung und dünnplattiger Habitus der Kalke herrscht, sind zahlreiche unbestimmbare Fossilspuren festzustellen, so daß eine systematische Suche

nicht aussichtslos erscheint. (Zum Beispiel oberhalb des S-Endes des Zuges, wo ein Weg im Schlag den Kalk quert.)

Mitunter zeigen sich die dunklen Plattenkalke mit helleren, weniger gut geschichteten, gelblichgrauen dichten Kalken verknüpft, welche auch Träger von Rohwandputzen sein können. Auf Grund der Verknüpfung dieser beiden Kalktypen mit dunklen Schiefen, auch Kieselschiefern, kann angenommen werden, daß es sich hier um ein Äquivalent jener Kalkbänder handelt, wie sie etwa im Rötzgraben bei Trofaiach aufgeschlossen sind und wie sie auch an der Basis der Reitingmasse vorkommen. Allerdings verarmt diese Entwicklung gegen W.

Dort, wo wir die an die Dientener Fazies angelehnte Entwicklung im Pallentale vorfinden, sind Einschaltungen von Kalken wieder reichlicher. Neben der schon genannten Entwicklung finden wir hier auch selbständige helle feinkristalline und oft massige Kalke (mit Rohwand), die auch im Zusammenhang mit den Kalkphylliten dieser Gruppe stehen. Eine Beschreibung dieser sich von hier gegen W fortsetzenden Kalktypen und ihrer Verbindung mit den Kalkphylliten wurde von HAMMER bereits gegeben (1932, S. 131 ff.).

In der gleichen Verbindung mit Lyditen oder Kieselschiefern, wie dies in den gesicherten Grauwackenschiefern der Fall ist, finden wir stark marmorisierte Kalklinsen und zerfetzte Schollen auch in der höher metamorphen Gruppe der Grauwackenschiefer, zum Beispiel auf dem W-Kamm des Föttelecks.

•

Wenn wir mit diesen Beschreibungen der überaus kompliziert und vielfältig aufgebauten Gesteinsgruppe schließen, so muß betont werden, daß sie weder der tatsächlichen Mannigfaltigkeit des Schichtbestandes noch den bestehenden Zusammenhängen gänzlich gerecht werden können. Wir stehen hier noch ganz am Anfang einer analytischen Phase der Erforschung, die aber gleichwohl schon jetzt imstande ist, gewisse Zusammenhänge in neuem Lichte erscheinen zu lassen. Mit den höher metamorphen Grauwackenschiefern stehen wir in jenen Gesteinsgebieten, die vielfach als Quarzphyllit zusammenfassend behandelt wurden. Da aber unter „Quarzphyllit“ als einem Sammelbegriff höchst Verschiedenes ohne genetische Deutung zusammengewürfelt worden ist, unter „Quarzphyllit“ vielfach auch eine stratigraphische Einheit verstanden wurde, habe ich von allem Anfang an diesen Ausdruck möglichst gemieden und, wie sich zeigte, mit Recht. Denn die Untersuchungen der letzten Jahre ergaben unter Wahrung der eingangs erwähnten Gesichtspunkte die Möglichkeit einer Aufteilung vieler Quarzphyllite in stratigraphisch verschiedene Gesteinseinheiten. Die teilweise Prägung dieser Gesteine als Quarzphyllonite unterliegt anderen, vom stratigraphischen Bestand unabhängigen Gesetzen.

Von SPENGLER (1920, 1925) wurden die unseren höher metamorphen Grauwackenschiefern entsprechenden Gesteine auch als Quarzphyllite ausgedrückt, wie dies im Zusammenhang mit seiner Bearbeitung der Kaintaleckschollen von HAUSER näher ausgeführt wurde (Jahrb. 1938). An der nördlichen Grenze dieser altkristallinen Schollen gegen die Grauwackenschiefer des normalen halbphyllitischen Stadiums schiebt sich ein phyllitisches Stockwerk ein, welches auch von HAUSER als höher metamorphes

Stockwerk der Grauwackenschiefer gedeutet wird und welches sich, vielleicht abgesehen von lokal bedingten Varianten, sehr schön mit unseren Beobachtungen in unserer westlichen Fortsetzung deckt. Allein für die von ihm geschilderten gefeldspateten Glimmerschiefer ließ sich kein volles Äquivalent ausfindig machen, wenn auch manche Typen feldspatführender Quarzite genetisch übereinstimmen dürften. Dagegen finden wir im Kammgebiet von Hinkareck und Blasseneck im Bereiche sicherer Grauwackenschiefer strichweise verblüffend gleiche Züge von Biotit-Feldspat führenden Glimmerschiefern. Der Gleichstellung HAUSERS dieser höher metamorphen Gruppe mit den von HAMMER beschriebenen Toneckphylliten können wir voll beistimmen. Diese scheiden in unserer Ordnung als eigene stratigraphische Gruppe aus, obwohl sie durch die faziellen Änderungen gegenüber dem O Unterschiede zeigen.

Erzführender Kalk und Porphyroid.

Zu den von HIESSLEITNER gegebenen Beschreibungen des Zeyritzkalkzuges läßt sich in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht kaum etwas Wesentliches hinzufügen. Durch den Fund von Porphyroidfetzen auf der Achner Kuchel im Anschluß an ein bisher noch nicht ausgeschiedenes Schieferband zwischen Kalken ergab sich eine weitere tektonische Unterteilung dieser Kalkmassen. Über die Altersfrage der Kalke kann vorläufig ebensowenig ausgesagt werden wie bisher. Einige nächst der auf dem Kamme der Achner Kuchel liegenden Eisenlagerstätte gefundene Korallenreste konnten noch nicht bestimmt werden.

Südöstlich unter dem Gipfel des Zeyritzkampels scheinen rötliche Tonflaserkalke mit allen Übergängen dem Normaltypus der Riffkalke oder gebankten dunkleren Kalke verbunden zu sein, ohne daß eine tektonische Trennung möglich wäre.

Schwieriger gestalten sich die Bemühungen um eine Übereinstimmung hinsichtlich der S-Grenze der Porphyroide. Es konnte nicht alles, was in den Aufnahmen HIESSLEITNERS als Porphyroid schlechthin ausgeschieden ist, als solcher anerkannt werden. Die Schwierigkeiten liegen einerseits in dem aus der Literatur schon mehrfach bekannten, sehr verschiedenartigen Bild, welches der Porphyroid liefert und welches nicht allein auf nachträgliche, durch Metamorphose bedingte Umwandlung zurückgeführt werden kann.⁷⁾ HIESSLEITNER gab vom Finstergrabenporphyroid „Mischbereiche“ an und verstand darunter im wesentlichen mechanisch mit Sedimentmaterial gemengten Porphyroid oder Tuff. Da die gleiche Zone eines Mischbereiches auch auf Blatt St. Johann weit verbreitet ist, steht mir einiges Beobachtungsmaterial zur Verfügung, dessen Klärung allerdings nicht ohne weiteres durch die Formulierung HIESSLEITNERS erfolgen kann. Auf dem Haberltörl fand ich zum Beispiel Porphyroide, welche bei normalem Aussehen schieferige Linsen und Streifen und die gleichen Quarzputzen enthalten, wie sie nicht weit davon als Gerölle in den Grauwackenschiefern vorkommen.

In einer modernen Bearbeitung sollen nun auch die zum Beispiel von ANGEL und HAMMER angegebenen Tuffe berücksichtigt werden, was derzeit

⁷⁾ Die Unterschiede im Habitus gegenüber dem Eisenerzer Gebiet sind sehr auffallend.

noch durch die Überlagerung einer Metamorphose, die sich über alle Gesteine erstreckt, auf feldgeologisch unüberwindliche Schwierigkeiten stößt.⁹⁾ Hier müssen erst regional zielbewußte Aufsammlungen mit Berücksichtigung geologischer Zusammenhänge gemacht werden, eine Aufgabe, welche lange Zeit in Anspruch nimmt. Eine solche hat nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung Herr Dr. L. HAUSER, Mariazell, bereits ins Auge gefaßt. Um jedoch einen ersten Anhaltspunkt für die Art der Problematik zu geben, ist der vorliegenden Arbeit eine petrographische Studie HAUSERS angeschlossen, welche ein gemeinsam begangenes Profil durch eine solche Zone der Unklarheit behandelt. In der Karte erfolgte die Auscheidung solcher Randzonen durch eine eigene Signatur.

Der Gebirgsbau.

Das Verbreitungsgebiet der Rannachserie und seine südliche Grenze.

Während im Gebiete des unteren Liesingtales die Gesteine der Rannachserie noch einen verhältnismäßig schmalen Raum in steiler Lagerung einnehmen, beginnt sich südlich von Mautern das ganze Schichtsystem flacher zu legen und dementsprechend flächenhaft weiter auszudehnen. Die größte Breite erreicht es zwischen Wald und dem Hoch-Reichart. Die Täler, welche von Kalwang und westlich davon gegen das südliche Kristallin hineinziehen, enthüllen diese flache Lagerung ausgezeichnet und zeigen, daß diese kaum jemals von steiler liegenden Zonen unterbrochen ist. Diese Verhältnisse herrschen entlang der ganzen Ausdehnung der Rannachserie bis fast an seine westliche Grenze bei Hohentauern. Ganz flachwellige Verbiegungen sind häufig zu beobachten und führen zu den häufigen Abänderungen der Streichrichtungen und zu dem S-Fallen, wie es zum Beispiel südlich von Wald recht oft zu sehen ist.

Wie im O, so finden wir auch hier im W überall die Spuren älterer Durchbewegung der Gesteine in Form ausgeplätteter Falten in der Streckung und vereinzelt auch sicheren Walzung der Gerölle im Rannachkonglomerat, deren Längsachsen von offenbar jüngeren Streckrichtungen anderer Richtung überprägt sind. Soweit es möglich war, Beobachtungen über die Gesteinsfolge zu machen, scheinen mir größere Profile mit ursprünglicher, sedimentärer Schichtfolge verschwunden zu sein. Solche mögen stellenweise, aber unkontrollierbar in kurzen Profilstücken noch vorliegen. Trotzdem erscheint bei übersichtsweiser Betrachtung der von HAMMER betonte Eindruck einer nach oben abnehmenden Grobheit der klastischen Bestandteile voll gewahrt.

Dort, wo wir im O des Kartenblattes den Übergang der steilen zur flachen Lagerung finden, sehen wir auch, daß in der Rannachserie das Graphitkarbon und die Züge der Frauengrabengneise enthalten sind. Im selben Gebiete des Überganges finden wir auch einen Wechsel im Habitus

⁹⁾ Eigenartige Typen am S-Rand der Porphyroidmasse des über Hinkareck—Leobner streichenden Zuges mit Zonen auffallender Biotitbildung (zum Beispiel Kammgebiet P. 1996—Hinkareck) lassen den alten Ausdruck „Blasseneckgneis“ sehr verständlich erscheinen.

der S-Grenze gegen das Kristallin, die im Gebiete des Bremsteins südlich Mautern kräftig nach N vorspringt.

Erschwert wird die Deutung der hier zur Beobachtung kommenden Verhältnisse noch durch Störungen, welche möglicherweise mit der Radmerstörung der nördlichen Gebirgsanteile in ursächlicher Verbindung stehen. Wir sehen im Rabengraben und Gaisgraben kräftige Störungen und sogar Schuppungen im nördlichen Abschnitt der Rannachserie, wir können überraschend ein nahe der N—S-Richtung gerichtetes Streichen bei überaus steilem Einfallen feststellen. Besonders deutlich werden diese Störungen der normalen Lagerung im Aufstieg von Mautern über den Bauern Putz zum Alpsteinerhof. Leider macht gerade hier die geringe Zahl von Aufschlüssen eine nähere Deutung unmöglich.

Während wir im Inneren der Rannachserie anhaltend bis an die S-Grenze die charakteristische flache Lagerung feststellen können, erleidet diese in der nächsten Nähe des nördlich anschließenden Karbonzuges eine Änderung. Schon auf dem Rücken westlich des Rannachgrabens an der östlichen Blattgrenze sehen wir die Schichten des Karbons und seiner Nachbargesteine zu steilem N-Fallen aufgerichtet. Sehr schön aufgeschlossen ist die genannte Versteilung an einigen Stellen des S-Gehanges der Barhubermauer. Knapp westlich ihres kurzen S-Kammes, im Walde bei etwa 1090 m, sind die fast horizontal liegenden Bankungsflächen der Rannachgesteine durchschnitten von einem engscharigen Kluftsystem, dessen Richtung mit der des hangenden, überaus steil liegenden Karbons genau übereinstimmt. Die tiefsten Bänke des Hangendkarbons zeigen zunächst noch die gleiche flache Lagerung, sind jedoch von den Transversalklüften vollkommen zerschnitten und zerschert. Einige Meter über der Grenze liegen die Gesteine bereits in der Richtung des Kluftsystems, mit 70 bis 80 Grad nach Nord einfallend.

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich auch im unteren Sulzbachgraben bei Wald. Nördlich der Kirche sieht man die überaus flach liegenden Quarzite und Serizitquarzitschiefer der Rannachserie, während das darüberliegende Karbon, der Zug der Barhubermauer, sehr steil gelagert ist. Da zahlreiche Beobachtungen die gleichen Grenzverhältnisse gegen das Karbon erweisen, muß dieser Art der Überlagerung eine besondere tektonische Bedeutung zugemessen werden. Wahrscheinlich hängen auch die an einer schmalen Zone steil aufgerichteten Rannachgesteine mit Faltungserscheinungen im untersten Pischinggraben bei Kalwang damit in Zusammenhang. Wo sich im O die Rannachgesteine selbst schon steiler stellen, verschwindet auch der augenfällige Gegensatz der Lagerung und es bilden sich allmählich jene Profile heraus, die zwischen Kaisersberg und Leoben sichtbar sind. Mit der Deutungsmöglichkeit dieser Erscheinungen werden wir uns in einer übersichtlichen Zusammenfassung zu beschäftigen haben.

Das Gebiet der Schobereinheit bis zum Triebenstein.

So wie zwischen Wald und Kalwang das nördliche Karbon über der flach gelagerten Rannachserie liegt, so liegt südlich von Wald und von hier bis Hohentauern die südliche Einheit der höher metamorphen Gesteine (Schobereinheit) über den gleichen Rannachgesteinen. Nur die Art der Überlagerung ist verschieden. Auch in der Schobereinheit fällt die flache,

mit der Rannachserie übereinstimmende Lagerung auf, die nur selten eine Unterbrechung erfährt. Auch hier kann uns das Ansehen der ruhig, flachwellig verbogenen Gesteinspakete nicht über die Spuren alter heftiger Tektonik hinwegtäuschen. Diese bildet sich in den Marmorbändern, zum Beispiel auf dem kleinen Schober, ausgezeichnet ab, und wir sehen neben den halb verflöbten dünnen Marmorbändchen in engster Verfaltung mit den grünen Gesteinen auch größere Faltenbilder und wir müssen feststellen, daß die Achsen dieser Großfalten mit der heute im ganzen Gebiete herrschenden Streckrichtung nicht zusammenfallen, sondern von dieser überprägt werden. So ist es zum Beispiel auf dem kleinen Schober, wo die Großfaltenachsen der Marmore durchschnittlich $0\ 15^\circ\ N$ streichen, während die Streckachsenrichtung wie gewöhnlich in den NW-Quadranten weist. Daneben finden wir auch eine Richtung von Faltenachsen im $0\ 15^\circ\ S$, die mit einer überprägten Achsenrichtung verknüpft ist. In gleicher Weise gibt auch das Kartenbild Aufschluß über die innere Zerrissenheit der Gesteinskomplexe. Die Marmore in der östlichen Verbreitzzone zeigen das am besten. Flach zusammengepreßte Faltscharniere bedingen wohl das Auskeilen der Züge des Beisteinermarmors. Die im stratigraphischen Abschnitt angedeutete Gliederung ist daher wohl mehr der Ausdruck stofflicher Gesteinsverschiedenheiten als einer ursprünglichen stratigraphischen Reihe. Auch in diesem Sinne enthält der Serienbegriff seinen tektonischen Inhalt.

Eine ungeheure Durcharbeitung zeigen auch die Gesteinszüge, welche die Kämme des Himmelecks und westlich davon aufbauen. Die Beobachtungen zeigen die Mehrphasigkeit der Beanspruchungen und Kristallisationen, die einzigen Anhaltspunkte im Felde geben die dominanten Streckachsen. In ihrem Streichen und Einfallen liegt eine große Antiklinale, die etwas nach NO überschlagen ist und welche sich vom Himmeleck über P. 1965 gegen NW verfolgen läßt (die Achse fällt 10° gegen $N\ 15^\circ\text{--}35^\circ\ W$). Sie bringt die tieferen Grungesteinsglieder, ummantelt von der Quarzitgruppe, zeitweise in die Höhe der Kämme. Es scheint, daß dieser Aufwölbung nördlich davon eine flache Einsenkung entspricht, welche ihren Ausdruck im S-Fallen der Gehänge zwischen Treglwang und der Treglenzenalm findet.

Den gleichen Eindruck flacher Lagerung wie südlich von Wald erhalten wir auch in der westlichen Fortsetzung nördlich des Triebentales und auf dem Thierkogel, welcher zur Gänze aus Gesteinen der höher metamorphen Gruppe aufgebaut ist. Erst im Untergrund des Triebensteins, in welchen kümmerliche Reste der östlich davon noch so mächtigen Serie hineinstreichen, beginnt eine allgemeine Steilstellung der Grungesteine zu herrschen. Unwillkürlich erhält man den Eindruck, daß dieser Abschnitt anderen tektonischen Leitlinien gefolgt war, als die große Masse östlich des Triebensteins.

Auch die Überlagerungsfläche der höher metamorphen Grauwackenschiefer über den Grungesteinen und Quarziten der Schoberserie nördlich des Föttelecks liegt im allgemeinen recht flach. Sie versteilt sich erst dort, wo die Massen der Grauwackenschiefer an die Deckeneinheiten des Triebensteins stoßen.

Die N-Flanke des Walder Schobers ist durch die scharf NW-streichenden, dem Triebensteinkalk gleichgesetzten Karbonkalke gekennzeichnet. Die Kalke fallen schon vom Tal aus auf. Der oberste auskeilende Rest

dieser Kalke, mit einem schönen Faltscharnier in der Streichrichtung der üblichen NW-gerichteten Streckachsen, ist von Wald aus als deutlicher Keil unter dem Gipfel des Großschobers zu beobachten. Es handelt sich bei beiden Zügen um Einfaltungen von Karbon in die Grüngesteinsserie, wobei das mit den Streckachsen übereinstimmende NW-gerichtete Streichen der Kalke in auffallendem Gegensatz steht zu dem meist reinen O—W-Streichen und überaus flachen N-Fallen der hangenden Grüngesteins- und Quarzitmassen, welche den Kamm des Schobers und der Leckerkoppe aufbauen. Auch in dieser Erscheinung äußert sich jene eigenartige Stiländerung der Tektonik in der Nähe von Karbonzügen, die wir auf der Barhubermauer besonders schön beobachten konnten.

Der genannten Einfaltung der Kalke nördlich des Schobers stehen schmale, als Quetschlinge vorliegende graphitische Schiefer im südlichen Gebiete (bei den Beisteiner Marmoren) gegenüber. Nur in einem Falle konnte durch den Fund einer Kalklinse, die im Liegenden des großen Marmorkeiles vom Beisteiner zu Magnesit umgewandelt ist, die Identität der Schiefer mit Karbon ziemlich sicher nachgewiesen werden. In allen anderen Fällen ist es unsicher. Es kann jedoch kein Zweifel bestehen, daß diese Keile tektonisch in die Profile der höher metamorphen Gesteinsglieder einbezogen worden sind. Eine tektonische Parallelisierung dieser Keile mit dem Karbon der N-Seite des Schobers kann nach meinen Beobachtungen aber nicht in Erwägung gezogen werden.

Was die Frage der Überlagerung der Schobereinheit über die Gesteine der Rannachserie anbelangt, so stehen für die Deutung als tektonische Überlagerung mehrere Argumente zur Verfügung. Wenn es auch an mehreren Stellen scheint, als ob die Serizitquarzite und Schiefer der Rannachserie sich allmählich in die Grüngesteine fortsetzen würden, wie etwa am N-Fuß des Walder Schobers, so finden wir doch an zahlreichen Stellen zwischen beiden eingeschaltet schmale lange Bänder schwarzer Schiefer, oft in schwer gequältem Zustande, die weder der einen noch der anderen Serie stratigraphisch zugezählt werden können, sondern eher zum Karbon gehören. Die größte Linse liegt auf dem Steinberg (südwestlich von Wald), wo die graphitreichen Schiefer auch beachtenswerte Mächtigkeit erreichen. Auf die hier gemachten Gesteinsbeobachtungen gründet sich auch der Verdacht auf Karbon.

Für tektonische Überlagerung spricht auch der Umstand, daß mächtige Teile der Hangendeinheit eine weitaus intensivere Durcharbeitung (mit Mehrphasigkeit und intensivem Stoffwechsel) verraten als die Rannachgesteine. Wenn auch daraus noch kein Schluß auf höheres Alter gezogen werden darf, so besteht doch die Annahme zu Recht, daß sie den älteren Teil dieser tektonischen Umwandlungen nicht im Zusammenhang mit der Rannachserie erlitten haben, sondern daß sie erst später mit diesen verknüpft wurden.

Der Karbonzug und seine Randgebiete.

Aus dem schmalen und tektonisch stark überarbeiteten Karbonstreifen, der aus dem Steineck von SO gegen Mautern heranzieht, entwickelt sich schon südlich von Mautern ein breiterer Streifen mit zwei Kalkzügen, die den Rannachgraben übersetzen. Anscheinend ungestört überschreitet der

Zug das Tal, um sich nun nördlich der Liesing und westlich der Radmerstörung zu einem mächtigen Profil zu entwickeln. Dieses ist in der Höll bei Kalwang ausgezeichnet erschlossen. Hier sowohl wie auch nördlich von Wald sieht man mehrfach, wie die große Mächtigkeit auf intensive Verfaltung zurückzuführen ist. Eine solche zeigen zum Beispiel die Kalkzüge, welche nördlich der Talfurche zwischen Wald und Vorwald durchziehen und die den untersten Sulzbachgraben überqueren. Die mächtigen krinoidenführenden Kalke der Brunebenalm und der Eggeralm stecken als steilgestellte Keile in den Schiefen und erreichen die Talsohle des Sulzbachgrabens nicht. Vereinzelt konnten Faltenscharniere aufgefunden werden, deren Achsen überaus flach gegen WNW oder NW einfallen.

Nur wenige Kalkzüge streichen auf größere Entfernungen hin durch, ohne eine Unterbrechung (abgesehen von jungen Querstörungen) zu erleiden. Auffallend und im Gelände oft deutlich hervortretend sind beträchtliche Schwankungen der Mächtigkeit, auch in kleinen Räumen, ja selbst in einem einzigen Profil stark wechselnde Fallwinkel, Mylonitisierungs- und Verschieferungszonen.

Eine überaus interessante Unterbrechung erfährt das geschlossene Karbonprofil im Sulzbachgraben durch das Auftauchen der schon erwähnten Antiklinale der Sulzbachquarzite. Senkrecht oder auch in leicht überkippter Lagerung taucht der S-Schenkel des Gewölbes aus der Tiefe empor, während der N-Schenkel mit flachem N-Fallen wieder unter Karbon eintaucht. Beiderseits wird die Antiklinale von Störungen abgeschnitten, die den jüngeren Verwerfern der N-S-Richtung angehören. Wie aus den Aufschlüssen der Gehänge des schluchtartig eingerissenen Sulzbachgrabens hervorgeht, ist die Überlagerung des Karbons tektonisch zu deuten. Beide Gesteinsgruppen zeigen an der Grenze heftige Zerbrechung, Kleinfaltung und Verschieferung sowie Verschuppungen der Randzonen.

Der Unterschied der steilen Lagerung im S gegenüber der viel flacheren im nördlichen Teil der Karbonprofile tritt auch in der östlichen Fortsetzung, in den Gehängen der Möllingsenke, deutlich vor Augen. In der Barhubermauer stehen die Kalkrippen und die sie begleitenden Schiefer überaus steil, während sie in den S-Hängen des Brunebenkamms auffallend flach N-fallend erschlossen sind. Diese Analogie der Lagerung führt auch zur Vermutung, daß die Quarzitantiklinale sich jenseits der östlichen Randstörung noch fortsetzt und den Untergrund der flachen Böden in der Mölling bildet. Im tiefen Grabeneinschnitt der Höll macht sich die Aufwölbung nicht mehr bemerkbar.

Die im Sulzbachgraben aufgewölbten Quarzite liegen ebenso unter dem Karbon, wie im S die flach gelagerte Rannachserie. Über das gegenseitige Verhältnis beider Gesteinsgruppen wurde bereits im stratigraphischen Abschnitt gesprochen. In tektonischer Hinsicht sehen wir uns angesichts der Unstimmigkeit im Untergrund des Karbons wieder an den auffallenden Hiatus im Baustil von Rannachserie und Karbon (*pars pro toto!*) erinnert.

Im O bildet die Radmerstörung die Begrenzung des mächtigen Karbonprofiles mit seinen auch hier verfalteten Kalkzügen. Wir sehen, wie die Karbonschichten westlich der Störung mit allgemeinem NW-Streichen an die steil stehenden und fast N-S-streichenden höher metamorphen Gesteine anstoßen. Das in diesen Schichten enthaltene schmale Karbonband

mit Fetzen von Kalken ist ein tektonisch höherer Zug. Er führt die Talklagerstätte von Mautern und ist die Fortsetzung des schon auf dem östlichen Kartenblatt als talkführend vermerkten verquetschten Karbonzuges (Talkvorkommen von Rannach).

So wie das Karbon, zeigen auch die höher metamorphen Gesteinspakete westlich der Radmerstörung ziemlich unvermitteltes NW-Streichen, mit welchem sie nun in die Teichentäler weiterziehen. Westlich des unteren Magdwiesgrabens sehen wir somit, daß die Radmerstörung recht heftige Verschiebungen zur Folge hatte, welche aber im Gebiete des Magdwiesecks nicht zur Beobachtung gelangen. Unmittelbar an der Störung, in dem Schieferkeil, der zwischen die Karbongesteine eingeschaltet ist, und an der Basis der Deckscholle von Grauwackenschiefern des Mautingerberges sind zum Beispiel die Gneise vom Schafbergtypus in einem Zustande furchtbarer Verknetung (örtlich vollkommene Phyllonitisierung).

Im Bereiche der Kalwanger Kieslagerstätte finden wir die Grenze Karbon—höher metamorphe Gesteinsgruppe durch gegenseitige Verfallung und Verschuppung kompliziert. Wohl mögen solche Verschuppungen auch im übrigen Grenzgebiet stattgefunden haben, doch sind sie in den schlecht aufgeschlossenen Gehängen nicht nachweisbar. Wir finden hier im allgemeinen steile Schichtstellung, die sich hier auch im Karbon bemerkbar macht, obwohl noch die S-Flanken des Brunebenkammes die flache Bankung zeigten. So sind die Karbonschiefer, die in der unteren kurzen Teichen aufgeschlossen sind, steil aufgerichtet und bilden eine enggepreßte Aufwölbung, worauf mehrfaches S-Fallen hinweist. Auch der dem Karbon angeschlossene Marmorzug ist steil aufgerichtet und fällt stellenweise gegen S. Bedeutende Abweichungen von den normalen Streich- und Fallrichtungen lassen sich an seinem W-Ende feststellen, wo wir mit heftigen Verfallungen und Schuppungen rechnen müssen. Dieses zweifellos tektonisch bedingte Ausgehen des Marmorzuges liegt an einer Zone, die sich in SSW—NNO-Richtung über den Brunebenkamm zieht. In ihr finden wir auf dem genannten Kamm vielfach N—S-Streichen und im S-Gehänge gegen die Mölling zu das unvermittelte Abschwenken eines Karbonkalkzuges nach S. Jenseits dieser Zone setzen neuerdings die Schichten mit dem normalen westlichen Verlauf ein. Ob mit dieser so angedeuteten Störungszone auch das östliche sichtbare Ende der Sulzbachantiklinale zusammenhängt, läßt sich infolge der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse nicht ermitteln.

Nach dem Auskeilen des höher metamorphen nördlichen Gesteinszuges bilden die Grauwackenschiefer das unmittelbar Hangende des Karbons. Die noch im Gebiet des kurzen Teichengrabens dominante Steilstellung der Schichtpakete hat dem flachen N-Fallen über dem N-Schenkel der Sulzbachantiklinale Platz gemacht.

Bei Vorwald beginnt nun eine allmähliche Einengung des mächtigen Karbonkomplexes. Die schmalen Kalkzüge knapp nördlich der Talfurche schwenken immer mehr gegen N ein und verschwinden im Gehänge. Allein die mächtige Rippe der Eggeralm, welche in sich selbst heftige Störungen aufweist, erreicht die Talfurche nördlich Vorwald und wird hier an einer Störung abgeschnitten.

Gleichzeitig mit der durch das nördliche Einschwenken bedingten

Verengung beginnen auch die Grauwackenschiefer der Basis des Leobener auffallend tief im Gehänge herabzusteigen, so daß sie bis knapp an den mächtigen Eggeralmkalkzug herankommen. Dieser Zug bildet in seiner steilen Aufrichtung einen Talriegel, hinter dem nur mehr wenig und stark verdrückte Karbonschiefer liegen. Demnach sind hier alle Profilanteile, die noch auf dem Kamm der Eggeralm über dem Kalkzug liegen, von den Grauwackenschiefern tektonisch unterdrückt, und es zeigt sich hier zum ersten Male jene Tendenz des Vorstoßes nach S, welche weiter westlich der gesamten Tektonik ihren Stempel aufdrückt. Die Grauwackenschiefer liegen mit tektonischer Diskordanz über dem Karbon.

Westlich der Grabenfurche unter der Haberlalm tauchen nur mehr spärliche Karbongesteine unter dem Schutt hervor. Alle hier aufgeschlossenen Kalke zeigen die Spuren unverhältnismäßig stärkerer tektonischer Bewegungen. Besonders deutlich werden diese in dem langgestreckten, mehrfach von Querstörungen zerrissenen Zug, welcher in einzelnen Aufschlüssen auch vom Tal aus beobachtet werden kann. Hier liegt über dem Karbon neuerdings eine Gruppe höher metamorpher Gesteine, welche aber, wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, in ihrem Gesteinsbestand eher mit der Schobereinheit, als mit der nördlichen Einheit der Teichentäler zu vergleichen ist. Der S-gerichtete Vorstoß der Grauwackenschiefer erleidet an dem System von Querstörungen unter der Haberlalm eine Unterbrechung, macht sich aber westlich davon sofort wieder in dem nunmehr geänderten Streichen entscheidend geltend. Dem bisherigen NW- bis WNW-gerichteten Streichen steht jetzt ein NO-Streichen gegenüber, welches immer mehr in die N—S-Richtung weiter einschwenkt, je weiter wir gegen W über die Gesteine des Hollerkogels in die Grauwackenschiefer eindringen.

Auch das entschiedene NW-Streichen der Kalke und Marmore im nördlichen Gehänge des Walder Schobers schwenkt immer mehr gegen N—S um, welche Richtung wir auch in den Kalkaufschlüssen südlich Steinacher schließlich vorfinden. Es scheinen somit die höher metamorphen Züge der Schobereinheit einen gegen O konkaven Bogen zu beschreiben, dessen Verbindungsstück zum Hollerkogel allerdings durch die dazwischen liegende Talfurche nicht allein erosiv, sondern wohl auch tektonisch gestört ist. Stimmt diese Annahme, dann verschwindet das Karbon gegen W unter einem Halbgewölbe der Schobereinheit. Trifft die Annahme nicht zu, sind mit anderen Worten die Gesteine des Hollerkogels etwas tektonisch anderes wie die Schobereinheit, dann verschwindet das Karbon unter dieser allein. Es gibt mehrere Anhaltspunkte, welche sehr für die erste Deutung sprechen. So liegt über den Häusern von Vorwald, über den Wiesen, bereits im Wald, eine Schuppe von weißem Marmor mit Grüngesteinen, welche nur auf die Schobereinheit beziehbar ist und als Einschuppung von dieser im Karbon gedeutet werden kann. Für die Annahme von quer über das Tal ziehenden Strukturen spricht die Erbohrung des Magnesites unter der Talsohle ebenso wie das Auftreten von Grauwackenschiefern südlich der Palten zwischen Gaishorn und Treglwang mit den entsprechenden, der N—S-Richtung naheliegenden Streichrichtungen.

Das Gebiet der Grauwackenschiefer nördlich des Paltentales bis Gaishorn.

Das schon nördlich Vorwald angedeutete Vordringen der im einzelnen kompliziert gebauten Gruppe der Grauwackenschiefer erleidet an den Querstörungen des Haberlgrabens eine Unterbrechung, wird aber westlich der Gesteinszüge des Hollerkogels entscheidend. In dem Graben, der nordöstlich von Furth gegen die Schlapfenebnalm hinaufzieht, sind die Grenzverhältnisse ersichtlich.

Über den steil gegen NW einfallenden verquetschten Schiefen (mit Marmorband) der Hollerkogelmasse liegt ein Bänderkalkkeil, der in der Grabensohle N 20° O-Streichen zeigt und mit 40° gegen W einfällt. Im westlichen Gehänge wird seine Mächtigkeit geringer, er bäumt sich senkrecht auf, um noch vor Erreichen des westlich den Graben begrenzenden Kammes auszuweichen. In diesem westlichen Gehänge liegen mit dem Kalk zusammen steilstehende Grauwackenschiefer mit schwarzen pigmentreichen Quetschlinsen, mit den geröllführenden Quarziten und einzelnen eingespießten Lappen der tieferen Grungesteinsgesellschaft des Hollerkogels. Diese Schichtfolge zeigt im allgemeinen NNO-Streichen und steiles westliches Einfallen. Dieser Richtung folgt in wesentlichen Zügen auch die Grenze gegen die Gesteinszüge des Hollerkogels. In der Kammhöhe, dort, wo die geröllführenden Quarzite anstehen, finden wir meist reines N—S-Streichen mit nach oben abnehmender Steilheit des W-Fallens. Es ist für die Beurteilung der Überlagerung interessant, daß ein Keil typischer Gesteine des Hollerkogels noch einmal inmitten von Grauwackenschiefern liegt, ohne daß allerdings über die genaueren Lagerungsverhältnisse gesprochen werden könnte. Das extreme N—S-Streichen in den Gehängen auf etwa 1100 bis 1200 m schwenkt, je höher wir kommen, gegen NO ab, und der große Kalkzug, welcher über der genannten Alm durchzieht, zeigt schon fast reines O—W-Streichen.

Das Umbiegen des Streichens der ganzen Schieferpakete bildet sich in dem genannten Kalkzug, der fast durchwegs schön aufgeschlossen ist, ausgezeichnet ab. Der Zug ist nur wenig durch jüngere Querstörungen zerrissen. Von Bedeutung ist nur eine einzige, westlich der Schlapfenebnalm, die die fast genau O—W-streichenden Anteile von den NO-streichenden abtrennt. Im südlichen Ast des Zuges herrscht fast durchwegs NNO-Streichen und steiles W-Fallen, in einem Fall konnte sogar NNW-Streichen gemessen werden. Es zeigt sich, daß trotz des rechtwinkelig abgeänderten Streichens die Streckachsen des Kalkes und seiner Nachbarschiefer fast ungeändert in der Richtung N 40—50° W erhalten bleiben.

Daß die besprochene Schwenkung nicht überall so klar und einfach vor sich geht, wie dies im Beispiel des Kalkes zu zeigen ist, ersehen wir aus den Aufschlüssen zwischen Ledersberger- und Leitneralm. Sprunghaft wechselt das Streichen, und es macht gerade nördlich ober Ledersberger vielfach den Eindruck, als ob nur einzelne Schollen den neuen Verhältnissen sich anpassen konnten, während andere starr in ihrer alten Lagerung verblieben. Unter der Leitneralm zeigen sich in den steilen Waldgehängen auch heftige Verfaltungen. Hier sehen wir überdies wieder die Erscheinung der Zunahme des Serizitgehaltes in den tieferen Gliedern. Unter der Alm liegen bei etwa 1060 m tiefschwarze Kalke, vollkommen

ausgequetscht, als zerscherte Fetzen zwischen den Schiefern. In ihrem Liegenden zeigen die Schiefer einen auffallenden Serizitreichtum; er bedingt einen Habitus, vergleichbar dem der Toneckphyllite HAMMERS.

Auch in den zwischen Treglwang und Gaishorn neu in den Schichtbestand eintretenden Quarziten nördlich ober Brandsching finden wir dominant N—S-Streichen, wobei wieder zu beobachten ist, daß das westliche Einfallen tiefer unten im Graben viel steiler als in den Höhen ist. Die gleiche Quarzitgesellschaft mit Schiefern und Kalkbändchen taucht nun bei Poser (bei Gaishorn) in schönen Aufschlüssen wieder auf, zeigt aber hier NNW-Streichen und ONO-Einfallen. Mehrere Beobachtungen in den zwischen Brandsching und Gaishorn liegenden Gehängen scheinen die Deutung der Lagerung als Syncline mit annähernd N—S-streichender Achse zu stützen.

Nördlich Gaishorn liegt auch, eingefaltet in die genannten Quarzite und Schiefer, in N—S-Richtung ein Kalk, der mit seiner S-Spitze gerade noch in das Kartenblatt hineinreicht. Es ist der letzte Rest, der im Spielkogel aus der alten Richtung ebenfalls nach S abgelenkten Kalkmasse des Zeyritzzuges.

In den unmittelbar nördlich des Ortes Gaishorn liegenden Schiefern beginnen die vom O her recht konstant N—S-streichenden Strukturen unregelmäßig zu schwanken, sie machen wieder neuen und anders orientierten Bauzügen Platz (siehe Übersichtskärtchen).

Das Gebiet um Trieben und Hohentauern.

Drei Umstände bedingen die Schwierigkeit der Auflösung des Gebirgsbaues und des Verhältnisses des gegenüber den anderen besprochenen Grauwackenabschnitten geänderten Aussehens des Gebirges. Wir sehen erstens, daß die vom N sich nach S so weit ausbreitenden Massen der Grauwackenschiefer in ihrem ungewohnten Habitus einen breiten Raum einnehmen. In zweiter Linie springt das Kristallin der Bösensteinmasse unvermittelt gegen NNW vor. Hierdurch wird im Verein mit den Grauwackenschiefern der sonst die Hauptmasse ausmachende Anteil der tieferen Schieferzonen unter Massenverlusten auf ein Minimum eingeengt, um schließlich ganz zu verschwinden. Wir finden drittens auch neue Bauglieder, und zwar den Triebensteinkalk und den Serpentin des Lärchkogels. Der Einbau dieser beiden, auch tektonisch ziemlich selbständigen Einheiten in das aus dem O herübergebrachte tektonische Bild gelang nur auf Umwegen.

Wir nähern uns dem tektonischen Gebäude des Triebensteins von O. Die Einheit der Rannachserie und der darüber lastenden Schobereinheit treten in der bekannt flachen Lagerung in das Gebiet ein, wenn sich auch, beginnend vom Fötteleck, eine Reduktion der Mächtigkeiten in beiden Serien bemerkbar macht. In dem vom Ort Hohentauern nach O ziehenden Graben und seinen Hängen sehen wir aber in der Rannachserie die Einformigkeit der Lagerung unterbrochen. Sie gerät gewissermaßen in Unordnung, die Gesteine sind stark verfaltet und zerbrochen und die Winkel des Einfallens wechseln stark. Im letzten Ausgehenden der Rannachserie im S-Fuß des Triebensteins herrschen bereits dem neuen tektonischen Plan angepaßte Verhältnisse.

Auch die noch auf dem Thierkogel flach lagernden Grüngesteine und Quarzitbänder weisen längs der Talfurche Brodjäger—Hohentauern eine weitaus unruhigere Lagerung auf und stehen im Gebäude des Triebensteins überaus steil und verfaltet an.

Der Triebenstein bedeutet für beide, bereits stark reduzierten Serien das Ende ihres zusammenhängenden Auftretens. Den obersten Lorenzer Graben quert noch ein mächtiger Keil von Grüngesteinen, der vermutungsweise der Schobereinheit angeschlossen werden kann, doch ist seine noch später zu besprechende tektonische Stellung nicht ganz einwandfrei mit der der Schobereinheit in Einklang zu bringen.

Rund um den Triebenstein finden wir unter der Kalkkappe des Berges noch eine Reihe von Karbonvorkommen, deren Auftreten nur zum Teil aus vom O heranreichenden Baulinien verständlich wird.

Wir wenden uns zunächst jenem Keil karbonischer Gesteine zu, welcher im S-Gehänge des Triebensteins über P. 1471 hinaufzieht. Alle Gesteine liegen hier überaus steil, die schwarzen Schiefer verraten durch ihre heftige Verwalzung und Zerschierung eine über das normale Ausmaß im Karbon hinausgehende Durchbewegung. Überraschenderweise finden wir hier neben dem üblichen NW-Streichen auch große Partien mit NO-Streichen, welche Richtung besonders in den Schiefen zu beobachten ist. Der den P. 1471 aufbauende Kalk selbst ist schwer verfaltet und großteils in abgerundete Stengel zerschert. Er ist ein wurzelloser Keil mit allgemeinem NW-Streichen, der, wie oft zu sehen ist, diskordant an den Schiefen abstößt. Es liegt keine bindende Veranlassung vor, diesen zwischen Rannachserie und Grüngesteine eingeschalteten Karbonfetzen als tektonisches Äquivalent jener Vorkommen zu betrachten, welche, südlich von Wald zwischen den gleichen Serien eingeschaltet, als vollkommen verschürfte Schieferfetzen aufgeschlossen sind. Eher glaube ich damit rechnen zu müssen, daß dieser Keil ein von der Hauptmasse des Triebensteinkalkes abgezwickter und zwischen die anderen Schichtpakete eingespannter Keil ist. Für seine Lagerungsfremdheit zwischen der Rannachserie des Irzerberges und den Grüngesteinen spricht auch das sonderbare nordöstlich abweichende Streichen seiner Schiefer.

Im Hangenden des genannten Karbonabschnittes folgt, bevor man die Schubmasse des Triebensteinkalkes erreicht, noch eine schmale Schuppe von Grüngesteinen und Quarziten, die faziell der Schobereinheit zuzusprechen sind. Diese Schuppe liegt mit ihrem westlichen Teil direkt auf den Quarziten der hier hoch hinaufragenden Rannachserie. Die Basis der Triebensteineinheit selbst ist ebenfalls, wie das vorbesprochene Karbon, überaus stark zerschert. Es wechseln, bevor man in die Hauptkalkmasse hineinkommt, mehrmals Kalke und Schiefer sowie Konglomeratbänder in stark gequältem Zustande miteinander ab.

Die beim Gasthaus Brodjäger mit NO-Fallen in Steinbrüchen erschlossenen Bänderkalke gehören einem Karbonzug an, welcher in das Hangende der Schobereinheit gehört. Der Zug hängt, wenn auch durch Störungen abgetrennt, mit den in den Hängen nordöstlich vom Gasthaus zwischen Schobereinheit und Grauwackenschiefen eingekeilten Linsen von Karbonkalke und Schiefen zusammen. Wir finden Geröllanhäufungen von Karbonkalke auch noch in den Wiesen nördlich des Brodjägers und können vermuten, daß ein zweiter Kalkzug auch hier durchstreicht. Die

Kalke des Brodjägers erreichen ihr westliches Ende an einer Querstörung. Jenseits dieser sind nur mehr schmale Bänderkalke und dazwischen schwarze Schiefer aufgeschlossen, deren direkte Identifizierung mit einer der anderen Linsen nicht gewagt werden kann. Immerhin besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit des Zusammenhanges mit dem Brodjägerzug. Hier finden wir auch unmittelbar im Graben (Wolfsgraben) wieder die absonderlichen nordöstlichen Streichrichtungen von schwarzen Schiefen in Begleitung von Konglomeraten, die wir auf der S-Seite des Triebensteins schon kennengelernt haben.

Der wichtigste und größte Karbonzug an der Basis des Triebensteins ist der im Sunk ausgezeichnet erschlossene graphitführende kalklose Zug mit reichlichen Konglomeraten. Sein östliches Ende ist unter Schutt zum Teil begraben. Allem Anschein nach spitzt er auf der nördlichen Talseite etwa 1 km vor Brodjäger aus. In den Profilen des Sunk und unter der Krautbauernalm sinkt er deutlich unter die Masse der schwer verfallenen Triebensteinkalke ein. Im Ausgang des Sunk liegt er mit steilen Flächen über den senkrecht oder etwas überkippt SW-fallenden Grauwackenphylliten und deren Grünschiefern. Diese Überkipfung über die tektonisch höher einzuordnenden Grauwackenphyllite ist jedoch nur örtlich bedingt, wie sich weiter nordwestlich (etwa bei Handlers d. Karte 1:25.000) zeigt, wo die Grauwackenphyllite bereits über dem Karbon liegen. Hier erweist sich auch, daß das Graphitkarbon in großen Zügen antiklinal gelagert ist und mit seinem SW-Schenkel auch unter die Serpentinmasse des Lärchkogels untersinkt (siehe dazu das Profil von HERITSCH, 1911, S. 207). Zwischen der Lärchkogelmasse und den in der Sunkmauer absinkenden mächtigen Triebensteinkalken läuft eine Störung durch, welche auch das Karbon beeinflußt. Über diese Störung wird im Zusammenhang mit der Besprechung des Triebensteins selbst noch zu reden sein. Im NO des Lärchkogels verschwindet das Karbon unter den mächtigen Moränen der Bösensteingruppe, ohne wieder aufzutauchen.

Über den ausspitzenden und mit auffallend steilen Strukturformen in Schuppen und Lappen zerlegten Bauelementen liegt die tektonische Einheit des Triebensteinkalkes wie ein aufgebogener Hut diskordant darüber. Die allgemeine Achse seiner synklinalen Eintiefung liegt in NW-Richtung, übereinstimmend mit den üblichen Richtungen der Streckachsen, wobei auch deren flaches Einfallen gegen NW gewahrt bleibt. Wir sehen nämlich die Unterkante der Kalke im SO viel höher liegen als etwa im Inneren des Sunk.

Der Aufstieg von N zur Krautbauernalm zeigt den tektonischen Stil ausgezeichnet. Über dem noch von Konglomeraten des Karbons gebildeten P. 1203 lagern zunächst ziemlich steil die Kalke, welche in den zahlreichen Aufschlüssen nicht nur Großfaltenbilder enthüllen, sondern im einzelnen auch zeigen, daß sie zu regelmäßigen Stengeln ausgewalzt sind, wobei die durchgehende Streckrichtung mit 15–20° gegen W 40–45° N einfällt. Zumeist sind in diesen Aufschlüssen diese Richtungen die einzig meßbaren. Im Grat nördlich der Alm stehen alle tektonischen Flächen in den Kalken senkrecht. Mit senkrechter Wand brechen die Kalke gegen S in die weiche Schiefermulde der Krautbauernalm nieder. Wie ein tiefer Riß ist diese enge WNW-streichende Mulde in die Kalke eingesenkt, ihr N-Rand ist eine Störung, der sowohl nach O in die Gehänge, wie gegen W in den Abfall

zum Sunk hinunter steile Rinnen entsprechen. Bis hoch hinauf, zirka 1600 m, lassen sich südlich der Almhütten die Schiefer bergan verfolgen. Die auf der Höhe unter sie einsinkenden Kalke liegen zunächst sehr steil, legen sich aber dann etwas flacher unter die Mulde.

Auf dem Steig, der von der Alm gegen das Magnesitwerk führt, läßt sich nun beobachten, daß die Kalke in enge steilstehende Falten gelegt sind, wobei auch die gleiche Beobachtung wie weiter nördlich hinsichtlich der Teildurchbewegung gemacht werden kann. Ein Bild schärfster Verfallung und Durchbewegung der Kalke entrollt sich auch in den Regionen nördlich des Gipfels. Von der Krautbauernalm hat man gegen NW einen schönen Blick auf die Kalkwände der Sunkmauer. Bei günstiger Beleuchtung sieht man auch hier eine scharfe Verfallung und Zerreißen der Kalke. Die scheinbar große Mächtigkeit des Triebensteinkalkes ist mit Sicherheit auf tektonische Vervielfältigung durch Fallenschoppung zurückzuführen.

Es kann kein Zweifel bestehen, daß die Kalkmassen der Sunkmauer denen des Triebensteins entsprechen, obwohl wir in ihnen bereits andere Bauzüge vorfinden. Hier dominiert ein um die NO-Richtung pendelndes Streichen, welches dem Verlauf des Sunk entspricht und welches im S bis zur reinen N—S-Richtung einschwenkt. Das Fallen der Kalke ist in den höheren Lagen flacher gegen W, als in der Tiefe nahe den Tälern.

Ein Profil von der Sunkmauer über den Sattel P. 1510 zur Serpentinmasse des Lärchkogels zeigt uns auch über den gegen den Sattel zu einsinkenden Kalken schwarze Graphitschiefer, die wir von denen, welche sich unter den Kalken befinden, wohl unterscheiden müssen. Die durch den Sattel ziehende Störung (Lärchkogelstörung) schneidet die Triebensteinmasse ab und trennt sie von dem Serpentin des Lärchkogels. Dieser, dem höheren Grauwackenstockwerk angehörige Stock hat an dieser Störung eine Absenkung mitgemacht. Es sprechen alle Aufschlüsse dafür, daß die Kalke der Sunkmauer hierbei auch mit abgeschleppt wurden. In diesem Sinne wäre der mächtige Riß des Sunk ein durch Erosion erweiterter Zerrungsriß, ohne daß eine Verschiebung seiner beiden Flanken gegenseitig erfolgt wäre. Dafür spricht auch das Durchstreichen des Magnesites von der einen auf die andere Talseite und die Scharen von annähernd NO-streichenden Saigerklüften in den Wänden.

Jenseits der auffälligen Senke, welche vom Magnesitwerk nach Hohentauern leitet, erhebt sich der niedrige, aber scharfe Kamm der drei Schober bei Hohentauern mit seinen wie Inseln aus den Moränen und Schuttströmen ragenden Kalkmassen. Sie zeigen die gleiche Intensität von Durchbewegung und Begleitung schwarzer Schiefer (Lesestücke der SW-Seite des zweiten Schobers) wie die Triebensteinmasse. Auch hinsichtlich der Mächtigkeit läßt sich kein anderer Karbonkalk der Gegend mit dem des Schoberkammes vergleichen. Der Kalkzug der Schobergipfel liegt schon im westlichen, abgesunkenen Anteil der Lärchkogelstörung und ist daher von der Hauptmasse des Triebensteins abgetrennt. In gleicher Weise sind die hochragenden Kalkinseln westlich des Lärchkogels einzuordnen, von dem sie durch Störungen abgetrennt sind. Nur so läßt sich das NW-Streichen und SO-Fallen der Serpentinesteine gegenüber dem OSO-Streichen und N-Fallen der Kalke von P. 1561 verstehen.

Dieser Auffassung zufolge beschreiben die klippenartig aufragenden Schollen von Triebensteinkalk einen Bogen um die S-Seite des Lärchkogels.

Sie bilden, nachdem wir das tektonische Verschwinden der tieferen Einheiten unter dem Triebenstein festgestellt haben, nunmehr das liegendste Glied der Grauwackenzone. Auch sie sind im W des Lärchkogels schon stark reduziert, und wir sehen den letzten Rest der Triebensteinmasse, einen furchtbar verschürften und gequälten Kalkkeil im hintersten Lorenzer Graben. Alle tieferen Einheiten der Grauwackenzone einschließlich Triebensteinkalk sind unter dem Zwang der übermächtig werdenden phyllitischen Massen der Grauwackenschiefer buchstäblich an die Wand (das Bösensteinkristallin) gedrückt oder gänzlich überwunden.

Wir wenden uns nunmehr der Tektonik der mächtig angeschwellenen und in die südlichen Gebiete vordringenden Grauwackenschiefer zu. Wie wir schon bei der Besprechung des Schichtbestandes gesehen haben, unterscheiden sich die im S liegenden Gruppen mit Ausnahme der faziell neuen Glieder nur durch den Grad der Metamorphose und ihre viel stärkere mechanische Durcharbeitung von den Normaltypen. Graduelle Verschiedenheiten dieser Merkmale lassen sich auch innerhalb der höher metamorphen Gruppe selbst in gewissen Zonen deutlich feststellen. Die schon im unteren nördlichen Gehänge zwischen Treglwang und Gaishorn beobachteten Typen der Grauwackenschiefer übersetzen das Paltental und erscheinen auf dessen S-Seite im Gehänge des Föttelecks wieder. Allerdings ist dieses durch die Streichrichtungen und den Gesteinsbestand bekundete Übersetzen auf die andere Talseite nicht ohne Störungen im Tale selbst zu verstehen. Trotz der auf weite Strecken hin sehr mangelhaften Aufschlüsse unter dem Fötteleck zeigen sich hier deutlich große steilstehende Faltungen des Schichtbestandes. Sehr klar ist eine solche im Aufstieg von Trieben gegen SO zu sehen. Interne Störungen zeigen sich auch im Kammgebiet mehrfach durch ruckweises Abändern der Streich- und Fallrichtungen. In diesem Gebiete sehen wir auch eine im Vergleich zu den übrigen beobachteten Lokalitäten bedeutend vermehrte Streuung der Streckachsen.

Die Liegendgrenze des Phyllitkomplexes gegen die auf dem Fötteleck anstehenden Gesteine der Schobereinheit liegt auf der Kammhöhe ziemlich flach und behält gegen NO diese Eigenart bis tief hinunter bei. In den durch Grabenrisse aufgeschlossenen Grenzgebieten nordwestlich des Sonnwenters erscheint allerdings diese Flachheit örtlich gestört zu sein, da der Liegendkomplex hier steil unter die Grauwackenphyllite einfällt und auch die Streckachsen hier einen steilen Abschwung gegen NW mitmachen. Diese Anzeichen deuten auf eine gewaltsame Unterdrückung der Schobereinheit, die sich auch in der starken Zerbrechung der Gesteine äußert. Gegen das Tal zu finden wir steilere Lagerung der Gesteine.

Auch südwestlich des Hauptkammes zeigen die Aufschlüsse in den orographisch tieferen Lagen steile Lagerung der Grenzflächen an. Eine solche ist beispielsweise in dem westlich des Knappengrabens nach N ziehenden Grabeneinschnitt gut erschlossen. Die im unteren (südlichen) Grabeneinschnitt noch sehr flach N-fallenden Grüngesteine schießen bei etwa 1230 m steil in die Tiefe. Auch hier sehen wir wieder, daß die Streckachsen diesen Absturz mitmachen. Im schmalen Grenzgebiet sind die Gesteine stark zerrieben, und ein dünnes eingeklemmtes Band von weißlichem Kalkmarmor (wahrscheinlich angehörig den Grauwackenphylliten) ist vollkommen mylonitisiert und seine Bruchstücke mit den Schiefnern verwalzt

Daß die zunehmende Steilheit der tieferen Geländelagen im Kartenbild nicht zum Ausdruck kommt, hat seinen Grund in dem langsam aus der NO-Richtung zur O—W-Richtung abschwenkenden Streichen.

Wie wir schon in der westlichen Basis des Triebensteins gesehen haben, liegen auch die letzten verschürften Reste der Grüngesteine schon steil, und nördlich von ihnen branden in den hohen Steilhängen die Falten der Grauwackenphyllite gegen den Triebenstein. Im Ausgang des Sunk und im Wolfgrabener Graben unterhalb davon sehen wir, wie die Phyllite die Gesteine der Triebensteinbasis zum Teil einwickeln, da deren steiles Einfallen hier überkippt ist. Die S- und SO-Grenze der Grauwackenphyllite steht in den orographisch tiefen Lagen steil oder überkippt und legt sich in höheren Lagen flacher.

Die gleiche Erscheinung einer gekrümmten Fläche sehen wir im SW, wo die Masse des Lärchkogels wie ein Prellbock, losgelöst von der Hauptmasse der Grauwackeneinheit, liegt. Seine tektonische Stellung und mechanische Wirksamkeit wird beim Studium des Profiles vom Lorenzer Graben verständlich.

In der ganzen Basis der Gehänge zwischen Trieben und St. Lorenzen sehen wir die schwer durchbewegten Grauwackenphyllite in sehr steiler oder senkrechter Lagerung anstehen. Überaus steiles NO-Fallen mit Faltungen herrscht auch im ganzen unteren Lorenzer Graben bis hinter das alte Graphitwerk (Dientener Schiefer). Ziemlich unvermittelt setzt grabeneinwärts nun eine neue Gesteinsgesellschaft der Grauwackenzone mit hellen Quarziten in auffallend flacher Lagerung ein. In dieser Gesellschaft liegt auch der Serpentin des Lorenzer Grabens, der, ebenso wie der des Lärchkogels, Spuren schwerster tektonischer Beanspruchung und metamorpher Umwandlungserscheinungen zeigt. Ich halte es für wahrscheinlich, daß der auffällige und ruckartige Wechsel in der Steilheit der Schichten, in ihrem Streichen und zum Teil auch in ihrem Gesteinsbestand gleichbedeutend ist mit einer tektonischen Unterteilung in eine tiefere und höhere Teilschubmasse, die sich aus der früher erwähnten, stark gekrümmten Basisfläche der Grauwackenphyllite entwickelt hat. Der höheren Schubmasse gehört demnach der Serpentin und seine Umgebung an. Ohne die tektonische Horizontierbarkeit solcher Einzelschüblinge, wie es diese Serpentine sind, zu hoch einschätzen zu wollen, glaube ich doch, daß beide hinsichtlich ihrer Lagerung vergleichbar sind, zumal in Gesellschaft des Lärchkogelserpentin auch gleiche Schiefer und quarzitisches Gesteine gefunden werden konnten, wie im oberen Lorenzer Graben.

Es erübrigt sich noch eine kurze Besprechung der im Hangenden des Triebensteinkarbons im Lorenzer Graben auftauchenden Grüngesteine. Wir haben im Triebenstein die Schobereinheit als Anteil der Basis unter der Kalkkappe kennengelernt und müßten auch eine analoge Lagerung hier annehmen. Da aber das Karbon bereits das liegendste Glied der Grauwackenzone im Lorenzer Graben ist, scheint die Schobereinheit hier bereits ausgeschürft zu sein. Dem Habitus nach können wir andererseits den mächtigen Grüngesteinskeil kaum anders, wie als Angehörigen der Schobereinheit betrachten. In der Tat wird die Vermutung auch weniger unglaubwürdig, wenn wir den Triebensteinkalk als eine durch ihre nach der Faltung der Kalke versteifte ausgesprungene Platte deuten, wofür seine tektonisch

diskordante Lagerung über mehreren verschiedenen Baueinheiten auch geltend gemacht werden kann.

Zum Schluß sei einer eigenartigen Erscheinung Erwähnung getan, die ich nur als Erscheinungsform jüngster tektonischer Vorgänge deuten kann. Auf dem NW-Kamm des Föltelecks (Schwarzkogel) und in den N-Hängen unter dem Kamm zeigen sich eigenartige NW-streichende Vertiefungen auf lange Strecken hin, die auf dem Kamm zur sonst nicht so seltenen Erscheinung der Doppelkämme führen. Hier sehen wir jedoch, daß mit den Rinnen parallel streichend große Gebiete, zum Beispiel auf dem Schwarzkogel, tiefgehende Gesteinsaufspaltungen zeigen, welche dort Anlaß zu ständigen Felsrutschungen sind. Da der betreffende Kamm einseitig gebaut ist, das heißt, seine N-Seite wesentlich steiler als die S-Flanke ist, gehen diese Felsstürze immer auf die N-Seite hinab. Die geschilderten Erscheinungen sind viel zu ausgedehnt, treten überdies an ganz verschieden gebauten Hängen auf, als daß sie mit einfachen Rutschungen durch Auswaschung und dergleichen in Zusammenhang gebracht werden könnten.

Mit jugendlichen Bewegungen im Einklang steht übrigens auch die gerade in diesem Gebiet auffallend große Zahl frisch aufgerissener, wunder Hänge. Es müßte noch untersucht werden, ob die vom Triebenbach besonders häufig verursachten katastrophalen Vermurungen nicht auf die gleiche Ursache zurückgeführt werden müssen.

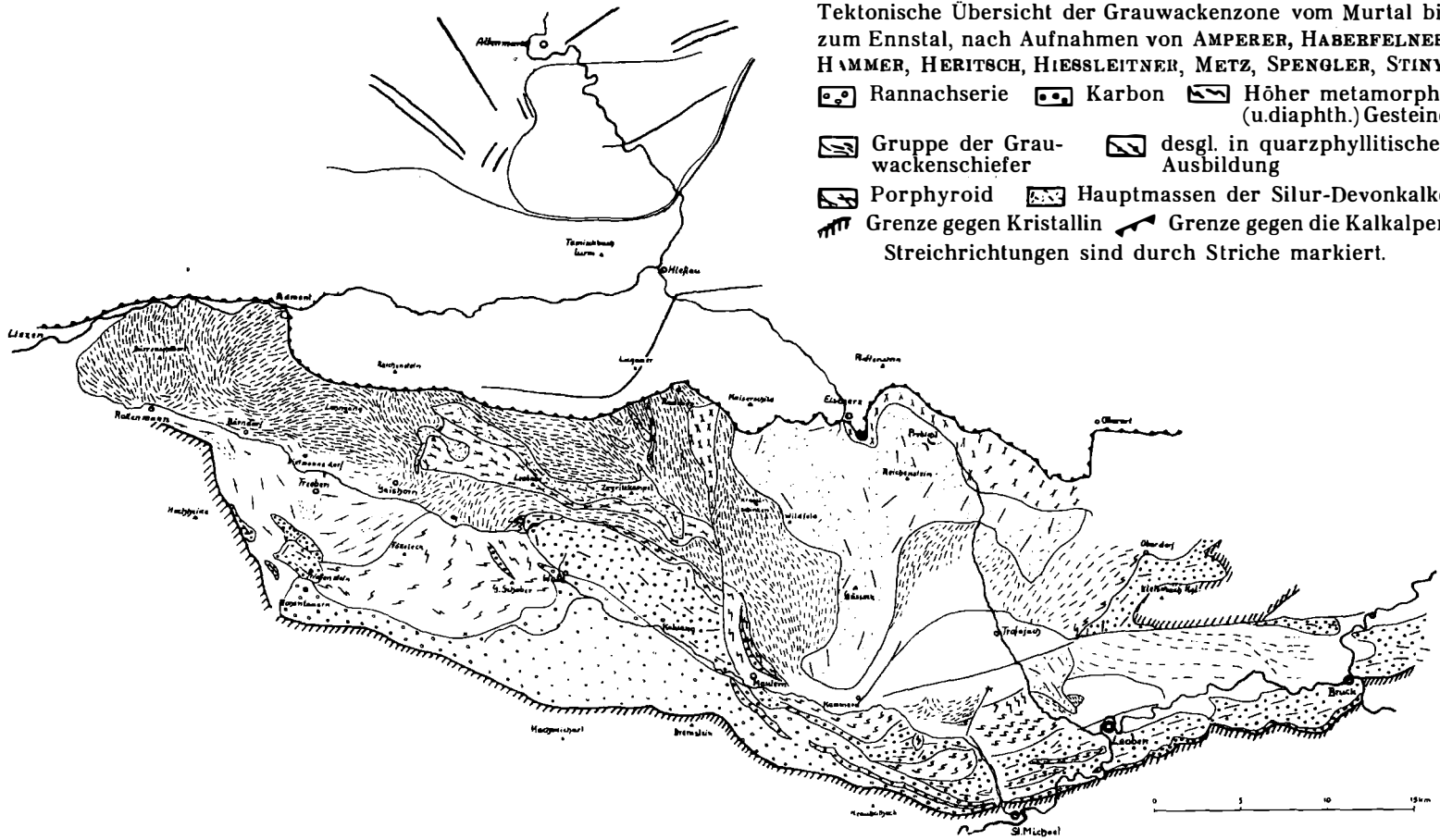
Überblick und Zusammenfassung.

(Siehe tektonisches Übersichtskärtchen.)

Hinsichtlich seiner charakteristischen tektonischen Züge lassen sich in dem auf dem vorliegenden Kartenblatt dargestellten Raum drei Zonen von O nach W sehr deutlich unterscheiden, wobei zu bemerken ist, daß nicht nur tektonische Einzelheiten den drei Räumen ihr Gepräge geben, sondern daß auch der stoffliche Aufbau wesentliche Unterschiede bedingt.

Der erste Abschnitt wird im W von der Radmerstörung sehr scharf begrenzt. Er ist in seinem südlichen Abschnitt eine Fortsetzung der von SO hereinstreichenden Schuppenstruktur, in der wir über der tektonisch stark reduzierten Rannachserie drei tektonisch ungleichwertige Züge von Karbon finden. Der südlichste Zug ist schon vom Murtal her jener pflanzen- und graphitführende Zug, für den in der Umgebung von Kaisersberg auf Grund der Grubenaufschlüsse synklinale Einfaltung zwischen zwei einander nicht ganz entsprechenden Abschnitten der Rannachserie angenommen werden konnte. Wenn sich auch über den Leimsgraben bis hierher, südlich von Mautern, manches in seiner Umgebung geändert hat, so ist der Charakter dieser Einfaltung doch gewahrt geblieben, immer sehen wir den schmalen Zug karbonischer Gesteine, einmal auch mit einem abgefalteten Span (Alpsteiner, südlich Mautern) zwischen steil gelagerten Blättern der Rannachgesteine. Bei Mautern im südlichen Bereich der Radmerstörung findet der Zug sein Ende, eine Fortsetzung taucht erst wieder im Sunk unter gänzlich geänderten Bedingungen auf.

Der nördlichste Streifen karbonischer Gesteine trägt im ganzen Gebiet seiner Erstreckung von Kammern her bis nördlich Mautern das Gepräge stärkster tektonischer Beanspruchung (Einquetschung und Verschüpfung).



Der durch die beiden Talklagerstätten Rannach und Mautern gekennzeichnete Zug schwenkt aus seiner NW-Richtung schließlich bei Mautern in die N—S-Richtung ein und macht damit die gleiche Eindrehung mit, wie seine Umgebung und besonders die im W der Reitingmasse mächtig geschoppten Grauwackenschiefer.

Mit der Radmerstörung findet das N-gerichtete Streichen mit östlichem Einfallen ein Ende,⁹⁾ und wir müssen es als bedeutungsvoll festhalten, daß wir westlich der Störungszone in ein auch seinem Stil nach neuartiges Gebiet eintreten.

Die in den letzten Jahren mehrfach diskutierten Äußerungen der Weyerer Tektonik (AMPFERER, 1931, STINY, 1931) finden in diesem Bereich der Radmerstörung einen deutlichen Ausdruck. Die Radmerstörung ist in ihrem südlichen, auf dem Kartenblatt St. Johann liegenden Abschnitt wohl nicht mehr der Hauptträger jener westlich gerichteten Schubbewegungen, die von HIESSLEITNER weiter nördlich dargestellt wurden (1931). Damit in Übereinstimmung steht auch das Ausklingen der Störungsbahn bei Mautern. Spuren von Westbewegungen sind jedoch bis Kalwang mehrfach nachweisbar. Die Reitingmasse und die ihr zugeordnete Schieferunterlage bedeutet gleichzeitig das W-Ende jener auffallenden tektonischen Achsensenkung, die schon im Veitscher Wald (Traboch—Seiz) bis nördlich von Leoben deutlich zum Ausdruck kam (zum Beispiel Untergrund der Leobener Tertiärmulde, Kalke des Jesuiterwaldes bei St. Peter am Freienstein).

Der auffallende tektonische Wechsel im Meridian von Mautern bedeutet demnach die W-Begrenzung der mit der Weyerer Tektonik zusammenzufassenden N—S-Strukturen. Er bedeutet aber auch eine gewisse stratigraphische Scheidung zwischen O und W, wenn wir an die von HIESSLEITNER festgestellten Faziesänderungen im Rahmen der Gruppe der Grauwackenschiefer denken. In manchen Belangen konnten HIESSLEITNERS Beobachtungen durch das weitere Studium des betreffenden Schieferbestandes ergänzt werden.

Andeutungsweise mögen hier noch weitere auffällige Veränderungen im Rahmen der Grauwackenzone gegeben werden. Man beachte die faziellen Unterschiede der im Eisenerzer Gebiete und im Zeyritzzug vorliegenden Silur-Devon-Kalke. Aus zahlreichen Begehungen glaube ich auch gewisse Änderungen im Bestand der Porphyroide feststellen zu können. Die vom O heranstreichenden Thörlor Kalke und Reste der Semmeringtrias finden ihr Ende dort, wo wir in den Rahmen der Weyerer Tektonik hineinkommen (STINY, 1931). Genauestes Suchen weiter westlich unter verschiedenen Gesichtspunkten blieb erfolglos und zeitigte nur eine Neuüberprüfung der Frage der Plattlquarzite. Unbeeinflusst von solchen Wechseln scheint das graphitführende Karbon zu sein. Das eigenartige Veitscher Karbon jedoch muß hier berücksichtigt werden. Die paläontologischen Untersuchungen haben gleiches Alter mit den Korallen des Triebensteins ergeben. Aber aus der Veitscher Fazies kann auch bei erhöhter Metamorphose niemals ein Triebensteinkalk werden, woraus sich auch hier Unterschiede zwischen O und W ableiten lassen.

⁹⁾ Wenigstens im Arbeitsgebiet. Weiter nördlich zeigt die von HIESSLEITNER gegebene Darstellung auch westlich der Störungszone noch N—S-Streichen.

Da sich unschwer entsprechende Besonderheiten der Faziesentwicklung aus dem Rahmen der nördlichen Kalkalpen dieser Zone anführen lassen würden (Aflenzer Fazies, Lunzer Fazies), können wir dieselbe Schlußfolgerung, welche im Rahmen der Weyerer Tektonik von KIESLINGER im Raume des Lavanttales gezogen wurde, wiederholen, daß es sich hier um sehr alte, immer wieder auflebende, quer zum alpinen Streichen verlaufende Strukturen handelt.

Der zweite, mittlere Abschnitt ist gekennzeichnet durch das breite, mächtige Ausladen der einzelnen Baueinheiten, das in allen Zonen gegenüber dem östlicheren Abschnitt scharf zum Ausdruck kommt. Hier erreicht die Rannachserie in flachwelliger Lagerung das Maximum ihrer Breitenausdehnung und steht mit dem südlich folgenden Kristallin in primärem Kontakt. Es entspricht der Unmöglichkeit einer Verfolgung der eigentlichen Radmerstörung nach S bis an das Kristallin heran, wenn die Abgrenzung des aus dem O beschriebenen tektonischen Kontaktes gegenüber der migmatischen Durchdringung im Hoch-Reichart-Gebiet nicht scharf ausgeprägt ist, sondern sich in Form eines Überganges vollzieht. Immerhin findet dieser Übergang seinen Ausdruck im Vorspringen der Kristallingrenze am Bremstein.

Der in den ersten Abschnitten aus dem Rannachgraben mit zwei Kalkzügen gegen Mautern hereinstreichende mittlere Karbonzug übersetzt anscheinend ohne Störung das Liesingtal und entwickelt sich westlich der Störungszone unvermittelt zu einem mächtigen verfallenen Komplex. Mit der Beobachtung seiner störungslosen Fortsetzung gegen W steht das bereits genannte Ausgehen der Radmerstörung gegen S in Übereinstimmung, wie auch das beobachtete und in der Karte dargestellte Abschwenken nach SO. Die in unserem Aufnahmsabschnitt den Charakter einer Querstörung tragende Radmerstörung erlischt und an ihre Stelle scheinen Bewegungen zu treten, welche im Streichen der Schichten liegen.

Der Kalk-Porphyr-Zug des Zeyritzkampels setzt an der Radmerstörung ein und streicht von hier aus mit allgemeinem WNW-Streichen bis zum Spielkogel. Nördlich von Kalwang zeigt er, wie auch sein Liegendes, vielfach ruckartiges Wechseln der Streichrichtung (NW- und O—W-Streichen), was wahrscheinlich noch auf die Wirkung der zur Zeit der Weyerer Tektonik aktiven W-Bewegungen zurückzuführen ist.

Der Kalwanger Karbonzug ist von der Rannachserie und weiter westlich auch von der Schobereinheit durch eine wichtige Bewegungsbahn getrennt, die ihre geradlinige Fortsetzung im Paltental findet, wo sie die gänzlich verschiedenen Gehänge im N und S bis gegen Gaishorn voneinander trennt.

Mit dem westlichen, tektonisch bedingten Ende des Kalwanger Karbonzuges treten wir in den dritten, westlichen Abschnitt ein, da sich hier schon jene tektonischen Sonderstrukturen vorbereiten, welche dem W sein besonderes Aussehen verleihen und ihn im Verein mit stratigraphischen Neuererscheinungen mit den bisher beschriebenen Gebieten nicht unmittelbar vergleichbar machen. Die mangelnde Kenntnis des kritischen Zwischenstückes zwischen Kalwang und Gaishorn stellte auch tatsächlich einen wesentlichen Unsicherheitsfaktor bei Vergleichsversuchen dar (zum Beispiel HAMMER, 1932).

Der Kalwanger Karbonzug wird dort tektonisch unterdrückt, wo die Komplexe der Grauwackenschiefer gegen S zu streichen beginnen. In gleicher Weise wie der Karbonzug wird auch die Schobereinheit reduziert, wo die Grauwackenschiefer das Paltental überschreiten und auf dessen S-Seite mächtige Ausdehnung gewinnen.

Eine eigenartige Stellung nimmt die Schobereinheit ein, deren unvermitteltes und schwer verständliches Auftreten schon auf der Manuskriptkarte VACEKS mit großer Deutlichkeit hervortritt. Der größte Teil dieser Decke liegt konform über der flach gelagerten Rannachserie und stellt sich damit wie diese in den scharfen Gegensatz zum steilfalligen Bau des nördlich anschließenden Karbonzuges. Anklänge an dessen tektonischen Stil finden wir nur im N-Gehänge des Großschobers, dort, wo die Züge von Karbonkalken eingefaltet sind. Das NW-Streichen dieser Zone steht unvermittelt dem reinen O—W-Streichen des Schoberkammes gegenüber, es schwenkt nahe dem Tal bei Vorwald bis zur N—S-Richtung um. Hier stehen wir nunmehr vor der Tatsache, daß die W-Stirn des Kalwanger Karbonzuges im NW von N—S-streichenden Grauwackenschiefern, im SW von N—S-streichenden Grüngesteinen mit eingefaltetem Karbon begrenzt wird. Beide Backen dieser Zange stehen einander fremd gegenüber, und nur der an der Basis der Grauwackenschiefer eingekeilte Grüngesteinsspan des Hollerkogels deutet auf eine einstige Fortsetzung der Schobereinheit gegen N. Heute ist auch er durch die das Paltental entlang laufende Störungsbahn von der Schobereinheit getrennt.¹⁰⁾

Der entscheidende Vorstoß der Grauwackenschiefer gegen S erfolgt erst im Triebener Raume. In mächtiger Entwicklung übernimmt nun der vielgestaltige Komplex die Führung in der Grauwackenzone, nachdem unter ihm auch die letzten Reste der weiter im O noch so mächtigen tieferen Decken westlich des Triebensteins verschwunden sind. Im einzelnen wurden die Verhältnisse dieses unseres dritten Abschnittes bereits besprochen.

Verfolgen wir die südliche Grenze der Porphyroidmassen unter dem erzführenden Kalk, so sehen wir die auffallende Tatsache, daß diese, unbeschadet des südlichen Einschwenkens ihrer Basisschiefer, unbeirrt gegen W weiterstreichen. Fetzen von Porphyroiden des Blassenecktypus liegen aber trotzdem auch vereinzelt innerhalb der verschwenkten Grauwackenschiefer. Wir müssen daraus den Schluß ziehen, daß in diesem Gebiet die S-Grenze des Porphyroides eine tektonische Ablösungsfläche ist, die wir weiter östlich noch nicht kennenlernten. Diese Deutung würde auch im Hinblick auf die westliche Begrenzung der Porphyroid-Kalk-Massen nicht unwahrscheinlich erscheinen. Die Grenze könnte ihre Fortsetzung finden in der von HIESSLEITNER (1935) dargestellten tektonischen Fläche zwischen den liegenden Serizitschiefern (usw.) und den kaum metamorphen Ton-schiefern des Hängenden westlich vom Spielkogel.

Mit dem durch das S-Schwenken der Grauwackenschiefer verursachten tektonischen Ausscheiden des Kalwanger Karbonzuges hat jene grundlegende Änderung im Bestand der Grauwackenzone begonnen, die im Triebener Abschnitt vervollständigt wird und die einen unmittelbaren

¹⁰⁾ Mit der Annahme einer der Talsohle entsprechenden Bewegungsbahn steht auch in Übereinstimmung, daß der im untersten Haberlgraben aufgeschlossene Magnesitputzen nicht in unmittelbarer Verbindung mit dem im Abbau befindlichen Stock steht, obwohl Magnesit auch im Taluntergrund vorkommt.

Vergleich mit dem O ausschließt. Die hierbei zu beobachtenden Erscheinungen sind so tiefgreifend und gerade im Hinblick auf die noch problematische Übergangszone zu den Ennstaler Phylliten so beachtenswert, daß über den Tatbestand ohne den Versuch einer Rechenschaft über ihre Ursachen nicht hinweggegangen werden kann.

Die vielerwähnte tektonische Bahn am N-Rand der flach lagernden Gesteinsserien durchschneidet diskordant die Züge der Schobereinheit und auch die Grauwackenschiefer. Sie bedeutet die S-Grenze der nördlichen, relativ abgesunkenen tektonischen Einheiten.¹¹⁾ Die den Schuppen- und Fallenbau im S begrenzende tektonische Linie durchschneidet südlich Mautern auch die Rannacherie und setzt sich schließlich an der nun selbst zur tektonischen Bahn gewordenen Kristallingrenze in das Murtal fort.

Verfolgen wir die S-Grenze des Verbreitungsgebietes der Gruppe der Grauwackenschiefer, so fällt auch hier das diskordante Abschneiden des nördlichen Zuges höher metamorpher Gesteine, des Karbonzuges mit seinem hangenden Grüngesteinsstreifen, auf. Schließlich liegen die Grauwackenschiefer über den Gesteinen der Schobereinheit.

Im Triebener Abschnitt machen wir an dieser S-Grenze der Grauwackenschiefer die gleiche Beobachtung wie bei Wald an der vorhin erwähnten Störungsbahn. Die tiefreichende und sich steil stellende Überschiebung führt am Triebenstein zum tektonischen Erlöschen von Rannacherie und Schobereinheit. Auch an dieser Bewegungsbahn werden die nördlichen Gesteinsserien in die Tiefe gedrückt.

Wir kommen zum Ergebnis, daß beide besprochenen tektonischen Bahnen in ihrer Wirkung gleichartig regional in der Grauwacke des Palten- und Liesingtales gewirkt haben und daß sie sich, einander ergänzend, bogenförmig um die von ihr unberührten konsolidierten Gebiete herumschlingen. An ihnen sind die nördlichen Gebiete, oft unter diskordanter Zerreißen vorgegebener Strukturen, tiefenwärts verlagert worden unter Erscheinungen von steil gestellten und zusammengepreßten Faltenschenkeln, Schuppungen und, wie besonders im Triebener Abschnitt ersichtlich wird, unter erheblichen Massenverlusten. Alle in den unmittelbaren Bereich ihrer Tektonik gelangten Gesteine erhalten hier einen besonderen Deformationstypus (Typus des „Quarzphyllites“ und ihm äquivalente Durchbewegungsstadien).

Da die genannten Bewegungsvorgänge schon die uns bekannten verschiedenen Grauwackenanteile erfaßten, müssen diese bereits mit Einschluß des Oberkarbons durch frühere tektonische Vorgänge in gegenseitige Verbindung gekommen sein. Wir erhielten Anhaltspunkte für eine Gliederung der Teilvorgänge, die zum Beispiel am Triebenstein deutlichen Ausdruck finden. Die Überlagerung seiner Kalkdecke über mehrere tektonische Einheiten spricht stark für ihre diskordante Auflagerung. Die gefaltete starre Kalkdecke dürfte bei den Einengungsvorgängen aus ihrem ursprünglichen Verband ausgesprungen und über ihre heutige Unterlage gefahren sein. In den über alle vorhandenen Gesteine einheitlich überlagerten Überprägungsrichtungen mit NW-gerichteter flacher Streckachse tritt die spätere Gleichschaltung unter einheitlichen Bedingungen offen zutage. Dieselbe einheit-

¹¹⁾ Die eigenartige Stellung der Hollerkogelmasse wird durch Annahme einer Wiederhochschleppung an einer Querstörung erklärbar.

liche Überprägungsrichtung gilt auch für jene Gebiete, die nicht unmittelbar den beiden besprochenen Störungssystemen benachbart sind. Sie sind nicht nur im abgesunkenen und dabei verengten, geschuppten und gepreßten Anteil vorhanden, sondern, zonenweise besonders kräftig, auch in Schobereinheit und Rannachserie nachweisbar.

Die Diskordanz tektonischer Grenzen kommt auch in der N-Begrenzung der Grauwackenzone zu den Kalkalpen in einer Übersicht zum Ausdruck. Wenn wir auch diese Grenze überall tektonisch überarbeitet sehen, so ist dieser tektonische Verband bei weitem nicht überall gleichwertig einzuschätzen. Wir finden dort, wo die Grauwackendecken mit ihrem fossilführenden Paläozoikum oder mit diesem vergleichbaren Schichten geringer Metamorphose vorhanden sind, noch Spuren alten Transgressionsverbandes, welche von den alpidischen Bewegungen nicht gänzlich verwischt werden konnten. Neuerdings wurden durch die Forschungen von H. P. CORNELIUS im Mürztal für das Verständnis dieses Transgressionsverbandes wichtige Feststellungen gemacht (1937). In ähnlicher Weise finden wir in N-Tirol und im Pinzgau die Verhältnisse bestätigt, wo gering metamorphe (altpaläozoische) Gesteine der Kitzbühler und Dientener Zone zwischen die Kalkalpen und die höher phyllitischen Massen des Liegenden eingeschaltet sind.

Eine bedeutende Änderung des Grenzverbandes tritt im Übergang vom Paltental zum Ennstal ein, wo die höheren Grauwackeneinheiten in der geschilderten Weise verschwinden. Ob die Grauwackenschiefer, Porphyroide und Kalke tatsächlich spitzwinkelig unter die Kalkalpen hineinstreichen, in dem Sinne, daß sie sich unter diesen fortsetzen, muß allerdings dahingestellt bleiben, wenn wir uns an das alle Schichtglieder ergreifende S-Schwenken erinnern.

Der Salberg bei Liezen zeigt noch silurische Gesteine (HABERFELNER, 1931), aber außer ihnen noch altersunsichere Breccien unter der Trias.

Wo im oberen Ennstal die phyllitischen Gesteine (Ennstaler Phyllit, der wohl wenigstens zum Teil den höher metamorphen Grauwackenschiefern entspricht) direkt an die Kalkalpen herankommen, ist von einem ursprünglichen stratigraphischen Überlagerungskontakt nichts zu sehen, die Grenze ist rein tektonisch.

Westlich der Kitzbühler Zone zeigt das Inntal ein Analogon zu dieser Erscheinung (zum Beispiel KLEBELSBERG, 1935). Wo die Äquivalente der Grauwackenschiefer (Wildschönauer Schiefer) im W verschwinden und die phyllitischen Massen, der Quarzphyllit, an das Inntal herantreten, ist dieses eine absolute Grenze zweier verschiedener Gesteinswelten, die miteinander nichts zu tun haben.

Es ist hier nicht der Raum, die Verhältnisse der einzelnen kalkalpinen Einheiten zur Grauwackenzone zu untersuchen, es soll vielmehr auf die großangelegte Diskordanz verwiesen werden, die rücksichtslos ältere Begrenzungsstreifen überschritten hat und die wir im kleinen auch im Inneren der Grauwackenzone wiederfinden. Wir sind aber damit auch zur Erkenntnis gelangt, daß eine Zone mit bestimmtem Grad von Metamorphose nicht dauernd auf ein bestimmtes und stratigraphisch definierbares Bauelement beschränkt bleibt, sondern daß sie analog zur Diskordanz der Bewegungszonen solche Elemente durchschneidet. Die gleiche von SCHWINNER und WIESENER gemachte Beobachtung im Ennstal ist im Rahmen

der Grauwackenzone keine vereinzelte Erscheinung, sondern gehört zu den wesentlichen Zügen ihres Baustyles. Auch hier ergeben sich Anhaltspunkte für Zusammenhänge zwischen Tektonik und Metamorphose.

Die lückenhaft erhaltenen und heute tektonisch überarbeiteten Reste primärer Verbindung von Grauwackenzone und nördlicher wie südlicher Nachbarschaft sind regional noch zu wenig bekannt. Sie werden uns weitere tiefe Einblicke in das vielgestaltige und mehrphasige Geschehen dieser mobilen Zone geben, die wie ein kompliziertes Gelenk Kristallin und Kalkalpen verbindet.

Schriftenverzeichnis.

AMPFERER, O., Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

ANGEL, F., Gesteine der Steiermark. Graz, 1924. *)

*) Weitere einschlägige Arbeiten finden sich in den Arbeiten von L. HAUSER zitiert.

CANAVAL, R., Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz, Bd. 31, 1895.

CLOOS-RITTMANN, H., Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rundschau 1939.

CORNELIUS, H. P., Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

CORNELIUS, H. P., Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1937.

CORNELIUS, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Liezen. Verh. Geol. Landesanst. Wien, 1939.

HABERFELNER, E., Graptolithen aus dem unteren Ordoviciem von Gaishorn im Paltental. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HABERFELNER, E., Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HABERFELNER, E., Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Mitt. Abt. f. Bergbau, Geologie u. Paläontologie des Landesmuseums Joanneum, Graz, H. 2, 1935.

HAMMER, W., Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1924.

HAMMER, W., Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental, Steiermark. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1932.

HAUSER, L., Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. 1. Hornblendegarbenschiefer. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

2. Gesteine mit Granalporphyroblasten. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937.

3. Marmore. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

HAUSER, L., Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Zentralbl. f. Min., Geol., Pal., Abt. B, 1938.

HAUSER, L., Die Grenze Seckauer Kristallin—Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg bei St. Michael. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., Bd. 86, 1938.

HAUSER, L., Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Bereich der Kaintaleckschollen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

HAUSER, L., Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe—P. 1996 bei Wald. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938 (Anschlußarbeit).

HERITSCH, F., Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. CXX, 1911.

HERITSCH, F., Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark. Graz, Bd. 48, 1911.

HERITSCH, F., Geologie der Steiermark. Graz, 1921.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1929.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

KLEBELSBERG, R. v., Geologie von Tirol. Boroträger, Berlin, 1935, bes. S. 125, 128, 131 ff.

METZ, K., Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

METZ, K., Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 86, 1938.

METZ, K., Aufnahmeberichte über Blatt St. Johann a. T. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937 bis 1939.

SCHWINNER, R., Die Niederen Tauern. Geol. Rundsch., XIV, 1923.

SCHWINNER, R., Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundsch., XX, 1929.

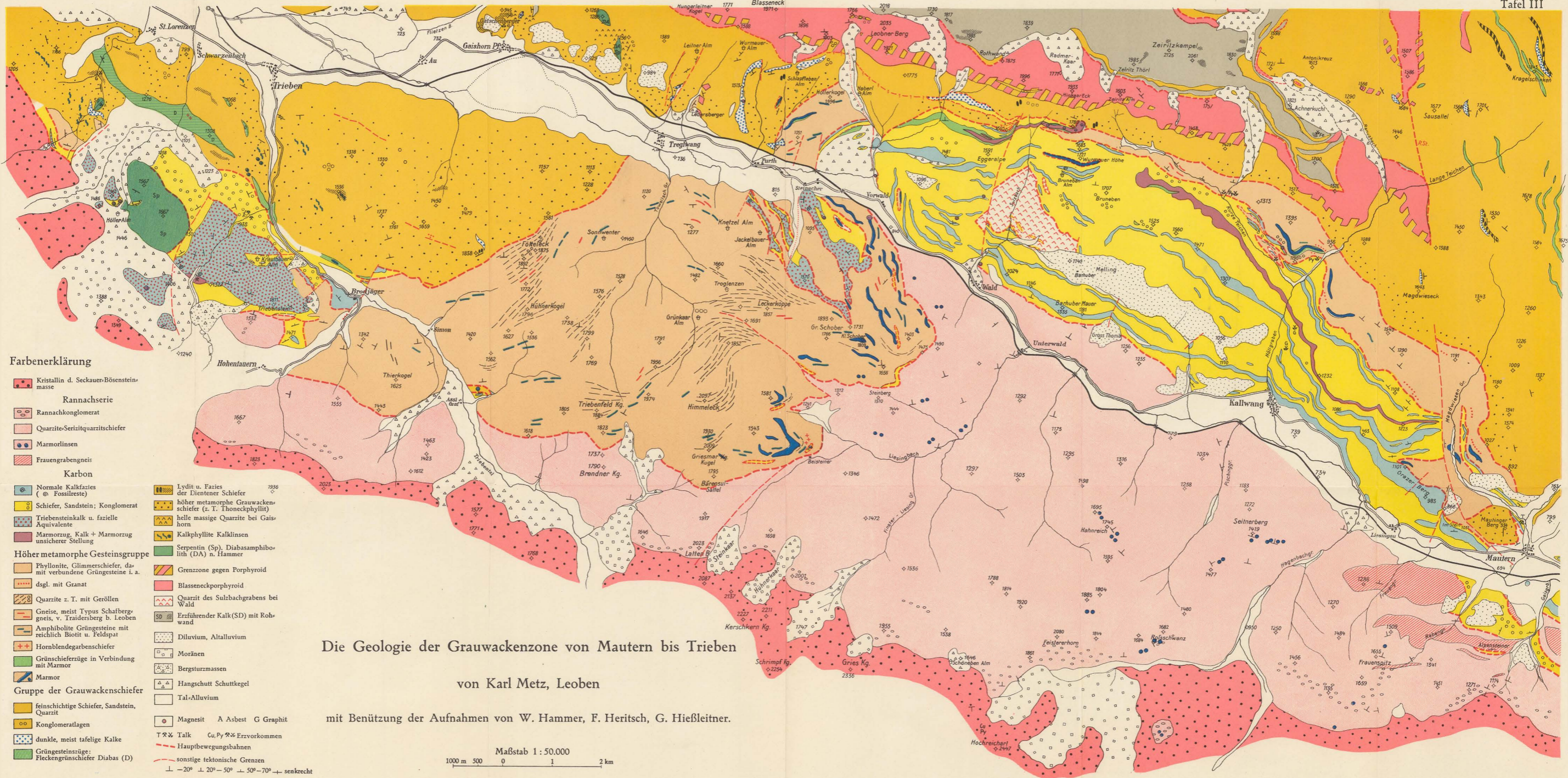
SCHWINNER, R., Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

SPENGLER, E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1920.

SPENGLER, E., Aufnahmebericht über Blatt Eisenerz—Wildalpen—Aflenz. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1925.

STINY, J., Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1931.

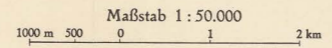
WIESENER, H., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. Min.-Petr. Mitt., 50., 1938.



- Farbenerklärung**
- Kristallin d. Seckauer-Bösteinmasse
 - Rannachserie**
 - Rannachkonglomerat
 - Quarzite/Serizitquarzschiefer
 - Marmorlinsen
 - Frauengrabengneis
 - Karbon**
 - Normale Kalkfazies (⊙ Fossilreste)
 - Schiefer, Sandstein; Konglomerat
 - Triebensteinkalk u. fazielle Äquivalente
 - Marmorzug, Kalk + Marmorzug unsicherer Stellung
 - Höher metamorphe Gesteinsgruppe**
 - Phyllonite, Glimmerschiefer, damit verbundene Grüngesteine i. a. dsl. mit Granat
 - Quarzite z. T. mit Geröllen
 - Gneise, meist Typus Schafberggneis, v. Traidersberg b. Leoben
 - Amphibolite Grüngesteine mit reichlich Biotit u. Feldspat
 - Hornblendegarbenschiefer
 - Grünschieferzüge in Verbindung mit Marmor
 - Marmor
 - Gruppe der Grauwackenschiefer**
 - feinschichtige Schiefer, Sandstein, Quarzit
 - Konglomeratlagen
 - dunkle, meist tafelige Kalke
 - Grüngesteinszüge; Fleckengrünschiefer Diabas (D)
 - Legende**
 - Lydit u. Fazies der Dientener Schiefer
 - höher metamorphe Grauwackenschiefer (z. T. Thoneckphyllit)
 - helle massige Quarzite bei Gais-horn
 - Kalkphyllite Kalklinsen
 - Serpentin (Sp), Diabasamphibolith (DA) n. Hammer
 - Grenzzone gegen Porphyroid
 - Blassneckporphyroid
 - Quarzit des Sulzbachgrabens bei Wald
 - Erzführender Kalk (SD) mit Rohwand
 - Diluvium, Altalluvium
 - Moränen
 - Bergsturzmassen
 - Hangschutt Schuttkegel
 - Tal-Alluvium
 - Magnesit A Asbest G Graphit
 - T x x x Talk Cu, Py x x x Erzvorkommen
 - Hauptbewegungsbahnen
 - sonstige tektonische Grenzen
 - ± 20° ± 20° - 50° ± 50° - 70° ± senkrecht

Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben
von Karl Metz, Leoben

mit Benützung der Aufnahmen von W. Hammer, F. Heritsch, G. Hießleitner.



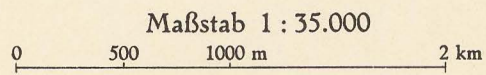
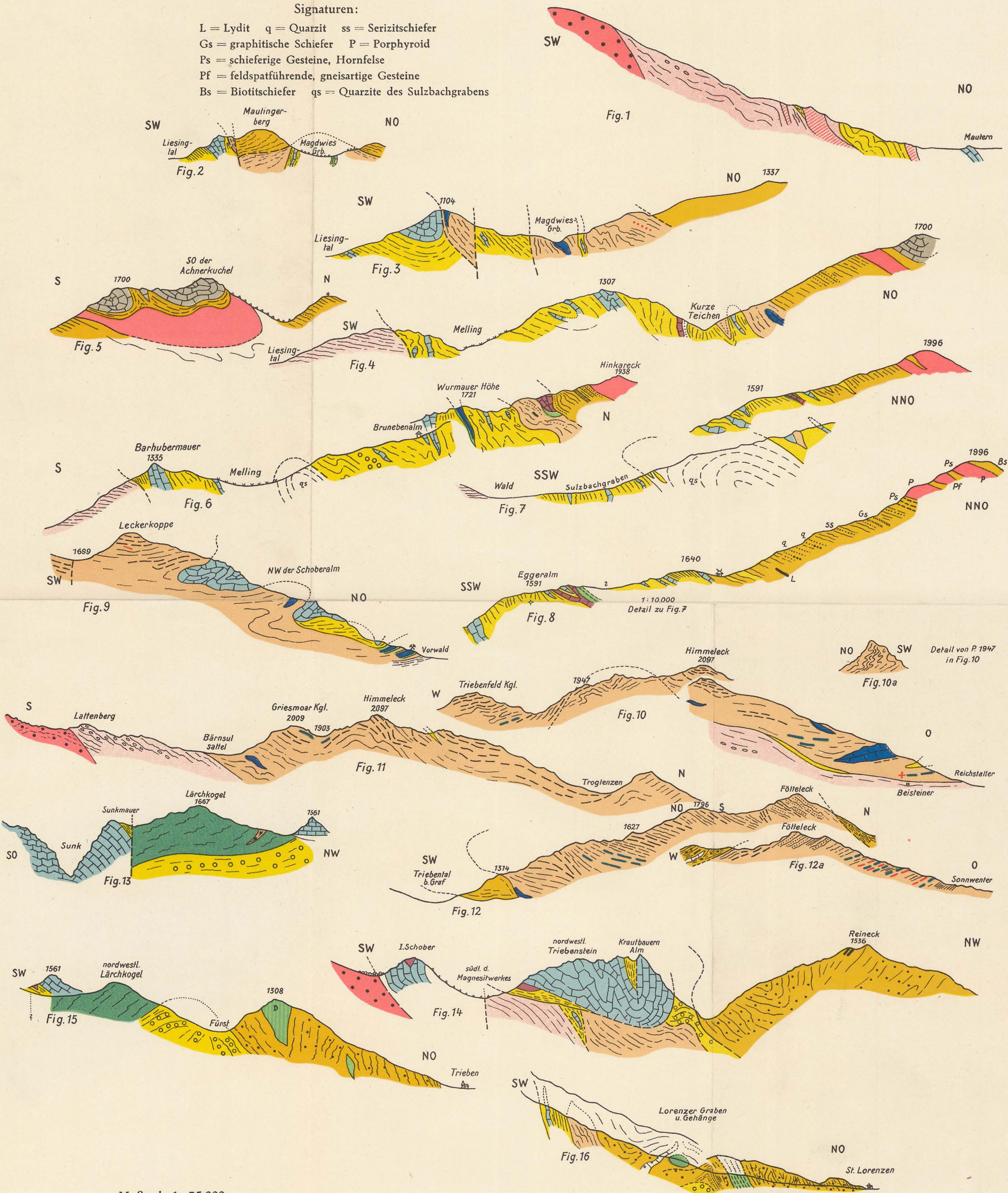
1 : 35.000

Farben: siehe Erklärung zu Tafel III

K. Metz, Leoben

Signaturen:

- L = Lydit q = Quarzit ss = Serizitschiefer
- Gs = graphitische Schiefer P = Porphyroid
- Ps = schieferige Gesteine, Hornfelse
- PF = feldspatführende, gneisartige Gesteine
- Bs = Biotitschiefer qs = Quarzite des Sulzbachgrabens



Berichtigungen

zu Karte und Profiltafel in der Arbeit von KARL METZ,
Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben.

1. Karte.

In der Farbenerklärung fehlen bei Serpentin die senkrechten blauen Schraffen; bei Fleckengrünschiefer usw. sind die grauen Schraffen schräg, während sie in der Karte horizontal sind.

Nordöstlich Triebenstein ist die Fortsetzung der unterbrochenen roten Linie (Hauptbewegungsbahn) zwischen Triebensteinkalk und Phyllonit ausgeblieben.

Westlich Magdwieseck ist unter dem südlichsten Marmorvorkommen der schmale grüne Streifen (Grünschiefer) ausgeblieben.

2. Profiltafel.

Fig. 4: Der weiß gebliebene Streifen bei „Kurze Teichen“ soll grün sein.

Fig. 12: In dem weißen Streifen mit Querlinien am W-Ende sind blaue Punkte (= dunkle tafelige Kalke) zu setzen.

Fig. 15: Der graue Aufdruck des Diabases von P. 1308 ist senkrecht, gegenüber waagrecht in der Karte und schräg in der Legende.

Fig. 16: Die Strichelsignatur des Diabases — die in der Legende nicht vorkommt — deutet nur das Fallen der s-Flächen an.