

Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals (Tirol).

Von **Wilhelm Hammer**.

(Mit 9 Figuren.)

Durch die Untersuchungen Br. Sanders am Westende der Hohen Tauern und die Arbeiten Fr. Beckes im Zillertal ist die geologische und petrographische Beschaffenheit der nördlichen Randzone des Zentralgneises und der angrenzenden Schieferhülle in der Westhälfte der Zillertaleralpen eingehend klar gelegt worden; für die entsprechenden Bereiche im Oberpinzgau liegen außer den älteren Mitteilungen von F. Löwl (1)¹⁾ die neue Bearbeitung durch L. Kölbl (2) und ein Beitrag des Verfassers (3) vor. Das zwischen Maierhofen und dem Wildgerlostal gelegene Stück des Tauerneisrandes entbehrte aber bisher einer eingehenden Darstellung. Es finden sich in der Literatur darüber nur vereinzelte kurze Hinweise in den Schriften von K. Peters (4), G. Stache (5), Fr. Becke (6) und C. Diener (7) und dementsprechend enthalten auch die neueren Zusammenfassungen über die Geologie der Hohen Tauern, z. B. von R. Staub (8) und R. v. Klebelsberg (9), keine näheren Angaben über das Gebiet.

In der Manuskriptkarte des Spezialkartenblattes Hippach—Wildgerlostal i. M. 1:75.000 nach den Aufnahmen von G. Stache aus den Jahren 1870 und 1871 (und für das Wildgerlostal und östlich davon nach K. Peters 1854) ist die Zeichnung des Zentralgneisrandes noch recht unzulänglich (der Hangergneis fehlt z. B. u. a.). Besser in dieser Hinsicht ist die dem Excursionsführer für den Geologengongreß 1903 beigegebene kleine Übersichtskarte von Becke und Löwl.

Eine sehr sorgfältige und detaillierte Kartenaufnahme i. M. 1:25.000 hat Th. Ohnesorge im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt in den Jahren 1910 und 1911 ausgeführt, welche aber unvollendet geblieben ist, insofern das Gebiet südlich des Hochstegenkalkes im Schwarzach- und Wimmertal nicht mehr kartiert ist, ebenso auch die rechte Flanke des Schönachtals südlich des Sehdnlspitzhanges. Seine Karte enthält zum ersten Male eine genaue Einzeichnung der Gneisverbreitung am Kamme zwischen Schönach- und Wildgerlostal (vom Sehdnlspitz nordwärts). Die Einsicht in diese Originalkarte hat mir die neue Untersuchung und Weiterführung gegen Süden wesentlich erleichtert. Leider liegt von Th. Ohnesorge kein erläuternder Text zu seiner Karte vor.

Meine Begehungen in den Jahren 1934—1936 betrafen hauptsächlich das Gebiet südlich der Zone der Porphyrmaterialschiefer Ohnesorges, mit Anschlußtouren im Zillergund. Die Akademie der Wissenschaften in Wien hat meine Bereisung im Jahre 1935 durch eine Reisesubvention

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis Seite 300.

sehr gefördert, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank zum Ausdruck bringen möchte.

Das Bergland zwischen dem Südrand des Quarzphyllites nördlich Gerlos und dem Zentralgneis wird von mehreren, OW bis ONO—WSW streichenden

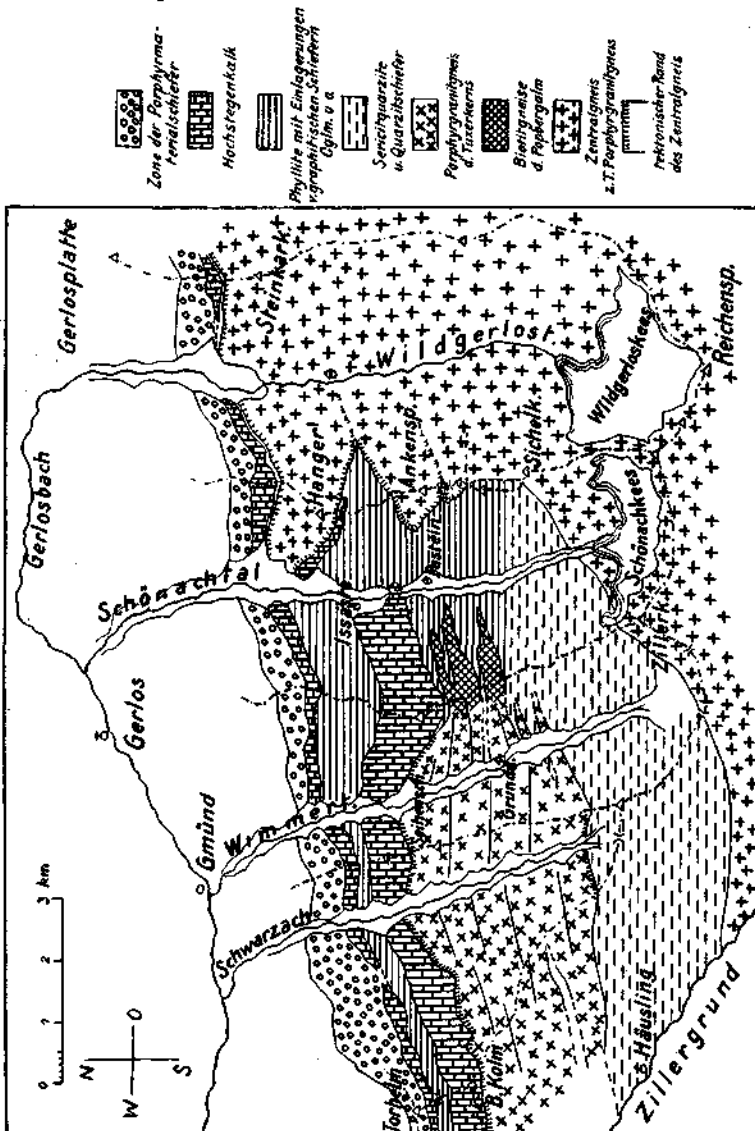


Fig. 1. Geologischer Übersichtsplan des südlichen Gerlosgebietes

Gesteinszonen aufgebaut, unter denen im Landschaftsbilde am meisten die Züge des hellanwitternden, wandbildenden Hochstegenkalks hervortreten. Wie unten näher ausgeführt wird, bezeichnen ihren Verlauf besonders die Berge: Brandberger Kolm—Schafkogel—Wechsel und Hauerspitze—Pfannkogel und die Orte Maierhofen im Westen und Krimml im Osten als

Endpunkte. Ebenso geschlossen und einheitlicher ist der im Norden, im Hangenden der Kalke liegende Zug der in diesem Gebiet von Th. Ohnesorge zuerst erkannten und kartenmäßig festgestellten „Porphyrmaterialschiefer“, von dessen Bestand ich mich 1935 wieder an mehreren Stellen überzeugen konnte. Er verläuft von Maierhofen, wo er an die Tuxergrauwacken anschließt, über Torhelmkamm, nördlich Roller, Braunellköpfe, Kamm zwischen Lahnerhöhe und Pfannkogel zum Farmbichl ober Krimml.¹⁾

Während die beiden genannten Gesteinszüge die Gerlostäler geradeaus in annähernd ONO-Richtung durchqueren, zeigt das südlich davon gelegene Gebiet nicht mehr eine solche regelmäßig gürtelförmige Verteilung der Gesteine, sondern ein keilförmiges Ineinandergreifen bei zum Teil meridionaler Gesamtabgrenzung der Gesteinsbereiche.

Der Zentralgneis, welcher im Westen von Maierhofen bis ins Wimmertal und dann wieder im Osten vom Schönachtal bis Krimml bis zur Südgrenze des Hochstegenkalks sich ausbreitet, weicht an der rechten Seite des Schönachtals bis zum Hintergrund des Tales zurück. Ebenso rückt die Grenze des Porphyrgnitgneises am Kamm zwischen Schönach- und Wimmertal gegen Süden bis ober die Wimmertalgrundalm zurück. Den Raum zwischen beiden Gneisrändern nehmen Phyllite und quarzitisches Schiefer der Unteren Schieferhülle ein, die mit dem Porphyrgnitgneis im Westen sich verzahnen, von dem Gneis im Osten z. T. tektonisch abgetrennt sind. Im Süden aber setzen sich die Schieferhüllengesteine über das oberste Wimmer- und Schwarzachtal in den Zillergund hinüber fort, den Porphyrgnitgneis von der Hauptmasse des Zentralgneises abtrennend.

Wie aus dem beigefügten Übersichtskärtchen ersichtlich ist, dringen die Randteile des Zentralgneises keilförmig von beiden Seiten in die Schieferhülle ein und lassen nur einen tief in den Gneiskörper eingreifenden Rest der Schieferhülle zwischen sich übrig. Das Streichen desselben ist gleich wie in den außerhalb dieser Schieferbucht gelegenen Zonen.

Der südlichste, mächtigste der Hochstegenkalkzüge endet im Schönachtal, indem er unter die Phyllite hinabsinkt, und nur der nördliche schwächere Zug setzt sich zusammenhängend bis Krimml fort.

Im nachfolgenden sollen nun die einzelnen Schichtgruppen und Gesteine und ihre Verbreitung näher beschrieben und dann der geologische Bau besprochen werden.

Untere Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone.

Die Schieferhülle²⁾ besteht hier teils aus tonerereichen Ablagerungen, teils aus sehr quarzreichen. Erstere breiten sich als Phyllite im Schönachtal

¹⁾ Die Ortsnamen und Höhenangaben sind hier und im folgenden der neuen Karte der Zillertaler Alpen 1:25.000, herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein, entnommen.

²⁾ Verschiedene Autoren haben Einwendungen gegen die weitere Verwendung der Bezeichnung „Schieferhülle“ erhoben, ohne daß bisher aber ein befriedigender Ersatz geboten worden wäre. Solange Alter und Tektonik dieser Serien noch nicht besser sichergestellt sind als derzeit und deshalb eine enger umgrenzte Bezeichnung noch nicht auf allgemeine Verwendung rechnen kann, scheint es mir besser, die rein beschreibende Bezeichnung „Schieferhülle“ einstweilen beizubehalten, da sie in ihrer Bedeutung allgemein bekannt und im Schrifttum eingebürgert ist und keine Aussagen über noch unentschiedene Fragen enthält. Die Benennung *metascisti* und *parascisti* (Bianchi und Dal Piaz) besagt noch weniger als die bisher üblichen Bezeichnungen, die Staubschen Deckenbenennungen zu viel.

von der Lackenalm talaufwärts bis ober die Pasteinalm aus, letztere bilden eine vorwiegend aus Grauwacken und quarzitischen Schiefern bestehende Schichtfolge südlich der Phyllite, die bis in den Zillergrund sich erstreckt.

Die Phyllite sind grünlichgrau bis silberglänzend, je nach der Ausbildung der Serizithäute, welche die Flächen des dünnblättrigen Schiefers bedecken, während im Querbruch die dünnen, feinkörnigen Quarzfasern sichtbar werden. Die Ausbildung schwankt zwischen quarzarmen, sehr feinblättrigen glatten Phylliten, wie sie am Grat Gamsspitzl—Ankenspitze, am Katzenkopf südlich Hauerspitze u. a. O. anstehen, und quarzreicheren, mit kräftigen Quarzfasern, die dann nicht selten in Quarzlagenphyllite übergehen, z. B. beiderseits am Ausgang des Steinkars (Ankenspitze W.).

Als spätere tauernkristalline Bildung ist Eisenkarbonat (Ankerit und seine Umwandlungsprodukte) weit verbreitet in den Phylliten, gewöhnlich in etwa hanfkorngroßen, spätigen Körnern, mitunter auch größere. In dem Phyllit zwischen dem Hochstegenkalk und den Biotitgneisen am Kamm südlich der Hauerspitze treten kopfgroße Nester von derbem Quarz und großen Eisenkarbonatkristallen auf. Ankeritphyllite sind hauptsächlich im Gebiet zwischen Steinkar—Siehelkopf und Hauerspitze—Schwarzer Kogel verbreitet, nördlich davon, zwischen den beiden Kalkzügen, tritt er ganz zurück. Biotit tritt als Neubildung im Phyllit des Hüttenkars auf (siehe Abschnitt: Biotitgneis). Zwischen der oberen Schwarzachalm und dem Kolmjoch, wo der Phyllit zwischen den beiden Kalkzügen ausläuft, treten außer der Ankeritbildung auch primäre kalkige Lagen im Phyllit bis Muskowitglimmerschiefer auf.

Im inneren Popbergkar streicht ein Zug von schwarzen, lagenweise graphitisch abfärbenden Phylliten aus, begleitet von dichten, grauen Quarzitäben und von glimmerreichem Biotitparagneis und von gewöhnlichem Phyllit. Dieser schmale Schichtzug läßt sich von der Popbergalmhütte bis zum „Übergangl“ (bei P. 2532) verfolgen und setzt sich, nach dem Hangschutt zu schließen, auch auf der Wimmertalseite noch fort. Im obersten Teil des Inneren Popbergkars gesellen sich dazu auch lichtgraue grobkörnige Quarzite sowie Bänke, die nach ihrem Aussehen und Mineralbestand (Ortho- und Plagioklas, Quarz, Serizit, Biotit) als glimmerarmer Gneis erscheinen. Die Struktur läßt im Dünnschliff aber Zweifel aufkommen, ob nicht eine Feldspatkörner führende Grauwacke vorliegt. Quarz erscheint teils in feinkörnigen Fasern, teils in großen Körnern, ebenso der Feldspat. Der Serizit durchzieht in Fasern das Gestein, der Biotit tritt in wenigen großen Täfelchen auf, sehr ähnlich den neugebildeten Biotiten in der Granitnähe. Das Gestein ist auch kataklastisch. Im Felde legt die Vergesellschaftung mit grobem, lichthem Quarzit die Deutung als Grauwacke nahe.

Beiderseits wird die Zone von den Biotitgneisen, z. T. von deren klein-faltelig-lagigen Ausbildung eingeschlossen.

Schwarze graphitische Tonschiefer durchsetzen, nach reichlichen Rollstücken zu schließen, auch den Schwarzen Kopf an seiner Nordseite. Von der Westseite des Schwarzen Kopfs stammen Rollstücke von Granatphyllit, der auch Biotit (z. T. Querbiotite) führt.

Eine Zone von grobklastischem Sediment ist das nahe südlich des „Übergangl“ eingelagerte Konglomerat, worüber weiter unten berichtet wird.

Reichlich Gerölle führende metamorphe Grauwacken stehen „auf den Platten“ östlich des Schwarzen Kopfes und an diesem selbst an, in dem Übergangsbereich der Ankeritphyllite in die Quarzserizitschiefer. Sie führen z. T. nur rundliche, weiße Gerölle (Quarz und Albit?), teils Gerölle verschiedener Gesteinsart und Größe (schön geglättete Quarzkiesel, feinschichtige Quarzite, die auf S. 278 beschriebenen grauen, feinkörnigen Feldspatbiotitgesteine u. a.), beides Typen, wie sie in den Tuxergrauwacken und am Pfitscherjoch vorkommen.

Im obersten Schönachtal gehen die Phyllite allmählig in die Reihe der Grauwacken und Quarzite über. Der Quarzgehalt nimmt zu, der Glimmer individualisiert sich zu größeren Muskowitschuppen, es entwickeln sich größere Quarzmuskowitschiefer, daneben stellen sich weiße, feinkörnige Quarzite mit silberigem Glimmerbelag ein. Gegen Westen werden die Phyllite von Porphygramitgneis verdrängt und erreichen nicht mehr die Sohle des Wimmertals oder nur in einzelnen schmalen Zwischenlagen, gegen Süden grenzt der Gneis unmittelbar an die Serizitquarzite.

Die quarzitisches Schichtfolge breitet sich im Schönachtal vor der Gletscherzunge an beiden Talseiten aus und erreicht ihre größte Entfaltung im oberen Wimmertale, wo sie vom Nordende des Wimmersteinkars bis in die oberste Talmulde unter den Wimmerscharten reicht; im Schwarzachtal nimmt sie infolge der geringeren Süderstreckung des Tales nur das obere Ende desselben ein von ungefähr 2300 m der Talsohle bis auf das Höhenbergnieder. Die Schichtfolge tritt in bedeutender Mächtigkeit über den Hauptkamm in den Zillergund über, dessen Sohle sie zwischen Häusling und Höhenbergalm überschreitet. Ihr Streichen in ONO-Richtung (bei sehr steilem N-Fallen) leitet an der linken Talseite weiter zu der von Fr. Beeke (10) angegebenen Einschaltung von Glimmerschiefern in aplitisch entwickeltem Zentralgneis südlich der Ahornspitze. Beeke zählt als derselben Zone zugehörig bereits Glimmerschiefer zwischen Schönach- und Wimmertal auf.

Die quarzitisches Serie ist im ganzen gut kenntlich durch ihre sehr lichte Färbung, durch den Quarz als weit vorherrschendem Gemengteil und die bankige bis schieferige Absonderung, weist aber im einzelnen mancherlei Abarten auf.

Im Querbruch sind die Gesteine weiß oder lichtgrau, die glimmerbedeckten Schieferungsflächen meistens lichtapfelgrün oder silberglänzend weiß, im oberen Wimmertale finden sich auch blaßweinrote Quarzschiefertafeln. Der Glimmer erscheint auch im Dünnschliff noch blaßgrün gefärbt (|| der Spaltbarkeit nahezu farblos). Das Korn wechselt von sehr feinkörnig bis mittelkörnig.

Abgesehen von den Schwankungen im Glimmergehalt und in der Struktur (Quarzserizitschiefer, Serizitquarzite, Quarzgrauwacken) bringt der Eintritt von Feldspat in den Mineralbestand besondere Abarten mit sich in Form von Grauwackengneisen, die durch Metamorphose von Arkosen sich gebildet haben. Die Feldspate sind als mattweiße Körner schon dem freien Auge meist gut sichtbar; u. d. M. erweisen sie sich teils als Orthoklas, teils als Plagioklas, darunter auch Schachbrettalbite, von abgerundet rechteckiger Form, mit dem längeren Durchmesser in die Quarz- und Glimmerfasern augenartig eingeschlichtet oder auch schräg dazu gestellt, der Glimmergehalt ist gewöhnlich gering.

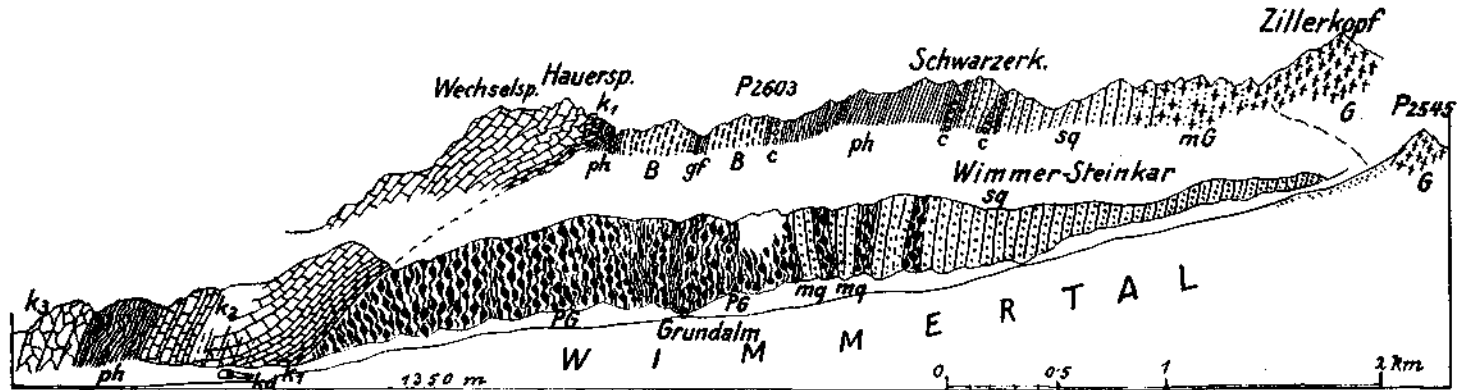


Fig. 2.

G = Granitgneis; *mG* = migmatischer Verband von *G* und *sq*–*mg*; *PG* = Porphyrrgranitgneis mit Schieferzwischenlagen und Quetschzonen; *B* = Biotitgneis des Popberggebietes; *ph* = Phyllite; *c* = Konglomerate im Ankeritphyllit und in der Übergangzone von *ph* und *sq*; *gf* = Grafitischer Schiefer und Quarzit; *sq* = Serizitquarzite; *mg* = Muskovitquarzschiefer; *k*₁ = glimmerführende basale Kalke, und Kalkschiefer; *kd* = weißer dolomitischer Kalk; *k*₂ = graue, gebankte, bituminöse Kalke; *k*₃ = lichter, schwach geschichteter Kalk.

Im Wimmertal beobachtet man bereits in einzelnen Lagen der Grauwackengneise und der Serizitquarzschiefer einzeln größere dunkle Biotite, teils in der Schieferungsfläche liegend, seltener quergestellt. Im Schlift treten sie als große, wohlerhaltene, sehr dunkel gefärbte und stark pleochroitische Biotittafeln auffällig aus den kleiner körnigen, bzw. feinschuppigen Flasern des grünlichen Glimmers und der Quarze hervor.

Im Zillergrund vermehrt sich der neugebildete Biotit beträchtlich bis zur Ausbildung von biotitreichen Zweiglimmerschiefern. Der Biotitgehalt wechselt dabei lagenweise rasch, und auf wenige Meter Querschnitt kann man biotitfreie weiße Quarzschiefer oder Grauwackengneise, mit mehr oder weniger reichlich biotitführenden Lagen wechseln sehen. Gegen den Südrand der Zone hin treten größere biotitfreie Folgen von lichtgrünlichen Serizitquarzschiefern auf (zwischen Blirschenklamm, und Höhenbergbach) die wieder völlig gleich jenen im Wimmertal sind. Die stärkere Biotitbildung im nördlichen Teil kann auf die hier erfolgte Einschaltung feinkörniger Biotitorthogneise bei der Walfalm und der ober Egglofen sichtbaren stärkeren Durchmischung der Schiefer mit granitischem Material zurückgeführt werden.

Die Mächtigkeit der Serie ist im Zillergrund noch ungefähr die gleiche wie im Wimmertal.

Die oben beschriebenen phyllitischen und quarzitären Gesteinsarten sind aus den übrigen Teilen der westlichen Hohen Tauern als Bestandteile der Unteren Schieferhülle bekannt. Die ankeritführenden Schiefer (Spatschiefer) sind sowohl in den Greiner Schiefen als auch in Begleitung der Tuxer Grauwacken weitverbreitet. Ebenso beteiligen sich graphitische Schiefer und Konglomerate an diesen Formationen.

Weißer Quarzite, Quarzserizitschiefer, Grauwackengneise sind nach Sander (11) an der Tuxer Grauwackenzonen, also der Unteren Schieferhülle stark beteiligt. In der Zone der Porphyrmaterialschiefer als der Fortsetzung der Tuxer Grauwacken kommen ebenfalls weiße quarzitären Schiefer z. B. am Farmbichel vor. Sander stellte bereits fest, daß gleichartige quarzitären Gesteine auch als Basisschichten des Hochstegenkalks im Tuxer Gebiet sich vorfinden. Becke (6) hat eine mindestens 600 bis 700 m mächtige Folge von lichtgrünen Serizit- und Serizitalbitquarziten als Liegendes der Triaskalke der Gschößwand bei Maierhofen beschrieben. Der Gschößwandtrias entspricht östlich Maierhofen die Trias der Gerlossteinwand, welche sich bis Gmünd im Gerlostal fortsetzt und hier beiderseits von mächtigen Quarzserizitschiefern und Quarzgrauwacken umschlossen wird. In ihrem weiteren Verlauf auf dem Spezialkartenblatt Rattenberg hat Th. Ohnesorge sie als „Lichtgrüne Serizitgrauwacke mit Orthoklas- und Quarzkörnern“ und „Weiße Quarzkörnergauwacken“ eingetragen. In seiner 1929 (12) veröffentlichten stratigraphischen Gliederung stellt er sie über die Trias, er gibt aber auch in seiner dem Alter nach unter die Trias eingeordneten Gruppe von Tonschiefern und Kalktönschiefern weiße, grobe Quarzserizitschiefer als zugehörig an. Lithologisch entsprechen die Gesteine jedenfalls der quarzitären Serie im Schönachtal—Zillergrund, abgesehen von dem neugebildeten Biotit in letzterer Serie und ihrer vollständiger ausgeprägten Kristallisations-schieferung. Altersbeziehungen zur Trias lassen sich an ihr nicht feststellen, da Triaskalke in ihrem Bereich fehlen, der Hochstegenkalk ist durch eine Schubfläche von ihr getrennt.

Von den Ankeritphylliten sind die quarzitischen Schiefer weder durch eine tektonische Grenzfläche noch durch eine Ablagerungsdiskordanz getrennt, beide gehen ineinander über.

Das Nordostende der Habachzunge des Zentralgneises begleiten am Gehrkogel bei Bramberg weiße, feinkörnige Muskowitquarzite, welche mit der quarzitischen Serie der Gerlostäler sowohl hinsichtlich ihrer Lage am Gneisrand als auch petrographisch viel Ähnlichkeit besitzen (3). Glimmer ist im Gehrkogelquarzit im allgemeinen weniger enthalten, neben Muskowit kommt auch Biotit vor. Ein Teil der Gehrkogelquarzite ist feldspathaltig (Plagioklas, seltener Mikrokin). Diese Quarzite sind durch Übergänge — auch dem Streichen entlang — mit den paläozoischen Phylliten und Tonschiefern südlich der Salzach verbunden und demnach auch selbst als paläozoisch zu betrachten. Beide sind durch die in ihnen bei Bramberg eingeschlossenen Porphyroide an die Zone der Porphyrmaterialschiefer angeschlossen. Gesteinsähnlichkeit und geologische Position lassen für die Phyllit-Quarzit-Folge im Schönachtal—Zillergrundgebiet gleiches Alter für wahrscheinlich annehmen, trotz dem Fehlen der Porphyroide, es bleibt aber die Frage noch offen, ob man alle angeführten quarzitischen Serien einander im Alter gleichstellen kann oder ob es sich dabei um Wiederholung gleicher Gesteinsfazies in verschiedenen Altersstufen handelt.

Verband mit dem Zentralgneis.

In den weißen Quarzserizitschiefern an der rechten Seite des obersten Schönachtals, an der Felsstufe unter dem Keeskar stellen sich gegen ihren Südrand hin allmählig dünnflaserige Lagen mit Feldspatgehalt ein und weiterhin weiße, glimmerarme, aplitische feinkörnige Bänke mit runden Feldspatporphyroblasten (einschlußfrei, mit klaren Spaltflächen). Nur die Gleichrichtung der wenigen Glimmer gibt dem Gestein eine Paralleltexur. Aus ihm gehen ohne deutliche Abgrenzung feinkörnige, Biotit in sehr kleinen Schüppchen enthaltende Gneise hervor. In einzelnen dickeren Bänken erreichen die Feldspäte 1 cm Durchmesser. Gegen S folgen dann stark flaserige Granitgneise mit augenartig eingefaserten Feldspäten.

Die Felsköpfe im Keeskar, unter P. 2547, bestehen aus grobkörnigem Biotitgranit. Näher gegen den Gletscher hin zeigt der Zentralgneis wieder starke Schieferung und eingeschaltet darin biotit- und chloritreiche Schiefer, die wohl den im angrenzenden Wildgerlostal öfter vorkommenden Biotit-schieferzügen im Zentralgneis entsprechen.

In der Übergangszone Quarzitschiefer—Gneis treten häufig Nester und dicke Adern von Quarz auf.

Übereinstimmende Entwicklung der Grenzregion besteht auch an der linken Talseite nahe der Gletscherzunge. Es erscheinen zuerst kleine, runde Feldspatporphyroblasten (4 bis 6 mm) im Quarzmuskowitschiefer, dann folgen durch Übergänge verbunden feinkörnige aplitische Lagen ohne deutliche Porphyroblasten und gneisige feinkörnige Bänke, die neben Muskowit auch Biotit führen von durchschnittlich 0.5 cm Durchmesser. Dazwischen liegen wieder deutliche Quarzmuskowitschiefer. In einer gneisigen Bank wurde ein Einschluß von dichtem quarzitischem Gestein gefunden.

Es entwickeln sich in großer Mächtigkeit gneisartige Bänke, oft intensiv kleinfältelig, deren Zuordnung zum Zentralgneis oder zu den gefeldspateten Grauwacken kaum mehr zu entscheiden ist.

Die Grenzzone zieht vom oberen Ende der Trogwand des Tales und der Seitenmoräne zum Kamm nördlich des Zillerkopfs. Auch hier durchschwärmen sie und noch einen beträchtlichen Teil der Quarzmuskowitschiefer große Nester und Adern von Quarz. Die ganze Gesteinsfolge beiderseits des Tales liegt konkordant, Quergriffe der granitischen Gesteine wurden nicht beobachtet, wohl aber ist eine der Schieferung folgende aplitische Bänderung oftmals zu beobachten.

An der Mündung der Höhenbergklamm im Zillergrund steht zunächst dem Grauwackenrand feinkörniger Biotitgranitgneis an, ähnlich dem unter der Walflalm, weiter talein folgen sehr feinkörnige biotitreiche Gneise mit

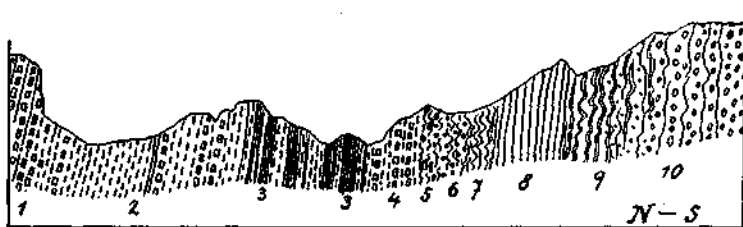


Fig. 3.

1 = Porphyrgranitgneis, 2 = feinkörniger Biotitgneis mit einzelnen porphyroblastischen Bänken (Feldspäte 0,5–1 cm), 3 = glimmerreiche, kleinschuppige Biotitschiefer, 4 = feinkörnige Biotitgneise, bankweise mit rechteckigen Feldspatporphyroblasten, 5 = dieselben Gneise stark verschiefert, 6 = daraus hervorgehend muskovitreiche Schiefer mit glasigen runden Quarzkörnern in den Glimmerfasern, übergehend in 7 = blätterige glimmerige Schiefer mit kleinknotiger Oberfläche; 8 = weiße, dünn-tafelige Serizitquarzschiefer mit mehlfinen Quarzlagen; 9 = rostig anwitternde weiße Serizitphyllite, pyrithältig, übergehend in 10 = grobkörnige Serizitquarzgrauwacken, gut geschiefert und geflasert, grünlichweiß bis grau.

ausgeprägter Schiefer- und Lagenstruktur und erst bei der Sonnseiteggalm setzen grobkörnige etwas flaserige Granite ein, entsprechend jenen am Kamme Zillerkopf—Aukarscharte, mit schönen großen Biotiten und Feldspateinsprenglingen von mäßiger Größe und in geringer Menge oder auch ohne solche. Gegen Au hin und dortselbst enthält er oft basische Konkretionen und biotitreiche, hornblendeführende (?) Lagen, die zu einer losen Bänderung überleiten.

Der Kontakt der quarzischen Schichtgruppe mit dem Porphyrgranitgneis in ihrem Norden vollzieht sich im Wimmertal in ähnlicher Weise wie jener am Schönachkees in Gestalt einer mehrmaligen Wechsellagerung granitischer und sedimentärer Gesteinslagen, doch heben sich hier im allgemeinen die beiden Bereiche deutlicher voneinander ab, es besteht kein so allmählicher Übergang.

An der rechten Talseite des Wimmertals, von den Grundalmhütten tan einwärts steht zunächst ein längeres Stück weit der Porphyrgranitgneis an in dessen südlichem Teil ein Zug von biotitreichem, bräunlichem Zweiglimmerschiefer mit Lagen von feldspatreichem Biotitorthogneis sich einschaltet. Dann folgt bereits eine lichtgraue feldspathaltige Grauwacke, die gegen S in einen feinkörnigen Muskowitquarzschiefer übergeht.

Es folgen hierauf der Reihe nach: stark verschieferter Porphyrgnitgneis, Muskowitquarzschiefer, Granitgneis (quarzreich, stark verschiefert), Serizitquarzschiefer (silberglänzend weiß, dünnfaserig), feinkörniger Gneis (die Dünnschliffuntersuchung macht es aber wahrscheinlicher, daß es sich um ein metamorphes klastisches Sediment handelt. Man sieht gleichmäßige Kornfasern von Quarz und Plagioklas mit Serizitfasern wechseln und in diesem Grundgewebe, zumeist $\parallel s$ eingeschichtet hypidiomorphe größere Plagioklase.) Daran reiht sich die geschlossene große Folge der Quarzite und Grauwacken, am Nordrand strichweise etwas biotitführend.

Im Schwarzachtale grenzen Porphyrgnitgneis und Quarzserie ohne Übergang oder Wechsellagerung in der auf dem Profil Fig. 3 ersichtlichen Weise aneinander. Die starke Umformung der randlichen Gneise in diaphoritische, glimmerreiche Schiefer mit Quarzknötchen läßt auf tektonischen Charakter der Grenze schließen.

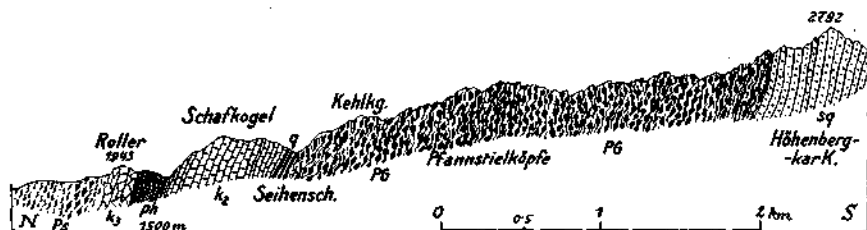


Fig. 4.

PG = Porphyrgnitgneis mit Schieferlagen und Quetschzonen; sq = Serizitquarzite; ph = Phyllit; g = Quarzite, in Wechsellagerung mit Kalk (siehe Fig. 5); k₂ = gebankte, graue, bituminösriechende Kalke; k₃ = schwach geschichteter lichter Kalk; Ps = Porphyroide und begleitende Schiefer (Porphyrmaterialschiefer).

Im Zillergrund steht an der rechten Bergflanke ober der Waltalm der Biotitgranitgneis an, bei der Almhütte Muskowitquarzschiefer mit einzelnen Biotittäfelchen, die sich weiter bergab beträchtlich vermehren und so einen glimmerreichen Zweiglimmerschiefer ergeben. Beim Abstieg nach Häusling folgt in der steil N-fallenden Schichtfolge ein feinkörniger, nur schwach parallel texturierter Biotitorthogneis, der sich nach Struktur und Mineralbestand deutlich von den Grauwackengneisen unterscheidet (Mineralbestand nach Dünnschliffbefund: Mikroklin in besonders großen, einschlußreichen Körnern, Albit oft in Gruppen kleiner Körner, Biotit in kleinen Schuppen verteilt, Serizit in Nestern). Unter Hochstein setzt dann die Hauptmasse der Quarzite in großer Mächtigkeit ein (Beschaffenheit siehe oben).

Steigt man von der Waltalm über Egglofen gegen den Gamskogel hinauf, so trifft man über dem Granitgneis wieder auf eine Schieferzone. Sie zeigt deutliche Injektionserscheinung in Form schlieriger Vermischung von körnigem, granitisch-aplitischem Material mit Biotitschlieren, große Feldspäte von Einschlüssen durchzogen, alles ohne Kataklyse mit unversehrten großen Biotiten; gegen N schließt sich eine breite aplitische Zone an, die im N an Porphyrgnitgneis grenzt.

Weiter gegen N, ober dem Saukopf, streichen neuerlich breite Züge biotitreicher Schiefer zwischen Porphyrgnitgneis aus, die sehr wahrscheinlich

Paraschiefer sind und ebenso wie der Gneis von schmalen Bewegungszonen mit starker Durchbewegung und Diaphtorese durchzogen werden.

In gleicher Weise schalten sich auch im Gneisprofil des Schwarzach- und des Wimmertales zwischen die deutlichen Porphyrgneise oftmals schieferige Gesteinszüge ein, welche zum Teil tektonische Umwandlungsformen des Orthogneises sind, zum Teil aber die Tracht von Paraschiefern mit später gebildetem Feldspat haben. Die Unterscheidung wird dadurch erschwert, daß strichweise auch letztere Schiefer von tektonischer Umprägung erfaßt wurden und im Endergebnis beider Vorgänge das Ausgangsgestein sich nicht mehr sicher erkennen läßt.

Bei den in diesen Gneisprofilen auch zu beobachtenden feinkörnigen, glimmerarmen Gneisen mit Albitporphyroblasten ist es ebenfalls unsicher, ob sie den Orthogneisen oder gefeldspateten Grauwacken zuzurechnen sind. Die Phyllite mit kleinen Feldspatäugen und Biotitfädelchen sind gefeldspatete Schiefer mit neugebildetem Biotit. Manche sehr feinkörnige, quarzitisches aussehende Gesteinsbänke sind Mylonite.

Bemerkenswert und häufig ist ein Gesteinstypus, der in einem feinflaserigen, phyllitischen Grundgewebe Einsprenglinge von Feldspat (0.5 bis 2 cm lang) eingeschlossen enthält. Die von den vielen Einsprenglingen immer wieder unterbrochenen Phyllitlagen sind mit grüngrauen Serizithäuten überzogen, in die aber auch viel Biotit eingesprengt ist; im Querbruch trennen sehr dünne, graue Quarzfasern die Serizitlagen und glänzen nicht selten große, dunkle Querbiotite auf. Die Feldspäte sind in langprismatischen Kristallen gut erhalten, welche zum Teil Karlsbader Zwillingbildung an den glänzenden Spaltflächen zeigen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß die großen Porphyroblasten zumeist Mikrokline sind, Albit erreicht nur selten gleiche Größe und kommt oft eingeschlossen im Mikroclin vor. Außer ihm ist Quarz und Biotit an den zahlreichen Einschlüssen beteiligt, letzterer mitunter schon am Handstück sichtbar. Auch randlich sind manche Porphyroblasten stark mit ihrer Umgebung verwachsen. Die Erhaltung einer geregelten Anordnung der Einschlüsse ist aber kaum erkennbar.

Die Phyllitlagen schlingen sich nicht lidartig um die großen Feldspäte herum wie in den flaserigen Porphyrgneisen, sondern schneiden an ihnen ab. Im allgemeinen sind sie mit ihren Längsachsen nicht in s eingeregelt, doch dürfte eine Stellung subparallel zu s häufiger sein als quer dazu. Die ausgeprägte dünnstriefige Struktur des Grundgewebes steht im Gegensatz zu der unregelmäßigen Stellung und gut ausgebildeten Kristallform der großen Feldspäte und ist wohl nur durch spätere Bildung derselben zu erklären durch eine vom Granitmagma ausgehende Zufuhr von Alkalien. Bei postkristalliner Deformation (in den Quetschzonen) sind sie von verflasertem Porphyrgneis nicht mehr zu unterscheiden.

Dieser Gesteinstypus stimmt mit porphyroblastischen Injektionsgesteinen am Ostende der vorderen Sulzbachzunge, welche L. Kölbl (2) von der Wildalm bei Habach beschrieben hat, gut überein.

In den phyllitischen Gesteinen tritt die Feldspatneubildung deutlicher in Erscheinung und kommt wohl auch stärker zur Entwicklung als in den körnigen Quarzitschiefern und Grauwacken am Rand der Hauptzentralgneismasse. Ein quergreifendes Eindringen des Magmas fehlt in beiden

Fällen, an seiner Stelle erfolgte eine Durchtränkung mit magmatischen Stoffen entlang der Schieferungsfugen.

Die Metamorphose (Tauernkristallisation), welche den Zentralgneis umgewandelt hat, erfaßte auch die Gesteine der Kontaktzone und hat beide einander petrographisch angeglichen, so daß in bestimmten Fällen die Unterscheidung unsicher bleibt. Die Zunahme der Porphyroblastenbildung in den Hüllschiefern mit Annäherung an den Zentralgneis und die Zunahme des Biotits in gleicher Richtung sprechen dagegen, daß die Wechsellagerungen in der Grenzzone durch vorkristalline tektonische Vorgänge erzeugt wurden. Die primären Feldspatkörner in den Quarziten und Grauwacken haben klastische Umgrenzung und sind viel kleiner, megaskopisch meist kaum hervortretend. Die Grenzzone beiderseits des Schönachkees hat keine postkristalline Durchbewegung mehr erlitten, in den Injektionszonen des Porphyrgnitgneises ist eine solche nur strichweise erfolgt in den Quetschzonen.

Der Zentralgneis steht also im Gerlosgebiet mit der Unteren Schieferhülle im Intrusivverband und ist demnach jünger als diese.

Eine „unterste Schieferhülle“ im Sinne von F. Angel und F. Heritsch (13) läßt sich im Schönach- und Wimmertale nicht abtrennen von der übrigen Schieferhülle und ebenso nicht die von A. Bianchi und G. B. Dal Piaz (14) aufgestellte Gruppe der „metascisti“ von den der unteren Schieferhülle zugehörigen „parascisti“. Die magmatisch durchtränkte Grenzzone zwischen Gneis und Schieferhülle läßt sich hier nicht als „Altkristallin der zweiten und dritten Tiefenstufe“ (A. und H.) ansprechen, sondern ist eben nur die migmatitische Fazies der Phyllit-Quarzitserie, die mit dem Ausklingen der magmatischen Einwirkung ohne scharfe Grenze in die Quarzmuskowitschiefer usw. übergeht, wies es auch bei einer quergreifenden Durchhäderung der Fall wäre. Mit den metascisti ist die Grenzzone zwar der Gesteinsart nach generell verwandt — im einzelnen bestehen aber beträchtliche Verschiedenheiten —, für die von Dal Piaz den metascisti zugeschriebene Altersverschiedenheit gegenüber den parascisti fehlt jedoch bei der Schichtfolge im Schönachtal jeglicher Anhaltspunkt. Eine stratigraphische Grenze zwischen jener Kontaktzone und dem übrigen Teile der Quarzit-Phyllitserie ist nicht zu beobachten, es herrscht allmählicher Übergang in der konkordanten Schichtfolge; die nächste tektonische Grenze liegt erst an der Basis des untersten Hochstegenkalkzuges. Falls sich diese, wie im tektonischen Teil näher besprochen wird (S. 290), vom Ende dieses Kalkzuges im Schönachtal noch weiter gegen Osten durch die Phyllite zur Steinkarscharte fortsetzt, so trennt sie auf dieser Strecke nur mehr Teile der gleichen Phyllite voneinander, entspricht also auch nicht mehr einer Serien-, bzw. Altersgrenze im Sinne obiger Autoren, zudem ja schon die Phyllite südlich dieser Störungsfläche nicht mehr dem entsprechen, was die Autoren als „unterste Schieferhülle“, bzw. „metascisti“ beschreiben.

Die Biotitgneise der Popbergalm.

Besondere Verhältnisse, die eine eingehendere Darlegung notwendig machen, bestehen am Ostende des Porphyrgnitgneises, wo dieser zwischen Wimmer- und Schönachtal im Phyllit endet. Die in den unteren Steilhängen an der rechten Seite des Wimmertals breit entfalteten Porphyrgnitgneise erreichen gegen Osten nicht mehr die Kammhöhe gegen das Schönachtal. Der Grat zwischen der Hauerspitze und dem Schwarzenkopf

wird im südlichen Teile von den Ankeritphylliten und ihren Abarten eingenommen, im nördlichen Teil aber von einem biotitgneisartigen Gestein gebildet, welches im Streichen an die Stelle des Porphyrgnitgneises eintritt, während der Phyllit nur mehr in zwei schmalen Zügen den Grat erreicht. Auf der Schönachseite des Kammes keilen die „Biotitgneise“, wie sie im folgenden der Kürze halber genannt werden, in drei Lager geteilt im Phyllit aus: ein schmales kommt im Äußeren Popbergkar zum Ende, ein zweites bildet den Felsgrat (Saukopf) ober der Popbergalmhütte, welcher sich zum Kugelaten Hauer (P. 2610) fortsetzt, und das dritte baut den Hüttenkopf auf und erreicht südlich des „Übergangl“ den Grat.

Die Abgrenzung der beiden Gesteine ist unscharf: an der Grenze entwickelt sich sowohl im Phyllit (z. B. oberstes Hüttenkar) als auch im Biotitgneis (äußeres Hüttenkar u. a. O.) eine feinelagige Struktur, sehr dünne feinstkörnige weißliche Lagen wechseln mit glimmerreichen, d. h. im Phyllit mit grauen serizitischen Blättern, im Biotitgneis mit grünlich-chloritischen, biotitreichen Lagen, wobei oft auch gleichzeitig eine intensive Kleinfältelung (Zickzackknitterung) auftritt. Im oberen Teil des Hüttenkars stellen sich in Begleitung der (ankeritführenden) Lagenphyllite geflaserte, im Querbruch nahezu dichte, lichtgraue Bänke ein, die sehr große Ankerite, in geringer Menge Biotit und stellenweise lichtgrüne epidotische Schlieren enthalten. Die Verschieferungsflächen sind mit serizitischem oder chloritischem Belag überzogen, durch Vermehrung der (gut parallel geordneten) Biotittäfelchen gehen solche Bänke dann in die Biotitgneise über, denen oft wieder besonders biotitreiche, dünnschieferige, auf den Schieferungsflächen mit Biotitflasern und feinen Chloritschuppen überzogene Lagen eingeschaltet sind. Die Übergangszone Phyllit-Biotitgneis durchziehen Quarzadern bis zu 2 m Dicke. Auch die oben schon erwähnten Quarznester mit großen Eisenkarbonatkristallen im Phyllit südlich Katzenkopf liegen nahe dem Biotitgneisrand.

Im Gelände und am Handstück lassen sich zwei, durch Übergänge miteinander verbundene Abarten des Biotitgneises unterscheiden: die vorherrschende und am besten der Bezeichnung Biotitgneis entsprechende ist im ganzen lichter gefärbt und zeigt in einem sehr feinkörnigen bis fast dichten Grundgewebe von weißlicher, lichtgrauer oder blaßgrünlicher Färbung in reichlicher Menge dunkelbraune Biotittäfelchen, einzeln oder in Flecken gesammelt, gut parallel eingeordnet. Immer sind auch einzelne schräg oder quer zu s gestellte Biotite zu sehen. Der Hüttenkopf z. B. und der Saukopf sind aus diesem Typus aufgebaut.

Besonders biotitreiche, stark verschieferte Lagen nähern sich im Aussehen stark den Biotitschiefern im Zentralgneis des Wildgerlostals. Auch im Porphyrgnitgneis des Wimmertals und Schwarzachtals trifft man ähnliche biotitreiche Schiefer.

Die andere Abart ist bezeichnet durch die dunklere und stärker grüne Färbung, hervorgerufen durch reichlichen Gehalt an Hornblende, die zusammen mit Biotit die nur unvollkommen entwickelten s-Flächen überstreut.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt weitere Verschiedenheiten in Zusammensetzung und Struktur der im Felde mehr einheitlich erscheinenden Biotitgneise.

Hinsichtlich der Struktur findet man u. d. M. einerseits solche mit mehr oder weniger deutlicher divergentstrahliger Struktur, andererseits solche die

granoblastisch struiert sind und eine mindestens durch die Lage der Biotite ausgedrückte Paralleltextur besitzen.

Die divergentstrahlige Struktur, welche der grünen Varietät zukommt, ist mit freiem Auge nicht erkenntlich. U. d. M. sieht man schmale Leisten eines albitreichen Plagioklases in regellos verschränkter Anordnung, daneben auch einzelne Plagioklase von einsprenglingsartiger Größe (mit gefülltem Kern und klarer Randzone) und Mittelstufen zwischen beiden Größen. Ferner Quarz und als dunkle Gemengteile Biotit und Hornblende, gleich groß und gleichmäßig verteilt, letztere dunkelgrün, schwach pleochroitisch, langprismatisch; außerdem Zoisit und Epidot in reichlicher Menge als sekundäre Bildungen. Die dunklen Gemengteile zeigen Ansätze zu flaseriger Anordnung.

Die andere Strukturgruppe, den helleren Biotitgneisen in der Hauptsache entsprechend, zeigt u. d. M. ein sehr feinkörniges Grundgewebe, das in einer Abart von einem gleichmäßig feinkörnigen Gemenge von Feldspat und Quarz gebildet wird, in einer anderen Ausbildung außerdem blaßgrüne Hornblende in feinen, langen Nadeln und in reichlicher Menge Körner eines Minerals der Epidotgruppe enthält oder schließlich in einer dritten Abart von ausgeprägt parallel geschichteten Schüppchen von Chlorit durchzogen wird neben reichlichem Zoisit und Epidot. Bei allen sind in das Grundgewebe große Idioblasten von dunkel gefärbtem Biotit oder Gruppen von solchen in mehr oder weniger paralleler Stellung eingebettet, einzelne aber auch diagonal oder quer dazu. In der hornblendeführenden Abart sind vereinzelt auch ein paar größere Plagioklase, Nester größerer Quarzkörner und im Grundgewebe auch kleine Biotitschuppen zu sehen.

Die Biotitgneise wurden in den Schriffen mit einer Ausnahme alle frei von Kataklase befunden, immer sind die großen Biotite unversehrt von mechanischer Deformation und ohne Umwandlungsercheinungen und in der Regel ohne Einschlüsse. Von den kleingefalteten randlichen Lagen wurde kein Schliff angefertigt.

Als eine bemerkenswerte Besonderheit findet sich in dem Übergangsbereich Biotitgneis-Ankeritphyllit im Hüttenkar eine brecciös-konglomeratische Lage. Sie ist teils brecciös, teils konglomeratisch, wobei in letzterem Teile flachwellige, unregelmäßig umgrenzte Geschiebe mit glatter, oft glänzender, stellenweise schwach gestriemer Oberfläche, mit ihrer flachen Form in die Bindemasse eingeflasert und auch mit dieser verbogen erscheinen. Ihre Größe schwankt von Erbsengröße bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Im Handstück sieht man am frischen Bruch, daß die Geschiebe aus einer äußerst feinkörnigen grauen Gesteinsmasse bestehen ebenso wie die Bindemasse; beide entsprechen dem Grundgewebe der benachbarten Übergangsgesteine zwischen Phyllit und Biotitgneis. Die Bindemasse ist reichlich von feinglimmerigen serizitischen, auch biotithältigen Flasern und Flecken durchzogen.

U. d. M. bestätigt sich die Übereinstimmung, u. zw. bestehen die Geschiebe aus einem teils divergentstrahligen, teils \pm || geschichteten Aggregat schmaler Plagioklasleisten (mit kleiner maximaler Auslöschungsschiefe); darin stecken einzelne große — auch im Handstück sichtbare — Plagioklase gleicher Art, kleine Fetzen von Biotit in geringer Menge und viel feiner schwarzer Erzstaub. Die Bindemasse besitzt im wesentlichen gleichen Mineralbestand und ähnliche Struktur, ist aber grobkörniger und führt bedeutend mehr Biotit, wobei Biotit, Chlorit, Epidot einerseits, und die großen

Plagioklase andererseits sich oft gruppenweise zusammenscharen. Die großen Plagioklase in beiden Teilen des Gestein löschen undulös aus, andere Zeichen an Kataklasten fehlen.

Die petrographische Verwandtschaft der Geschiebe und der Binde- masse läßt zwei Deutungen zu: entweder als Tuffkonglomerat, bzw. fluviatile konglomeratische Umlagerung eines Ergußgesteins oder als metamorphe tektonische Breccien-, bzw. Konglomeratbildung innerhalb eines Eruptiv- gesteinslagers.

Am Ausgang des Hüttenkars, im Streichen des obigen Konglomerat- lagers, steht neben Biotitgneis ein feinkörniger Grauwackengneis an, der reichlich Muskowit und große weiße, oft stark gestreckte Feldspatkörner führt. U. d. M. sieht man in einem Flaserwerk von kleinen, oft in s platt- gedrückten Quarzen und Fasern von Serizit und Biotit große flache, rund- liche Quarze und abgerundet rechteckige Plagioklase eingebettet. Das ganze Gestein ist auch mäßig kataklasisch. Außer diesem primär klastischen Gestein aus der Konglomeratzone habe ich auch in einem Schriff aus einer dem Kon- glomerat benachbarten, besonders glimmerarmen Gesteinsbank Anzeichen primärklastischer Herkunft gefunden, sowohl in dem sehr feinkörnigen Quarzfeldspatgrundgewebe als auch in der geröllförmigen Rundung eines großen Plagioklases in demselben. Während das Grundgewebe in diesem Schriff kataklastisch ist, sind die Biotitporphyrblasten frei davon. Das Gestein enthält viel spätes Karbonat (nach dem Feldbefund wahrscheinlich Ankerit) in Einzelkörnern und in Nestern, nicht selten zusammen mit den Biotiten, und reichlich Erzstaub.

Der Mineralbestand der Biotitgneise: Plagioklas, Biotit und Hornblende als Hauptgemengteile und Quarz, Epidot, Zoisit als Nebengemengteile verweist auf ein diabasisches oder dioritisches Ausgangsgestein, die mitunter vorhandene ophitische Struktur eher auf ersteres, doch sind auch von dioritischen Ge- steinen ähnliche Strukturen beschrieben worden.

In den Tauern können die als Floitite bezeichneten metamorphen Eruptiva von dioritisch-syenitischem Chemismus zum Vergleich herangezogen werden, unter denen zunächst der Flugkogelgneis im Gasteinertal nach der Beschrei- bung von L. Schurk (15) viel Ähnlichkeit besitzt, wenn er auch i. d. R. einen höheren Biotitgehalt als die Gerloser Biotitgneise zu besitzen scheint, ein Unterschied, der auch gegenüber den von Becke und Köhler (16) bear- beiteten gangförmigen Floititen besteht. Ebenso sind auch die Grünschiefer (Prasinite) der Hohen Tauern durch die Vorherrschaft der dunklen Gemeng- teile (Hornblende, Biotit, Chlorit) unterschieden von den Biotitgneisen. Unter den von mir (3) beschriebenen Biotitchloritschiefern im Habachtal finden sich einzelne besonders feldspatreiche, die wenigstens dem Mineralbestand nach näher stehen. Für eine Herleitung des Biotits aus Hornblende, wie sie Schurk für den Flugkogelgneis annimmt, habe ich in dem Gerloser Material keine Anhaltspunkte gefunden. Der Flugkogelgneis wird als eine in die untersten Lagen der Schieferhülle eingedrungene basische Randbildung des Zentralgneises angesehen. In diesem Sinne können auch die Popbergbiotit- gneise als randliche Differenziate des Porphyrgranitgneises betrachtet werden. Als Analogon dazu treten in den peripheren Lagengneisen des Tuxerkernes neben den Porphyrgneisen Biotitgneise und Biotitschiefer, sowie Amphibolite und Garbenschiefer auf.

Die starke Zunahme der Mächtigkeit der Biotitgneise auf der Popbergalm gegen Westen, also mit der Annäherung an den Porphyrgranitgneis spricht dagegen, daß es sich um Gänge von Floitit handelt, die nach der Intrusion gefördert wurden und hauptsächlich im Randgebiet der Intrusion zum Durchbruch gekommen wären, wie dies anderwärts bei solchen Gängen mehrfach beobachtet wurde. Das Eingreifen des granitischen Magmas in die Ankeritphyllite würde auch das schmale Auslaufen der Randfazies im Phyllit bedingen. Die sowohl im Biotitgneis wie im Phyllit im Grenzbereich beobachtete Kleinfältelung kann als Auswirkung des Intrusionsvorganges aufgefaßt werden.

Gegenüber der Möglichkeit, daß man die Biotitgneise, soweit sie Abkömmlinge von Eruptivgesteinen sind, als Vertreter der Grünschiefer der Tauern ansprechen und dementsprechend als Ergüsse oder deren Tuffe in den Phylliten erklären könnte, ist zu bedenken, daß die Schieferhülle der Gerlostäler südlich des Hochstegenkalks sonst völlig frei von solchen ist und Grünschiefer auch im übrigen Teil der Schieferhülle in der Gerlos sehr selten sind.¹⁾ Es wäre also wohl ein besonderer Zufall, wenn gerade am auskeilenden Ende des Porphyrgranitgneises sich Grünschiefer im Phyllit in solcher Mächtigkeit einstellen würden. Zudem bereitet die Gesteinsart des Biotitgneises, wie oben angedeutet, dieser Deutung Schwierigkeit.

Als ein Beleg für diese Deutung könnte das Konglomerat im Hüttenkar herangezogen werden, sofern man es nicht als rein tektonische Bildung betrachtet. Daß es heftige tektonische Beanspruchung durchgemacht hat, ist deutlich sichtbar an der Knetform der Gerölle, ihrer glatt gewetzten Oberfläche und der starken Verflaserung und Fältelung der Bindemasse. Dagegen ist u. d. M. im Feinbau nur wellige Auslöschung der großen Plagioklase und mitunter Verbiegung der großen Glimmer in der Bindemasse zu sehen, während im übrigen die divergentstrahlige Struktur und die wellige Fließformen bildende parallele Einordnung der unversehrten Feldspatleistchen und die dicken Bündel der Biotit- und Chloritfäulechen im Gegensatz zu dem megaskopischen Bild stehen und nur durch eine posttektonische oder die Tektonik bedeutend überdauernde Kristallisation verständlich sind. Die undulöse Auslöschung der großen Plagioklase kann von einer späteren schwächeren tektonischen Inanspruchnahme herrühren.

Das Konglomerat liegt, wie oben ausgeführt wurde, in einer schmalen Zone feinklastischer Gesteine als grobklastische Bank. An der Stelle, wo die klastische Zone in den Granitbereich eintritt, legt sie sich konkordant an die Randfazies an.

Eine rein tektonische Entstehung des Konglomerates ist nicht ausgeschlossen und müßte präkristallin erfolgt sein, also nicht gleichzeitig mit den Zerquetschungszonen im Granitgneis, doch spricht die Selbständigkeit der Geschiebe, ihre Loslösbarkeit aus der Bindemasse mehr für eine sedimentäre Entstehung der Gerölle.

Die Gerölle im Konglomerate zeigen gegenüber dem Biotitgneis aber Unterschiede in der Struktur und im Mineralbestande, welche gegen ihre Ableitung von Biotitgneis sprechen. (Dem Gneis fehlt die feinleistenförmige

¹⁾ An der Ostseite des Schwarzen Kopfes habe ich ein paar Rollstücke von Grünschiefer gesehen, die wohl von einem kleinen Lager in den Wänden dieses Berges herkommen.

Ausbildung der Plagioklase in den Geröllen und ihre Regelung, der Gneis enthält viel mehr dunkle Bestandteile, führt Quarz, Epidot und Hornblende, welche dem Geröllgestein ganz bzw. zum großen Teile fehlen.)

In den Konglomeraten östlich des Schwarzen Kopfes („Auf den Platten“) finden sich Gerölle völlig gleicher Gesteinsart wie jene des Konglomerates im Hüttenkar, auch die Bindemasse jener Konglomerate ist sehr ähnlich. Kataklastik fehlt in gleichem Ausmaße wie dort, die Gerölle sind z. T. schön gerundet und geglättet, die Verbiegung und Verflaserung tritt hier aber nicht auf.

Es wurden oben schon verschiedene Umstände aufgezählt, welche die Biotite in der klastischen Zone und in den randlichen Phylliten als Neubildungen erscheinen lassen (Querbiotite, Fehlen der Biotite im granitfernen Phyllit u. a.). Der steigende Gehalt an solchem Biotit verbindet die randlichen Teile mit dem Biotitgneis und leitet, durch Rekurrenzen abgestuft, allmählich zu den Biotitgneisen über, so daß eine Grenze zwischen Eruptivgestein und Sedimenten kaum mehr gezogen werden kann. Die Biotitisierung als Kontaktbildung bekräftigt die Auffassung der Biotitgneise als Randfazies, die im übrigen davon unabhängig ist, ob man das Konglomerat als sedimentogen oder tektonogen erklärt.

Zentralgneis.

Meine Untersuchungen im Gerlostale erstreckten sich im allgemeinen nur auf die randlichen Teile des Zentralgneises, ein tieferes Eindringen in das Massiv stand außerhalb des gewählten Zieles, weshalb hier nur randliche Teile desselben näher behandelt werden, hauptsächlich die in die Schieferhülle hineinragenden Gneiskeile zwischen Zillergund und Wildgerlostal.

Der nördlichste derselben, der Granitgneis des Hanger, zeigt in den besser erhaltenen Partien flaserige Struktur mit dunkelgrüngrauem, verschmiertem Glimmermaterial (Serizit, Biotit, Chlorit); die Feldspatfasern sind grobkörnig mit beginnender kataklastischer Zerbrechung, zeigen aber noch größere glänzende Spaltflächen. Quarz tritt im Handstück wenig hervor. Daneben kommen feinkörnige, glimmerarme Abarten mit kleinen Biotitschuppen, ohne deutliche Paralleltexur und mit serizithelegten Ablösungsflächen vor.

Diesen Typen gegenüber überwiegen die stärker mylonitisierten Formen.

Eine Mittelstufe (Osthang des Silberköpfls) weist noch einzelne sehr große Quarzkörner und viele in wechselndem Grade zerquetschte große Feldspate (bis zu 4 mm Größe) in einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Feldspat auf, von grüngrauem Glimmermaterial ungleichmäßig durchsetzt. Im ganzen zeigen diese Granitgneise ein mehr oder weniger brecciöses Aussehen, Flaserung ist nur schwach entwickelt. Im Dünnschliff sieht man ein regelloses Gemenge von zerdrücktem Feldspat und Quarz, darunter einsprenglingsartig große, zerbrochene Mikrokline, Mikropertithe und Schachbrettalbit oft mit stark weniger Auslöschung. Teilweise bilden plattgepreßte Quarze und Feldspatkörner kurze Fasern, sonst ein unregelmäßiges, brecciöses Gemenge. Auch Verbiegungen feinverzwillingter Plagioklase sind zu sehen. Serizit und dunkelbraungrüne chloritische Substanz füllen schmale Klüfte oder sammeln sich in kurzen Fasern.

Bei weiter fortgeschrittener Zermahlung entwickeln sich daraus phyllitartige Gesteine, welche auf der Schieferungsfläche von feinrunzeligen oder

schuppigen Serizithäuten überzogen sind, im Querbruch mitunter kleine Körner von Quarz hervortreten lassen oder nur mehr eine dichte, feinelamellierte, graue Gesteinsmasse zeigen. Ein Schliff aus solchem Mylonitschiefer an der Basis des Hangergneises im Schönachtal zeigt u. d. M. ein feinstkörniges, schieferig geordnetes Gewebe von Serizit, Quarz und Feldspat. Ersterer bildet dicke Strähne oder dünne parallele Flaserlagen, welche Reste von flachlinsig zerdrücktem Kalifeldspat umschließen. In größeren Fasern ist zum Teil Plagioklas erkennbar, auch Quarz bildet stellenweise gröbere Körnerhaufen, sonst bilden beide ein äußerst feinkörniges Gemenge, das auch von feinen blaßgrünlichen Glimmerschüppchen durchsetzt wird; durch Zunahme der letzteren entwickeln sich Übergänge zu den Serizitsträhnen. Kalzit ist in einer Reihe größerer Körner \parallel s eingestreut.

Sowohl der Feldbefund als die Schliiffuntersuchung ergibt, daß der Hangergneis aus einem porphyrisch struirierten Granit hervorgegangen ist durch Metamorphose und heftige rupturale Umformung.

Am Südrand des Hangergneises, am unteren Rand der Felshänge im Schönachtal stehen unter den dunkelgrauen Phylloniten weiße, feinstlagige Mylonitschiefer an, mit silberigen Serizitbelagen auf den Blätterungsflächen und enger Knickfältelung; nach oben wechsellagern sie mit den grauen Phylloniten. Auf der Wildgerlosseite des Kammes, südlich des Ankenkares stehen im Liegenden des Hangergneises flaserige, lichtgraue bis grünliche serizitreiche Schiefer an, welche große (bis zu 1 cm Durchmesser) glasige, flachgedrückte Quarze augenartig von den Fasern umschlossen enthalten. Die weißen Serizitmylonite fehlen hier. Am Rand gegen die im Süden folgende Hochstegenkalklage liegen Phyllite mit kleinen, weißen Feldspatkörnern im Querbruch, die sich nicht deutlich von dem obigen Quarzflaserschiefer abgrenzen lassen, aber eher schon zu den Grauwackenschiefern zu stellen sind.

Die Gneismasse der Ankenspitze besteht ebenso wie der Hanger aus Porphyrganitgneis, der aber im allgemeinen weniger stark postkristallin deformiert ist als der Hangergneis. Er ist im inneren Teil hauptsächlich ein paralleltexturierter bis flaseriger, ziemlich glimmerarmer Porphyrganitgneis. Die randlichen Teile sind aber nachkristallin stark verformt und mylonitisiert.

Im Steinkar treten gegen den Westrand hin brecciöse Gneise auf — ähnlich jenen am Silberköpfl —, welche im Querbruch eckige und rundliche Feldspäte (von 2 bis 3 mm Durchmesser) in dem schwach lagigen und von Glimmerzügen schütter durchsetzten Gestein hervortreten lassen. U. d. M. zeigt eine Probe ähnliche Bilder wie der oben beschriebene Mylonit vom Hanger (Ostseite), doch sind neben dicken Serizitfasern auch Biotite sowohl in lockeren Schnüren als auch eingeschlossen in den Serizitsträhnen und mit ihnen in enge Fältchen verbogen vorhanden. Die Glimmerfasern umfließen lidartig große Feldspäte, auch in den sehr feinkörnigen Quarzfeldspatkornfasern stecken große perthitische, wellig auslöschende Kalifeldspäte und auch Plagioklase.

Unmittelbar am Rand gegen die Phyllite steht weißlicher, dickflaserig verkneter, glimmerarmer Muskowitgneis an, eine ursprünglich aplitische Randfazies des Granits andeutend.

In der gleichen Richtung weist die Ausbildung des Ankenspitze-gneises an seinem Nordrand im Ankenhochkar und ober dem Sonntagshals (P. 2435).

Der Gneis ist am Rande weiß oder lichtgrau, hochgradig kataklastisch, glimmerarm (Muskowit) und quarzreich, wobei infolge der stärkeren Zertrümmerung des Feldspats die Quarze besonders heraustreten. Gegen innen geht er bald in deutlichen, aber immer noch stark kataklastischen Porphyrgneis über.

Im ganzen hebt sich der Gneisrand von dem angrenzenden Phyllit deutlich ab, im kleinen ist aber die Grenze verwischt durch die tektonischen Einwirkungen auf beide Gesteine, zum Teil auch durch Verquarzung. Der Phyllit weist keine Anzeichen einer magmatischen Kontaktwirkung auf, beachtenswert ist aber, daß ober dem Sonntagshals im Phyllit Platten von weißem Quarzerziphyllit (im Querbruch sehr feinkörnigen), welcher jenem an der Hangerbasis im Schönachtal gleicht und vielleicht Abkömmling aplitischer Lagergänge ist, liegen.

Die heftig gefalteten Lagenphyllite, welche nördlich vom Ausgange des Steinkars an den Gneis angrenzen, werden mehrfach von dicken, weißen Quarzadern durchzogen.

Der durch die Schieferinschübe an den Steinkarscharten abgetrennte südliche Teil der Ankenstanzmasse, welcher den Gerlosturm aufbaut, zeigt deutlich den Charakter eines flaserigen Porphyrgneises: sehr viel flachtafelige Kalifeldspäte (oft Karlsbader Zwillinge) mit bis zu 2 cm Längsquerchnitt liegen eingefasert und meist auch linsig zerdrückt zwischen Körnerfasern von Quarz, Feldspat und feinschuppigem Glimmer (Biotit und Muskowit). Ganz übereinstimmende Flaserporphyrgneise stehen an den Felsköpfen im Schönach-Keeskar an.

Die tektonische Umformung des Hangergneises erlischt im Wildgerlostal, soweit ich bei einer Begehung in der Talsohle gesehen habe. Die Felsen am rechtsseitigen Rand des Finkaubodens bestehen aus einem grobkörnigen, nur schwach paralleltexturierten Biotitgneis, der keine Spuren von Mylonitisierung trägt. An dem Talriegel unter der Drißalm ist der Gneis zwar ausgeprägt kristallisationsschieferig, aber ohne freiaugig sichtbare postkristalline Deformation, wie sie dem Streichen gegen W folgend am Sedlkopf und auf der Ankenhöhe der Gneis sehr deutlich zeigt.

Am linken Talgehänge des Wildgerlostales stehen am Aufstieg zur Weißkaralm dunkle, glimmerreiche, gut geschieferte feinkörnige Gneise an, lagenweise mit feinperlgneisartiger Struktur und ähnlichen biotitreichen feinkörnigen Gneisen begegnet man bei der genannten Almhütte, die beide wohl schon den am Grat ober dem Weißkar und weiter südlich auftretenden Biotitschiefern nahestehen. Im allgemeinen bauen sich die linke Talflanke und die Seitenkämme bis gegen den Südrand des Mitterkars hin aus flaserigem Porphyrgneis auf, der sich über den Sichelkopf ins Schönacher Keeskar fortsetzt. Im südlichen Teil des Mitterkars werden die Feldspateinsprenglinge kleiner und schlechter ausgebildet — nehmen dabei aber stellenweise sehr an Zahl zu — und es ergibt sich so ein allmählicher Übergang in den recht gleichmäßig ausgebildeten paralleltexturierten bis flaserigen, mittelkörnigen Biotitgneis, welcher den Hintergrund des Wildgerlostals bis zum Wildgerlossee einnimmt. An den Steinkarscharten im obersten Weißkar, im Mitterkar vom Ebenen Kees abwärts und am Stauriegel des Wildgerlossees sind dem Zentralgneis je 2 bis 3 gering mächtige aber ausgedehnte Lager von dunkelbraunen, feinschuppigen, tafelig brechenden Biotitschiefern

eingelagert. Sie gehen in feinkörnige biotitreiche Gneise über und werden auch von aplitischen Lagen begleitet.

Im Mitterkar beobachtete ich in ihnen schmale Quarzgänge mit engwelliger, vor der Metamorphose der Schiefer erfolgter Faltung. An der südlichen Steinkarscharte sieht man dagegen sehr deutlich einen Aplitgang nachkristallin den Biotitschiefer quer durchdringen begleitet von Neubildung von Feldspat im umgebenden Schiefer, so daß dieser in einen von Feldspatporphyroblasten durchsetzten Biotitgneis umgewandelt ist.

Die Biotitschiefer entsprechen petrographisch und geologisch gut den von Br. Sander (11) beschriebenen im Zentralgneis des Tuxerkammes.

Der nördliche Zentralgneis im Wimmer- und Schwarzachtal ist, wie schon angegeben, größtenteils als Porphyrgranitgneis ausgebildet mit Einsprenglingen von Kalifeldspat von 2 bis 5 cm Länge — ausnahmsweise erreichen sie sogar 1 dm Länge — in einem mittelkörnigen Grundgewebe, dessen Feldspate auch oft noch eigenförmig sind. Manche Teile zeigen nur eine unvollkommene Parallelrichtung der Biotite bei sonst unregelmäßigem Gefüge und regelloser Stellung der Einsprenglinge, häufiger sind sie mehr oder minder deutlich kristallisationsschieferig mit Einschlichung der Einsprenglingsfeldspate in s, bis zu stark flaserigen Augen- und Flasergneisen. Neben den porphyroiden Typen kommen auch feinkörnige, biotitarmer Granitgneise ohne Einsprenglinge vor, in aplitische, muskowithältige Fazies übergehend. Als Seltenheit findet man Einschlüsse von Biotitschiefer in den Gneisen.

Am Nordrand, wo er vom Wimmertal bis ins Zillertal an Hochstegenkalk grenzt, ist er durchwegs postkristallin stark tektonisch durchgearbeitet und diaphoritisiert. Dabei werden Feldspateinsprenglinge zu kleinen Linsen verdrückt und verschwinden schließlich ganz, es bilden sich dicke Serizitlagen und Flaser aus bis endlich ein grünlichgrauer phyllitischer Schiefer vorliegt, in dem nur noch größere Quarzkörner im Querbruch aus dem feinstkörnigen und schuppigen Gestein sich herausheben.

Solche Phyllonite traf ich am Nordrand im Wimmertal und am Brandberger Kolm. Am Kamm zwischen Wimmer- und Schwarzachtal liegen an der Seihenscharte (siehe Profil Fig. 5) unter dem Hochstegenkalk und seinen basalen Quarziten feinschieferige Muskowitglimmerschiefer, die im Querbruch wieder die runden, glasigen Quarze zeigen, dort und da auch Feldspatreste. Diese Schiefer erreichen hier größere Mächtigkeit als sonst, indem sie sich bis zum Inneren Schafkogel (Kehlkogel, P. 2238) erstrecken. Bei P. 2204 werden sie reicher an Feldspat, auf dem Kehlkogel stehen aber wieder (megaskopisch) feldspatfreie Glimmerschiefer mit Quarzen an, die in manchen Lagen eher Grauwacken gleichen als Gneisphylloniten. Ich vermute, daß in diesem Profil Zwischenlagen von Gesteinen der unteren Schieferhülle, die lagenweise verfeldspatet waren, in die Tektonisierungszone miteinbezogen worden sind. Auch am Südhang des Brandbergerkolm beobachtet man noch einzelne Lagen von Muskowitglimmerschiefer, doch ist eine Zuordnung einzelner solcher Lagen zu echten Gneisphylloniten oder sedimentären Schiefeln kaum möglich.

Der phyllonitisierte Rand des Porphyrgranitgneises im Wimmertal und am Kolm ist nur einige Meter mächtig, dann tritt schon der Charakter der schieferigen Porphyrgranitgneise deutlicher in Erscheinung.

Die Quetschzonen im Inneren des Porphygranitgneises haben gleiche Phyllonite und Diaphtorite erzeugt, wie sie in der nördlichen Randzone auftreten.

Den phyllonitisierten Zonen am Rand und im Inneren entspricht in Beckes Profilen vom Eingang in den Zemmgrund (6, Excursionsführer) die „kataklastische und serizitisch geschieferte“ Randzone bei Hochstegen und die kataklastisch-schieferigen Zonen weiter taleinwärts im Gneis, den Porphygranitgneisen Wimmertal—Zillergrund die Porphygranitgneise des Grünberges (Tuxerkamm). Darauf folgt bei Becke im Süden die „Zone biotitreicher Gneise mit aplitischen Zwischenlagen und Einschaltung von Glimmerschiefern,“ letztere am Ahornspitz und „zwischen Schönach- und Wimmertal“. Er deutet sie als Reste von Schiefermulden im Gneis. Zu den von ihm erwähnten Spuren von Konglomeratschiefern in dieser Zone kann man nun auch die Konglomerate südlich der Popbergalm zählen. Diese in der Tiefe des Zemmales schmale und nur aus biotitreichen Gneisen und Aplit zusammengesetzte Zone trennt nach Becke die Porphygranitgneise von der Hauptmasse der hellen Granitgneise seines „Tuxerkerns“. Letzterer entspricht dem Zentralgneis im obersten Wildgerlostal.

Durch die Einfügung der Biotitschiefer in den Zentralgneis im Wildgerlostal ergibt sich eine petrographische Parallele mit der Gneisfolge am Schrammacher im Tuxerkamm, welche nach Sander Eigenschaften seiner B-Gneise und der A-Gneise in sich vereinigt. Eine typische Vertretung der B-Gneise Sanders fehlt im Gerlostal (Knollengneise, Garbenschiefer im Wechsel mit Porphy- und Aplitgneisen wurden in letzterem nicht angetroffen).

Auf der dem Excursionsführer von Becke und Löwl (6) beigegebenen Karte i. M. 1:500.000 ist die aplitische Gesteinszone mit Glimmerschieferfaltungen von der Ahornspitze gegen NO weitergeführt über die Hintergründe der Gerlostäler als Randfazies der Zentralgneise. Ihrer Lage nach entspräche sie dem Zug der Quarzserizitschiefer usw., da der Zentralgneis auf dieser Strecke keine aplitische Randfazies oder mindestens keine so ausgedehnte hat. Nur der Gneiskeil des Hanger ist gesondert als „porphyrtiger Augengneis“ eingetragen. Auch das Auskeilen der Porphygranitgneise Grünberg—Maierhofen im Schönachtal ist bereits angedeutet. Da Becke die Aplit—Glimmerschieferzone gegen Westen bis zum Westrand der Gneise im Tuxertal weiterzeichnet, so erscheinen die Porphygranitgneise als völlig abgetrennter nördlicher Teil des „Tuxerkerns“, dessen Hauptteil südlich der Zone liegt, worauf weiter unten noch Bezug genommen werden wird.

Hochstegenkalk.

Der Kalkzug Brandbergerkolm—Schafkogel—Hauerspitze—Ißanger, der die östliche Fortsetzung des namengebenden Kalkes von Hochstegen bei Maierhofen ist, läßt folgende lithologische Gliederung erkennen:

1. Zunächst über dem Gneis, bzw. Phyllit liegen dünnfänelige, seltener dickbankige gelbe oder gelblichweiße Kalke, deren Schichtflächen gewöhnlich mit feinen Muskowitschuppen fleckig überstreut sind. Sie sind mehr oder weniger kristallin, die Mächtigkeit ist gering. Am Kolm und im Wimmertal sind graue, schieferige Kalke ihnen beigelegt. An der Basis der Kalkwände, an der rechten Seite des Wimmertals liegt, durch eine Schutt-

halde von der Hauptwand geschieden, am Rand des Talbodens gegenüber Zettach ein weißer, dichter, nur undeutlich dickgebänkter Dolomit. Fallstücke zeigen, daß er auch höher hinauf in die Kalkwände sich fortsetzt.

2. Den Hauptanteil des Kalkzuges nehmen dunkelgraue, seltener mittel- bis hellgraue, sehr feinkristalline bis dichte Kalke ein, abwechselnd dünn- tafelig und dickbankig; auch schwärzliche, dünn- tafelige Lagen mit Pyrit kommen im Wimmer- und am Kolm darin vor. Beim Anschlagen riecht er meist nach H_2S .

Die Gesamtmächtigkeit des Hochstegenkalkes beiderseits des Wimmer- tals beträgt annähernd 550 bis 650 m, am Brandbergerkolm etwa 400 bis 500 m.

Eine Ausnahme von dieser Gliederung stellt das Profil des Kammes zwischen Wimmer- und Schwarzachtal (Schafkogel) vor, insofern hier die

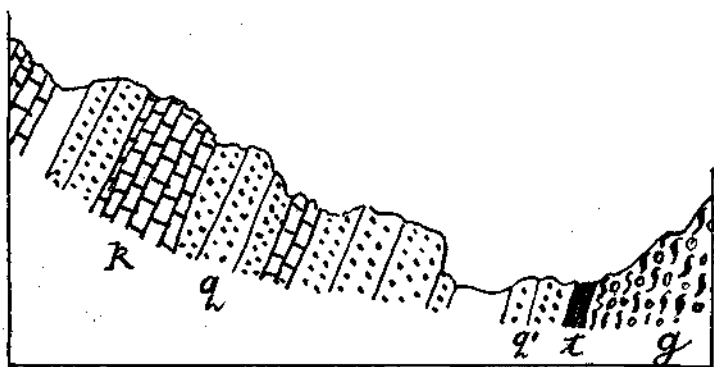


Fig. 5. Profil der Seihenscharte.

k = dunkelgrauer, zuckerkörniger Kalk, teils dünn- teils dickbankig; *q* = feinkörniger, massiger Quarzit, dickbankig; *q'* = gleicher Quarzit, stark eisenschüssig; *t* = schwarze, feinblättrige glänzende Tonschiefer; *g* = feingeschiefter Muskovitglimmerschiefer, im Querbruch mit großen Quarzkörnern und wenigen Feldspateinsprenglingen, Schicht- flächen kleinknotig.

untere Gruppe fehlt, es setzen über dem Gneis (siehe Profil 5) gleich dunkel- graue, zuckerkörnige, dünn- und dickbankige Kalke, stellenweise mit H_2S - Geruch ein, weiter im Hangenden werden sie hellergrau und am Nordrand des Zuges stehen lichtgraue, dünn- tafelige Kalke mit gelblicher Anwitterung an.

Andererseits sind hier basale Schichtglieder vorhanden, welche in der übrigen Erstreckung des Kalkzuges nicht angetroffen wurden: wie aus Profil Fig. 5 ersichtlich, sind in die untersten Kalkbänke konkordant geringmächtige Lagen von Quarzit eingelagert, ohne Anzeichen einer tektonischen Ein- schiebung. Es sind graue, dichte Quarzite mit glimmerbedeckten Bankungs- flächen, übergehend in eine feinkörnige lichtgraue bis weißliche Abart mit parallel eingesprengtem Muskovit. Das unterste Lager ist stark eisenschüssig; als tiefstes folgt ein schwarzer feinblättriger, glänzender Tonschiefer über den phyllonitischen Glimmerschiefern (siehe S. 284).

Da sich der ganze Kalkzug vom Schafkogel nach beiden Seiten hin in voller Breite ununterbrochen in die von solchen Basisquarziten freien Schicht- profile fortsetzt, handelt es sich bei der Schafkogelentwicklung also entweder

um eine örtlich beschränkte Faziesabweichung, die durch das häufige Vorkommen solcher Basisquarzite der Kalke im Tuxertal, der Brennergegend u. a. O. als keineswegs ungewöhnlich erscheint, oder es sind hier die gelben glimmerhältigen Kalke und der weiße Dolomit tektonisch unterdrückt, bzw. bei jeder der Schichtreihen eines der basalen Glieder tektonisch ausgeschaltet. Eine tektonische Unterdrückung könnte in beiden Fällen an der Hauptstörungsfläche zwischen Gneis und Kalk eingetreten sein, höher im Profil, im Kalkzug selbst habe ich weitere Schubflächen nicht beobachtet.

Obige Zweigliederung kommt auch in Beckes Profil am Eingang in den Zemmgrund zum Ausdruck. Im Tuxergebiet entspricht Sanders rein petrographisch definiertem „Tuxermarmor“ das Hauptgestein der oberen Abteilung und die basalen gelben Kalke, seinem „Pfitscher Dolomit“, der nach Sander (17) über der tiefsten Tuxermarmorlage aufzutreten pflegt, der Gesteinsart nach die weißen dolomitischen Gesteine der unteren Abteilung.

In den Profilen von H. Dünner (18) und P. Bleser (19) von der Westseite des Tuxerkammes ist der Hochstegenkalk ebenfalls in eine untere geringmächtige Gruppe von gelblichen oder weißen kristallinen, glimmerhältigen, teilweise dolomitischen Kalken (als „normale Trias der Venedigerdecke“ bezeichnet) und in eine mächtige obere Masse von grauen, H_2S -haltigen Kalken („Hochstegen- oder Saxalmwandtrias“ genannt) gegliedert.

Beide sind aber auf einen großen Teil ihrer Erstreckung durch zwischen-geschaltete Quarzite, metamorphe Arkosen, Biotitschiefer und Disthenschiefer u. a. getrennt und werden von den Autoren deshalb als zwei verschiedenen tektonischen Schuppen der Venedigerdecke zugehörig und als äquivalente Fazies betrachtet. Es ließe sich aber diese Lagerung auch als eine tektonische Zerreißung und Verschuppung innerhalb einer und derselben stratigraphischen Schichtfolge deuten, die hauptsächlich an der Grenze der dünnschieferigen Horizonte gegen die geschlossene Masse des oberen Hochstegenkalkes erfolgt ist, oft aber auch die untere Abteilung noch mehrfach verschuppt und zu Wiederholungen ihrer Schichtglieder geführt hat. Die weißen, feinkörnigen Dolomite, welche die beiden Autoren Sanders Pfitscherdolomit gleichstellen, liegen nach ihren Profilen über der „Hochstegentrias“ und werden als Trias einer höheren Decke (Glocknerdecke) angesprochen. Der Pfitscherdolomit Sanders liegt aber nicht wie Dünner schreibt „über der Tuxermarmorlage“, sondern pflegt nach Sander „über der tiefsten Tuxermarmorlage“ aufzutreten, über ihm folgt also gegebenenfalls wieder Tuxermarmor.

Im Gerlosgebiet sind zwischen untere und obere Abteilung keine silitischen kristallinen Schiefer eingeschaltet, beide Abteilungen sind zu einer geschlossenen Folge durch Übergänge verbunden und bilden hier jedenfalls nicht zwei altersgleiche Fazies.

Über die Zurechnung des ganzen Hochstegenkalkes zur Trias bleibt mangels von Fossilien die Diskussion noch offen. Gesteinsanalogien allein sind bei metamorphen Kalken und Dolomiten der Zentralalpen dafür noch keine ausreichende Unterlage.

Den Hochstegenkalkzug Kolm—Hauerspitze begleitet nahe nördlich davon ein zweiter schmalerer Kalkzug, der vom Sattel zwischen Brandbergkolm und Thorhelm über die Schwarzaachalmen zum Roller, dann über Sauwand, Schöntalerkarl, Lärchkogel (nördlich Kirchspitze) ins Schönachtal

verläuft; an der rechten Seite des Schönachtals tritt zu beiden Seiten des Hangergneises je ein Kalklager auf. Der nördliche, der die Fortsetzung des obigen bildet, zieht über den Pfannkogel zum Finkauboden im Wildgerlostal und findet sein Ende in dem öfter genannten Kalk des Steinkarkogel-Nordgrates, der bis Krimml reicht.

Soweit meine Beobachtungen reichen, besitzt dieser beträchtlich weniger mächtige Kalkzug auch eine einfachere und abweichende Gesteinsbeschaffenheit als der südliche Hauptzug. Am Roller, Sauwand und Westseite des Pfannkogels, herrscht ein lichtgrauer bis mittelgrauer, selten dunkelgrauer (Silberköpfl) dichter Kalk, der meistens ungeschichtet oder undeutlich gebankt ist. An der Sauwand ist er weißaderig genetzt.

Der Kalk an der Südseite des Hangergneises hat dagegen eine dem südlichen Hauptzug entsprechende Gesteinsfolge: unten gelblichweiße, gelb

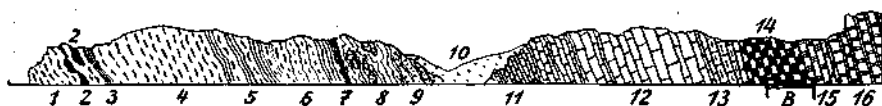


Fig. 6. Straßenprofil an der rechten Flanke des Schönbergerbach-Grabens.

1 = weiße Quarzgrauwacken; 2 = Grünschiefer; 3 = schwarze Tonschiefer; 4 = weiße und grünliche Quarzgrauwacken (wie bei Gmünd) im oberen Teil mit Zwischenlagen von gelblichen und grünlichen serizitischen Tonschiefern (5); 6 = weiße Quarzite und weiße und graue quarzitisches und serizitische Schiefer; 7 = schwarze, blätterige, feinschichtige, graphitische Tonschiefer; 8 = dunkle, graue, rostige Tonschiefer mit vielen Quarznestern; 9 = grünliche, sandige, feinfaltige, phyllitische Tonschiefer mit quarzitischen Bänken; 10 = Schutthalde; 11 = sehr lichtgrauer bis weißer, dünn tafelförmiger dolomitischer Kalk, teilweise mit feinen Glimmerhäutchen oder tonigen Überzügen auf den Tafelflächen; 12 = graue, dichte Kalke, gut gebankt, etwas muschelig brechend, dazwischen auch dünn tafelförmige hellere Lagen; 13 = weißer, dickbankiger dolomitischer Kalk; 14 = dunkelgrauer bis schwarzer, etwas toniger, dichter Kalk und dunkle, weißaderige dünne Bänke; 15 = hellere graue Kalke; 16 = weißer oder gelblichweißer, porzellanartig dichter dolomitischer Kalk, tafelig bis dickbankig, flachmuschelig brechend, Kanten durchscheinend; B = Brückenkopf.

anwitternde Kalkbänke mit Glimmerbelag, begleitet von lichtgrauen bis weißen Bänken, nach oben zu folgen gebankte, graue, etwas nach H_2S riechende Kalke, dünn tafelförmige dichte Kalke oder zuckerkörnige, dunkelgraue, plattige; H_2S -haltige Kalke.

Beachtenswerte Ähnlichkeiten mit manchen Gesteinsarten des Hochstegenkalkes weist der Kalkzug auf, welcher von der Gerlossteinwand gegen Gmünd sich erstreckt und schon seit langem auf Grund von Fossilfunden an der Rethlwand zur Trias gerechnet wird (Zone der Krimmler Trias).

Der in den letzten Jahren erfolgte Neubau der Fahrstraße ins Gerlostal hat im Einschnitt des Schönbergerbaches und auch östlich davon gute neue Aufschlüsse in demselben eröffnet, von denen die an der rechten Flanke des Schönbergergrabens im beistehenden Profil (Fig. 6) zum Vergleich wiedergegeben sind. Auch die linke Flanke des Grabens gibt für die Trias gute Anschnitte. Eine weitere Verfolgung dieser Kalkzone habe ich nicht vorgenommen.

Von der rechtsseitigen Grabenkante taleinwärts ist an der Straße ober Tölken zunächst eine gutgeschichtete Wechselfolge von Mehlsanden, Grob-

sand und Kiesen, und größeren Schottern aufgeschlossen,¹⁾ dann kommen phyllitische Schiefer mit quarzitischen Zwischenlagen (entsprechen 9 des Profils) zum Anschnitt, hierauf vereinzelte kleine Aufragungen kalkiger Gesteine. Beim Beginn der zusammenhängenden Aufschlüsse steht der weiße porzellanartig dichte Kalk (16) des Profils an, der dort und da von linienweise angeordneten, winzigen Pyritkriställchen durchzogen ist. Die daran schließenden hohen, steinbruchartig gestalteten Felsanschnitte bestehen aus grauem und weißem ungeschichtetem kristallinen Kalk, der von Gleitflächenscharen durchsetzt ist, die gleichsinnig mit dem Gehänge, aber z. T. flacher als dieses verlaufen. Diese Kalke bilden das Hangende des Straßenprofils und überqueren den Schönbergergraben nach Ohnesorges Originalkarte etwa 100 m über der Straße. Seinem ONO-Verlauf entsprechend überschneidet er den Gerlosbach in spitzem Winkel und die Straße schneidet nach einer kurzen, aufschlußlosen Strecke östlich des Kalkes die große Masse der Serizit-Quarzgauwacken von Gmünd an, in denen sie bis Gmünd verbleibt.

Wie aus dem Text zu Profil, Fig. 6, ersichtlich ist, sind mehrere charakteristische Gesteinsarten des Wimmertaler Hochstegenkalks in der Gerlostrias vertreten, so besonders die weißen, dichten dolomitischen Kalke. Die gelben basalen Glimmerkalke sind im Straßenprofil nicht zu sehen. Die Reihenfolge und Mächtigkeit der Gesteinsarten ist auch eine andere. Tuxermarmor als Begleiter sicherer Trias hat bereits B. Sander von den Tarnalern, Lizumer Kalkwand, Schöbersp., Mauls angegeben und auf die große Ähnlichkeit von Pfitscherdolomit mit dem Dolomit des Tribulaun und der Telfer Weißen hingewiesen.

Aber auch der durch einen Fossilfund als altpaläozoisch (Heritsch, 20) bestimmte und von Ohnesorge (12) zum Hochstegenkalk gezogene Kalk von Veitlehen im Oberpinzgau zeigt eine Gliederung in einen geringmächtigen weißen kristallinen Kalk und einen mächtigen grauen bis dunkelgrauen, feinkörnigen bis dichten, nach H₂S riechenden Kalk, ein Beispiel dafür, wie wenig ausschlaggebend solche von Fazies und Metamorphose abhängige Gesteinsanalogien für die Altersbestimmung sind.

Tektonik.

In dem hier behandelten Gebiete bildet die gesamte Schichtfolge vom Zentralgneis — diesen inbegriffen — bis zur Zone der Porphyrmaterialschiefer eine annähernd gleich gelagerte Schichtmasse von mehreren Kilometern Mächtigkeit, deren Streichen wenig von der OW-Richtung abweicht, mit sehr steilem Nordfallen (von wenigen Ausnahmen abgesehen). Soweit ich bei einzelnen Übersichtstouren gesehen habe, herrscht solche Lagerung auch bis zum Gerlosbach und darüber hinaus gegen N. Eine derartige Gleichschichtung der Gesteinsserien ist ja über weite Bereiche der Tauernschieferhülle verbreitet und kann wegen der vielenorts zu beobachtenden Faltungen

¹⁾ Die recht gut gerollten Geschiebe stammen aus dem Gerlostale: sehr viel Quarzite und Kalke, Quarzkiesel, wenig Gneis, sehr selten Grünschiefer. Die Ablagerung gehört wohl zu dem interglazialen Gerlosschotter, den Bobeck (Jahrb. 1935, S. 185) weiter talaus bei Mühlegg angibt, wenn auch an der Straße bei Tölken keine Blockmoräne darauf liegt. Der Straßenaufschluß ist z. T. beim Bau wieder zerstört worden.

und Überschiebungen nicht als einfache Altersschichtreihe angesehen werden, ist als ein Stoß von in mehrmaligen Gebirgsbewegungen umgeformten und tektonisch in ihrer Lagerung geregelten Serien zu betrachten, wobei sowohl durch die Durchbewegung als auch infolge der den ganzen Stoß gleichzeitig (wenn auch nicht gleichstark) erfassenden Metamorphose die Grenzen und Unterschiede der Serien stark verwischt worden sind.

Deutliche tektonische Grenzen sind im Südteil der Gerlostäler angezeigt an der Basis des südlichen Hochstegenkalkzuges und entlang den Umrissen des Hanger- und Ankenspitzenneises.

Die Tektonisierung und Diaphtorese, welche der Zentralgneis an der Grenze gegen den Hochstegenkalk von Hochstegen bis ins Schönachtal aufweist, bezeichnen den Verlauf einer großen Störungsfläche, an welcher nach Intrusion und Tauernkristallisation, vielleicht auch schon während letzterer beginnend, tektonische Bewegungen erfolgt sind. Sander gibt bereits aus dem Tuxerkamm, im Elskar, das Bild einer tektonischen Diskordanz zwischen Gneis und der Hochstegenlage. Becke berichtet, daß Gneis und Hochstegenkalk am Ostende des Tuxerkammes zwar gleich streichen, aber verschieden steil N fallen; eine Divergenz im Fallen ist auch am Brandbergerkolm zu bemerken. Sehr deutlich tritt aber eine tektonische Diskordanz zwischen beiden an der Westflanke der Hauerspitze in Erscheinung (siehe Profil, Fig. 2). Die Gneise fallen unter dem südlichen Kalkrand sehr steil gegen S ein, gehen weiter taleinwärts in seigere Stellung und schließlich in das regionale steile N-Fallen über (ein steiles S-Fallen der Gneise ist auch südlich des Kolm an den Rachenwänden zu beobachten). Die Kalke dagegen fallen durchwegs nach N ab. Im Schönachtal fallen Phyllit und Kalk gleich steil gegen N ein.

Die Kalke sind an der Schubfläche am Grat südlich der Hauerspitze in den untersten Lagen stark und eng gefaltet, soweit ich am Fuß der Wand sah, mit steil N fallenden Achsen. Im tieferen Wimmertalgehänge ist keine derartige Beanspruchung mehr zu sehen.

Der Kalkzug endet an der Talstufe zwischen Iß- und Pasteinalm im Schönachtal, die Phyllite südlich und nördlich des Kalkes schließen sich an der rechten Talflanke zusammen zu einer einheitlichen Folge, welche von der Pasteinalm bis zum Sonntagskar gleiche Lagerung besitzt: ein wenig um OW pendelndes Streichen und sehr steiles N-Fallen; die Ankeritführung klingt gegen Schlafbichl hin allmählich aus. An der Talstufe mißt man 40° Ostfallen der Fältelungsachsen des Kalks.

Innerhalb einer solchen Phyllitfolge kann sich der Verlauf einer Störungsfläche, wenn sie dem Verflachen des Phyllits folgt, der Beobachtung entziehen, zudem der kritische Bereich unter dem Ausgang des Steinkars stark mit Glazialschutt überdeckt und dicht bewachsen ist. Im Steinkar stehen sich Ankeritphyllit an der linken Seite und Zentralgneis an der rechten gegenüber, getrennt durch die Schutthalden des Kars.

Deutliche Zeichen einer Störungszone finden sich aber am Kamm zwischen Ankenspitze und Gerlosturm. Zwischen den beiden Steinkarscharten (P. 2618 und 2586) ist der Granitgneis außerordentlich stark verschiefert bis zur Umwandlung in phyllitische Schiefer mit kleinen Feldspat-Augen und Quarzfasern oder zu feinstblättrigen Serizitlagenphylliten. Auch die hier im Zentralgneis eingelagerten Biotitschiefer sind z. T. noch in diese Phyllonitierung

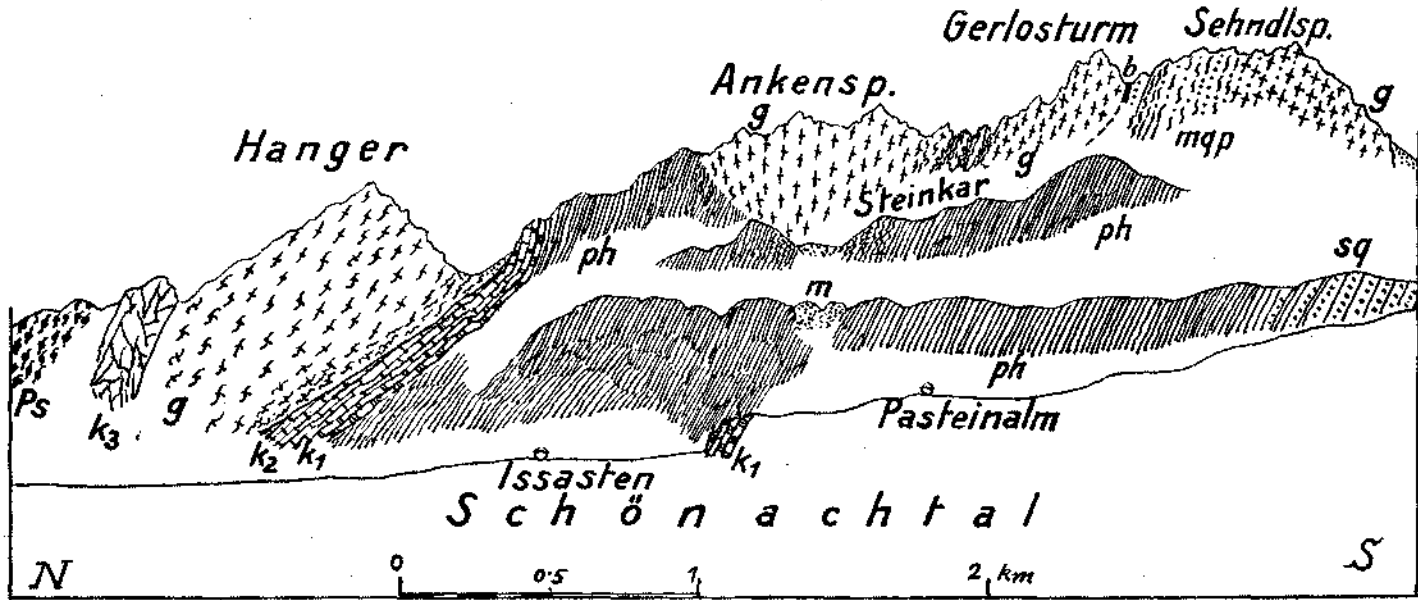


Fig. 7.

30 *g* = Granitgneis (Porphyrganitgneis); *mqp* = dunkle Phyllite und Quarzite, aplitisch gebändert, z. T. gefeldspatet; *b* = Biotitschiefer; *ph* = Phyllite, im südlichen Teil ankeritführend, *sq* = Serizitquarzite etc.; *k*₁ = glimmerhältige basale Kalklagen; *k*₂ = gebankte graue Kalke; *k*₃ = schwach geschichtete, lichte Kalke; *Ps* = Porphyrmaterialschiefer (Porphyroide und begleitende Schiefer); *m* = Moräne.

mit einbezogen. Es treten aber außerdem quarzitische Phyllite mit Ankeritgehalt zwischen den Phylloniten auf, begleitet von Muskowitphylliten und weichen, feinblättrigen, grünrauen Phylliten gleicher Art wie jene am Kamm südlich der Hauerspitze unter dem Hochstegenkalk, also Gesteine der unteren Schieferhülle, die hier als schmale Blätter zwischen die Gneisphyllonite hineingequetscht sind (Profil, Fig. 8). Die Einschaltung der Biotitschiefer mag als Schwächezone die Auslösung der Bewegung an dieser Stelle begünstigt haben.

Lebhafter Gesteinswechsel, intensive Kleinfaltung und große Quarzausscheidungen kennzeichnen die Störungszone.

Die oben angeführten (S. 283) stark verschieferten glimmerreichen Gneise, z. T. mit kleinaugiger Struktur, bei der Weißkaralm und am Weg von ihr

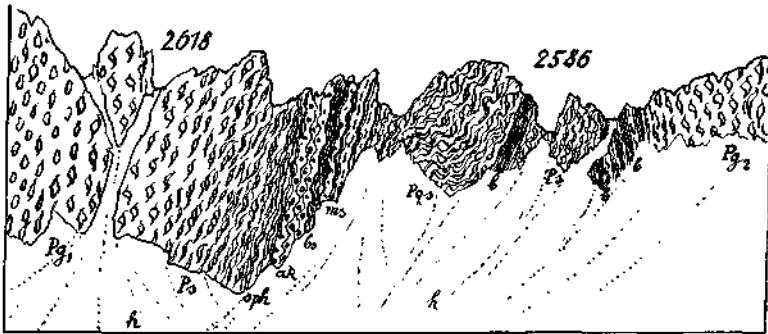


Fig. 8. Profilsicht der Steinkarscharten.

Pg_1 = Porphyrgnitgneis d. Ankenspitze; Pg_2 = Porphyrgnitgneis d. Gerlosturms; P_s = sehr stark verflaserte und verschieferte Pg ; P_{gs} = intensiv verschieferte und gefällte Pg , in Quarzflaserschiefer und Lagenphyllite übergehend; b = Biotitschiefer, teilweise mit Aplit durchhäutert und gefeldspatet; sph = Serizitphyllite; ms = Muskowitphyllite; ak = quarzitische Phyllite, ankerithaltig, und weiche, grüngraue, feinblättrige Phyllite; h = Schutthaldden.

ins Wildgerlostal, stehen vielleicht in Beziehung zu der Störungszone der Steinkarscharten.

Die Störungszone trennt den Ankenspitzengneis von jenem des Gerlosturms. Da die Sohle des Steinkars die tektonische Abgrenzung beider von den Phylliten bildet, kann man die Steinkarschartenstörung ebensogut als Abspaltung dieser tektonischen Grenze betrachten wie als Fortsetzung der Hochstegenkalklinie.

Wählt man letztere Deutung, so tritt die Hochstegenkalklinie also in den Zentralgneis ein und klingt in ihm aus, oder es besteht ein Zusammenhang mit dem Schieferkeil bei der Söllental im Vorderen Krimmlertal und dadurch mit der Zerspaltung des Zentralgneises in die nördliche und südliche Sulzbachzone oder mit den von Löwl beschriebenen Quetschzonen von Zentralgneis bei den Krimmler Wasserfällen (6, Excursionsführer und Bericht über die Excursion IX im Comptes rendu des Wiener Congresses) Fig. 9.

Der nördliche Hochstegenkalkzug wird durch Phyllite, die manchmal auch quarzreicher werden und in Muskowitquarzschiefer übergehen, von dem südlichen Zug getrennt. Am Westende zwischen Kolm und Thorhelm

werden sie zum Teil kalkhaltig und entwickeln sich geringmächtige Kalkphyllite in ihnen. Ihre Mächtigkeit ist im Schwarzachtal gering und erhöht sich gegen Westen bis sie durch das Zusammentreffen mit den Phylliten des oberen Schönachtales an der rechten Talseite zu so großer Mächtigkeit anschwellen.

Gegen Norden grenzt der nördliche Kalkzug an die Zone der Porphyrmaterialschiefer, welche zusammenhängend vom Thorhelm über alle Querkämme bis Krimml zu verfolgen sind und durch ihre teils porphyroklastischen, teils porphyroiden Gesteinstypen gut gekennzeichnet sind.

Die steile Nordneigung der Kalke des südlichen Kalkzuges geht in der Tiefe des Wimmertals in flache Lagerung über (siehe Profil S. 2), wie am Fuße der rechtsseitigen Wände zu sehen ist. Die flachliegenden Bänke werden von einer steil N fallenden Transversalschieferung durchsetzt. Der Verflachung entspricht auch das Auftreten des weißen, dolomitischen Kalkes am Talbodenrand unter den Wänden der dunkelgrauen Kalke. Die flache Lagerung derselben wird aber gegen N unvermittelt wieder durch steiles N-Fallen ersetzt.

In ähnlicher Weise verflacht sich die Lagerung in der Tiefe des Schönachtales in den Wänden ober dem IBanger, dabei zeigt sich flachwellige Faltung, stellenweise auch kleine liegende Falten.

Die Verflachungen legen den Gedanken nahe, sie als Ansatz einer Muldenumbiegung zu deuten, mit dem nördlichen Kalkzug als Gegenflügel. Dieser zeigt im ganzen durchwegs steiles N-Fallen; der Mangel einer deutlichen Schichtung großer Teile desselben läßt aber die Lagerung in einzelnen schwer erkennen. Am Fuß der Söckelwand am rechten Schönachtalhang sieht man ein steiles S-Fallen, an dieser Talseite komplizieren sich aber die Verhältnisse durch das Auftreten eines weiteren Kalkzuges an der Südseite des Hangergneises und diesen selbst. Jeder Zusammenfassung als Schenkel einer Mulde steht hinderlich die Verschiedenheit der Gesteinsart und auch das Fehlen der basalen Schichten im nördlichen Kalklager gegenüber. Bei Annahme einer Mulde mußte man jedenfalls den nördlichen Kalkzug wieder durch eine Schubfläche gegen die Porphyrmaterialschiefer abgegrenzt sich vorstellen, da an ihrer Stelle im Gegenflügel die Phyllite anstehen.

Der Kalkzug südlich des Hangergneises kann auf Grund der Übereinstimmung in der Gesteinsart als tektonische Wiederholung des Hauerstizkalkzuges aufgefaßt werden, als abgetrennte kleine Teilschuppe, die an der Randstörung des Gneises zutage kommt. Von einem zugehörigen Muldenschenkel kann man kaum sprechen, da er östlich der Schönach liegt und an der Talsohle endet, während der Hauerstizkalkzug sich westlich der Schönach befindet und auch an der Talsohle endet, auf jeder Talseite also nur ein Schenkel der gedachten Mulde läge. Vor allem steht der Muldenkombination aber entgegen, daß in beiden angenommenen Schenkeln der Mulde die Schichtfolge gleichgerichtet ist, statt im Nordschenkel verkehrt.

Daß an einer der Talsohle folgenden Querverwerfung ein Teil des Hauerstizkalkzuges um ungefähr 1 km nach Norden verschoben worden wäre an die Flanke des Hanger, läßt sich nicht annehmen, weil gleich nördlich davon der Kalkzug Lärchkogel—Pfnankogl und die Porphyrmaterialschiefer ohne Querverschub das Tal übersetzen. Das untere Ende des südlichen Hangerkalkes nähert sich bei der Lackenalm auf 300 bis 400 m dem gegenüberliegenden

Lärchkogel—Pfannkogelkalk, die beiderseitigen Schuttkegel und die Anschwemmungen der Talsohle verhüllen den Zwischenraum.

Zwischen Hangergneis und südlichem Kalkzug steht im Sonntags- und Ankenhochkar noch eine schmale Phyllitlage (phyllitische Grauwacke) an. Das Kalklager verschmälert sich gegen den Kamm hin und östlich davon immer mehr und endet auf der Schwelle des Ankenhochkars. Es besteht zuletzt nur noch aus gelblichem, glimmerhältigem Kalk von wenigen Metern Mächtigkeit, der seiger steht und heftig gefaltet ist. Etwa 20 m östlich des letzten Kalkaufschlusses breitet sich der Gneismylonit in welliger Fältelung — im ganzen steil N-fallend — bis zu dem südlich des Kalkes folgenden Phyllit aus, der sehr steil unter den Gneis einfällt.

Die oben beschriebene Mylonitisierung des Hanger- und Ankenspitzen-gneises, besonders an ihren Rändern, zeigt schon an, daß die Gneise nicht mehr im ursprünglichen Verband mit den umgebenden Schichten stehen welche nicht in gleicher Weise tektonisch verformt sind. Im ganzen genommen fallen am Hanger Gneis und Kalk gleich steil nach N ein und streichen OW bis WNW. Der Kontakt ist größtenteils durch Schutt und Vegetation verdeckt, gut an der Südwestseite des Hanger im Schönachtal zu sehen. Man sieht dort am unteren Ende der Steilhänge den Gneismylonit und den Kalk konkordant aneinanderliegen, der dünntafelige Kalk ist randlich in geringem Ausmaße mit den serizitischen Mylonitschiefern verknetet, zeigt sonst aber keine Verformung. Das Streichen beider Gesteine ist gegen OSO gedreht, weshalb auf Profil, Fig. 7, das N-Fallen infolge des schrägen Schnittes zu flach erscheint.

Die oben erwähnte Einschaltung von Phyllit zwischen Gneis und Kalk am Kamm und östlich davon sowie das Übergreifen des Gneismylonits über Phyllit und Kalk am Ostende des Kalkes läßt die in der Taltiefe beobachtete Konkordanz nur als örtliche Anpassung erscheinen.

Deutlicher noch sprechen die Lagerungsverhältnisse am Westrand des Ankenspitzen-gneises für Diskordanz zwischen Gneis und Schieferhülle. Zwischen dem Steinkar und dem Sonntagshals (P. 2433) verläuft die Gneisgrenze NS bis NNO, die Phyllite streichen aber OW, der Gneis ONO. Am Hals fallen die Phyllite sehr steil N, der Gneis am benachbarten Ankenspitzenhang steil S. An der nördlichen Seite des Steinkars stoßen Phyllit und Gneis mit senkrechter Grenzfläche aneinander, die Phyllite sind am Ausgang des Kares und nördlich davon heftig gefaltet. Im oberen Steinkar stehen Phyllit der linken und Gneis an der rechten Karseite einander mit annähernd gleichem Streichen und Fallen gegenüber (Gneis teilweise steil S fallend). Die Karmulde und Gesteinsgrenze verläuft NNW. Die beiden Gesteine grenzen also diskordant aneinander, nur die eingequetschten Phyllitblätter zwischen den Steinkarsarten stecken konkordant im Gneis.

In den Phylliten am Südrand und Westrand des Steinkars, ober der Pasteinschäferhütte und am Fuß der Sehdlspitzenwesthänge im obersten Schönachtale beobachtet man Ostfallen der B-Achsen. Auch südlich der Popbergalm (Plattenriedl) ist dies noch zu beobachten. Unterhalb der Gletscherzunge sind beiderseits der Talsohle auch horizontale Achsen anzutreffen.

An der Scharte südlich des Gerlosturms überschreitet die Gneisgrenze wieder den Kamm und verläuft dann unter dem Firn des Ebenen Kees in meridionaler Richtung bis zum Westgrat (zwischen P. 2900 und 2864) des

Sichelkopfes. Die östliche Umrandung des Kees besteht aus Porphyrgneis mit Biotitschieferlagen. Am Westrand folgen südlich der feinkörnigen randlichen Gneisbänke in der Scharte südlich des Gerlosturmes Lagen von Biotitschiefer und dann eine Folge von glatten, schwärzlichen, biotithaltigen Phylliten und grüngrauen feinkörnigen Schiefnern, die mit quarzitischen Bänken wechsellagern und von aplitischen Bändern durchzogen werden. Häufig sind weiße Quarzlinzen mit Nestern von Ankerit und Chlorit. Weiter südwärts schalten sich mit zunehmender Zahl stark gefeldspatete Lagen ein. Bei P. 2864 beginnt eine geschlossene Masse von granitgneisartigen feldspatreichen Bänken, die von den stark gefeldspateten Grauwacken kaum zu unterscheiden sind und zum Granitgneis des Sichelkopfes überleiten.

Die phyllitisch-quarzitische Serie zeigt starke Kleinfaltung, deren Achsen ebenso mit 30—50° gegen Osten, also unter den Gneis einfallen, wie jene des Phyllits im Steinkar.

Die Beschaffenheit der Gneise und die tektonischen Grenzbeziehungen lassen demnach erkennen, daß die Gneise vom Steinkar nordwärts weder im ursprünglichen Intrusionsverband mit dem Phyllit stehen noch auch in den Phyllit eingefaltet sind, sondern daß Schubflächen beide trennen.

Die Bewegungsflächen fallen beiderseits des Hangergneises steil gegen N ein, ebenso am Nordrand des Ankenspitzengneises. Auch die Grenzfläche an der Westseite der Ankenspitze und im Steinkar muß stark geneigt sein, weil sonst die Phyllite in den Karen der Wildgerlosseite des Kammes wieder zum Vorschein kommen müßten; am Ausgang des Steinkars sieht man sie, wie oben angeführt, senkrecht stehen, doch kann es sich um eine örtliche Aufbiegung oder nachträgliche Steilstellung handeln.

Südlich des Ebenen Kees steht am Kamm Sehdlspitzen-Sichelkopf der Gneis im Primärverband mit der Schieferhülle. Es ist daher anzunehmen, daß die Schubfläche sich von der Gerlosturmscharte nicht nach Süden fortsetzt, sondern gegen Osten in den Gneis eintritt und entlang seiner Schieferung, vielleicht Biotitschieferlagen folgend verläuft, übereinstimmend mit dem Auslaufen des Schieferzwickels auf der Ankenalm. Ob man die Bewegung an den Grenzflächen sich meridional oder ostwestlich abgelaufen vorstellt, so wird man doch in beiden Fällen in den Gneis eindringende Bewegungsfugen annehmen müssen, die den bewegten Teil des Gneises von dem im Primärverband verbliebenen trennen.

So wie die Neigung der Bewegungsbahn an der Ankenspitze als gegen Osten absteigend angenommen werden kann, so weist anderseits das Auslaufen des Hangergneises im Schönachtal ohne Fortsetzung an der linken Talseite auf ein Emporsteigen seiner Unterfläche gegen Westen. Dieses Ostabsinken der Gneismassen steht im Einklang mit dem Untertauchen des Hochstegenkalks bei der Isalm unter die Phyllite der rechten Schönachtalseite. An dem Kalk und den Porphyrmaterialschiefern nördlich des Hanger ist kein analoges Verhalten festzustellen und das gleiche dürfte auch für die weiter nördlich folgenden Bauelemente gelten. Ich kenne letzteres Gebiet zwar selbst nicht genau genug, um dies näher begründen zu können, aber auch aus der sehr detaillierten Originalkarte Ohnesorges (i. M. 1:25.000) läßt sich kein solches Absteigen der Bauelemente gegen Osten entnehmen. Es scheint sich also dieses Verhalten auf den Bereich der Gneisungen zu beschränken.

und kann mit ihm in der Weise in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden, daß der Einschub der Gneise in die Schieferhülle ein Niederdrücken der umgebenden Schiefer zur Folge hatte.

Es wurde schon in dem Vorbericht im Akademischen Anzeiger (21) auf die Ähnlichkeit der Gesamtgestaltung des Gneisrandes im Schönachtal mit jenem im Oberpinzgau hingewiesen, nur sind die Ausmaße sehr verschieden große. Die Gneiszunge des Hanger reicht von der Spitze des Phyllitkeils zwischen ihr und dem Ankenspitzgneis aus gemessen rund 2 km in die Schieferhülle hinein, der Ankenspitzgneislappen wenig über 1 km. Dagegen sind nach der Kartenzeichnung von L. Kölbl (2 a) die Sulzbachungen je 8 bis 10 km, die Habachzunge etwa 12 km lang (siehe Fig. 9). Der Schieferzwickel zwischen letzterer und der südlichen Sulzbachung erstreckt sich über die Sulzbachtäler bis zur Söllentalalm im Krimmlertal, wie Löwl (.) zuerst festgestellt hat (1), jener zwischen den beiden Sulzbachungen bis an die Westflanke des Obersulzbachtals. Außerdem sind hier auch die starken Quetschzonen bei den Krimmler Wasserfällen in Betracht zu ziehen als Spuren von Bewegungsflächen.

Es liegt daher der Gedanke nahe, die von beiden Seiten in die Gneismasse eindringenden Schieferkeile und Bewegungsspuren miteinander in Verbindung zu bringen. Aber es fehlen dazu noch beträchtliche Verbindungsstrecken, deren tatsächlicher Bestand erst durch eingehende Untersuchungen in den Bergkämmen beiderseits des unteren Krimmlertales zu erweisen ist.

Zugunsten einer derartigen Loslösung von Randteilen der Zentralgneismasse spräche die von Fr. Becke (6) angegebene Abgliederung des Nordteiles der Tuxer Gneise (Porphygranitgneis) von dem übrigen Massiv durch eine durchgehende Zone von Apliten und darin eingeschlossenen Glimmerschiefern.

Allerdings stehen nach den Beobachtungen Kölbls die Pinzgauer Gneiszungen im Intrusionsverband mit den Schiefern, im Gegensatz zu den Gneiskeilen im Schönachtale. Es sprechen aber die Verhältnisse dafür, daß bei letzteren die tektonische Ablösung am Intrusionsrand oder nahe demselben eingetreten ist und andererseits konnte ich am Nordende der Habachzunge (3) beobachten, daß auch im Pinzgau tektonische Bewegungen am Intrusionsrand vorgekommen sind. Für die Habachzunge hat übrigens bereits Löwl (1), allerdings mit anderer tektonischer Auffassung, die „klastische Beschaffenheit“ des Granitgneisrandes festgestellt. Auch in der Aplitzone am Westende des Schieferzwickels auf der Söllentalalm im Krimmlertal treten nach Löwl blättrige, serizitische Aplite als „wahre Quetschzonen“ auf.

Unter obigen Voraussetzungen kann also die nach den angegebenen Anhaltspunkten umgrenzte Gerlos-Pinzgauer Zentralgneismasse ebenso wie der Tuxer Porphygranitgneis als ein Teil des Tauerngranitmagmas bei der Intrusion ein mehr oder weniger selbständiges randliches Lager gebildet haben, welches bei der Gebirgsbildung losgetrennt und gegen die Hüllschiefer verschoben wurde, wobei die Bewegungsflächen teils dem Intrusionsrand folgten, teils in die Schieferhülle eingriffen und so den magmatischen Durchdringungshof im Zusammenhang mit dem Intrusionskörper beließen.

Eine andere Analogie zwischen den Gneiszungen in der Gerlos und im Oberpinzgau bietet die orographische Lage der Zungenenden. Die Habachzunge endet nahe dem Kamme zwischen Habach- und Hollersbachtal (Gehr-

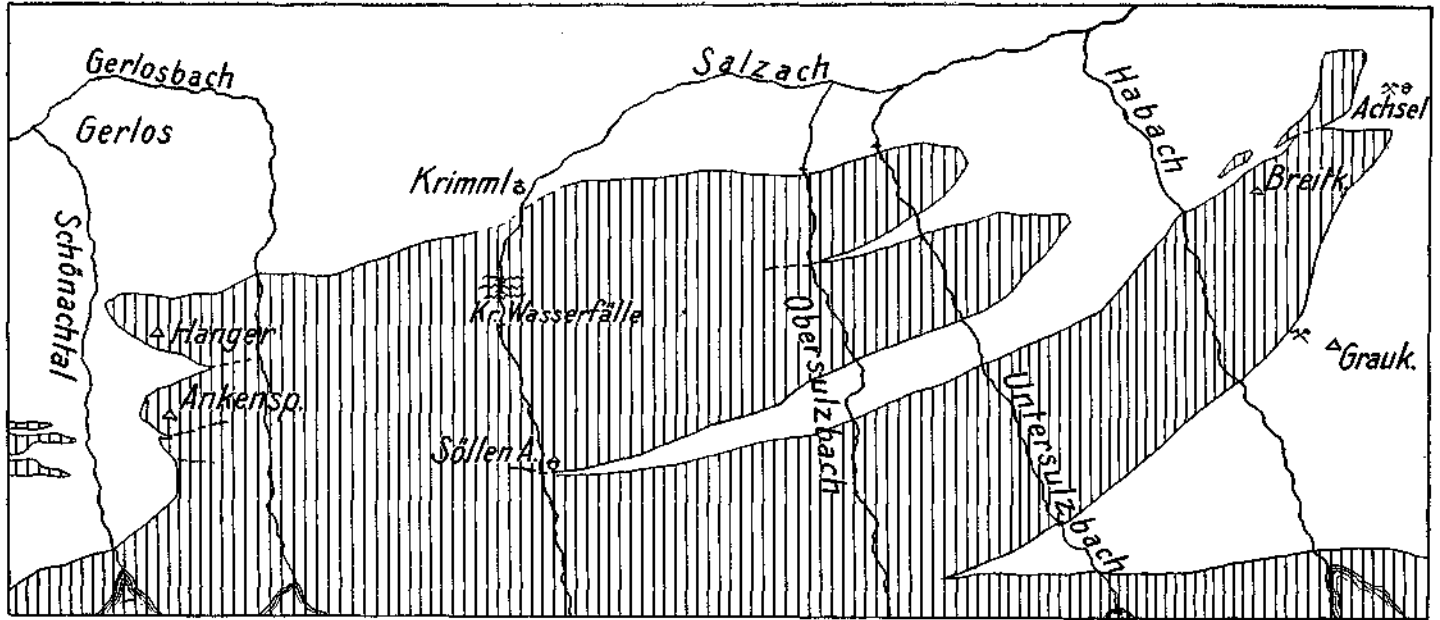


Fig. 9.

alm 1717 m, Gruberalm 1461 m), während sie im Habachtal bis unter die Talsohle sich senkt. Die nördliche Sulzbachzunge endet auf der Wildalm (zwischen 1600 und 1700 m), die südliche (nach Kölbl) auf dem Kamm zwischen Habach- und Untersulzbachtal (Hochschuß, 2580 m), gegen Westen reichen sie bereits im Untersulzbachtal bis unter die Talsohle. Die Endigungen der platten- oder linsenförmigen Zungen setzen also jedenfalls sehr steil zur Tiefe, da sie sonst in den steil eingeschnittenen, östlich von ihnen gelegenen Tälern weiter hinab zutage anstehen müßten und anderseits würde sonst in den westlich angrenzenden Tälern der Schiefer in der Talsohle aufbrechen. Einen Anhaltspunkt für die Bestimmung der Neigungsrichtung, wie sie der Hochstegenkalk im Schönachtal bietet, fehlt im Pinzgau, doch läßt sich aus Analogie schließen, daß die Gneisenden in letzterem Gebiet nach Westen absinken, so daß also beiderseits die Enden der Gneiszungen nach außen steil ansteigen.

Bei der tektonischen Deutung solcher randlich gelagerter abgesonderter Granitgneiskörper wäre außer obenstehender Erklärung die Zurückführung auf Überfaltung in Form von Tauchdecken, wie sie Sander im Kriekar im Tuxertal beobachtet hat (22) oder als große Überfaltungsdecken, wie sie L. Kober (23) in den östlichen Hohen Tauern annimmt, in Überlegung zu ziehen. Näher der obigen Auffassung als einer un stetigen Deformation läge eine Deutung als Schubshollen, die vom Hauptgneiskörper abgetrennt und verfrachtet wurden, etwa in der Weise, wie A. Winkler (24) im Sonnblickmassiv die Neubau- und Knappenhausgneise als abgeschürfte, nach N verfrachtete und in die Hüllschiefer eingewickelte Randteile auffaßt, schließlich auch als Reste großer Schub- und Gleitdecken.

Mulden- oder Sattelumbiegungen als Belege einer Faltenbildung habe ich in den Zentralgneisen des Gerlostals nicht gesehen; die den Ankenspitzengneis umgebenden Phyllite sind eine steilgestellte isoklinale Schichtfolge mit Diskordanz gegen den Gneis. Die Hindernisse, welche einer Zusammenfassung der den Hangergneis anschließenden Kalke zu einer Muldenform entgegenstehen, wurden bereits oben angegeben, die Lagerung des Kalkes an der Nordseite gibt nur eine unsichere Andeutung zur Konstruktion einer Synklinalen. Ebenso fehlt im Popbergegebiet jeder Anhalt, die Biotitgneise als Einfaltungen im Phyllit zu erklären. Das gleiche gilt für die Oberpinzgauer Gneiszungen. Der von L. Kölbl beschriebene Eruptivkontakt mit Diskordanz der Schiefer gegen den Gneis im Habachtale ober der Maieralm schließt eine Faltenkonstruktion aus, ebensowenig weisen die Lagerungsverhältnisse am Nordende der Habachzunge und an den Sulzbachzungen auf Entstehung durch Faltenbildung hin.

Gegen eine Herleitung aus weiter Ferne — als Falten- oder Schubdecken — spricht die Gleichheit der Gneise im abgetrennten Teil und im Stammteil. Der Porphyrgneis der Ankenspitze ist in ganz gleicher Ausbildung noch im Mitterkar, also südlich der vermutlichen Trennungsfuge anstehend und geht erst südlich, bzw. östlich des Sichelkopfs allmählich in den nicht porphyrischen Granitgneis über. Die Mylonitisierung des Gneises nimmt vom Hanger südwärts allmählich ab bis zum Verschwinden im oberen Wildgerlostal.

Dagegen bestehen zwischen den Gneisen an der rechten Seite des Schönachtals und dem Porphyrgneis im Wimmertal und Schwarzachtal Unter-

schiede in der Größe und Ausbildung der Einsprenglinge, in dem Vorkommen von Injektionsschiefern mit Feldspatporphyroblasten, die an der äußern rechten Schönachtalseite fehlen, und auch in der Durchbewegung: die mehr gleichmäßige, durchgehende Mylonitisierung der Hanger- und Ankerspitzzneise gegenüber den gesonderten Quetschzonen in sonst unversehrtem Porphyrgnitgneis im Wimmertal. Vor allem unterscheidet sie die Verschiedenheit des Verbandes mit den Hüllschiefern. Beide Gneismassen können deshalb nicht als durch Erosion einer verbindenden Aufwölbung oder einer Höherückung an Störungsflächen getrennte Teile derselben Gneismasse betrachtet werden.

Der Primärverband der Gneise mit den Hüllschiefern auf der Wildalm u. a. O. und die Ablösungen am Intrusionsrand an anderen Stellen wären insofern vereinbar mit einem Transport als Schubmasse, als die derart mit dem Gneis verbundenen Schieferhüllenteile mittransportiert sein können. Wie andernorts ausgeführt wurde (3), hat wahrscheinlich die ganze Nordgrenze des Gneises vom Schönachtal bis zum Habachtal als Bewegungsfläche gedient.¹⁾ Gegen Süden wäre eine tektonische Abgrenzung durch die Kalkrandlinie Hauerspitze—Steinkarscharte und ihre angenommene Fortsetzung gegeben. Es müßte aber nicht nur letztere erst bestätigt, sondern auch in den Sulzbachtälern eine Fortsetzung dafür gefunden werden; der Südrand der Habachzunge kommt dafür keinesfalls in Betracht. Im Schönachtale spricht aber auch bei Bestand der Fortsetzung der Schubfläche über die Steinkarscharten die völlige Übereinstimmung der ankeritführenden Phyllite beiderseits dieser angenommenen Schubbahn gegen eine Herleitung des nördlichen Teiles aus weiter Ferne.

Nach allem dem erscheint die Annahme einer Nahverschiebung eines randlichen Teiles der Intrusivmasse als die wahrscheinlichere.

Wenn man versucht, die von H. Dünner (18) und P. Bleser (19) im Anschluß an das Staubsche Deckenschema am Tauernwestende verwendete Gliederung auf das Gerlosgebiet zu übertragen, kämen die Gneiskeile und die zwischen ihnen liegenden Phyllite und Quarzite zur „Venedigerdecke“, wobei die Paraschiefer schwächer metamorphe Äquivalente der „älteren und jüngeren Casannaschiefer“ obiger Autoren darstellen würden.²⁾ Eine Teilung

¹⁾ Im Jahrbuch 1935 (3) nahm ich auf Grund der ersten Begehungen an, daß die Kalkrandstörung Mairhofen—Kolm—Hauerspitze sich nach Krimml und darüber hinaus unmittelbar fortsetze.

Bei weiterer Untersuchung ergab sich, daß die schon von Diener und Löwl beschriebene Störung zwischen Hochstegenkalk und Gneis von Krimml sich entlang dem nördlichen der beiden Hochstegenkalkzüge fortsetzt und erst westlich des Kolm auf den südlichen Kalkzug, bzw. die südliche Kalkrandstörungsfläche trifft. Gegen Osten tritt sie vermutlich nach Überschreiten der Sulzbachtäler in den Phyllit aus. Auf der Wildalm sind zwar auch noch die Injektionsgesteine strichweise parabis postkristallin deformiert (Streckung und Verschieferung), im wesentlichen ist aber der Primärkontakt noch erhalten, Schiefer und Gneis bei der Hauptbewegungsphase nicht voneinander ganz getrennt worden, wie dies am Ende der Habachzunge und am Hanger und Ankerspitze der Fall ist.

²⁾ Die Anwendung des Namens Casannaschiefer kann nur zum Vergleich mit den Westalpen dienen, im übrigen wäre seine Einführung in die Ostalpengeologie alles eher denn eine Verbesserung oder Präzisierung der in den Ostalpen bestehenden stratigraphischen Nomenklatur.

des darüberfolgenden Hochstegenkalkes in zwei Lagen verschiedener Fazies, bzw. tektonische Schuppen durch Quarzite usw., fehlt hier ebenso wie in Hochstegen. Der zweite Hochstegenkalkzug in der Gerlos entspricht seiner Gesteinsart nach nicht der Trias der „Glocknerdecke“, die als vorwiegend dolomitisch geschildert wird. Die Zone der Porphyrmaterialschiefer entspricht petrographisch einem Teile dessen, was Bleser und Dünner als „vortriadische Gesteine“ oder „Kristallin“ der Glocknerdecke beschreiben, nämlich ihren Arkosegneisen und verwandten Typen. Demnach würden, wenigstens ihrer Lage nach, erst die verschiedenen Kalkschollen an den Gerloskämmen nördlich der Zone der Porphyrmaterialschiefer der „Trias der Glocknerdecke“ entsprechen. Da diese Gebiete außerhalb meines Arbeitsfeldes liegen, für eine Rekonstruktion des regionalen Aufbaues aber die Einbeziehung des ganzen Bereiches bis zum Quarzphyllit notwendig ist, entfällt hier ein weiteres Eingehen darauf.

Die im obigen beschriebenen Bewegungsflächen am Hochstegenkalk, an den Gneiskeilen und ihre vermuteten Fortsetzungen im Zentralgneis würden also nach der Schule R. Staubs Dislokationen innerhalb der „Venedigerdecke“ sein, was ja mit dem oben vertretenen örtlich begrenzten Ausmaße der Verschiebungen bis zu gewissem Grade in Einklang stünde. Ob die wahrscheinlich vorhandene Schubfläche am Nordrand des zweiten Hochstegenkalkzuges aber einen weiterreichenden regionalen Charakter im Sinne des Staubschen Deckenschemas besitzt, wird allerdings erst zu erweisen sein, doch ist die Frage auch unabhängig von der Gültigkeit des genannten oder eines anderen Deckenschemas von Wichtigkeit für die Auflösung der Tektonik am Tauernnordrand.

Literaturhinweise.

1. F. Löwl, Jahrb. d. G. R. A. 1894, S. 515 u. f.
2. L. Kölbl, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 141 Bd., S. 40.
3. L. Kölbl, Geol. Rundschau 1935, Heft 1 u. 2.
4. W. Hammer, Jahrb. d. G. B. A. 1935, 85. Bd., S. 1.
5. K. Peters, Jahrb. d. G. R. A. 1854, S. 787.
6. G. Stache, Verh. d. G. R. A. 1870, S. 216.
7. Fr. Becke, Akad. Anzeiger, Wien 1897 u. 1898.
8. Fr. Becke u. Löwl, Führer zu den Excursionen des IX. internationalen Geologencongresses Wien 1903, Exk. VIII u. IX.
9. C. Diener, Jahrb. d. G. R. A. 1900, S. 386.
10. R. Staub, Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 52. Lieferung, 1924.
11. R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, Verlag Bornträger, Leipzig 1935.
12. Fr. Becke, Anzeiger d. Ak. d. Wiss. in Wien 1898.
13. Br. Sander, Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 82. Bd., S. 257.
14. Br. Sander, Jahrb. d. G. R. A. 1912, S. 219.
15. Br. Sander, Jahrb. d. G. R. A. 1920, S. 273.
16. Th. Ohnesorge, Anzeiger d. Ak. d. Wiss. in Wien, 1929, Nr. 17.
17. Fr. Angel u. Fr. Heritsch, Zentralblatt für Mineralogie etc. 1931, Abt. B, Nr. 10, S. 516.
18. A. Bianchi, Studi petrografici sul Alto Adige orientale ecc., Memorie Ist. geol. Univ. di Padova, Vol. X/4/5, Padova 1934.
19. G. B. Dal Piaz, Studi geologici sul Alto Adige orientale ecc., Ebenda.
20. L. Schurk, Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 33. Bd., Heft 1/2.
21. A. Köhler, Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 36. Bd., 1923.

17. Br. Sander, *Schlerschriften, Veröffentlichungen zur Landeskunde von Südtirol*, Innsbruck, Verlag Wagner, Nr. 16, 1929, S. 41, und *Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien*, 82. Bd.

18. H. Dünner, *Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner*. Dissert. 1934, Buchdruckerei Winterthur A. G.

19. P. Bleser, *Bulletin de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Archives nouv. ser.* 1934, 13. Bd.

20. Fr. Heritsch, *Verhandl. d. G. B. A.* 1919, S. 155.

21. W. Hammer, *Anzeiger der Ak. d. Wiss. in Wien* 1935, Nr. 23.

22. Br. Sander, *Führer zu den geologischen Excursionen in Graubünden und den Hohen Tauern*, herausgegeben von der Geolog. Vereinigung 1912, S. 40.

23. L. Kober, *Denkschriften d. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl.*, 98. Bd., 1922.

24. A. Winkler, *Jahrb. d. G. B. A.*, 76. Bd., 1926, S. 245 u. f.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: [86](#)

Autor(en)/Author(s): Hammer Wilhelm

Artikel/Article: [Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals \(Tirol\) 265-301](#)