

Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern)

Von Gerhard Fuchs

Mit 1 Textabbildung und 4 Tafeln (XVIII—XXI)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	202
I. Arbeitsmethoden	202
II. Die Gesteine.....	204
A. Der Granatspitzkern und seine Hülle	204
1. Der Zentralgneis des Granatspitzkerns	204
2. Der Basisamphibolit	206
3. Hornblendegarben- und Granatglimmerschiefer	207
4. Serpentin	208
5. Die Granatspitzhüllschiefer	208
6. Karbonatquarzite	210
B. Die Riffeldecken	211
1. Der Weinbühelamphibolit	211
2. Granatglimmerschiefer	212
3. Marmor und Kalksilikatfels.....	212
4. Quarzit	213
5. Serizit-Chloritgneis	213
6. Der Augengneis vom Felber Tauern	213
7. Migmatitserie	214
a) Aplitisch injizierte und durchtränkte Amphibolite	214
b) Aplitisch injizierte und durchtränkte Schiefer.....	215
c) Gefeldspatete Schiefergneise	216
d) Hochweißenfeldgranitgneis	217
8. Der Zentralgneis des Großvenedigers	218
9. Marmor, Karbonatquarzit und Quarzit	219
10. Der Knorkogelgneis	220
11. Muskwitschiefer	221
12. Weißspitzmesozoikum und Eklogitserie	222
C. Die Metamorphose	222
III. Tektonik	226
1. Der Granatspitzkern und seine Hülle	227
2. Die Riffeldecken	229
a) Die Untere Riffeldecke	230
b) Die Höhere Riffeldecke.....	231
3. Allgemeine tektonische Behandlung des Gebietes	233
IV. Regionaler Überblick	244
V. Literaturverzeichnis	245

Vorwort

Durch die Dissertation von A. Egger wurde im Jahre 1954 die geologische Problematik der mittleren Hohen Tauern erneut aufgeworfen. Manche Frage, wie etwa die großtektonische Stellung der Zentralgneiskerne der Granatspitze und des Großvenedigers mußte damals offen bleiben, da nördlich von A. Eggers Arbeitsgebiet neuere Aufnahmen fehlten.

Herr Prof. L. Kober übertrug mir als Dissertationsthema die Aufgabe, die geologischen Verhältnisse im Gebiete Granatspitze—Großvenediger zu klären. Ihm verdanke ich, daß ich meine geologische Laufbahn in den Hohen Tauern, einem wissenschaftlich durch seine Problematik so anregenden und interessanten Gebiet, beginnen durfte. Er erweckte durch Vorträge und seine Werke frühzeitig mein Interesse für Fragen der Großtektonik, ohne deren Klärung die Geologie gerade in diesem Teil der Hohen Tauern nicht zu verstehen wäre. An dieser Stelle sei Herrn Prof. L. Kober der gebührende Dank gesagt.

Der Nachfolger Prof. L. Kobers, Herr Prof. E. Clar, beließ mir mein Arbeitsgebiet, wies mich aber an, besonderes Augenmerk auf eine Gliederung der unteren Schieferhülle zu legen. Er lehrte uns auf Exkursionen und in Vorlesungen die kritische Beobachtung und Beachtung auch des Kleinen, der Einzelheiten, wodurch erst große Zusammenhänge zu erkennen sind. Besonderen Dank schulde ich Herrn Prof. E. Clar für zahlreiche wissenschaftliche Aussprachen, die für meine Arbeit äußerst fruchtbringend waren.

Herr Prof. H. Leitmeier, einer der besten Kenner des Großvenedigers und seiner Gesteinswelt, lenkte meinen Blick besonders auf Fragen der Petrogenese, deren Verständnis mir bei der geologischen Bearbeitung von großem Nutzen war. Auch Herrn Prof. H. Leitmeier sei an dieser Stelle mein ergebenster Dank gesagt.

Herr Prof. Ch. Exner stand mir mit seiner reichen, in den Hohen Tauern gesammelten Erfahrung zur Seite, wofür ihm ebenfalls gedankt sei.

Zahlreiche Anregungen, die ich in gemeinsamen Aussprachen gewonnen hatte, verdanke ich Herrn Doz. Dr. G. Frasl.

Herrn Dr. A. Egger danke ich für viele Ratschläge und Hilfen, die er mir zu Beginn meiner wissenschaftlichen Tätigkeit gewährte.

Wenn diese Arbeit einen kleinen Teil zur Erforschung der Hohen Tauern beitrüge, so wird dieser Erfolg meinen Lehrern, aber auch allen jenen zu danken sein, die durch ihre Forschertätigkeit den Grundstein unseres heutigen Wissens legten, auf dem wir aufbauen.

I. Arbeitsmethoden

Für die Beurteilung von wissenschaftlichen Ergebnissen ist es eine notwendige Voraussetzung, die Arbeitsweise zu kennen, die zu den Erkenntnissen geführt hat. Bevor ich auf eigene Beobachtungen eingehe, möchte ich daher die von mir angewandten Arbeitsmethoden kurz erwähnen.

„Die gegenseitigen Beziehungen von Venediger- und Granatspitzkern“, das Problem meiner Arbeit, ist in erster Linie ein tektonisches. In diesen tiefsten Kernzonen des Gebirges lassen sich jedoch tektonische Fragen nicht als solche allein lösen. Hier gilt es, metamorphe, tektonische und

magmatische Vorgänge in gleicher Weise zu erfassen. Die geologischen Geschehnisse sind nur in ihrer Gesamtheit, als Ganzes, zu verstehen. Dies mußte bei der Auswahl der Arbeitsmethoden berücksichtigt werden.

Während einige in neuester Zeit bearbeitete Bereiche an mein Arbeitsgebiet angrenzen, sind andere Teile desselben nur mangelhaft erforscht. In diesen Nachbargebieten hatte man verschiedene Gesteinsserien ausgeschieden und weitreichende tektonische Parallelisierungen durchgeführt. Mein erstes Ziel war es, die Lücken zwischen den geologisch bekannten Gebieten zu schließen. Dazu war es notwendig, die von den einzelnen Bearbeitern mit verschiedenen Namen belegten Gesteinsserien kennenzulernen. In Übersichtsbegehungen im westlichen Großglocknergebiet (H. P. Cornelius und E. Clar), in der südlichen Granatspitzgruppe (P. C. Benedict) und im südöstlichen Venedigergebiet (A. Egger) verschaffte ich mir Einblick in die stratigraphische und tektonische Ausecheidungsweise der einzelnen Forscher. Nun galt es, in exakter Kartierung die Gesteinszüge weiter zu verfolgen. Ich war bei meiner Kartierung bestrebt, Lücken zu füllen und den Anschluß an bereits bekannte Gebiete herzustellen. Dadurch bildet das von mir kartierte Gebiet keine einheitliche, geschlossene Fläche.

Seine Umgrenzung verläuft im N: Seetörl—Silling K.—Riegel K.—Riegelturn—Bären K.—Hochgasser—Obersee—Plattsee—Hochbirg Höhe—Dichten Kg.—Roter Kg.—Rote Säule—Abreder K.—Sandeben Törl—Roteben Törl—Zungengebiet des Viltragen Kees; im W: Vd. Kessel K.—Alte Prager Htt.—Schlaten Keesgebiet; im S: Gschlöß B.—Gebiet um das Matreier Tauernhaus—Vd. Platten Kg.—Ht. Platten Kg.—Wilden Kg. Nordgrat—Wilden See—Schild Kg.—Stall Kg.; im SE: Schild B.—Tauern B.—Kalser A.—Landeck A.—Goldred Tal; im E: Brochet K.—Seetörl.

Außerdem wurden Bereiche kartiert, die zwar außerhalb meines Arbeitsgebietes liegen, aber bei der Deutung des Gebirgsbaues eine Art Schlüsselstellung einnehmen (z. B. Gebiet des oberen Hollersbachtales).

Die tektonische Stellung der einzelnen Serien trachtete ich durch streichendes Verfolgen zu erkennen. Das Bewegungsbild und die verschiedenen Verformungspläne suchte ich durch Messung der tektonischen Achsen (B-Achsen) zu erfassen. Diese Makrogefügedaten wurden mit den Fallzeichen zusammen in die abgedeckte geologische Karte eingetragen. Um das Pendeln und die Schwankungen der Achsenlagen zu verdeutlichen, wurden die Messungen einzelner Homogenbereiche in Gefügediagrammen dargestellt (Tafel XXI).

Die Bearbeitung eines Kristallingebietes ist heute ohne mikroskopische Untersuchungen undenkbar. Ich mußte mich aber bei meiner Arbeit auf eine kleine Anzahl von Dünnschliffen beschränken. Doch suchte ich diesen Mangel durch systematische Schlifffauswahl zu kompensieren. Die mikroskopischen Untersuchungen sollten das Bild des Mineralbestandes und des Gefüges der einzelnen Gesteinstypen vervollständigen und abrunden. Des weiteren erwartete ich Aufschluß über die Bedingungen bei der Metamorphose und die zeitlichen Beziehungen von Verformung und Metamorphose. Auf diese Weise war es möglich, tektonische Ereignisse in bezug auf die Metamorphose zeitlich einzuordnen. Korngefügemessungen wurden nicht durchgeführt. Ich beschränkte mich bei der Festlegung der Verformungs-

pläne auf die Makrogefügedaten, die bei der Aufgeschlossenheit des Geländes fast überall zu messen waren.

Es wurde versucht, die in verschiedenen Untersuchungen gewonnenen Einzelergebnisse zusammenzufassen und ein Bild vom Ineinandergreifen der einzelnen geologischen Faktoren zu entwerfen. Das geologische Geschehen ist aber nur als Teil eines Ganzen zu verstehen, weshalb auch die regionale Stellung zu berücksichtigen ist. Abschließend wird in dieser Arbeit die großtektonische Lage des bearbeiteten Gebietes kurz zur Darstellung gelangen. Dabei werden außer den oben angeführten Übersichtsbegehungen auch solche im südlichen Venedigergebiete (Badener Htt., Weiß-Spitze, Deffregger Htt., Johannes Htt., Happ, Geiger, Rostocker Htt. und Dreiherrnspitze) mitverwertet.

II. Die Gesteine

Der folgende Abschnitt soll mit den Gesteinen meines Arbeitsgebietes vertraut machen. Nach tektonischen Einheiten geordnet werden die Gesteine in ihrer Reihenfolge vom Liegenden gegen das Hangende besprochen. Auch die Variationsbreite in den einzelnen Komplexen und die verschiedenen Ausbildungsarten sollen zur Darstellung kommen. Nach der makroskopischen Beschreibung folgt der mikroskopische Befund, sodann werden etwaige Fragen der Metamorphose und Petrogenese behandelt. Die regionale Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen ist der geologischen Karte zu entnehmen, doch soll auf einige typisch entwickelte Vorkommen hingewiesen werden.

Die Trennung der beiden großen tektonischen Einheiten erfolgt in erster Linie auf Grund ihres verschiedenen Gesteinscharakters. Diese Einheiten werden daher schon bei dieser Besprechung der Gesteine berücksichtigt. Die Begriffe Granatspitzkern und -hülle und Riffeldecken wurden im westlichen Glocknergebiet von H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) aufgestellt. Diese Namen werden in dieser Arbeit beibehalten, da festgestellt werden konnte, daß die in meinem Arbeitsgebiet auftretenden Gesteine denen der Glocknergruppe entsprechen.

A. Der Granatspitzkern und seine Hülle

Diese tektonisch tiefste in meinem Arbeitsgebiet aufgeschlossene Einheit zeigt einige charakteristische Züge: Das hervorstechendste Merkmal ist das Fehlen granitischer Durchtränkung. In den Gesteinen der Granatspitzhülle wird man vergebens nach aplitisch durchschwärmten Schiefen und Amphiboliten und gefeldspateten Gneisen suchen, die in den Riffeldecken eine große Verbreitung besitzen. Auch die Albitporphyroblastenbildung, ein Charakteristikum der Riffeldecken, tritt hier zurück. Andererseits kann man in den Gesteinen der Granatspitzhülle häufig Biotitporphyroblasten beobachten. Der mikroskopische Befund zeigt, daß diese oft recht großen Biotitblättchen in den Schiefen, Amphiboliten und chloritischen Grundgesteinen erst später aufgesproßt sind.

1. Der Zentralgneis des Granatspitzkerns

Dieser ist ein sehr heller, grobkörniger, massiger Orthogneis, der durch große idiomorphe Kalifeldspate ein porphyrisches Gefüge erhält. Nach

dem Grade der tektonischen Beanspruchung lassen sich verschiedene Typen unterscheiden:

a) **Porphyrischer Granit:** Diese Ausbildungsart ist ziemlich selten. Ich konnte sie nur an der E-Seite des Kaiser Bären K. in der südöstlichen Granatspitzgruppe auffinden. H. Holzer (Lit. 42) beschreibt ein solches Gestein vom Amertaler See, also einem relativ tiefen Kuppelteil. Dieser Typus ist ein heller, grobkörniger Biotitgranit, in dem die Kalifeldspatleisten regellos angeordnet sind. Diese erreichen meist einige Zentimeter Länge und lassen schon makroskopisch die Karlsbader Zwillingnaht erkennen. Quarz tritt in rauchgrauen Körnern auf. Biotit ist der vorherrschende Glimmer; die Blättchen sind regellos im Gestein verteilt.

b) **Porphyrischer Granitgneis:** Die Kalifeldspatleisten zeigen bereits eine gewisse Einregelung, neben Biotit tritt nun auch Muskowit auf.

c) **Zweiglimmeraugengneis:** Das Gestein ist durch scharf ausgebildete Parallelgefüge gekennzeichnet. Die Kalifeldspate bilden Augen, die von Hellglimmer überzogen sind. Der Biotit kommt nur in feinen Blättchen vor, die in Linearen angeordnet sind. Der häufigere Muskowit bildet silbrig glänzende Häutchen in S. Die Glimmer bilden jedoch keine zusammenhängenden Lagen. Etwas Chlorit ist zu beobachten.

d) **Weißschiefer:** Dieser Typus findet sich besonders in den hangenden Kuppelteilen oder an tektonisch besonders beanspruchten Stellen, wie etwa an der SW-Seite des Granatspitzkerns. Der ursprüngliche Feldspat- und Biotitgehalt wurde vollständig zerstört. Das Gestein besteht vorwiegend aus Hellglimmer und Quarz, Albitknoten sind manchmal zu beobachten.

e) **Quarzitische Gebilde:** Diese feingebänderten und fast ausschließlich aus Quarz bestehenden Gesteine kommen zusammen mit Weißschiefer an den Zentralgneis-Schieferhüllgrenzen vor.

Die Typen d) und e) bilden nur geringmächtige Lagen in tektonisch besonders beanspruchten Zonen. Es dürfte sich um metamorphe (mechanische) Differentiate handeln. Ich selbst konnte diese Weißschiefer nicht im Schlift untersuchen; doch finden sich Angaben (Lit. 17), daß Verbiegung und Fältelung vorkristallin sind und postkristalline Deformationen fehlen.

Mikroskopischer Befund: Kalifeldspat tritt in unregelmäßig begrenzten Leisten auf. Im Typus a) konnte ich keine Mikroklingitterung feststellen. Es tritt hier nur Faserperthit auf. Bei stärker durchbewegten Typen tritt Ader-Haufenperthit mit flauer Mikroklingitterung auf. Außer Plagioklas und randlich eingepreßtem Glimmer und Quarz enthält er keine Einschlüsse. Karlsbader Zwillinge sind häufig. An Kontakten von Plagioklas und Quarz dringen Myrmekitwarzen in Kalifeldspat ein. Der Kalifeldspat entspricht dem Typus Knaf. III—Knaf. II (Exner). Der Plagioklas ist meist polysynthetisch verzwillingt und enthält echte Fülle (Hellglimmer, Epidotminerale); doch ist der Rand meist klar und von Einschlüssen frei. Es kommen auch unverzwillingte Individuen vor. Der Plagioklas zeigt xenomorphe Umrisse, nur gegen Quarz zeigt er gelegentlich idiomorphe Ausbildung. Kontinuierlich wandernde Auslöschung läßt zonaren Bau erkennen. Der An-Gehalt wurde mit dem U-Tisch bestimmt; er schwankt zwischen 11—16% An. Der Plagioklas ist meist Plag III (Exner), doch

findet sich als Randsaum und in kleinen Körnern auch Plag I (Exner). In einem Schlicke fand sich polysynthetischer Myrmekitplagioklas. Undulöser Quarz bildet meist ein xenomorphes verzahntes Gemenge. Biotit (n_{α} hellgelb, n_{γ} dunkelbraun) bildet unregelmäßig begrenzte Blättchen. Pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit sind häufig. Verwachsung von Biotit und Muskowit kommt vor, in stärker durchbewegten Gesteinen wächst Muskowit und Chlorit auf Kosten des Biotit. In den meisten Gesteinen ist Muskowit der vorherrschende Glimmer. Apatit, Zirkon und Titanit („Insekteneier“ in Biotit) sind Nebengemengteile. Die Durchbewegung ist nur in Bezug auf Kalifeldspat und Plag III postkristallin, wie Mörtelzonen um diese Minerale zeigen.

Durch wohlausgebildete Klüftung und Absonderung zerfällt das Gestein in grobes Blockwerk. Die helle Farbe und der grobblockige Gesteinszerfall lassen den Zentralgneis im Gelände schon aus großer Entfernung erkennen. Er verleiht der zentralen Granatspitzgruppe mit ihren charakteristischen Pyramidengipfeln und wild zerrissenen Graten ihr landschaftliches Gepräge.

Basische Schlieren und Einschlüsse von Schiefermaterial fehlen im Zentralgneis; der Granatspitzkern ist überhaupt frei von jeglicher vom Zentralgneis ausgehender Migmatitbildung. Der Kontakt mit den verschiedenen Nebengesteinen ist durchwegs scharf, meist als Bewegungshorizont ausgebildet. Weißschiefer und Quarzit, die ich als metamorphe (mechanische) Differentiale des Zentralgneises betrachte, talkige Schiefer auf Seiten des Basisamphibolits deuten auf starke Durchbewegung an den Kontaktflächen. In dem von mir kartierten Bereiche konnte kein primärer Intrusivkontakt festgestellt werden, hingegen zeigen die Gesteine des Granatspitzkerns alle Anzeichen starker Deformation.

Basische Gänge konnten im Zentralgneis nicht beobachtet werden. Eine ungefähr 1—1½ m mächtige Lage eines basischen Biotitgesteins mit Albitknötchen ist in der Riegelkg-W-Flanke beim Teufelsturm und am Riegelturn dem Zentralgneis eingeschaltet. Diese weithin konkordant im Zentralgneis liegende Lage möchte ich aber eher als tektonisch eingeschaltete und ausgedünnte Granatspitzhüllschiefer auffassen.

2. Der Basisamphibolit

Als Basis der Granatspitzhülle überlagert dieses Gestein, außer an der S-Seite des Granatspitzkerns, fast überall den Zentralgneis. Besonders charakteristisch und mächtig (100—150 m) tritt der Basisamphibolit im Gebiete Hochgasser—Bären K. auf. An der SW-Seite des Granatspitzkerns ist er mit dem Zentralgneis verfaultet. Das östlichste Vorkommen in meinem Arbeitsgebiete liegt östlich des Daberbaches am Fuße der Fregeck-N-Flanke. Östlich davon ist der Basisamphibolit tektonisch verdrückt, chloritische Lagen an der Basis der Hüllschiefer sind vielleicht als dessen Reste zu deuten. Im Bereiche der Glocknerkarte von E. Clar und H. P. Cornelius dürfte er östlich des Dorfertaales wieder erscheinen.

Nach der Korngröße und dem Hornblende-Plagioklasverhältnis lassen sich folgende Typen unterscheiden:

a) Der Normaltypus ist ein mittel- bis grobkörniger gebänderter Amphibolit mit plattiger Absonderung. Die hellen Lagen bestehen fast

ausschließlich aus Plagioklas, die dunkelgrünen, oft gesprenkelten, sind reich an Hornblende.

b) Heller Typus: Durch Vorwalten der hellen Substanz entsteht ein lichtgraues Gestein, das vorwiegend aus Plagioklas besteht. In der Plagioklasgrundmasse schwimmen einzelne Hornblendens.

c) Hornblendit: Dieses schwarzgrüne, schwere Gestein zeigt massigen Habitus und wird fast ausschließlich von grober Hornblende gebildet.

d) Amphibolit-Grünschiefer: Diese feinkörnigen dunklen Gesteine enthalten auch Chloritminerale. Biotitporphyroblasten sind häufig zu beobachten.

e) Talkige Schiefer: An Zonen maximaler Durchbewegung, meist am Kontakt gegen den Zentralgneis, finden sich geringmächtige Lagen dieser Gesteine. Sie enthalten kleine, rostig verwitternde Mineralkörner (vermutlich Ankerit).

Ab und zu finden sich in chloritreichen Gesteinen Knollen und Lagen von Karbonat, die ich als metamorphe Produkte deute. Das Ca könnte bei der Biotitisierung und Chloritisierung der Hornblende freigeworden sein.

Mikroskopischer Befund: Hornblende (α lichtgelbgrün, γ bläulichgrün) ist der wichtigste Hauptgemengteil. Selten zeigt die Hornblende gutausgebildete rhombische Querschnitte, meist zeigt sie unregelmäßige, zerfressene Umrisse. Sie bildet ziemlich große Individuen. Plagioklas ist meist in Lagen angeordnet. Er ist immer xenomorph. Die großen polysynthetischen Plagioklase sind teilweise zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen. Der An-Gehalt beträgt 22—24%. Dieser Typ entspricht Plag III (Exner). Individuen mit nur wenigen breiten Lamellen vermitteln zwischen Plag III und Plag I (Exner). Diese unverzwillingten Körner zeigen oft wandernde Auslöschung. Da sowohl Spaltrisse als auch Zwillinglamellen fehlen, konnte der An-Gehalt nicht genau festgelegt werden. Die Plag I bilden manchmal ziemlich große xenomorphe Individuen. Die bisher genannten Plagioklase sind reich an Einschlüssen (Hellglimmer, Klinozoisit, Quarz). Diese Plagioklase liegen in einem feinkörnigen Pflaster von Plag I (zonarauslöschend). Plag III dürfte der älteste Plagioklas sein; durch Deformation entstand das feine Pflaster, in dem dann die Ballenalbite aufsproßen. Quarz tritt in kleinen xenomorphen Körnchen selten im Plagioklasplaster auf. Klinozoisit ist in Säulchen und körnigen Aggregaten häufig anzutreffen. Meist findet er sich in Plagioklasrändern gegen Hornblende. Chlorit (Klinochlor) wächst auf Kosten der Hornblende. Biotitisierung von Hornblende ist ebenfalls häufig zu beobachten. Bei der Chloritisierung bildet sich aus dem Ti- und Ca-Gehalt der Hornblende Titanit. Erz.

Die Deformation ist präkristallin, nur Plag III zeigt Spuren postkristalliner Deformation.

3. Hornblendegarben- und Granatglimmerschiefer

Ein gering mächtiger (1—1½ m) Zug dieser Gesteine ist nordwestlich des Hochgassers im Basisamphibolit eingefaltet. Durch einen gewissen Plagioklasgehalt bestehen Übergänge zu Gneis.

4. Serpentin

Als Gegenstück zu dem Serpentin vom Stubachtal findet sich eine gering mächtige (Länge 10 m, Mächtigkeit 4 m) Linse nordwestlich vom Matreier Tauernhaus im Basisamphibolit. Dieses Vorkommen erwähnt schon H. P. Cornelius (Lit. 19).

5. Die Granatspitzhüllschiefer

Über dem basalen Amphibolit und, wo dieser fehlt, über dem Zentralgneis folgt eine Serie dunkler Glimmerschiefer-Phyllite, Graphitquarzite und Chloritschiefer. Ein gemeinsames Merkmal dieser Gesteine ist die Biotitporphyroblastenbildung. Durch die Verwitterung des Biotits erhalten die Gesteine ein bronzefarbenes Aussehen, welches die Identifizierung dieser Schiefer bei der Feldarbeit sehr erleichtert. Die Mächtigkeit der Hüllschiefer wechselt ziemlich stark. Typisch entwickelt sind sie: Am Aderspitz N-Grat, beim Seetörl, im Gebiet Daberbach—Meßling und am Weg vom Felber Tauern gegen Mittersill östlich vom Plattachsee. Südlich vom Matreier Tauernhaus greifen die Schiefer auch auf die orographisch rechte Talseite des Tauerntales über.

a) Biotitschiefer: Diese dunkelgrauen, auf den Schichtflächen bronzefarbenen Schiefer können durch einen gewissen Plagioklasgehalt lokal in Gneis übergehen. Vorherrschend ist jedoch stets der dunkle Biotitschiefer.

b) Graphitquarzit: Dieses blaugraue, feingebänderte Gestein besitzt dünnplattige Absonderung. Im S finden sich zonenweise Biotitporphyroblasten, die nicht immer mit dem reliktsch erhaltenen primären sedimentären S übereinstimmen. So können die Biotite anders orientiert sein als der Wechsel feineren und etwas gröberen Kornes, der einem sedimentären Anlagerungsgefüge entstammt. In den Graphitquarziten finden sich oft feine Pyritüberzüge.

c) Dunkelgraue Phyllite: Diese sind meist sehr feinblättrig und können tonschieferartigen Habitus annehmen wie etwa am Aderspitz-N-Grat. Auch etwas sandige Lagen können ihnen eingeschaltet sein. Auf den Schichtflächen kann man manchmal feine Tüpfelchen beobachten.

d) Untergeordnet und meist an der Basis der Hüllschiefer findet man Lagen von Chloritschiefer mit Biotitporphyroblasten. Diese Gesteine deute ich als Reste des tektonisch verdrückten Basisamphibolits.

Mikroskopischer Befund: Quarz bildet ein eckiges Pflaster; es lassen sich feinkörnige an staubförmigem, graphitischem Pigment reiche Lagen und solche gröberen Quarzkornes unterscheiden. Plagioklas ist ziemlich selten. Biotit bildet grobe Scheiter. In nicht pigmentierten Lagen ist er besser entwickelt. Pleochroismus n_x hellgelb, n_y rotbraun. Die Biotite sind parallel, aber schräg zur Quarz-Pigmentbänderung angeordnet. Chlorit (blaßgrüner Klinochlor) ist häufig mit Biotit verwachsen, teilweise scheint er sich aus diesem gebildet zu haben. Klinozoisit und Epidot treten in zahlreichen kleinen Körnchen auf. Ziemlich selten sind kleine Granate, Rutil und Apatit. Graphit und Erz sind reichlich im Gestein verteilt. Es sind keine postkristallinen Deformationen zu beobachten.

Auch die Graphitquarzite zeigen u. d. M. durch die Anordnung des graphitischen Pigments in Lagen primäre sedimentäre Strukturen. Diese sind aber meist schräg durchgeschert. Die Scherzonen zeigen größere eckige Quarzkörner mit Chloritoidporphyroblasten und unzähligen Körnchen von Epidotmineralen. Quarz löscht fast glatt aus. Die sehr feinkörnigen graphitreichen Lagen bestehen aus Quarzpflaster, unregelmäßig begrenzten Biotit, Epidot und Graphitstaub. Quer durch das Parallelgefüge greifen große, zonare Chloritoidporphyroblasten, die durch Einschluß der Nachbargemengteile oft Sanduhrstruktur zeigen. Selten finden sich kleine Granate, Erz und Chlorit. Bemerkenswert ist das Auftreten von Querchloritoiden mit heterokinetischen Höfen von Quarz. Der Chloritoid ist parakinematisch gewachsen und zeigte sich wieder als typisches Stressmineral. Er hat die Tendenz, sich in der Nähe bedeutender Bewegungsbahnen zu bilden (Überschiebungsbahn der Riffeldecken über die Granatspitzhülle und der Oberen Schieferhülle mit der basalen Eklogitzone über die Riffeldecken).

Diese Serie graphitischer Phyllite, Biotitschiefer und Quarzite hat paläozoisches, vermutlich karbonenes Alter. E. Clar fand in den entsprechenden Graphitquarziten des Großglocknergebietes ein Quarzgeröll (Lit. 17). Serien dunkler Glimmerschiefer und Graphitquarzite wurden in den östlichen (Winkler, Lit. 92) und westlichen Hohen Tauern (Sander, Lit. 69) zusammen mit Geröllgneisen beobachtet. In neuerer Zeit hält G. Frasl (Lit. 36) diese Serie für silurisch, da die Graphitquarzite (Lyditabkömmlinge) und Grüngesteine (Diabase) mit Porphyritabkömmlingen zusammen vorkommen.

Für meine Alterseinstufung waren folgende Beobachtungen maßgebend:

1. Die geringe Korngröße, die, wie der mikroskopische Befund zeigt, nicht das Produkt von Phyllonitisierung ist. Die Phyllite können stellenweise tonschieferartigen Habitus annehmen.

2. Die Erhaltung primärer sedimentärer Gefügerelikte. Die Annahme einer jungpaläozoischen, auf dem variskischen Massiv transgredierenden Serie erklärt die Punkte 1 und 2. Diese Serie hat nur eine Metamorphose, nämlich die alpidische, mit Durchbewegung (Chloritoide) und Tauernkristallisation (Biotitporphyroblasten) mitgemacht.

3. SW vom Schwarzsee kommen diese Gesteine mit Karbonatquarziten (Trias) verfaltet vor. Es würde eine normale Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Trias vorliegen.

4. Bemerkenswert ist der Sprung in der Mineralfazies zwischen den Hülschiefern und dem Zentralgneis-Basisamphibolitkomplex. Plagioklas tritt zurück, Plag III (Exner) und Kalifeldspate fehlen den Hülschiefern überhaupt.

Diese Beobachtungen lassen sich mit der Annahme einer auf dem variskischen Bau transgredierenden oberkarbonen Serie am besten in Einklang bringen, da die Gesteine in diesem Falle nur die alpidische Orogenese mitgemacht haben.

Die von G. Frasl (Lit. 36) erwähnte Vergesellschaftung dieser Serie mit Porphyroiden steht mit der Annahme karbonen Alters nicht im Gegensatz, da ja im alpinen Raum auch im Perm quarzporphyrisches Material geliefert wurde (Lit. 48, p. 10).

Mag auch das karbone Alter dadurch noch nicht hinreichend bewiesen sein, es steht jedenfalls fest, daß in diesen wenig metamorphen Gesteinen kein Altkristallin steckt, diese Serie also sicher paläozoisch ist.

Dieselbe Serie wurde von P. C. Benedict (Lit. 9) unter dem Namen „Seetörlserie“ als jungpaläozoische Gesteinsfolge gedeutet. Sie soll dem Zentralgneis primär auflagern und vom Basisamphibolit der Granatspitzhülle überschoben sein. P. C. Benedict erkannte nicht, daß die „Seetörlserie“ den Granatspitzhüllschiefern entspricht, der überlagernde Amphibolit aber bereits den Riffdecken angehört. Der Basisamphibolit ist in diesem Bereiche tektonisch verdrückt. Die „Seetörlserie“ ist also mit den Granatspitzhüllschiefern identisch.

6. Karbonatquarzite

Schon H. P. Cornelius (Lit. 19) beschreibt ein Vorkommen triadischer Gesteine SW vom Schwarzsee. Die zu 4—5 m mächtigen Linsen ausgewalzten Gesteine bestehen vorwiegend aus Karbonatquarzit: Das helle Gestein zeigt silberige Serizithäutchen und Biotitschüppchen in S. Auch etwas Pyrit ist zu erkennen. Durch Herauslösung der Karbonatsubstanz bei der Verwitterung wird der bändrige Aufbau des Gesteins sichtbar. Die Quarzite sind helle, durch Biotitblättchen manchmal bräunliche Gesteine. Das lineare Gefüge ist in allen diesen Gesteinen gut entwickelt. Diese Triaslinen liegen aber nicht an der Überschiebungslinie der Riffdecken über die Granatspitzhülle, sondern in den Hüllschiefern eingefaltet.

Die Hangendgrenze der Granatspitzhülle bezeichnen vielmehr die dunklen Phyllite und Graphitquarzite, deren geringe Metamorphose in schroffem Gegensatz zu den Migmatitbildungen in den überlagernden Riffdecken steht. Außerdem ist die Überschiebung durch eine besonders durchbewegte Zone kenntlich. H. P. Cornelius (Lit. 19) beschrieb einen präkristallinen Mylonit aus dieser Position. Es handelt sich um ein dunkelgraues bis schwarzes schiefriges Gestein mit kleinen Knötchen. Ein Schriff aus dieser Mylonitzone soll hier besprochen werden:

Durch größere Plagioklasporphyroblasten entsteht linsiges-flatschiges Gefüge. Der Plagioklas ist Albit (Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz); er ist meist unverzwillingt, doch finden sich vereinzelt auch polysynthetische Individuen. Manchmal ist inverser Zonenbau zu beobachten. Die Plagioklase sind reich an Einschlüssen (Granat, Quarz, Graphit, Chlorit, Titanit und Hellglimmer). Einschlußzüge zeigen verlegtes Si. Die Plagioklase sind typische Ballenalbite, vollgepfropft mit Einschlüssen der Nachbargemengteile. Quarz, etwas undulös auslöschend, bildet xenomorphe Kornzüge. Er kommt auch als wurmförmige Verwachsung in Plagioklas vor. Der vorherrschende dunkle Gemengteil ist Chlorit; er durchzieht in Zügen das Gestein, findet sich aber auch als Querchlorit. Stellenweise wird der Chlorit von Plagioklas umwachsen. Meist ist der Chlorit Klinochlor, doch wurde auch Pennin beobachtet. Durch schwache postkristalline Deformationen wurde der Chlorit geknickt und gefältelt. Granat ist in Umwandlung in Chlorit begriffen. Im Plagioklas scheint er geschützt gewesen zu sein. Die zahlreichen kleinen Granate zeigen durch Graphit- und Quarzeinschlüsse poikilitisches Gefüge. Turmalin (n_x hellgelb, n_y gelbbraun) bildet isometrische zonare Körner, die in Zügen angeordnet

sind. Auch er enthält zonare Einschlüsse von Pigment. Muskowit, Titanit und Erz kommen in geringen Mengen vor.

Abgesehen von schwachen Bewegungen, war die Hauptdurchbewegung vorkristallin. Es fehlen sichere Relikte eines vordeformativen Mineralbestandes, doch scheint es sich um ein mylonitisches Mischgestein zu handeln. Der Reichtum an Chlorit und Granat zeigt verwandtschaftliche Beziehungen zum Amphibolit der Riffdecken, während das reichlich verbreitete graphitische Pigment den Granatspitzhüllschiefern entstammen dürfte. Albitporphyroblastenbildung, ein Kennzeichen der Riffdecken, erscheint in diesen Gesteinen zum ersten Mal. Der Turmalin steht vielleicht schon in Beziehung zur Durchgasung und granitischen Durchtränkung der Riffdecken.

B. Die Riffdecken

Mit diesem Namen belegten H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) in der westlichen Glocknergruppe eine Serie von injizierten Schiefen und Amphiboliten, Orthogneisen, Grünschiefern und mesozoischen Gesteinen. Diese Gesteine bilden ein Schuppenpaket, das durch das gemeinsame Merkmal der Durchtränkung mit granitischen Material ausgezeichnet ist. Ob es sich nun um Kalifeldspatung, aplitische Durchäderung oder bloß um Albitisation handelt, überall erkennt man Zufuhr sauren, alkalireichen Materials.

1. Der Weinbühelamphibolit

An der Basis der Riffdecken liegt überall in meinem Arbeitsgebiet ein Zug aplitisch durchtränkten Amphibolits. Diesem dürften die von E. Clar (Lit. 17) beschriebenen, lagig injizierten Amphibolite aus dem Dorfertal entsprechen.

1. Normaltypus: Es handelt sich um ein dunkel- bis graugrünes, feinkörniges Gestein, das durch die aplitische Substanz ein streifig-fleckiges Aussehen erhält. Das Gestein zeichnet sich durch besondere Zähigkeit aus. Durch Abnahme der Korngröße kann dieser Amphibolit lokal prasinit-ähnlich werden. Typisch sind die unzähligen kleinen Albitknötchen, die das Gestein durchsetzen.

2. Hornblendeaplitgneis: Besonders intensive aplitische Durchtränkung führt zu einem hellen, feinkörnigen Gneis in dem Hornblende, Granat und Glimmer, feinverteilt, schwimmen.

3. Hornblendegneis: Das Endprodukt dieser Migmatitbildung ist ein fleckiger, mittelkörniger Hornblendegneis. Dieser enthält noch Streifen von Amphibolitmaterial.

Sämtliche Typen sind gut geschiefert und zeigen lineares Parallelgefüge, welches dem B entspricht.

Mikroskopischer Befund: Plagioklas tritt meist in Form von Ballenalbitten auf. Diese umwachsen sämtliche Nachbarminerale, die sie dann als Einschlußzüge enthalten (meist verlegtes Si). Meist sind die Plagioklasse unverzwillingt, doch konnte auch Zwillingslammelierung beobachtet werden. Wandernde Auslöschung verrät leicht zonaren Bau. Der An Gehalt beträgt etwa 10%. Schwach undulöser Quarz ist in den aplitischen Zonen sehr häufig. Hornblende (n_x hellgelb, n_y dunkelblaugrün) zeigt unregelmäßige, korrodierte Umrisse. Sie ist in Umwandlung in Biotit

und Chlorit begriffen. Blaßrötlicher Granat ist ziemlich häufig, auch er wandelt sich in Chlorit um. Es kommt sowohl Klinochlor als auch Pennin vor. Die Chlorite entstehen aus Hornblende, Biotit und Granat. Epidot und Klinozoisit treten in zahlreichen Säulchen und Körnern auf. Zum Teil zeigen sie zonaren Aufbau. Auch Orthit wurde beobachtet. Biotit (*nz* hellgelb, *ny* dunkelbraun) bildet kleine, unregelmäßig begrenzte Körnchen. Erz. Die Kristallisation hat die Durchbewegung überdauert.

H. Holzer (Lit. 42) bezweifelt die Abtrennbarkeit dieses Amphibolits von dem Basisamphibolit der Granatspitzhülle im Gebiete des Weinbühels.

Der Amphibolit des Weinbühels unterscheidet sich vom Basisamphibolit:

1. Durch die diffuse aplitische Durchträngung und die Albitporphyroblasten;
2. durch geringere Korngröße und größere Zähigkeit;
3. U. d. M. zeichnen sich die hellen Zonen des Weinbühelamphibolits durch Quarzreichtum aus; dem Basisamphibolit fehlt Quarz fast vollkommen;
4. durch größere Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung tritt der Weinbühelamphibolit auch im Gelände morphologisch hervor;
5. der Weinbühelamphibolit neigt zu klüftigem Zerfall, während der Basisamphibolit plattige Absonderung zeigt;
6. der Weinbühelamphibolit wird, abgesehen von einer Ausnahme (Weinbühel), überall vom Basisamphibolit durch die Granatspitzhüllschiefer getrennt.

Trotz vieler Unterschiede können die beiden Gesteine im Handstücke sehr ähnlich aussehen, als Gesteinskomplexe sind sie aber immer unterscheidbar.

Dieser Amphibolit ist vom Felber Tauern durch die südwestliche Granatspitzgruppe bis zur Aderspitze zu verfolgen. Typische Entwicklungen: Weinbühel, Meßeling K., Hauptmer K., Seetörl. Beim Seetörl hielt P. C. Benedict diesen Amphibolit für den Basisamphibolit der Granatspitzhülle. Es konnte aber petrographisch und tektonisch vollkommen klar erwiesen werden, daß die unterlagernde „Seetörlserie“ zu den Granatspitzhüllschiefern, der überlagernde Amphibolit aber bereits zu den Riffeldecken gehört (Lit. 38).

In diesem Amphibolitzuge kommen untergeordnet auch andere Gesteine vor.

2. Granatglimmerschiefer

Es handelt sich um Muskowitschiefer mit Granat (4 mm) und strahliger Hornblende. Im Aderspitzegebiet, wo dieses Gestein beobachtet wurde, finden sich auch dünne Bänder und Linsen von Muskowitschiefern mit Chlorit und Albit, Aktinolith und Ankerit führenden Talkserizitschiefern sowie Chlorit-Aktinolithgesteinen. Diese Bildungen dürften an Bewegungszonen liegen.

3. Marmor und Kalksilikatfels

W vom Seetörl liegen, schon von P. C. Benedict beschrieben, Schollen von Kalkmarmor im Amphibolit. Granatdiopsidfels und Quarzaggregate mit schwarzgrüner Hornblende sind häufige Randbildungen. Der Marmor hat vermutlich vormesozoisches Alter.

4. Quarzit

Ob das Quarzitband vom Meßelgipfel primär zum Verband des Amphibolits gehört oder etwa ein aus dem Liegenden eingefalteter Quarzit der Granatspitzhülle ist, ist fraglich. Das Vorkommen liegt nahe den Linsen von Karbonatquarzit südwestlich vom Schwarzsee.

5. Serizit-Chloritgneis

Am Weinbühel liegt ein schmales Band eines hellen aplitartigen Schiefers mit feinen Serizithäutchen und Chloritflecken.

6. Der Augengneis vom Felber Tauern

Über dem Weinbühelamphibolit folgt ein massiger, dickbankiger Gneis von Orthohabitus. Das helle, grobkörnige Gestein ist durch seine großen Kalifeldspateinsprenglinge ausgezeichnet. Das Parallelgefüge ist aber gut entwickelt. Durch tektonische Beanspruchung werden, besonders in den hangenden Partien, die Kalifeldspate zu Augen ausgelängt. Der Glimmer tritt nur in feinen, unzusammenhängenden Schüppehen auf. Biotit und Muskowit kommen vor, letzterer bildet silbrige Häutchen um die Kalifeldspataugen. Die Glimmer spielen mengenmäßig keine große Rolle. Konkordante Apliten sind in diesem Gestein keine seltene Erscheinung. Typisch entwickelt tritt dieser Orthogneis auf am Felber Tauern, über der Hauptmer A. und am Brochet K. In der Knappen K.-NW-Flanke keilt dieser Gneiszug aus. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 100—200 m, kann aber, wie etwa am Brochet K., diesen Betrag weit überschreiten.

Mikroskopischer Befund: Kalifeldspat tritt meist in unregelmäßig begrenzten Körnern auf, die oft zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen sind. Es findet sich scharfgegritterter, fast perthitfreier Mikroklin (Knaf I, Exner) und besonders große Aderperthite mit flauer bis fehlender Gitterung (Knaf III, Exner). Einschlüsse von Plagioklas in den großen Kalifeldspaten sind häufig. Der Mikroklin ist oft nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Myrmekite sind häufig. Auch der Plagioklas tritt in 2 Typen auf: Polysynthetischer Plag III mit harmonischer Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit) zeigt meist deutliche Spuren postkristalliner Deformation. Er findet sich auch als Einschluß in Kalifeldspat. Ohne Spuren von Deformation sind die Ballenalbite (Plag I, Exner). Sie sind unverzwillingt und sind reich an Einschlüssen anderer Gemengteile. Der An Gehalt der Plagioklase schwankt zwischen 5—10%. Manchmal, besonders bei den Ballenalbiten, kam es zur Bildung etwas basischerer Ränder. Die xenomorphen Quarze löschen beinahe glatt aus. Der Biotit ($n\alpha$ hellgelb, $n\gamma$ grünbraun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon und idiomorphe Titanitkörner. Er ist manchmal mit Muskowit verwachsen und zeigt beginnende Umwandlung in Pennin. Körner von Epidot und Klinozoisit sind häufig zonar gebaut. Xenomorphes Karbonat, Granat und einzige Körnchen von Rutil spielen keine große Rolle.

Auf Grund der Ausbildung der Kalifeldspate mit ihren teilweise orientierten Plagioklaseinschlüssen hält G. Frasl (Lit. 36) dieses Gestein für einen ehemaligen Schmelzflußgranit. Dieser Meinung möchte ich mich anschließen. Die Knaf III und Plag III wären Relikte des Granitmineralbestandes. Durch die Deformation wurden diese Minerale teilweise zer-

brochen, die Albitsubstanz der Perthite wurde ausgetrieben und die scharfe Mikroklingitterung geschaffen. Sämtliche andere Gemengeteile zeigen keine Spuren postkristalliner Deformation. Die linsig-flatschige Struktur ist durch die Durchbewegung zustande gekommen.

7. Migmatitserie

Auf diesen Augengneis folgt eine sehr mächtige und wechselvoll zusammengesetzte Gesteinsserie, die durch intensive granitische Durchtränkung ausgezeichnet ist. Das Paläosom sind Glimmerschiefer, Schiefergneise und Amphibolite. Die Migmatitbildung äußert sich teils als lagige oder quer durchgreifende aplitische Injektion, als diffuse aplitische Durchtränkung oder als Feldspatung.

H. P. Cornelius hat in seinen Aufnahmekarten den Versuch unternommen, in den aplitischen Migmatiten Amphibolit und Aplitgneis zu trennen. Das Erscheinungsbild ist aber so wechselvoll, die Gesteinszüge sind im Streichen nicht weit zu verfolgen, und die Mächtigkeit der Aplit schwankt in Zentimeter-Meterzehnerbereich. Ich glaube daher, daß eine so scharfe Trennung nicht konsequent durchführbar ist. Es schien mir daher angebracht, die Zusammengehörigkeit dieser Serie durch gemeinsamen Grundton in der Karte zum Ausdruck zu bringen. Durch Übersignaturen wurde in den aplitisch injizierten Typen das Paläosom (Schiefer oder Amphibolit) angedeutet und durch Punktsignatur ein großer Komplex mit Vormacht gefeldspateter Schiefergneise hervorgehoben. Der Hochweißfeldgranit, ein massiges Gestein mit Migmatitpartien, gehört auch dieser Serie an. Er wurde mit eigener Farbe ausgeschieden, da er bei der Granitisation der Migmatitserie seinem Ziel am nächsten gekommen ist.

Es mögen nun einige besonders charakteristische Typen beschrieben werden, es sei aber betont, daß sämtliche Typen durch Übergänge verbunden sind.

a) Aplitisch injizierte und durchtränkte Amphibolite: An der Basis und in den mittleren Teilen der Migmatitserie sind diese Gesteine weitverbreitet. Relativ wenig injiziert finden sie sich: S der Landeck Scharte, über dem Augengneis am Krammbichel und beim Zirbenkreuz. Sehr häufig sind lagig injizierte Typen; die Apliten können nun dünne Feinbänderung verursachen, bilden aber auch mehrere Meter mächtige Lagen. Die Grenzen zwischen Paläosom und Aplit können scharf, aber auch undeutlich verschwommen sein. Letzteres ist besonders in den diffus durchtränkten und diskordant durchäderten Gesteinen der Fall. Die dunklen Lagen bilden Amphibolite, Hornblendegneise, Hornblende-Chlorit- und Chlorit-Biotitgesteine. Albitporphyroblasten sind fast immer zu beobachten. Kleine Granate sind häufig. Epidosit-Granat- und Karbonatknollen, Quarzgängchen mit Chlorit-Epidot und Erz (Pyrit, Magnetit) zeugen von den Stoffmobilisationen, die hier stattgefunden haben.

Mikroskopischer Befund: Plagioklas bildet einschlußarme, unverzwillingte, xenomorphe Individuen. Der Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz ergibt Albit. Quarz, nur wenig undulös, bildet mit Plagioklas ein granoblastisches Gemenge. Hornblende (n_x hellgrün, n_y kräftig blaugrün) ist dunkler Hauptgemengteil. Mit ihr kommen zahlreiche Säulchen und Körner von Epidot-Klinozoisit vor. Etwas

Biotit wächst auf Kosten der Hornblende. Blaßrötlicher Granat ist nicht selten. Chlorit ist Umwandlungsprodukt aus Hornblende und Granat. Titanit und Erz sind Nebengemengteile. Sämtliche Gemengteile sind frei von Spuren postkristalliner Deformation.

U. d. M. zeigt ein Aplit, der Granat, Hornblende und Epidot aus dem Nebengestein aufgenommen hat, ein feinkörniges Quarz-Albitpflasters. Der unverzwilligte xenomorphe Albit ist frei von Einschlüssen. Dieses granoblastische Gemenge wird von Hornblende-, Granat- und Epidotreichen Zonen durchzogen. Die Hornblende zeigt Pleochroismus (n_x hellgelb, n_y blaugrün). Idiomorpher Epidot-Klinozoisit ist meist zonar gebaut. Orthit hat pleochroitischen Kern (n_x hellgelb, n_y dunkelrotbraun). Granat ist meist xenomorph, oft ist er mit Epidot verwachsen. Biotit (n_x hellgelb, n_y dunkelgrünbraun) und Chlorit spielen keine große Rolle; sie entstehen aus Granat und Hornblende. Titanit, Erz und idiomorpher Zirkon sind Nebengemengteile.

b) Aplitisch injizierte und durchtränkte Schiefer: Eng verbunden mit den oben beschriebenen Gesteinen treten albitisierte und lagig injizierte Biotitgesteine mit mehr oder weniger Chlorit und Epidot auf. Diese, je nach dem Chloritgehalt, bräunlichen bis grünlichen Gesteine sind nicht immer leicht von biotitisierten Amphiboliten zu unterscheiden.

Durch besonders intensive Aplitdurchdringung geht das Flächengefüge verloren; es entsteht ein heller massiger Biotit-Chloritaplitgneis, in dem Schollen des Paläosom schimmern.

Mikroskopischer Befund: Ein aplitisch injizierter Schiefer vom Tauern Kg. zeigt: Der Plagioklas entspricht Plag I (Exner); er ist einfach oder gar nicht verzwilligt. Der An-Gehalt beträgt 1—4%, basische Randbildung (15% An) wurde beobachtet. Die Einschlußzüge (von Biotit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Quarz, Granat, Titanit, Erz und Muskowit) durchziehen in sigmoider Form die Albitporphyroblasten. Das verlegte si zeigt Wachstum der Porphyroblasten während der Durchbewegung an. Quarz bildet mit Plagioklas ein xenomorphes Gemenge, er löscht glatt bis schwach undulös aus. Biotit (n_x hellgelb, n_y dunkelrotbraun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit. Teilweise ist der Biotit in Umwandlung zu Chlorit und Erz begriffen. Chlorit ist ein blaßgrünlicher, schwach pleochroitischer Klinochlor; er entsteht aus Granat, Hornblende und Biotit. Epidot und Klinozoisit sind oft zonar gebaut und zeigen idiomorphe Korngestalt. Der fast farblose Granat ist teilweise in Biotit und Chlorit umgewandelt. Die Hornblende (n_x hellgrün, n_y blaugrün) ist fast vollständig in Chlorit und Biotit umgewandelt. Apatit bildet ziemlich große idiomorphe Körner. Idiomorpher Titanit, Erz und Karbonat sind Nebengemengteile.

Die Kristallisation hat die Durchbewegung überdauert.

Ein kleingefalteter Schiefergneis aus der Kessel K.-NE-Flanke zeigt u. d. M.: Der Plagioklas ist unverzwilligter Albit (Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz) ohne echte Fülle und entspricht Plag I (Exner). Plag III ist selten. Basische Randbildung ist zu beobachten. Quarz (schwach undulös-glatt auslöschend) bildet ein xenomorphes Pflaster. Der Biotit (n_x hellgelblich, n_y dunkelrotbraun) ist in wohlausgebildeten Scheitern zu Polygonalbögen angeordnet. Um Zirkon finden sich pleo-

chroitische Höfe. Muskowit ist in gleicher Menge wie Biotit vorhanden und mit diesem oft verwachsen. Lichtgrünlicher Klinochlor, der meist aus Biotit entstanden ist, enthält noch dessen Titanit- und Zirkoneinschlüsse. Klinozoisit und Granat sind selten. Titanit und Apatit bilden idiomorphe Körner. Erz. Postkristalline Deformation fehlt.

Bemerkenswert ist, daß sich auch in den Apliten Ballenalbite vom Typus Plag I (Exner) finden. Weiters fehlen den Apliten Strukturen, die an Erstarrungsgefüge erinnern. Es handelt sich anscheinend um ältere Aplite, die unter dem Einfluße der alpidischen Metamorphose umkristallisiert sind.

c) Gefeldspatete Schiefergneise: Diese Gesteine sind besonders in den mittleren und hangenden Teilen der Migmatitserie verbreitet. Teils handelt es sich um Biotitgesteine, die zonenweise von kleinen, runden Kalifeldspaten durchsetzt werden, die so dicht aneinander treten können, daß ein massiger Biotitaugengneis daraus entsteht. Teils sind es silbrig-graue Zweiglimmergneise mit großen Feldspatäugen. Biotit bildet feine Schüppchen, Muskowit überzieht in silbrigen Häutchen die Feldspatäugen. Die gefeldspateten Gesteine wurden zu einem Komplex zusammengefaßt, obwohl in ihnen Zonen mit fehlender oder unbedeutender Feldspatung liegen. Als Ganzes stellen sie aber eine petrographisch-fazielle Einheit dar. In diesen Gesteinen finden sich auch Aplite; H. P. Cornelius kartierte sie, daher als „aplitisch injizierte Schiefer“. Da aber in diesem Komplex die Feldspatung die aplitische Injektion überwiegt, und diese Gesteine in ihrem Erscheinungsbild den aplitisch injizierten Schiefern der unteren Migmatitserie sehr unähnlich sind, fasse ich sie hier als gefeldspatete Schiefer zusammen. Die Kalifeldspate kristallisierten nicht aus einer Schmelze, sondern sproßten durch Stoffzufuhr in den Schiefern auf. Man kann in den prächtig aufgeschlossenen Rundbuckellandschaften sämtliche Übergänge vom gefeldspateten Schiefer zum massigen Augengneis verfolgen. Häufigkeit, Abstand und Größe der Kalifeldspate wechseln zonenweise. Feldgeologisch läßt sich einwandfrei feststellen, daß die Kalifeldspate in die Schiefer eingewandert sind. Ob das zugeführte Material einem Ichor oder einer granitischen Schmelze entstammt ist nicht zu entscheiden.

U. d. M. zeigt ein Schriff aus dem Gebiet östlich der Schlattenkeeszunge: Mikroklin tritt in zwei Typen auf. Die großen xenomorphen Faser-, Ader- oder Haufenperthite zeigen flauere, meist aber fehlende Mikroklingitterung. Es kam zur Bildung von schachbrettgemusterten Haufenperthit (Exner). Die Großindividuen entsprechen Knaf III (Exner). Sie sind oft zerbrochen und von Mörtelkränzen umgeben. Die kleinen xenomorphen Individuen sind perthitfrei und scharf gegittert: Knaf I (Exner). Manchmal findet sich Knaf I als Rand von Knaf III. Der Plagioklas ist polysynthetischer Plag III (Exner) mit nicht allzu dichter Fülle (Hellglimmer, Epidot, Klinozoisit, Quarz). Plag I, unverzwillingt und meist einschlußfrei, tritt im Quarzpflaster oder in den Knaf III auf. Der An-Gehalt schwankt zwischen 8—13%. Etwas undulös auslöschender Quarz bildet mit Plag I und Knaf I ein granoblastisches Gemenge. Biotit ($n\alpha$ hellgelb, $n\gamma$ dunkelbraun) kommt in Blättchengruppen vor. Er enthält zahlreiche Titanitkriställchen (Insekteener) und pleochroitische Höfe um Orthit und Zirkon. Der Chlorit ist Pennin mit lavendelblauen Interferenzfarben; er entsteht aus Biotit und übernimmt dessen Titaniteinschlüsse. Epidot,

Klinozoisit und Granat sind häufig. Letzter bildet manchmal eigenartige, ringförmige Gebilde. Idiomorpher Apatit, Zirkon und Erz sind Nebengemengteile. Nur Plag III und besonders Knaf III zeigen posttektonische Deformation. Dabei wurde die Perthitsubstanz teilweise ausgetrieben und der Kalifeldspat scharf gegittert.

d) Hochweißenfeldgranitgneis (H. P. Cornelius): Er unterscheidet sich von den gefeldspateten Schiefen durch seinen Orthohabitus. Durch engeres Zusammentreten der Feldspate erhält er massiges Aussehen und zeigt dickbankige Absonderung. Es handelt sich um einen Zweiglimmergneis, in dem aber der Biotit überwiegt. Große Feldspat-Augen verursachen linsiges Gefüge. Bei der Verwitterung treten die Feldspate hervor, und es entsteht die für den Hochweißenfeldgranit typische rauhe Oberfläche, wodurch ein fleckiger, gesprenkelter Farbeindruck erweckt wird.

Mikroskopischer Befund: Mikroclin bildet große Individuen, die aber meist von Mörtelzonen umgeben sind. Mikroklingsitterung ist flau, meist fehlt sie aber. Es tritt nur äußerst feiner Faserperthit auf. Myrmekit wurde beobachtet. Auch der Plagioklas bildet große Individuen. Wie die Mikrocline sind auch sie zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen. Sie sind Plag III mit unzähligen feinen Zwillingslamellen und echter Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit). Die Zwillingslamellierung kann auch fehlen. In einem Plag III konnte ich ein ringförmiges Gebilde von Plag I beobachten. Durch Beobachtung der Lichtlinie zeigte sich, daß der Plag I saurer ist als der Plag III. Es dürfte sich um den komplizierten Schnitt einer Verwachsung von Plag I und Plag III handeln. Der An-Gehalt beträgt 13—15%. Man findet auch Plag I als Ballenalbit. Quarz löscht undulös aus, als Einschluß im Mikroclin besitzt er glatte Auslöschung. Biotit (n_{α} lichtgelb, n_{γ} braun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon; winzige Titanite durchziehen den Biotit in Form der „Insekteneier“. Muskowit ist nicht allzu häufig. Chlorit ist ebenfalls selten; er entsteht aus Biotit. Granat und Klinozoisit besitzen idiomorphe Korngestalt. Idiomorpher Apatit und Titanit, Zirkon, Karbonat und Erz sind Nebengemengteile. Wenn man von der undulösen Auslöschung des Quarzes absieht, beschränken sich die Anzeichen postkristalliner Deformation auf die Knaf III und Plag III.

Durch zahlreiche migmatische Partien verrät der Hochweißenfeldgranit seine Zugehörigkeit zur Migmatitserie. So finden sich in ihm gefeldspatete Schollen von Amphibolit oder Biotitgneis. Im Rundhöckergelände des Sandebentörls kann man diese unverdauten Schiefereinschlüsse besonders gut beobachten. Im Felde gewinnt man den Eindruck einer metasomatischen Herkunft der Feldspate. Auch der mikroskopische Befund spricht nicht gegen diese Annahme. Orientierte Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspat, die nach G. Frasl (Lit. 36) für Schmelzflußgranite typisch sind, fehlen diesem Gestein, ebenso fehlt idiomorpher und zonar gebauter Plagioklas. Ich neige zu der Annahme, daß der Hochweißenfeldgranit metasomatisch aus Schiefermaterial entstanden ist, wobei ich mich besonders auf die Feldbeobachtungen stütze. Die Grenzen des Hochweißenfeldgranits gegen die umgebenden Gesteine sind oft ziemlich scharf. Dies spricht aber nicht gegen die metasomatische Entstehung des Hoch-

weißenfeldgranits, da sich diese Gesteine nicht im primären Verband befinden und der Granitisationshof des Venedigers, zu dem der Hochweißenfeldgranit gehört, tektonisch gestört ist.

Typisch für den Bereich des Hochweißenfeldgranits sind Pegmatitgänge, die das Gestein diskordant und konkordant durchsetzen. Besonders bezeichnend sind die großen, blauen Kalifeldspate, die an den Salbändern angereichert sind. Diese erreichen einen Durchmesser bis zu 5 cm; meist zeigen sie schon makroskopisch deutliche Zerbrechungen. Die einzelnen Trümmer sind durch die helle Grundmasse wieder ausgeheilt. Die Pegmatite sind zweifelsohne jünger als der Hochweißenfeldgranit, obwohl er wahrscheinlich demselben Granitisationszyklus angehört wie die aplitische Injektion und die Feldspatung. Man findet dieselben blauen Feldspate auch im Hochweißenfeldgranit.

Durch regelmäßige Verteilung der Glimmer kommen manche Partien des Hochweißenfeldgranits dem Typus des Zentralgneises recht nahe (z. B. Viehleiten). Diese Gesteine nehmen eine Art Zwischenstellung zwischen Hochweißenfeldgranit und Zentralgneis ein. Wir finden also sämtliche Übergänge vom Zentralgneis über den Hochweißenfeldgranit zu den gefeldspateten Schiefen; die Grenzen Schiefer—Hochweißenfeldgranit und Hochweißenfeldgranit—Zentralgneis sind infolge späterer tektonischer Bewegungen scharf ausgebildet worden. Durch das verschiedene, gefügebedingte mechanische Verhalten der Gesteine entstanden die scharfen Grenzen, die Bewegungshorizonte darstellen.

8. Der Zentralgneis des Großvenedigers

In meinem Arbeitsgebiete tritt der Venedigerzentralgneis in zwei Zungen auf; Am weitesten reicht die Weißenneck-Dichtenzunge gegen E. Sie ist vom Kratzenberg See, im obersten Hollersbachtal, bis in das Gebiet des Tauern- und Fechtleben Kg. zu verfolgen. Die eigentliche Venedigerzunge tritt im Gebiet Vd. Kessel K.—Viltragen Kees—Roteben Törl auf.

Der Zentralgneis ist ein heller, massiger Granitgneis von meist mittlerer Korngröße; er kann aber auch grobkörnig oder feinkörnig, fast aplitisch werden. Letzteres ist besonders in der Dichtenzunge zu beobachten. Der regelmäßig verteilte Glimmer ist vorwiegend Biotit mit unscharf begrenzten Blättchen. Ein Charakteristikum des zentralen Venedigerstockes sind die basischen Schlieren. Es handelt sich um linsenförmige Anhäufungen von Biotit, Chlorit (und Hornblende?). In den randnahen Zungenteilen (besonders in der Dichtenzunge) finden sich häufig migmatische Einschlüsse. Im Gebiete der Prager Hütten durchziehen Züge von ziemlich basischem chlorit- und hornblendereichen Gesteinen den normalen hellen Biotitgranitgneis, der die Hauptmasse des Venedigerstockes aufbaut. Im Gebiete der Viltragen Nöcker konnte ich ein feinkörniges tonalitisches Ganggestein im Hochweißenfeldgranit beobachten. Das helle Gestein zerfällt durch die Klüftung in ein scharfkantiges Blockwerk. Es dürfte sich um das von Karl (Lit. 44) erwähnte Vorkommen handeln.

U. d. M. zeigt der Zentralgneis der Dichtenzunge ein kristalloblastisches Pflaster von Mikroklin, Plagioklas und Quarz, in dem Inseln von Biotit, Chlorit und Epidot verstreut sind. Der Mikroklin ist perthitfrei und zeigt immer xenomorphe Umrisse. Gitterung ist meist flau. Plagioklas ist meist polysynthetisch und vollgepfropft mit Mikrolithen (Hellglimmer,

Klinozoisit). Es scheint sich um harmonische Fülle zu handeln. Der Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz ergibt Albit. Quarz bildet oft ziemlich große Körner; er löscht schwach undulös aus. Der Biotit (n_x hellgelb, n_y schwarzbraun) überwiegt bei weitem den Muskowit, der selten in feinen Schüppchen auftritt. Epidot-Klinozoisit bildet Anhäufungen zahlreicher kleiner Körner. Orthit mit dunkelrotbraunem Kern erreicht ziemliche Korngröße. Der Chlorit ist Pennin. Zirkon und Titanit sind Nebengemengteile. Parallelgefüge ist in diesem Schliff nicht zu erkennen.

Die Beobachtungen an den Kontakten des Zentralgneises mit den Gesteinen der Migmatitserie stellen den Geologen vor die Frage: Ist der Zentralgneis ein Schmelzflußgranit, der die ihn umgebenden Gesteine metasomatisch und durch aplitische Injektion verändert hat? Sind die basischen Partien im Zentralgneis Entmischungerscheinungen, basische Konkretionen und assimilierte Schieferanteile? Oder weisen die beobachteten Übergangstypen von den gefeldspateten Schiefen über den Hochweißenfeldgranit zum Zentralgneis darauf hin, daß der gesamte Zentralgneiskörper durch Granitisation aus Schiefermaterial entstanden ist? Die Beantwortung dieser Fragen erfordert intensive petrographische Bearbeitung der Kontaktgesteine und die Untersuchung von Serienschliffen und chemischen Analysen. Das Problem muß daher hier offen bleiben, da die Feldbeobachtungen allein nicht schlüssig sind, zumal der Kontakt- oder Granitisationshof des Venedigers nicht in seinem ursprünglichen Zustand erhalten geblieben ist. Die tektonischen Störungen sind intensiver als man vielfach anzunehmen geneigt war. (Siehe Kapitel III.) Es läßt sich aber abschließend feststellen, daß Vermischung von Schiefer- und Granitmaterial eine bedeutende Rolle gespielt hat. Granitisation des Nebengesteins war bei der Zentralgneisgenese ein wichtiger Vorgang. Der Begriff Granitisation wird hier in dem Sinne gebraucht, daß verschiedene Schiefer und Amphibolite so verändert werden, daß sie in Bezug auf Chemismus, Mineralbestand und Gefüge einem Granit ähnlicher wurden. Die Frage, ob diese Veränderungen durch einen Schmelzflußgranit oder das Aufsteigen einer Migmatitfront hervorgerufen wurde, muß hier offen bleiben, da aus meinen Beobachtungen aus den Randgebieten nicht auf die zentralen Teile des Venedigerzentralgneisstokes geschlossen werden darf.

9. Marmor, Karbonatquarzit und Quarzit

In dieser Serie von Migmatiten, Augengneisen und Zentralgneis finden sich in einem bestimmten Niveau Marmor und Quarzite. An der Inneren First E-Flanke kann man intensiv verfaltete Gesteinslinsen (5 m mächtig) ungefähr 100 m weit verfolgen. Die Verwitterung läßt den Wechsel von Quarzit- und Karbonatbändern deutlich hervortreten. Die Dicke der Bänder schwankt zwischen 1—10 cm. Die Gesteinsoberfläche ist gelblich, der frische Bruch meist schneeweiß. Muskowit ist sehr selten; er beschränkt sich auf einige Schüppchen in s. Unter der SE-Wand der Roten Säule fanden sich im Schutt dieselben Gesteine. Westlich und südwestlich der genannten Vorkommen finden sich nur mehr gebänderte Quarzite ohne Karbonat. Diese Gesteine sind durch intensive Durchbewegung zu geringmächtigen Linsen ausgewalzt, die im Streichen nicht weit aushalten (Abreder W-Flanke, W-Weg und Viehleiten).

U. d. M. zeigen diese Gesteine wechselnde Mengen von Quarz und Karbonat. Die beiden Minerale sind Hauptgemengteile. Das xenomorphe Karbonat zeigt Drucklamellen. Der Quarz löscht etwas undulös aus. Die runden Quarzkörner, die als Einschlüsse im Karbonat vorkommen, besitzen vollkommen glatte Auslöschung. Die beiden Hauptgemengteile sind im Schliff gleichmäßig verteilt. Einzelne Albite vom Typus Plag I sind xenomorph und schließen Quarzkörner ein. Ziemlich selten finden sich Klinozoisit, Titanit, Apatit, Muskowit und Erz.

Die Bänderung und den Quarzgehalt betrachte ich als primär sedimentär. Es handelt sich um, entsprechend ihrer Position, stärker durchbewegte permotriadische Gesteine. An tektonisch besonders beanspruchten Stellen (Überschiebung des Hochweißenfeldgranits über die Schiefer und Quarzite) dürfte das Karbonat ausgetrieben worden sein; hier findet sich nur gebänderter Quarzit. Inmitten hochgradig granitisierter Migmatite sind diese triadischen Gesteine frei von jeglicher migmatischer Beeinflussung. Die wenigen Plag I (Exner) treten ja auch in den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle auf. Der Schluß ist daher ziemlich naheliegend, daß diese mesozoischen Gesteine auf einem variskisch migmatisierten Untergrund abgelagert wurden und während der alpidischen Orogenese durch Faltung und Überschiebung mitten in diese Migmatitserie hinein geraten sind. Die Marmore und Quarzite bezeichnen die Überschiebungszone der Höheren über die Untere Riffldecke ¹⁾.

10. Der Knorrkogelgneis (H. P. Cornelius).

Über dem mächtigen Migmatitkomplex folgt ein massiger Orthogneis. Dieser ist ein mittel-grobkörniger, fahlgrauer Zweiglimmergneis, in dem aber der Muskowit überwiegt. Mehrere lange Leisten von Kalifeldspat mit zonaren Biotiteinschlüssen sind sehr häufig, besonders in den tieferen Partien des Knorrkogelgneises zu beobachten. In den hangenden Partien wird das Gestein feinkörniger und schiefriger; statt der großen Feldspatkristalle treten von Muskowit überzogene Augen und schließlich nur mehr verschwommene, längliche Flecken auf. Es entsteht so aus dem Knorrkogelgneis ein grauer Schiefergneis mit hellen Flecken als den letzten Resten der gelängten Feldspatindividuen.

U. d. M. zeigt das Gestein linsiges Gefüge. Mikroklin ist fast perthitfrei, die Gitterung ist flau. Es kommt aber sowohl Faser als auch Aderperthit vor. Kleine Körner und die Randpartien der Großindividuen sind meist etwas schärfer gegittert. Letztere enthalten orientierte, regelmäßig begrenzte Plagioklaseinschlüsse, die reich an Mikrolithenfülle sind. Auch Biotit kommt als orientierter Einschluß vor. Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz wurde beobachtet. Myrmekite sind vorhanden. Die Mikrokline sind von Mörtelkränzen umgeben, Scherzonen mit Mörtelgrus und Glimmer durchziehen sie. Plagioklas ist polysynthetisch mit reicher Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit, Orthit, Biotit); er entspricht Plag III

¹⁾ Der Name „Obere“ Riffldecke wird hier vermieden, da diese nach H. P. Cornelius (Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier-Tauerntal [Ostalpen] Ber. d. R. f. Bdf. Wien. 1942 p5) nach SW zu bald auskeilt. Westlich des Matreier-Tauerntales fehlt sie bereits. Andererseits sind in meinem Arbeitsgebiet zwei tektonische Einheiten zu erkennen, die als Ganzes dem Komplex der Riffldecken entsprechen.

(Exner). Sie werden manchmal von einem einschlußfreien Saum von Plag I umgeben. Der An-Gehalt zeigt beträchtliche Schwankungen von reinem Albit bis 15% An. Auch der Plagioklas ist postkristallin deformiert. Der Quarz löscht fast glatt aus. Der feinschuppige Glimmer ist teils Biotit ($n\alpha$ hellgelb, $n\gamma$ grünbraun), teils Muskowit. Der Biotit ist stellenweise in Pennin umgewandelt. Klinozoisit, Epidot, Orthit (mit kastanienbraunem Kern), Titanit und Apatit sind an Glimmerzüge gebunden. Granat ist selten. Erz. Die Deformation ist postkristallin in Bezug auf Mikroclin, Plag III und teilweise Biotit.

F. Karl und O. Schmidegg (Lit. 80) vergleichen dieses Gestein mit dem Öztaler Altkristallin und halten es für voralpidisch. G. Fraisl (Lit. 36) betrachtet den Knorrkogelgneis als Schmelzflußgranit. Der Ausbildung der Kalifeldspate und dem Fehlen von Migmatiterscheinungen nach möchte ich mich deren Meinungen anschließen. Starke mechanische Beanspruchung ist sowohl makroskopisch als mikroskopisch zu beobachten. H. P. Cornelius zeichnet in seiner Aufnahmskarte Lamellen von Knorrkogelgneis in der oberen Migmatitserie ein. F. Karl denkt an Granitisationsverband des Knorrkogelgneis mit den Schiefen im Liegenden. Auch ich konnte beobachten, daß sowohl die Liegend- als auch die Hangendgrenze unscharf und daher schwer zu ziehen ist. Die Augengneislamellen in der oberen Migmatitserie betrachte ich als gefeldspatete Zonen dieser Serie, nicht aber als Knorrkogelgneis. Die Hangendgrenze ist durch die nach oben zunehmende Verschieferung des Knorrkogelgneises unscharf. Das eben besprochene Gestein entspricht dem Luckenkogelgneis (P. C. Benedict, Lit. 9).

II. Muskowitschiefer

Über dem Knorrkogelgneis folgt eine Serie hellgrauer Muskowitschiefer, die durch verschiedene Übergengenteile mehrere Typen erkennen lassen. Diese Gesteine werden nur makroskopisch beschrieben, da sie mein Arbeitsgebiet nur randlich berühren.

a) Muskowit-Albitschiefer: Sie sind am häufigsten. Durch Quarznauern erhalten sie linsiges Gefüge. Albitknötchen sind zonenweise sehr häufig. Chloritflecken wurden beobachtet.

b) Granatglimmerschiefer: Diese silbrigglänzenden Gesteine enthalten Granaten von 2—3 mm Korndurchmesser. Lagenweise kann dieser Betrag weit überschritten werden. Die grünen Flecken um die Granate zeigen deren beginnende Chloritisierung.

c) Aktinolith- und Chloritoidschiefer: In den Schichtflächen liegen manchmal Säulchen und Stengel von Aktinolith, in den oberen Partien dieser Serie finden sich kleine schwarzgrüne Kriställchen von Chloritoid.

d) Graphitglimmerschiefer-Graphitphyllit: Durch Häufung graphitischen Pigments entwickeln sich aus den Muskowitschiefern gegen das Hangende zu Graphitphyllite. Diese schwärzlichgrauen Gesteine führen Granat und Chloritoid.

Die oben beschriebenen Typen wechsellagern auch; im Gebiet nördlich der Badener Htt. sind ihnen auch Amphibolite eingeschaltet.

12. Weißspitzmesozoikum und Eklogitserie (Egger)

Die Gesteine dieses Komplexes wurden sehr eingehend von A. Egger (Lit. 27) beschrieben; ich habe sie nur durch Übersichtsbegehungen kennengelernt:

a) Helle Kalkmarmore mit Serizit und Fuchsit, gelbliche Dolomite und Rauchwacken, helle Quarzite sowie Serizitquarzite gehören dem Mesozoikum an.

b) Die oben genannten Gesteine wechsellagern mit Granatglimmerschiefern, Muskowitschiefern, Granatgraphitschiefern, Granatgraphitphylliten, Graphitquarziten und Graphitschiefern. Diese dürften teilweise der Serie II angehören. Wahrscheinlich handelt es sich um die Verschuppung einer normalen Schichtfolge von Glimmerschiefer (\pm Granat \pm Chloritoid), Graphitglimmerschiefer, Graphitphyllit, Quarzit und Kalk- und Dolomitmarmor.

Die Graphitgesteine sind jenen der Granatspitzhülle ziemlich ähnlich. Gleich ihnen dürften sie wohl altersmäßig in das Jungpaläozoikum zu stellen sein. Da sie aus den Glimmerschiefern im Liegenden ohne scharfe Grenze hervorgehen, wird auch noch ein Teil der Muskowitschiefer paläozoisches Alter haben. Die hellen Quarzite über den Graphitphylliten sind permotriadisch. Rauchwacken, Dolomite und Kalkmarmore sind sicheres Mesozoikum.

c) Die Eklogite bezeichnen die Basis der Oberen Schieferhülle. Es sind massige oder gebändert-plattige Gesteine von gift- bis flaschengrüner oder violetter Farbe, je nach Überwiegen von Omphazit und Hornblende oder Granat. Feine Muskowitblättchen in s sind sehr charakteristisch. In diesen lebhaft farbigen Gesteinen findet sich auch blauer Disthen (Weißspitze).

Diese charakteristische Gesteinsvergesellschaftung von Granatglimmerschiefern, Chloritoidschiefern, Quarziten, Graphit- und Karbonatgesteinen und Eklogiten findet sich in der südlichen und südöstlichen Venedigergruppe (Egger), in der südlichen Granatspitzgruppe (P. C. Benedict) und in der Glocknergruppe (H. P. Cornelius, E. Clar). Bei Betrachtung dieser Serie wird man an das Mesozoikum der Seidelwinkeldecke und die Schwarzkopffolge der Glocknergruppe erinnert. Die Stellung dieser Serie an der Basis der Oberen Schieferhülle ist jedenfalls der Position der oben genannten Gesteinsfolgen sehr ähnlich.

C. Die Metamorphose

Ich habe somit sämtliche in meinem Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine behandelt und will nun deren Metamorphose kurz besprechen: Die wichtigsten Hinweise auf die Bedingungen der Metamorphose geben der Mineralbestand und das Gefüge. Deren Auswertung wird aber sehr erschwert, da viele Gesteine in ihrem heutigen Zustande das Produkt mehrerer Metamorphosen sind. So können sich neben alpidisch gebildeten Mineralen solche der variskischen oder noch älterer Metamorphosen befinden. Selbst innerhalb der alpidischen Orogenese waren die P/T Bedingungen nicht konstant. Ebenso schwierig ist es, alpidische und ältere Strukturen in den Gesteinen auseinander zu halten.

Betrachtet man die behandelten Gesteine, so läßt sich kein wesentlicher Unterschied in der Mineralfazies erkennen. Dies ist aber nicht verwunderlich, da sich meine Aufnahmen auf die tiefst aufgeschlossenen Stockwerke der Hohen Tauern beschränkten. Wir haben es hier nur mit dem Zentralgneis und mit Gesteinen der Unteren Schieferhülle zu tun.

Der wesentliche Mineralbestand kristallisierte unter den Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolitfazies (A.E.A.-Fazies): In sämtlichen Gesteinen konnte als einziger Plagioklas Albit, manchmal allerdings mit basischem Randsaum von Oligoklasalbit, beobachtet werden. Besonders die polysynthetischen Plag III (Exner) der alpidischen Orogenese gehören in diese Fazies. Wahrscheinlich sind nur die kleinen perthitfreien Mikrokline mit flauer bis scharfer Gitterung hierher zu stellen (Knaf I, Exner). Der Amphibol ist meist eine grünblaue Hornblende. Teilweise sind auch Biotit und Muskowit Bildungen dieser Fazies. Epidot und Klinozoisit kommen in fast allen Gesteinen vor. Ein Teil des in den Gesteinen vorkommenden Granats ist sicher alpidisch gebildet. Dies gilt besonders für die Granatglimmerschiefer an der Überschiebungslinie zwischen Oberer und Unterer Riffdecke. Auch die Chloritoiden der Granatspitzhüllschiefer und der obersten Riffdecke dürften in diese Fazies zu stellen sein. Als echtes „Stressmineral“ scheint sich der Chloritoid nur in Zonen besonders intensiver Durchbewegung gebildet zu haben. Eine solche Zone ist sowohl die obere Granatspitzhülle als auch der Grenzbereich der obersten Riffdecke gegen die Eklogitzone. Die Bildung des Chloritoids fällt in die Zeit der Überschiebungsbewegungen an den oben genannten Zonen. Merkwürdig ist das Auftreten des Chloritoids in den biotitreichen Granatspitzhüllschiefern deshalb, weil dieses Mineral sonst nur in K-armen Bildungsbereichen auftritt. Vielleicht ist dieses Verhalten durch spätere K-Zufuhr im Zusammenhange mit der Biotitporphyroblastenbildung zu erklären. Der Chloritoid hätte sich während der Überschiebungsbewegungen in den Graphitquarziten gebildet; während der die Durchbewegung überdauernden Tauernkristallisation entstand dann unter K-Zufuhr der Biotit. Die Kristallisation unter den Bedingungen der A.E.A.-Fazies überdauerte die Hauptbewegungsphasen in den Hohen Tauern. (Tauernkristallisation B. Sander.)

Der Mineralbestand der A.E.A.-Fazies wurde später teilweise in Minerale der Grünschieferfazies übergeführt. Zwei Phasen der Umwandlung lassen sich erkennen:

1. Umwandlung von Hornblende und Granat in Biotit. (Vielleicht findet diese Reaktion teilweise noch während den Bedingungen der A.E.A.-Fazies unter K-Zufuhr statt);
2. Umwandlung von Hornblende, Granat und Biotit in Chlorit. Aus Biotit entsteht auch teilweise Muskowit.

Auch die Bildung von Karbonat dürfte hierher zu stellen sein. Ballenalbite bildeten sich noch während der Grünschieferfazies; dies beweisen Albitknoten in fast monogenen Chloritgesteinen. Die Reaktionen während der Grünschieferfazies sind in allen Gesteinen zu beobachten, die Prägung des Mineralbestandes durch die A.E.A.-Fazies blieb aber erhalten. Wo junge Bewegungen stattfanden, gelang es der Grünschieferfazies, Mus-

kowit-Chlorit- oder monogene Chloritgesteine zu erzeugen. Unvollständig chloritisierte Granate sind meist die einzigen Relikte des älteren Mineralbestandes.

Während der Metamorphose kam es zu ausgedehnten Stoffmobilisationen; metasomatische Vorgänge, Zufuhr und Abfuhr von Material spielten daher eine große Rolle:

Biotitisierung von Hornblende und Granat und das Aufsprossen großer Biotitporphyroblasten (besonders in der Granatspitzhülle) dürften zum Teil auf K-Zufuhr zurückzuführen sein. Dieser Vorgang muß nach der Hauptbewegungsphase stattgefunden haben, da die Biotite vielfach unabhängig vom S-Gefüge gewachsen sind. Biotitisierung ist in den Granatspitzhüllschiefnern, dem Basisamphibolit, aber auch in Gesteinen der Riffeldecken zu beobachten.

Die für die Tauern typische Albitporphyroblastenbildung muß mit Alkalizufuhr in Verbindung gebracht werden. Diese kann aber nicht vom Zentralgneis ausgehen, da z. B. im westlichen Glocknergebiet die Granatspitzhülle, die den Zentralgneis direkt überlagert, fast frei von Albitporphyroblasten ist, die Gesteine der Riffeldecken darüber aber vollgeprofft mit Ballenalbiten sind. Die Herkunft der Na-Zufuhr wird irgendwo in der Tiefe angenommen (Lit. 17, 25). Diese Annahme erklärt aber nicht die Armut an Albitporphyroblasten in der Granatspitzhülle. Das Zusammenfallen der stärkst albitisierten Teile der Riffeldecken mit der Gegend starker Aplitudurchhäderung fiel auch H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) auf. Primärer Zusammenhang wird aber abgelehnt, weil die Aplite selbst albitisiert sind. Ich möchte den Ursprung der Albitisierung doch in der starken granitischen Durchtränkung der Riffeldecken sehen. Hier kam es zur Anhäufung sauren, alkalireichen Materials und hier finden wir auch daher die stärkste Albitknotenbildung. Durch die Tauernkristallisation wurden bedeutende Mengen von Albitsubstanz aus dem granitischen Anteile der Riffeldecken mobilisiert und dieses Material wurde entweder im Ursprungsgestein selbst oder im Nachbargestein in Form von Albitknoten abgesetzt. Wie weit diese Stoffwanderungen reichen können, zeigen Albitporphyroblasten in der Oberen Schieferhülle.

Die Bildung basischer Randzonen um Albit ist häufig zu beobachten. Man dachte an Steigen der Temperatur im Zusammenhange mit der Na-Zufuhr aus der Tiefe gegen Schluß der Metamorphose (Lit. 17). Vielleicht ist die Ursache der inverszonaren Plagioklase im Wärmestau durch die überlagernden ostalpinen Decken zu sehen. Da die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ziemlich gering ist, hätte sich der Temperaturanstieg erst spät bemerkbar gemacht. Die Heraushebung der Tauern und die Abtragung des ostalpinen Daches beendete die Metamorphose.

Die aus der Mineralfazies abzuleitenden Temperaturen von 200—300° C können zwanglos aus der Überlagerung durch das Ostalpin, ohne die Annahme eines Plutons in der Tiefe, erklärt werden (im Gegensatz zu Bederke, Lit. 8 a). Entsprechend dem mittleren geothermischen Gradienten (1° auf 30 m) gelangte dadurch das Penninikum in einen höher thermalen Bereich. Durch die bei der progressiven Metamorphose vor sich gehenden endothermen Reaktionen wurde wohl ein Teil des normalen Wärmestromes

kompensiert, so daß sich der durch die Überlagerung verursachte Temperaturanstieg im Penninikum nicht sofort auswirkte. Es war wohl ein gewisser Zeitraum notwendig, um die Gesteine auf die durch die Mineralvergesellschaftung angezeigten metamorphen Temperaturen aufzuheizen.

Weiter muß man bedenken, daß in den ersten Stadien der Orogenese viel Material aus den kühleren, oberen Schichten in die Tiefe eingefaltet oder im Sinne der Unterströmungstheorie eingesaugt wird; es bildet sich ein Sialtiefenwulst (Ch. Exner). Es ist daher mit einer Verbiegung der Geoisothermen gegen das Erdzentrum zu rechnen. Migmatisierung des in die Tiefe gedrückten Gesteinmaterials setzt ein, aufgeschmolzenes Material und Migma dringen in höhere Orogenteile ein; im Zusammenhang damit werden wohl die Geoisothermen nach aufwärts verbogen. Der normale Wärmestrom der Erde wird folglich in den Anfangsstadien der Orogenese etwas verringert, in den fortgeschrittenen Stadien verstärkt werden. Dies könnte mit einer Ursache für die Bildung inverszonarer Plagioklase sein (fortschreitender Temperaturanstieg im Laufe der Orogenese).

Möglicherweise ist die K-Zufuhr und die durch sie verursachte Biotitisierung der Hornblende die Ursache für inversen Zonenbau. Bei dieser Reaktion wird Ca frei und der Chemismus des Bildungsmilieus der Plagioklase wird dadurch verändert. Die Ursache wäre in diesem Falle in einer Änderung der Konzentration der im Gestein zirkulierenden Lösungen zu suchen.

Die Erscheinung des schachbrettgemusterten Haufenperthits ist vielleicht auch auf Na-Zufuhr zurückzuführen (Metasomatoseprinzip Exner). Zum Teil ist Umlagerung der im Kalifeldspat primär gelösten Albitsubstanz die Ursache (Entmischungsprinzip Exner).

Nachdem wir die Kristallisationsprodukte der hier wirksamen Mineralfazien und einige metasomatische Vorgänge kennen gelernt hatten, wollen wir nun auf die Frage nach Relikten älterer metamorpher Phasen eingehen: Als solche kommen in erster Linie die Knaf III und Plag III mancher Orthogneise in Frage (z. B. Felber Augengneis, Knorrkogelgneis, Hochweißfeldgranit und gefeldspatete Schiefer der Migmatitserie). Die genannten Minerale zeigen oft ziemlich starke Zertrümmerungen und Auslängung in s, während die Kristallisation von Hornblende, Glimmer und Chlorit die Durchbewegung überdauert hat. Knaf III und ein Teil des Plag III sind also älter als die Tauernkristallisation. Kleinere Trümmer von Mikroklin, die dem Typ Knaf I entsprechen, dürften gemeinsam mit Plagioklas und Quarz während der Tauernkristallisation zu einem kristalloblastischen Gemenge umkristallisiert sein. Es tritt die Frage auf, ob die Knaf III und Plag III Relikte einer älteren alpinen Phase sind oder der variskischen Ära entstammen. Die Dünnschliffuntersuchungen geben keine Antwort darauf. Auf Grund geologisch-tektonischer Überlegungen möchte ich diese Relikte eher dem variskischen Zyklus zuordnen.

Es mögen nun die Migmatisierungen, jene metamorphen Bereiche besprochen werden, die von den magmatischen nicht mehr klar abzutrennen sind. Das Charakteristikum der Migmatite ist die intensive Vermischung von granitischer Substanz mit vorher vorhandenen, älteren Gesteinen (Paläosom). In klassischer Form sind diese Erscheinungen in den Riffdecken und speziell in der Migmatitserie zu beobachten:

a) Die schwächste Form der Migmatisation ist die lagenweise Injektion, wo das primäre Parallelgefüge der Gesteine erhalten blieb.

b) Netz und Schollen migmatite: Durch diskordante aplitische Durchädung ging das Parallelgefüge verloren.

c) Diffuse aplitische Durchtränkung: Die Grenzen zwischen Aplit und Paläosom sind verschwommen, Relikte des Paläosoms werden nur schemenhaft abgebildet.

d) Von den bisher genannten aplitischen Migmatiten sind die gefeldspateten Gesteine zu unterscheiden. Sie sind durch das Aufsprossen von Knaf III — Porphyroblasten gekennzeichnet.

e) Der Hochweißenfeldgranitgneis nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen gefeldspatetem Schiefer und Zentralgneis ein. In diesem Migmatitgranit finden sich Partien, die dem Zentralgneis sehr ähnlich sind.

f) Der Zentralgneis enthält stellenweise Einschlüsse von unverdaulichem Schiefermaterial.

Die Mächtigkeit der Migmatitserie nimmt von der Glocknergruppe und der südlichen Granatspitzgruppe (200—300 *m*) gegen W ungeheuer zu. Im Gschlöß—Weißeneckgebiet beträgt die Mächtigkeit bestimmt über 2000 *m*. Feldgeologisch läßt sich einwandfrei der Nachweis erbringen, daß die Migmatite des Glocknergebietes mit denen des Venedigerstockes in Zusammenhang stehen. Die Zunahme der Mächtigkeit und teilweise auch des Granitisationsgrades der Migmatitserie zeigt, daß der Zentralgneiskörper des Venedigers der Herd der Migmatisation gewesen ist. Ich bringe daher die Migmatite der Riffdecken mit der Bildung des Venedigerkernes in Zusammenhang, im Gegensatz zu H. P. Cornelius, der die Injektion der Riffdecken für älter hält (Lit. 25). Die Migmatitbildungen und somit auch der Zentralgneis haben entweder frühalpidisches oder variskisches Alter, keineswegs kann man aber den Venedigerzentralgneis als alpidischen Spätgranit auffassen (Lit. 19, 25). Die Möglichkeit, daß manche Partien des Venediger-Zentralgneiskörpers alpidisch gebildet seien, ist durchaus gegeben. F. Karl (Lit. 44 b). Da hauptsächlich geologisch-tektonische Beobachtungen für die oben genannten Annahmen sprechen, wird auf das hier nur angedeutete Zentralgneisproblem im tektonischen Abschnitt eingegangen werden.

III. Tektonik

Nachdem wir die Gesteine und deren Metamorphose kennengelernt hatten, wollen wir uns mit den Lagerungsverhältnissen beschäftigen. In diesem Abschnitte soll der Gebirgsbau dargestellt werden. Die geologische Karte, die Strukturkarte und Profilserien mögen ein räumliches Bild der manchmal ziemlich komplizierten Lagerungsverhältnisse vermitteln. Durch Gefügediagramme wird der Verformungsplan veranschaulicht. Darstellung der Lagerungsverhältnisse und Verformungsbilder sollen zusammen ein räumliches und zeitliches Bild des Bewegungsablaufs geben.

Bereits im II. Kapitel konnte darauf hingewiesen werden, daß in meinem Arbeitsgebiet zwei in ihrer Fazies verschiedene Großeinheiten zu erkennen sind, von denen die eine zweigeteilt ist:

- Untere Schieferhülle: {
1. Granatspitzkern
und Hülle:
 2. Riffdecken
 - a) Untere Riffdecke mit Weißeneck-Dichtenzunge;
 - b) Höhere Riffdecke mit Venedigerzunge

Die genannten Einheiten sind durch ihre besonderen Fazien ausgezeichnet. So beschränken sich die Migmatitbildungen auf die Riffdecken. Es zeigt sich, daß in der Unteren Riffdecke meist aplitisch durchäderte Amphibolite und Schiefer, in der Höheren vorwiegend Schiefergneise mit Kalifeldspatporphyroblasten auftreten.

Die Überschiebungslinien sind meist durch Zonen intensiver Durchbewegung gekennzeichnet. An ihnen finden sich Leitgesteine, die aber nicht überall vorhanden sind. (Z. B. Graphitquarzite der Granatspitzhülle, praekristalline Mylonite an der Basis der Riffdecken, Marmore und Quarzite an der Überschiebungslinie der Höheren über die Untere Riffdecke).

Es möge hier betont werden, daß die „Überschiebung“ von „Decken“ in diesem tieftauriden Stockwerk nicht bedeutet, daß starre Blöcke an Bewegungsbahnen übereinander geschoben wurden. Es ist vielmehr anzunehmen, daß zur Zeit der Hauptbewegungen in den Tauern eine große Teilbeweglichkeit vorhanden war (Fließtektonik). Ein Großteil der Bewegung erfolgte daher innerhalb der Deckenkörper. Als „Decken“ werden hier Serien zusammengefaßt, deren Gesteine ähnlichen petrographischen Charakter aufweisen; die Verschiedenheiten in der petrographischen Fazies dieser Serien machen die Existenz größerer, dazwischen liegender Bewegungsbahnen wahrscheinlich und rechtfertigen den Begriff „Decke“.

1. Der Granatspitzkern und seine Hülle

Diese tektonisch tiefste in meinem Arbeitsgebiet aufgeschlossene Einheit fällt allseitig unter den Komplex der Riffdecken ein. Eine Zentralgneiskuppel wird von geringmächtigen Gesteinen der Granatspitzhülle überlagert. Der Zentralgneis fällt mit 30—40° unter seine Hülle ein. Nur an der SW-Seite des Granatspitzkernes ist der normale kuppelförmige Bau gestört. Hier kann man Zentralgneislamellen beobachten, die in den Gesteinen der Granatspitzhülle stecken. Schiefermaterial befindet sich hier im Liegenden des Zentralgneises. Aus der südwestlichen Granatspitzgruppe beschrieb daher auch L. Kölbl (Lit. 50) das Ausheben des Granatspitzkernes gegen W. In meinem Arbeitsgebiete taucht der Zentralgneis im Gebiet Ader Sp., Seetörl, Landeck T., Glocken Kg. unter die Schieferhülle ein. In der Haupmer-Frögeckflanke kann man Granatspitzhüllschiefer und Basisamphibolit im Liegenden einer Zentralgneislamelle beobachten. Dieser Lappen keilt aber in den Hüllschiefern gegen SW bald aus. Dieser Lamelle entspricht der Zentralgneislappen SW und W des Daberkögeles. Gleich über dem E-Weg liegt hier eine von der Erosion verschonte Scholle aus Zentralgneis der Granatspitzhülle auf. Der Gipfel des Daberkögeles und des Riegel K. wird aber bereits von einer zweiten höheren Zentralgneislamelle gebildet. Dieser entspricht der Zentralgneis

vom Bären K.-Gipfel. In der E-Flanke des Meßeling K. steckt ebenfalls ein Zentralgneiskeil; er entspricht dem Zentralgneiskörper, der das Kar östlich des Grauen und Schwarzen Sees aufbaut. Hier ist eindeutig zu beobachten, daß sich sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des Zentralgneises Schieferhüllgesteine befinden. Eine höhere und eine tiefere Zentralgneislamelle stecken in der südwestlichen Granatspitzgruppe in den Hüllgesteinen. Die geologischen Verhältnisse im Steilabfalle des Hochgassers gegen das Amertal zeigen jedoch, daß die Hauptmasse des Zentralgneises auch im W unter die Untere Schieferhülle untertaucht. Falls der Granatspitzkern gegen W aushebt, müßte man in diesem tief eingeschnittenen Tale die Liegendeschiefer des Zentralgneiskernes beobachten können. Im oberen Amertale steht durchwegs Zentralgneis an.

Die komplizierten Lagerungsverhältnisse in der südwestlichen Granatspitzgruppe sind durch Einpressung von Schiefersynklinalen in den Zentralgneiskörper zustande gekommen. Das Enden dieser Synklinalen ist E vom Grünen See, SSW vom Daberkögele und N vom Daberbach zu beobachten. Die Zentralgneislamellen, welche die Schiefersynklinalen trennen, keilen gegen SW und W aus. Dieses „Ausfasern“ der Zentralgneislamellen gegen W beschreibt auch H. P. Cornelius (Lit. 19).

In der westlichen und südwestlichen Granatspitzgruppe, aus der die Verfaltungen von Zentralgneis mit der Granatspitzhülle eben beschrieben wurden, erreicht die Granatspitzhülle erhebliche Mächtigkeit. Der Basisamphibolit bildet die tieferen Partien der Granatspitzhülle und vertritt in den am weitesten in den Zentralgneis eingepreßten Schiefermulden die Hüllschiefer. Letztere überlagern den Basisamphibolit und fallen mit annähernd gleichem Winkel ein wie die Hänge (Wolgemut A., Daber A.). An den Bacheinschnitten ist der Basisamphibolit im Liegenden der Hüllschiefer aufgeschlossen (mittlerer Lauf des Daber B., unterer und oberer Lauf des Meßeling B.). Die Marmor- und Quarzitlinsen SW vom Schwarzsee gehören einer in den Zentralgneiskern eingepreßten Schiefersynklinale an, sie sind also innerhalb der Granatspitzhülle verfaltet.

Östlich dieses Bereiches mit mächtig und gut entwickelter Granatspitzhülle fehlt der mächtige Basisamphibolit. Die Granatspitzhüllschiefer bilden nur ein geringmächtiges, stellenweise gänzlich auskeilendes Band (Hauptmer K., Glocken Kg. und Seetörl). Gegen die Ader Sp. zu gewinnen die Hüllschiefer wieder an Mächtigkeit. NE von der Hauptmer A. und im Landecktal ist die Granatspitzhülle zur Gänze verdrückt. Der basale Amphibolit der Riffdecken lagert hier direkt dem Granatspitzkern auf.

Die Durchbewegung erfolgte im Granatspitzkern und dessen Hülle nach N—S- bis NW—SE-Achsen. Aus den Diagrammen (D 7, D 8, Tafel XXI) ist zu ersehen, daß die Achsenlagen ziemlichen Schwankungen unterliegen. So finden sich auch vereinzelt SSW-Achsen. Südlich des Hauptkammes fallen die Achsen gegen S bis SE, nördlich desselben gegen N bis NW ein. Am Hauptkamm selbst, wo die Schichten schwebende Lagerung einnehmen, liegen auch die Achsen horizontal. Dies spricht für eine junge Verbiegung der bei der Hauptdurchbewegung geprägten Strukturen.

Die Vergenz der Hauptbewegungen ist von SW bis WSW gegen NE bis ENE gerichtet. Daher zeigt die SW-Seite des Granatspitzkernes die

intensivste Durchbewegung. Hier kam es zum Stau und zur Einpressung der Granatspitzhülle in den Zentralgneiskern. An der S-Seite des Granatspitzkernes und in dessen Dachregion wurde die Granatspitzhülle von der überfahrenden Schubmasse der Riffdecken ausgedünnt und stellenweise gänzlich verdrückt.

Das Schichtfallen beträgt im S der Granatspitzgruppe ungefähr 40° gegen SE bis SW, in der westlichen 20° gegen WSW bis WNW.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Die Kuppel des Granatspitzkerns taucht allseitig unter die Gesteine der Unteren Schieferhülle ein. In der südwestlichen Granatspitzgruppe sind diese Verhältnisse durch den Stau und die Einpressung der Hüllgesteine in den Zentralgneiskörper kompliziert. Die genauen feldgeologischen Aufnahmen ergaben auch hier, daß die Hauptmasse des Zentralgneises gegen W unter die Granatspitzhülle absinkt und nur in der Dachregion geringmächtige, bald auskeilende Zentralgneis lamellen in der Granatspitzhülle stecken. Die Zentralgneiskuppel muß schon vor der Durchbewegung ziemlich steile Flanken besessen haben, sonst wäre es wohl nicht zu den Stau- und Einpressungserscheinungen der SW-Seite gekommen, sondern zu Ausdünnungen und Abpressungen, wie wir sie in der südlichen Granatspitzgruppe vorfinden.

Die Überschiebungsbahn der Riffdecken wird durch die dunklen Graphitphyllite und -quarzite der Granatspitzhülle gekennzeichnet. Die Deckengrenze verläuft in meinem Arbeitsgebiete vom mittleren Ader Sp.-N-Grat über das Seetörl ins Landecktal und von hier zum Glocken Kg. Zwischen letzterem und dem Hauptmer K. ist der Rundbuckellandschaft der Kelder der Granatspitzzentralgneis im Liegenden des Weinbühelamphibolits halbfensterförmig aufgeschlossen. Vom Hauptmer K. zieht die Deckengrenze durch die Frögeck-N-Flanke ins Tauerntal, von hier in die orographisch rechten Hänge. Durch die schlechten Aufschlußverhältnisse ist westlich des Matreier Tauern Hs. der weitere Verlauf nicht genau feststellbar. Der vom Felber Tauern gegen SSE ziehende Bruch hat hier höhere Einheiten der Riffdecken gegen die Granatspitzhülle versetzt. Die Überschiebungsbahn ist daher im Bereich E vom Krammbühel, im Wolgemut A-Gebiet, nicht aufgeschlossen. Die beiden Deckenkörper stoßen hier an einem Bruch aneinander. Erst vom Weinbühel an ist die Überschiebungsbahn wieder aufgeschlossen, sie ist von hier in nordwestlicher Richtung weiterzuverfolgen. Der Meßeling K. ist eine Deckscholle der Riffdecken. Er besteht aus Weinbühelamphibolit, der schüsselförmig auf ziemlich flachgelagerten Granatspitzhüllschiefern liegt. In diesen steckt der Zentralgneiskeil der Meßeling-E-Flanke.

2. Die Riffdecken

Wie schon wiederholt betont wurde, unterscheiden sich die Riffdecken von der Granatspitzhülle durch ihre Migmatitfazies. Innerhalb der Riffdecken lassen sich faziell und tektonisch zwei Einheiten unterscheiden: Eine Untere Riffdecke, die aus aplitisch injizierten Amphiboliten, Schieferen und Orthogneis aufgebaut wird. In der Höheren Riffdecke spielen die injizierten Amphibolite keine bedeutende Rolle; sie wird hauptsächlich aus Schiefergneisen, in denen Kalifeldspatung die aplitische Injektion überwiegt, weiters aus Orthogneisen und Glimmerschiefern aufgebaut. Die

die Riffdecken trennende Fuge wird im Gebiete Sandeben Törl, Abreder K., Innerer First und Viehleiten durch triadische Quarzite und Karbonatgesteine bezeichnet. Das bereits wesentlich reicher entwickelte Weißspitzmesozoikum (A. Egger) bildet die Grenze gegen die mit der Eklogitserie einsetzende Obere Schieferhülle.

Der Begriff der Riffdecken wurde von H. P. Cornelius und E. Clar im westlichen Glocknergebiet geprägt. Um nicht die Literatur noch mehr mit Namen zu belasten, wird hier an dieser Bezeichnung festgehalten, zumal mit Sicherheit festgestellt werden konnte, daß die betreffenden Gesteinsserien meines Arbeitsgebietes den Riffdecken des Großglocknergebietes voll entsprechen. Die hier ausgeschiedene Höhere Riffdecke, muß aber nicht in vollem Umfange der Oberen Riffdecke (Lit. 17) entsprechen.

a) Die Untere Riffdecke: An deren Basis befindet sich überall in meinem Arbeitsgebiet ein aplitisch injizierter und durchtränkter Amphibolitzug. Ich habe dieses Gestein als Weinbühelamphibolit beschrieben. Dieser ist meist durch einen Bewegungshorizont von der unterlagernden Granatspitzhülle getrennt. In diesem Gesteine zeigt sich zum ersten Male die starke aplitische Durchträngung, die für die Untere Riffdecke charakteristisch ist. Ich ziehe daher im Gegensatz zu H. Holzer (Lit. 42) den Weinbühelamphibolit bereits zu den Riffdecken.

Dieser Amphibolitzug ist vom Weinbühel über die Deckscholle des Meßeling K., NW an der Schild A. vorbei zum Frögeck, Haupmer K. und Glocken Kg. zu verfolgen. Von hier zieht er in das Landecktal, zum Seetörl und zur Ader Sp. Die von E. Clar (Lit. 17) aus dem Dorfertale beschriebenen lagig injizierten Amphibolite dürften diesem basalen Amphibolitzug entsprechen.

Über dem Weinbühelamphibolit folgt der Augengneis vom Felber Tauern. Dieser Orthogneis zieht vom Felber Tauern über den Krambühel ins Tauerntal, wird hier von der Verwerfung abgeschnitten und erscheint wieder bei der Schild A. Im Haupmer A.-Gebiet ist er weit verbreitet; von hier streicht er zum Breitlahn K., in das Landecktal und zum Brochet K. In der Knappen K.-NW-Flanke keilt er aus.

Die darüber folgende Migmatitserie ist, wie bereits betont, durch die Vormacht aplitisch injizierter Amphibolite und Schiefer ausgezeichnet. Im Gebiete des Knappen K. noch nicht allzu mächtig, schwillt diese Serie gegen W immer mehr an und erreicht im Gebiete Tauern Kg.—Gschlöß—oberes Hollersbachtal ihre größte Mächtigkeit. Das S-Fallen der südlichen Granatspitzgruppe geht im W in ein SW bis WSW Fallen über, wobei der Fallwinkel geringer wird. In dem Gebiete mit mächtig entwickelter Migmatitserie steckt eine Zunge von Venedigerzentralgneis. Diese zieht vom Kratzenbergsee südlich der Fürther Htt. vorbei über das Weiseneck gegen das Ht. Moos. Da ist die Zentralgneiszung von Schutt und Bergstürzen verdeckt. Im Gebiet um die Dichten Scharte erscheint der Zentralgneis wieder und gewinnt im Dichtenkar weite Verbreitung. Der südlichste Aufschluß liegt bei der Kote 2232 auf der SW Begrenzung des Kares. Zentralgneislapfen, die dieser Zunge angehören, stecken in der Gipfelregion der Hochbirg Höhe (2798 m), im Tauern Kg. und Fechtleben Kg.

Die Grenze des Zentralgneises dieser Zunge gegen die umgebenden Migmatite ist im allgemeinen ziemlich unscharf. In den Migmatiten finden sich immer wieder Bänder und Zonen, die dem Zentralgneis sehr ähnlich werden. Hier scheint der primäre Kontakt des Zentralgneises mit den Migmatiten erhalten geblieben zu sein. In den östlichen Bereichen (Hochbirg H., Tauern Kg., Fechtleben Kg.), wo die Weißeneck-Dichtenzunge, vermutlich durch den Widerstand des Granatspitzblockes zu steilem Aufstieg gezwungen wurde, ist die Zentralgneisgrenze scharf ausgebildet. Die intensive Durchbewegung hat die Zentralgneisgrenze als Diskontinuitäts-grenze des mechanischen Verhaltens zu einem Bewegungshorizont umgeformt. Der primäre Intrusions- oder Granitisationsverband ist hier gestört, die Grenze Zentralgneis—Migmatit dadurch deutlicher.

In dieser Zentralgneiszunge finden sich oft ziemlich mächtige Bänder von Migmatit, die ich für primär eingeschaltet halten möchte. Wahrscheinlich veränderte die spätere Durchbewegung die äußere Form dieser primär angelegten Schiefersynklinalen.

Nordwestlich vom Kratzenbergsee taucht der Zentralgneis mit westlichem bis westnordwestlichem Achsengefälle unter die Migmatite ein (D 1, Tafel XXI). Die Vergenz ist in dem Gebiete Kratzenbergsee—Weißeneck gegen N bis NNE gerichtet. Allmählich schwenken die flach liegenden Achsen aus der W—E- in die NW—SE-Richtung ein und nehmen SE-Achsengefälle an (D 4, Hochbirg H., Tafel XXI). Im Gebiete Fechtleben Kg.—südliches Dichtenkar, wo die Zentralgneiszunge endet, herrschen S- bis SSE-Achsen. Diese Zunge bildet einen gegen NE konvexen Bogen, dem die Achsen folgen. Das steile Aufsteigen und die extreme Durchbewegung nach SE bis S fallenden Achsen im Bereiche Tauern Kg.—Fechtleben Kg. dürfte wohl durch das starre Widerlager des Granatspitzkernes bewirkt worden sein.

Die Weißeneck-Dichtenzunge wird von einem mächtigen Komplex aplitisch injizierter Amphibolite überlagert (Dichten Kg., Keespollach, Roter Kg., Abreder K., Ochsen A. und Gschlöb). Verformt wurde dieser Komplex nach Achsen mit südöstlichem bis südlichem Achsengefälle (D 3, Tafel XXI).

Die hangendsten Partien dieser Amphibolite sind mit Schiefergneisen verfaltet. In diesen finden sich zahlreiche Linsen von Quarzit und Marmor (Innerer First, Rote Säule, Abreder K., um das Sandeben Törl und den Westweg, Viehleiten). Diese Gesteine bilden die hangendsten Teile der Unteren Riffeldecke. Sie wurden nach SE- bis S-Achsen äußerst stark durchbewegt.

b) Die Höhere Riffeldecke. Diese Einheit setzt im Gebiete Sandeben Törl—Viehleiten—Gschlöb mit dem Hochweißfeldgranit ein. Mit SW- bis S-Fallen taucht er im W unter den Venedigerzentralgneis, im E stirnt er mit NE- bis SE-Schichtfallen in den Gesteinen der Unteren Riffeldecke. In der Viehleiten kann man intensiv durchbewegte Schiefergneise und Quarzite der Unteren Riffeldecke fensterförmig unter dem Hochweißfeldgranit auftauchen sehen. Im Gebiete südöstlich des Sandeben Törls spießt dieser Granitgneis immer wieder in Stirnlappen in die Gesteine der Unteren Riffeldecke ein oder lagert ihnen in flachen Deckschollen auf. Wo der Westweg den Inneren Firstkamm quert, steckt solch ein Stirnlappen von beachtlicher Mächtigkeit in den Amphiboliten der

Unteren Riffldecke. Diesem verdanken auch die umgebenden Gesteine ihre starke Durchbewegung (Innerer First, Rote Säule).

Im allgemeinen wurden die Hangendpartien der Unteren Riffldecke in diesem Bereiche nach SE-Achsen verformt, doch wurden die Achsenlagen von den Hochweißenfeldgneisschollen stark beeinflusst. So kann man beobachten, wie sich die Schieferzüge um die starren Hochweißenfeldgneisschollen herum schlingen und unter ihnen hervorquellen. Während der Hochweißenfeldgranit mit konstantem Fallwinkel in die Schiefer und Quarzite eintaucht, sind diese kleingefältelt und passen sich der äußeren Form der Hochweißenfeldgneisslappen an. Die Achsenlagen wechseln in diesem Bereiche besonders stark (D 1, Tafel XXI). Dies ist aber nicht die Folge etwaiger späterer Achsenverstellungen, sondern durch das verschiedene mechanische Verhalten von starrem Hochweißenfeldgneis und leichter verformbareren Schiefen sowie Quarziten bedingt. Die regionale ENE- bis E-Vergenz ist klar zu erkennen, doch haben lokale Einflüsse die Achsenlagen stark beeinflusst (D 1, Tafel XXI). Auch hier ist der E-konvexe Achsenbogen zu erkennen. Im N (Sandeben Törl, Abreder K., Rote Säule, Roter Kg.) herrschen ESE- bis SE-Achsen, die gegen S in die SSE- bis S- und sogar SSW-Richtung umschwenken.

Die im E gegen SE, im W gegen SW fallende Hochweißenfeldgranitmasse wird vom Zentralgneis der Venedigerzunge überlagert. Dieser zeigt 40—50° westliches bis südwestliches Schichtfallen, er hebt also gegen E aus. Dieses Verhalten ist im Bereiche Roteben Törl, Viltragen Nöcker, Gschlöß B., Vd. Kessel K.-NE-Flanke deutlich zu beobachten. In der Kessel K.-E-Flanke werden die Verhältnisse komplizierter. Das SW-Fallen versteilt sich und geht weiter gegen S (Alte Prager Htt., Schlatten Kees) in steiles E-Fallen über (70—80° gegen E). Gesteine der oberen Migmatitserie überlagern hier den Zentralgneis, der gegen SE bis S einfällt. Die Durchbewegung ist in der Nähe der Zentralgneisgrenze besonders intensiv. Die tektonischen Achsen fallen gegen SSW ein (D 5, Tafel XXI).

Die Gesamtvergenz der Venedigerzunge ist, wie deren Ausheben zeigt, gegen N und NE gerichtet. Die S- bis SSW-Achsen, die das steile, walzenähnliche Aufsteigen des E-Randes der Venedigerzunge beherrschen, sind wohl das Ergebnis der tieftauriden Einengungstektonik (D 5, Tafel XXI).

Die Schiefergneise und gefeldspateten Schiefer der oberen Migmatitserie, die den Venedigerzentralgneis überlagern, bauen die N-Hänge auf, die vom Ht. und Vd. Platten Kg. und vom Spitz Kg. gegen das Gschlöß bzw. das Tauerntal abfallen. Lamellen von Hochweißenfeldgneis sind von gefeldspateten Zonen in der oberen Migmatitserie oft schwer zu unterscheiden. Es wurde daher von einer getrennten Ausscheidung in diesen östlichen Gebieten Abstand genommen, da eine gesamte Neukartierung dieses Bereiches dadurch notwendig geworden wäre. Kalifeldspatung und Hochweißenfeldgneis sind ja genetisch innigst miteinander verbunden. Marmore und Quarzite, wie sie sich im W an der Basis der Höheren Riffldecke finden, konnten in diesem östlichen Bereiche nicht aufgefunden werden. Die Überschiebungslinie ist dadurch nicht genau festzulegen. Man kann die Deckengrenze dort annehmen, wo kalifeldspatete Schiefer oder Hochweißenfeldgneis zum ersten Male gegen das Hangende zu auftreten; diese Gesteine fehlen der Unteren

Riffeldecke. Für die Höhere Riffeldecke ist in diesem Bereich auch die starke Vormacht von SW-Achsen charakteristisch. Es konnte jedoch keine scharfe Achsendiskordanz festgestellt werden. Die Überschiebungslinie der Höheren über die Untere Riffeldecke verläuft ungefähr folgendermaßen. Von der Kote 1727 im westlichen Gschlöß an den N-Hängen, die vom Vd. Platten Kg. gegen das Tauerntal abfallen, entlang, quert den Löbben B. bei Kote 1976, den Schild B. bei Kote 1975. N der Kalser A. zieht sie durch die SW-Hänge des Tauerntales in das Gebiet der Landeck A., von dort in die N-Wände des Daxer Kg. und durch die Lucken Kg.-W-Flanke zum südlichen Knappen K. In diesem Bereich ist die Abtrennung der Höheren von der Unteren Riffeldecke also nur auf Grund der verschiedenen Deckenfazies möglich; triadische Gesteine konnten an der Überschiebungslinie nicht gefunden werden.

Der Knorrkogelgneis, der den Migmatitkomplex und die Venedigerzungen überlagert, zieht vom Lucken Kg. über Stall Kg., Schild Kg., Wilden Kg. und Knorr Kg. nach W bis zum Schlatten Kees. Der Versuch, auf Übersichtsbegehungen die westliche Fortsetzung des Knorrkogelgneises aufzufinden, blieb erfolglos. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß der Knorrkogelgneis auskeilt, da er im oberen Dorfertal und weiter westlich nicht mehr angetroffen wurde.

Der Knorrkogelgneis ist im untersuchten Gebiete vorzüglich nach SW- bis WSW-Achsen verformt. Die Querachsen des tieftauriden Stockwerkes scheinen in Annäherung an die mit der Eklogitzone beginnende Obere Schieferhülle in die normale westtauride WSW-Richtung einzuschwenken.

Im Weißspitzmesozoikum und der Eklogitzone herrschen nur mehr mit dem Gebirgsstreichen konforme Achsen. Querachsen scheinen also im wesentlichen auf die Untere Schieferhülle und die Zentralgneiskerne beschränkt zu sein. Dies steht mit den Beobachtungen Ch. Exners (Lit. 32) aus den östlichen Tauern gut in Einklang. O. Schmidegg (Lit. 80) beschreibt allerdings auch aus der Oberen Schieferhülle des Dorfertales steilstehende Querachsen. Auch im Glocknergebiete wurden Querstrukturen in der Oberen Schieferhülle beobachtet (Lit. 15).

3. Allgemeine tektonische Behandlung des Gebietes

Im Anschluß an diese tektonische Gliederung folgen einige Bemerkungen zu der Profilserie (Tafel XX):

Profil 1 zeigt die Schichtfolge im östlichsten Teile meines Arbeitsgebietes: Granatspitzhüllschiefer überlagern direkt den Zentralgneis, da der Basisamphibolit hier fehlt. Der Amphibolit der Ader Sp. gehört bereits der Unteren Riffeldecke an. Der Felber Augengneis keilt in der Knappen K.-NW-Flanke aus. Der Luckenkogelgneis entspricht dem Knorrkogelgneis; das Marmorband nördlich vom Grauen Schimmel leitet eine Serie ein, die dem Weißspitzmesozoikum (A. Egger) entspricht.

Profil 2: Die Granatspitzhüllschiefer sind im Bereiche des Seetörls nur mehr gering mächtig; gegen das Landecktal keilen sie vollständig aus. Man beachte die Mächtigkeit des Felber Augengneises im Gebiete Brochet K.—Goldred Tal.

Profil 3: Der Weinbühelamphibolit lagert direkt dem Zentralgneis auf, da die Granatspitzhülle vollständig verdrückt ist.

Profil 4: Auch hier ist die Granatspitzhülle teilweise verdrückt. Zu beachten ist das Anwachsen der Mächtigkeit der Migmatitserie gegen W zu.

Profil 5: Zeigt die Einpressung der Granatspitzhülle in den Zentralgneis. In ziemlicher Mächtigkeit tritt nun auch der Basisamphibolit auf. Die Untere Riffeldecke zieht ungeachtet der Interntektonik von Granatspitzkern und Hülle über diese hinweg. Es sei weiter auf die Verwerfung hingewiesen, die in den Profilen 4—10 aufscheint. Durch sie wurde der Granatspitzkern zur Hochscholle.

Profil 6: Hier erscheint eine zweite höhere Zentralgneislamelle. Es sei auf das weitere Anschwellen der Migmatitserie hingewiesen. Im Gegensatz dazu steht die beiläufig gleichbleibende Mächtigkeit der anderen Gesteinszüge der Riffeldecken (Weinbühelamphibolit, Felberaugengneis und Knorrkogelgneis).

Profil 7: Zeigt die Triaslinsen südwestlich vom Schwarzsee. In den Profilen 5—8 ist die bedeutende Mächtigkeit der sonst so gering mächtigen Granatspitzhülle zu beachten. Ich möchte diese Erscheinung auf die Anschoppung (die Einpressung) der Granatspitzhülle zurückführen.

Profil 8: Zeigt das Ausspitzen der Zentralgneislamellen gegen W. Der Meßeling Kg. wird von einer Deckscholle der Riffeldecken aufgebaut. Südwestlich desselben werden die Gesteine der Riffeldecken staffelförmig gegen den Granatspitzblock abgesetzt.

Profil 9: Veranschaulicht die gegenseitigen Beziehungen von Granatspitz- und Venedigerkern. Der sehr mächtige Basisamphibolit und die fast verdrückten Hülschiefer tauchen gegen W unter den basalen Amphibolit der Unteren Riffeldecke. Der Bruch, der über den Felber Tauern läuft, versetzt den Augengneis gegen den Weinbühelamphibolit. Etwas schematisch sind die komplizierten Verfaltungen der gegen E aufsteigenden Weißeneck-Dichtenzunge dargestellt. Die Doppelzungenform ist wahrscheinlich durch die tektonische Herausarbeitung eines primären Intrusions- oder Granitisationsverbandes entstanden (Tafel XX). Die Durchwirkung der Migmatite durch Zentralgneisbänder ist zu kompliziert, um tektonisch allein erklärbar zu sein. Das verschiedene mechanische Verhalten von Zentralgneis und Hüllgesteinen gegenüber der Durchbewegung gestaltete die primären Kontakte vielfach zu Bewegungsbahnen um und verursachte so die intensiven Verfaltungen des Zentralgneises in den Migmatiten.

Im Gebiete des Inneren First und südwestlich davon befinden wir uns in den hangendsten Partien der Unteren Riffeldecke. Immer wieder beobachtet man Linsen triadischer Gesteine. Die tektonische Durchbewegung ist besonders intensiv. Der die Höhere Riffeldecke einleitende Hochweißfeldgneis spießt in E-fallenden Stirnlappen in der Unteren Riffeldecke. Im mechanischen Verhalten zeigt er sich wesentlich starrer als die ihn unterlagernden Gesteine. Darüber folgt mit W-Fallen die mächtige Venedigerzunge, die den eigentlichen Stock des Großvenedigers aufbaut.

Profil 10 und 11 zeigen die gleichen Verhältnisse: Die tiefere Zentralgneiszone des Weißeneckgebietes, der die Zentralgneislappen des Tauern Kg. und der Hochbirg Höhe angehören, sowie das häufige Einspießen des Hochweißfeldgneises in die Amphibolite, Schiefer und Quarzite der Unteren Riffeldecke. Der Zentralgneis der Venedigerzone hebt gegen NE aus.

Profil 12 zeigt die geologischen Verhältnisse am W-Ende der Weißeneck-Dichtenzunge. Auffällig ist deren Zweilappigkeit.

Profil 13 zeigt die Beziehungen der Venedigerzone zu den überlagernden Teilen der Höheren Riffeldecke. Mit 40 bis 50° S fällt der Zentralgneis unter die Gesteine der oberen Migmatitserie ein. Der Knorrkogelgneis zieht in ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit vom Lucken Kg. über Stall Kg., Schild Kg., Wilden Kg. nach W zum Knorr Kg. Die Profile 9, 10 und 13 zeigen, daß der Venedigerzentralgneis nur mit Gesteinen der Migmatitserie in Kontakt steht. Der Felber Augengneis schwenkt um die Granatspitzgruppe herum und umläuft in dem untersuchten Gebiet die tektonisch tiefere Granatspitzkuppel. Der Knorrkogelgneis im Hangenden der Migmatitserie zieht über ihr weiter.

Nach dieser Beschreibung der Lagerungsverhältnisse soll nun die Achsenverteilung innerhalb meines Arbeitsgebietes besprochen werden. Die Strukturkarte (Tafel XIX) zeigt die gebietsweise Verteilung der Achsen. Homogene Bereiche wurden der besseren Übersicht wegen in Diagrammen zusammengefaßt (Tafel XXI).

In der Granatspitzgruppe herrschen SE- bis S-Achsen. Es kommen jedoch erhebliche Achsenschwankungen vor, wie etwa in der südlichen Granatspitzgruppe (D 8, Tafel XXI), wo sich auch ziemlich steil stehende Achsen finden. Die Hauptmasse der Achsen fällt jedoch mit 15 bis 35° ein. Das Hauptmer A.-Gebiet ist ebenfalls eine Ausnahme; es herrschen hier SW- bis SSW-Achsen vor. In der westlichen Granatspitzgruppe liegt das Maximum der Achsen deutlich in SSE (D 7, Tafel XXI). Nach diesen Achsen erfolgten die Verfaltungen in der SW-Flanke des Granatspitzkerns. Dieser wurde also nur nach S bis SE-Achsen verformt, da sowohl die SW-Achsen des Hauptmer A.-Gebietes als auch die starken Achsenschwankungen der südlichen Granatspitzgruppe in Gesteinen der Riffeldecken vorkommen.

Westlich des Felber Tauern und im oberen Hollersbachtale kann man beobachten, daß die S- bis SE-Achsen der westlichen Granatspitzgruppe gegen W allmählich in die E—W-Richtung einschwenken. Dabei kehrt sich das Achsengefälle von E nach W um. Besonders gut zeigt die Weißeneck-Dichtenzunge dieses Achsenverhalten: Die W-Achsen des Kratzenbergeergebietes gehen allmählich in WNW—ESE-Achsen, weiter östlich in SE- bis SSE-, ja sogar in S-Achsen über (D1, D4, Tafel XXI).

Betrachtet man das Gebiet südwestlich des Tauerntales mit seiner Vormacht von SW-Achsen (D 6, Tafel XXI), so erkennt man, daß die Achsen des östlichen Venedigergebietes in einem großen E-konvexen Bogen angeordnet sind. Auch in dem Gebiete Dichten Kg., Rote Säule, Roter Kg., Innerer First und Abreder K. zeichnet sich diese Bogenform ab, indem im N ESE- bis SE-Achsen, im Gschlöß SSE- bis WSW-Achsen

vorherrschen (D 3, Tafel XXI). Man erkennt also allmählich Änderungen in den Achsenlagen ohne scharfe Achsendiskordanzen.

Im Überschiebungsbereiche der Höheren über die Untere Riffldedecke treten im Sandebentörlgebiet bedeutende Achsenschwankungen auf. In D 2 (Tafel XXI) erkennt man einen horizontalen Gürtel mit einer relativen Häufung der Achsen in WSW. Im Felde kann man beobachten, daß die Verformung der Gesteine der Unteren Riffldedecke von der äußeren Form der Hochweißenfeldgneis-Stirnklappen abhängig ist. So laufen stellenweise die Achsen um Hochweißenfeldgneisschollen herum. Die Schieferzüge winden sich zwischen den einzelnen Klappen hindurch und quellen förmlich unter den starrereren Hochweißenfeldgneisschollen hervor. Deutlich kann man hier den Einfluß der verschiedenen mechanischen Eigenschaften der Gesteine auf die Achsenlagen beobachten. Der gesamte Komplex wird nach gleichem Bewegungsplane deformiert, die verschiedenen Materialeigenschaften üben aber im lokalen Bereich ihren modifizierenden Einfluß auf das in den Gesteinen festgehaltene Bewegungsbild aus.

Im Gebiete Vd. Kessel K.—Schlatten Kees herrschen SSW-Achsen (D 5, Tafel XXI). Nach diesen wurden sowohl der Zentralgneis der Venedigerzunge als auch die ihn umgebenden Gesteine verformt. Auf die gegen E steil aufsteigende Form der Venedigerzunge, die gegen NE bis N den Liegendgesteinen aufgeschoben wurde, ist bereits hingewiesen worden.

Im Gebiet um den Badener Weg wurden ziemliche Achsenschwankungen festgestellt. Es finden sich hier sowohl SE- als auch SW-Achsen (D 5, Tafel XXI).

In den grauen Schiefen im Hangenden des Knorrkogelgneises, den verschiedenen Glimmerschiefen und untergeordnet auftretenden Amphiboliten nördlich der Badener Htt. schwanken die Achsen ziemlich stark. Es ist aber zu beobachten, daß die Querachsen mit der Annäherung an die Obere Schieferhülle zurücktreten. Im Weißspitzmesozoikum, das die Hangendbegrenzung der Riffldeden bildet, herrschen nur mit dem Gebirgsstreichen konforme Achsen. O. Schmidegg beschreibt aus dem Dorfertal steilachsige Verfaltungen aus der Oberen Schieferhülle (Lit. 80).

Neben der regionalen Verbreitung der Achsen interessiert uns vor allem deren Alter.

Überprägungen verschieden alter Achsen fehlen in der Regel. An der Tauerntalstraße konnte bei der Kalser A. eine ESE-Achse beobachtet werden, die von einer SW-Achse überprägt wurde. Im Gebiete der Wolgemut A. verbiegt eine W-Achse eine S-Achse. Südöstlich der Roten Säule wird eine SSE-Achse durch eine W-Achse verdreht. Es handelt sich aber in den genannten Fällen meist um eine sekundäre Großverbiegung der älteren Achsen.

Bei der Kartierung gewinnt man den Eindruck, daß sowohl die mit dem Gebirgsstreichen konformen Achsen als auch die Querachsen gleich alt sind und einem Verformungsgrößakt ihre Entstehung verdanken. Zu ähnlichen Resultaten kommen auch O. Schmidegg (Lit. 80) im Venedigergebiet und Ch. Exner in den östlichen Hohen Tauern (Lit. 32).

Folgende Beobachtungen waren ausschlaggebend, mich den oben genannten Meinungen anzuschließen:

1. Die verschiedenen Achsenrichtungen vertreten sich gebietsweise.

2. Die Grenzen dieser Homogenbereiche sind nicht scharf ausgebildet, sondern es lassen sich fließende Übergänge von einem Bereiche zum anderen erkennen.

3. Diese Übergänge erfolgen durch allmähliches Einschwenken der Achsen in die Richtung des Nachbarbereiches.

4. Stellenweise ist das Achsenumschwenken durch lokale Einflüsse bedingt und im Hundert-Meterbereiche zu verfolgen. Z. B.: Einfluß der Hochweißfeldgneislappen auf die Achsenlagen der Schiefer und Quarzite im Gebiete des Sandebentörls.

Es sind demnach die im Gebirgsstreichen liegenden Achsen und die quer dazu verlaufenden Achsen gleich alt.

Die oben genannten Überprägungserscheinungen wären teils durch lokalen Wechsel der Bewegungsrichtung während eines Verformungsaktes entstanden, teils durch sekundäre Großwellung, welche die Achsen der Hauptbewegungsphase beim Aufstau der Tauern nach der Achse des Gebirgsstreichens verformt hat. Der Einfluß der jungen Hebung ist auch daran zu erkennen, daß die Achsen der Hauptbewegungsphase mit den Schichten, in denen sie abgebildet sind, aufgewölbt wurden. Dadurch fallen die Achsen nördlich und südlich des Hauptkammes von ihm weg. Am Hauptkamme selbst haben sie schwebende Lagerung. Auf den Einfluß der jungen Hebung auf ältere Achsenpläne macht auch G. Frasl aufmerksam (Lit. 35).

Außer diesen Überlegungen betreffend die relativen Altersbeziehungen der Achsen sei der Versuch unternommen, über deren geologisches Alter einige Aussagen zu machen.

1. An verschiedenen Stellen konnte beobachtet werden, daß triadische Gesteine sowohl nach im regionalen Streichen liegenden Achsen als auch nach quer dazu streichenden Achsen verformt wurden (Sandebentörlgebiet, südwestlich vom Schwarzsee, Weißspitzmesozoikum). Es muß sich folglich bei beiden Richtungen um alpidisch entstandene Achsen handeln.

2. Im Überschiebungsbereiche der Höheren über die Untere Riffldecke konnte im Gebiete Roter Kg.—Sandebentörl—Westweg in geringmächtigen, besonders intensiv durchbewegten Zonen das Aufsprossen großer Granate festgestellt werden. In dieser Größe (1 cm Durchmesser) sind Granate der Migmatitserie sonst fremd; sie sind an die Überschiebungslinie gebunden. Die Granate sind zur Zeit der Hauptüberschiebungen, in der auch die tektonischen Achsen geprägt wurden oder nach derselben entstanden. Die Achsen prägenden Hauptbewegungen erfolgten also unter P-T-Bedingungen, die das Aufsprossen großer Granate ermöglichten.

3. Im Dünnschliff zeigt sich, daß Hornblende und Biotit postkinematisch gewachsen sind. Die Tauernkristallisation (B. Sander) hat die Bildung der Achsen überdauert.

Zusammenfassend ergibt sich, daß sowohl E—W, als auch quer zum regionalen Streichen verlaufende Achsen während der

Hauptdurchbewegungsphase des Penninikums geprägt wurden. Es herrschten P-T-Bedingungen, die die Bildung großer Granate ermöglichten. Die Tauernkristallisation ging über den in seinen wesentlichen Zügen bereits fertigen Bau und seine Achsen hinweg.

Wir haben damit sowohl die Lagerungsverhältnisse als auch den Verformungsplan der Gesteine kennengelernt. Es wurden dadurch die Berichte von H. P. Cornelius bestätigt, die besagen, daß der Granatspitzkern gegen W nicht aushebt, sondern unter die Gesteine der Riffdecken taucht. Diese umschließen allseitig die Granatspitzkuppel. Der Venedigerzentralgneis steht mit den Riffdecken, also mit tektonisch höheren Gliedern, in Kontakt als der Granatspitzzentralgneis (Lit. 19).

Nun tritt die Frage an uns heran, ob der Venedigerkern im Sinne H. P. Cornelius' als Spätgranitintrusion aufzufassen sei. Durchbricht er also posttektonisch die alpidischen Strukturen und wurde er nur von den letzten Verformungen der alpidischen Orogenese ergriffen? Handelt es sich etwa um eine synorogene Intrusion während der Hauptdurchbewegung? Oder wurde der bereits fertige Zentralgranit von der alpidischen Orogenese erfaßt und passiv in den alpidischen Bauplan eingeregelt? Ich möchte mich der zuletzt genannten Deutung anschließen. Folgende Beobachtungen waren hierfür ausschlaggebend:

1. Sowohl der Granatspitzkern als auch die Venedigerzungen wurden nach den gleichen Achsen verformt wie die sie umgebende Schieferhülle.

2. Das Anschwellen der Migmatitserie in Annäherung an den Venedigerkern, die Tatsache, daß der Venedigerzentralgneis nur mit Gesteinen der Migmatitserie in Kontakt steht, und die Beobachtungen an den Kontakten lassen erkennen, daß die Migmatisation vom Venedigerkern ausgeht. Die verschiedenen Gesteinszüge der Riffdecken streichen nicht in einen Migmatithof hinein, sondern es zeigt sich, daß der Weinbühelamphibolit und Felber Augengneis in gleichbleibender Mächtigkeit über den Felber Tauern weiter nach N streichen. Sie bleiben also immer im Liegenden der Migmatitserie. Andererseits bleibt der Knorrkogelgneis immer im Hangenden der Migmatite, und es liegen keine Beobachtungen vor, die für sein Hineinstreichen in den Migmatisationshof des Venedigers sprechen.

Die Migmatite finden sich auch in der westlichen Glocknergruppe und gelten dort als ein Charakteristikum der Riffdecken. Denkt man an eine posttektonische Intrusion des Venedigerkernes, so müßte dessen granitisierender Einfluß bis ins Glocknergebiet gereicht haben. Die Gesteine der Granatspitzhülle östlich des Felber Tauern, in 2 km Entfernung von der östlichsten Zentralgneiszunge des Venedigers, zeigen keine Migmatitbildungen. Das Fehlen von Granitisierungen in der Granatspitzhülle, und im Gegensatz dazu die granitische Durchtränkung der höher gelegenen Riffdecken, bereitet auch in der Glocknergruppe Erklärungsschwierigkeiten (Lit. 16, 17, 25). H. P. Cornelius faßte daher die Injektionen der Riffdecken als praetektonisch auf (Lit. 25). Er brachte die Migmatite der Riffdecken also nicht mit dem Venedigerzentralgneis in Verbindung, da er diesen als Spätgranit

betrachtet. Die unter 2. angeführten Beobachtungen und Überlegungen sprechen jedoch gegen eine solche Annahme.

In diesem Zusammenhange wäre vielleicht auch zu erwähnen, daß die Quarzite und Marmore des Gebietes Innerer First—Sandebentörl—Viehleiten im Gegensatz zu ihrer Umgebung keine Migmatisationen erkennen lassen. Die Karbonatgesteine der Roten Säule und des Inneren First sind von der eigentlichen Venedigerzunge ungefähr 2 km entfernt.

Alle bisher angeführten Beobachtungen und Überlegungen ergeben demnach folgendes Bild: Die Zentralgneiskerne des Venedigers und der Granatspitze sind nach dem gleichen Bewegungsplane verformt worden wie ihre Umgebung, die Untere Schieferhülle. Sie wurden passiv dem Deckenbau dieses Gebietes eingeregelt. Der Granatspitzkern und seine Hülle werden von den Riffdecken überschoben. Zwei Zentralgneisungen des Venedigerkernes bilden mit ihren Migmatiten in dem untersuchten Bereiche die Kerne der Riffdecken. Verschiedene Migmatitfazies und trennende Triaslinien lassen die Unterscheidung zweier Riffdecken zu:

Den Kern der Unteren Riffdecke bildet die Weißeneck-Dichtenzunge; diese Einheit ist durch aplitische Migmatittypen, den Weinbühelamphibolit und den Felber Augengneis ausgezeichnet. Durch mesozoische Karbonatgesteine und Quarzite getrennt folgt über ihr die Höhere Riffdecke mit der eigentlichen Venedigerzunge als Kern. Sie ist durch den Hochweißfeldgneis und in den Schiefergneisen durch die Vormacht der Kalifeldspatisierungen gegenüber der aplitischen Injektion, die zweifelsohne auch hier eine gewisse Rolle spielt, ausgezeichnet; weiters durch den Knorrkogelgneis und die Glimmerschiefer in seinem Hangenden; das Weißspitzmesozoikum bezeichnet die Hangendgrenze.

Mit der Eklogitzone (A. Egger) setzt bereits die Obere Schieferhülle ein.

Der Bewegungssinn, die Vergenz dieser Deckenkörper ist für uns von großem Interesse; die beobachteten Achsenlagen geben wichtige Hinweise (Tafel XXI).

In den tieferen Stockwerken sind Querachsen sehr häufig; die wesentlichen Bewegungen erfolgten hier quer zum regionalen Gebirgsstreichen.

Aus SW kommende Bewegungen verursachten die Einpressungen an der SW-Seite des Granatspitzkernes. SSE- bis SE-Achsen sind die beherrschenden Achsen. Der Stauwirkung verdankt die Granatspitzhülle ihre bedeutende Mächtigkeit gerade in diesem Gebiete.

Die Weißeneck-Dichtenzunge zeigt N- bis NE-, in ihrem östlichsten Bereich E-Vergenz. Die gesamte Untere Riffdecke weist in diesem Gebiete NE-Vergenz auf. Die Form der Venedigerzunge deutet eher auf N-Vergenz, die Achsen aber sprechen für E- bis ESE-Vergenz. Für die letzte Bewegungsrichtung sprechen auch die Beobachtungen im Bereiche des Hochweißfeldgneises.

Wie schwierig die SW-Achsen des Gebietes südwestlich vom Tauernthal und um die Hauptmer A. zu deuten sind, ist aus folgenden Überlegungen zu ersehen:

1. Der große E-vergente Achsenbogen ist auf das Vordringen der mächtigen Venedigerscholle gegen E zurückzuführen. Die Schieferhüllgesteine schlingen sich unter dem Einflusse der tieftauriden Einengungstektonik um den starrereren Venedigerblock herum.

2. Die Beobachtungen im Gebiete Hauptmer K.—Daber B. legen folgende Deutung nahe: Das Widerlager des Granatspitzkernes verursachte die SSE- bis SE-Achsen in den tiefsten Partien der Schieferhülle. In der Dachregion des Granatspitzkernes fanden die Schieferhüllgesteine weniger Widerstand, hier eilten sie vielmehr voraus; dieser Vorgang könnte zur bogenförmigen Anordnung der Achsen und somit auch zur Bildung der SW-Achsen beigetragen haben.

3. Auch der Gedanke an zwei verschieden gerichtete tektonische Strömungen in verschiedenen Stockwerken wäre in Erwägung zu ziehen. In diesem Falle hätten wir einen tieferen Verformungsplan mit NE- bis E-Vergenz und einen höheren mit NW- oder SE-Vergenz anzunehmen. Der letztgenannte würde in den normalen westtauriden WSW—ENE streichenden Bauplan überleiten.

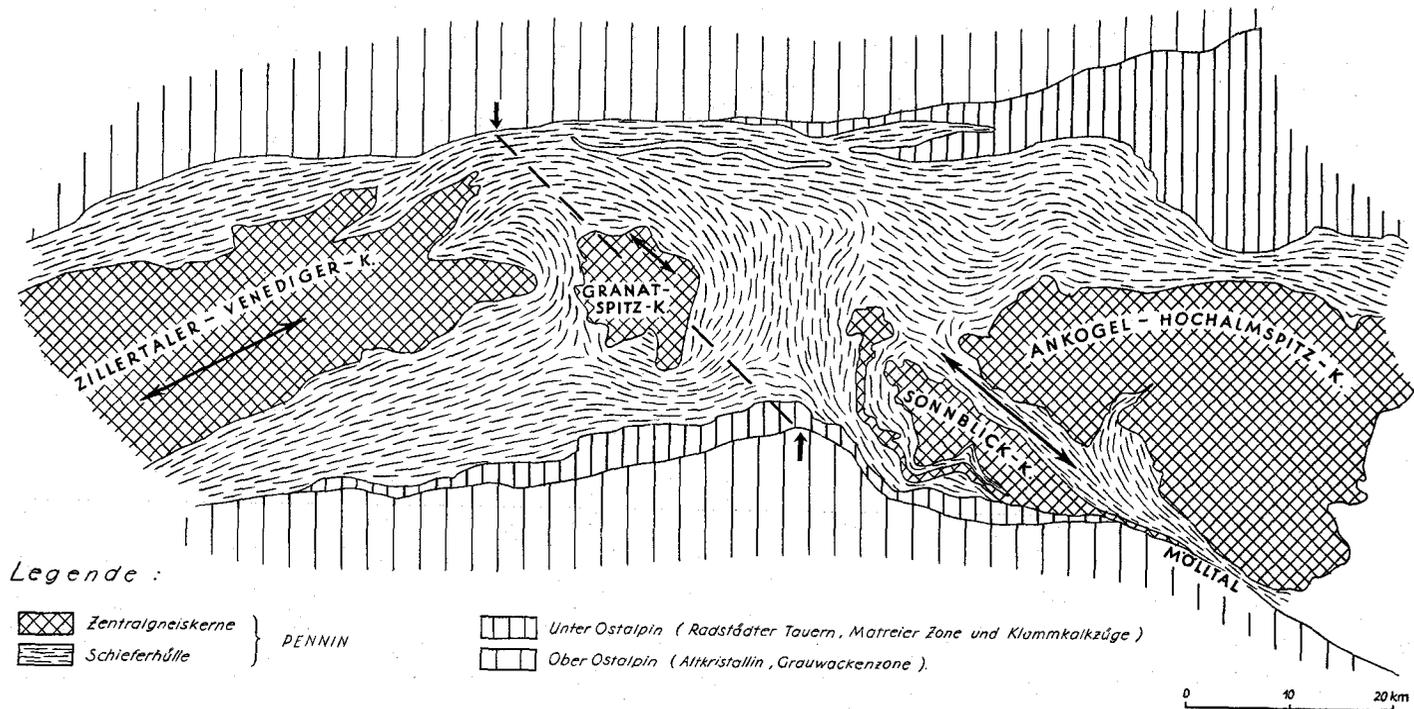
Keine der obengenannten Deutungsmöglichkeiten ist wohl für sich allein instande, das Problem restlos zu klären. Rein beschreibend ist aber festzustellen, daß die Achsen einen großen NE-vergenten Bogen bilden, der sowohl im S als auch im N in die westtauriden WSW—ENE-Richtung einlenkt. Im S erfolgt dies im Grenzbereiche gegen die Obere Schieferhülle, im N in den Schieferzungen, die von NE her in den Venediger-Zillertaler Kern eingreifen (Abb. 1).

Die Riffeldecken sind als Schubmasse mit NE-Vergenz über den Granatspitzkern und dessen Hülle geschoben worden. Die Wurzeln der Riffeldecken sind im südöstlichen und östlichen Venedigergebiete zu suchen, sie stirnen in der nordwestlichen Glocknergruppe. Dies erklärt die Tatsache, daß die Riffeldecken granitisiert wurden, während die Granatspitzhülle in ihrem Liegenden von Migmatisierung verschont blieb. Die Migmatite wurden eben in fertigem Zustande tektonisch verfrachtet. Der Ursprung der Granitsubstanz kann daher nicht im heutigen, unmittelbaren Untergrunde, sondern nur in der Wurzelregion der Riffeldecken, also im Venedigergebiete gesucht werden. Die stoffliche Ableitung der Albitporphyroblasten aus den an granitischem Material reichen Riffeldecken wurde bereits im II. Kapitel beschrieben.

Bei der tektonischen Behandlung dieses tieferen Bereiches kommt man selbstverständlich auch mit dem Zentralgneisproblem in Berührung. Fragen der Tektonik, der Metamorphose und des Magmatismus sind hier eng und untrennbar verknüpft.

Die Frage, ob der Zentralgneis im Sinne des Transformismus durch Jonenwanderung und Ichorese oder aus einem primären oder anatektischen Schmelzflusse entstanden ist, muß hier offen bleiben.

Nun möge zur Altersfrage des Zentralgneises Stellung genommen werden: Die Überschiebungen, und somit auch die Einregelung des Zentralgneises erfolgten in einer der Hauptdurchbewegungsphasen des Penninikums. Als solche gelten die vorgosauische Phase (Kober) und die laramische Phase (H. P. Cornelius). Das Verformungsbild zeigt, daß der Zentralgneis in bereits festem Zustande deformiert wurde, also älter als die genannten Phasen sein muß.



Legende :

- | | | | | |
|---|-------------------|----------|---|---|
|  | Zentralgneiskerne | } PENNIN |  | Unterostalpin (Raasdöfer Tauern, Matreier Zone und Klammkalkzüge) |
|  | Schieferhülle | |  | Oberostalpin (Altkristallin, Grauwackenzone). |

Abb. 1: Tektonogramm der mittleren Hohen Tauern (nach der Geolog. Karte der Republik Österreich von H. Vettiers).

Die Schliftuntersuchungen des Hochweißenfeldgneises und der kaligefeldspateten Schiefer ergeben, daß die das heutige Gefüge und die tektonischen Achsen schaffende Bewegungsphase jünger als die genannten Gesteine, aber älter als die Tauernkristallisation sein muß.

Es ergibt sich folglich ein frühalpidisches oder voralpidisches Alter des Zentralgneises und seiner Migmatite in dem untersuchten Gebiete. Die mesozoischen Marmore und Quarzite, die inmitten der Venedigermigmatite, nur 2 km vom Zentralgneis der Venedigerzunge entfernt, auftreten, zeigen keine migmatische Beeinflussung. Dies macht ein voralpidisches Alter der Migmatite und somit auch des Zentralgneises wahrscheinlich. Die mesozoischen Gesteine wären auf dem variskischen Migmatit-Zentralgneis-Komplex abgelagert worden. Durch die alpidische Gebirgsbildung gerieten diese Gesteine tief in den Migmatit-Komplex, wo sie heute die tiefgreifende Fuge zwischen Höherer und Unterer Riffldecke anzeigen.

Diese in einem relativ kleinen Gebiete gewonnenen Erkenntnisse schließen die alpidische, anatektische Aufschmelzung anderer Zentralgneispartien nicht aus. Es ergaben jedoch auch die Untersuchungen G. Frasl's im nordöstlichen Venedigergebiete, daß der Zentralgneis den Deckenbau nicht durchbricht, sondern passiv eingeregelt ist (Lit. 34). Allerdings zeigt der Zentralgneis, seinen mechanischen Eigenschaften entsprechend, ein, von den ihn umgebenden Hüllgesteinen abweichendes Verhalten gegenüber der Durchbewegung.

Die Möglichkeit, daß manche zentrale Teile des Venedigerstockes alpidisches Alter haben, ist gegeben (Karl, Lit. 44 b).

Wir befaßten uns bisher nur mit den Hauptüberschiebungen, die den Bau des Gebirges bestimmt haben. An der Herausbildung der heute vorhandenen Gebirgsstruktur waren aber auch gewisse Bruchsysteme und steile Aufschiebungen beteiligt.

In dem Kamme, der vom Dichten Kg. nach SW zieht, kann man eine Reihe von Aufschiebungen beobachten. Das Einfallen dieser Bewegungsflächen schwankt zwischen ESE und SSE und beträgt 40°. An diesen Bewegungsflächen wurden die angrenzenden Amphibolite chloritisiert. Reine Chloritgesteine mit vereinzelt Albitporphyroblasten markieren die Bewegungsbahnen. Nach der Mineralfazies handelt es sich um Auf- bzw. Abschiebungen im Zusammenhange mit der jungen Aufpressung des Gebirges. Es herrschten aber noch P-T-Bedingungen, die das Aufspalten von Albiten ermöglichten.

In dieser jüngeren Bewegungsphase erfolgten auch noch an den älteren Überschiebungsbahnen geringfügige Bewegungen. Diese genügten aber zur Chloritisierung von Granat, Hornblende und Biotit. Muskowit war noch stabil.

Jünger als die genannten chloritischen Bewegungsbahnen sind die Brüche, die das Gebirge zerstückelten. Mit diesen Bewegungen waren keine Neumineralisationen mehr verbunden. Es kam zur Ausbildung von Harnischflächen und zur Zerklüftung der angrenzenden Gesteine. Zwei Verwerfungssysteme sind zu erkennen:

1. Ein N—S bis NNW—SSE verlaufendes System.
2. Ein NE—SW bis WSW—ENE verlaufendes System.

Dem ersten gehört die Bruchlinie an, die von NNW über den Felber Tauern zieht. Sie folgt dem oberen Laufe des Tauernbaches, zieht südwestlich am Meßeling Kg. vorbei über die Wolgemut A. ins Tauerntal. An dessen NE-Hängen zieht sie nördlich des Stall Kg. vorbei gegen SSE. Es dürfte sich um mehrere Brüche handeln, die sich gegenseitig ablösen. An dieser Bruchlinie wurde die W- bzw. SW-Scholle abgesetzt. Dadurch kamen die tektonisch höheren Riffdeckengesteine in gleiches Niveau mit dem Granatspitzkern, der eine Hochscholle darstellt. Parallel zu diesem Bruchsystem ziehen Störungen über den Meßeling Kg. und den Glocken Kg.

Dem zweiten System gehören Brüche mit geringerer Sprunghöhe an: Östlich vom Kratzenbergsee verlaufen zwei antithetische Störungen in WSW-Richtung. Östlich der Roten Säule quert ein Bruch den Hauptkamm und verursacht Mylonitisierung der angrenzenden Gesteine. Die Fortsetzung dieser Störung dürfte durch die Tauernklamm in das Felbertal ziehen. Auch der Innere First und der Dichten Kg.-SW-Kamm werden von Verwerfungen zerhackt. In der Landschaft treten diese Störungen scharf hervor. Auch der Tauern Kg.-NW-Grat wird von Verwerfern dieses Systems gequert. Im Schildkar finden sich ebenfalls Störungen, die ihrer WSW—ENE-Strichrichtung nach diesem System angehören.

Die gesamte tektonische Entwicklung läßt sich übersichtlich in folgendem Schema darstellen:

Bewegungen	Tekt. Einheiten (Vergenz)	Metamorphose
		Plag III, Knaf III praetektonisch
1. Hauptüberschiebungen	Höhere Riffld. (+Venedigerzunge) Unt. Riffld. (+Weißeneckdichtenzunge) Granatspitzkern und Hülle (NE- bis E-Vergenz)	Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies (Granat, Chloritoid syntektonisch)
		Von Tauernkristallisation überholt (Hornblende, Biotit, Chlorit, Albit, Knaf I)
2. Junge Auf- bzw. Abpressungen	Aufstau des Gebirges (WSW—ENE streichende Bewegungsflächen)	Reine Chloritgesteine ± vereinzelte Albitporphyrobl. Chlorit-Muskowitgest. Diaphtorese führt z. Grünschiefer Fazies (Chlorit-Muskowit-Subfazies)
3. Bruchtektonik	a) NNW—SSE-System b) SW—NE-System	Mylonitisierung ohne Neumineralisation

IV. Regionaler Überblick

Nachdem wir im vorherigen Abschnitte die tektonischen Ergebnisse dieser Arbeit kennengelernt hatten, wollen wir nun den untersuchten Bereich als Teil eines Ganzen betrachten. Die Geologie gerade dieses Mittelabschnittes der Hohen Tauern ist nämlich nur im Zusammenhange mit dessen Umgebung zu verstehen.

Während der Transport der Überschiebungen im allgemeinen in der S—N-Richtung erfolgte, müssen wir in dem untersuchten Gebiete Überschiebungen quer zum regionalen Gebirgsstreichen annehmen. In den Bereichen tieftaurider Einengungstektonik (Ch. Exner) sind Querbewegungen zwar keine Seltenheit, doch haben wir es hier mit Überschiebungen von mindestens 15 km zu tun. Querbewegungen solchen Ausmaßes sind, meines Wissens, in den Tauern noch nicht bekannt geworden. Zum Verständnisse dieser extremen Quertektonik muß man die besondere großtektonische Position dieses Tauernabschnittes in Betracht ziehen.

Die Tauern beschreiben einen großen, gegen N konvexen Bogen. Der Venediger-Zillertalerkern bildet mit seiner SW—NE-Erstreckung das Rückgrat des westlichen Tauernbogens. Die osttauride NW—SE-Richtung ist in der Mallnitzer Mulde, im Sonnblickkern und in der S-Begrenzung des Penninikums zu erkennen. Selbst die Täler verlaufen in dieser Richtung (das Mölltal von O. Vellach abwärts).

In den mittleren Hohen Tauern treffen diese verschiedenen Streichrichtungen aufeinander. L. Kober (Lit. 48) spricht von einer „Tauernlinie“, die die Scharungslinie ost- und westalpinen Streichens sei und durch die Glocknerdepression verläuft. An ihr erfolgten jüngere E—W-Zusammenschübe.

Die Querstrukturen der Glocknergruppe scheinen diese Ansicht zu bestätigen. Aus den Streichrichtungen der Gesteinszüge geht jedoch hervor, daß die Scharungslinie nicht N—S verläuft, sondern schräg durch die Tauern in NW—SE-Richtung. Am S-Rande des Tauernfensters, in der Matreierzone, erfolgt der scharfe Knick westlich von Heiligenblut. Der weniger scharfe Knick des Tauern-Nordrandes erfolgt zwischen Mühlbach und Mittersill i. Pzg. Die Verbindungslinie der beiden Knickpunkte verläuft gerade über dem Granatspitzkern (Abb. 1). Letzter liegt im Grenzbereiche von west- und osttauridem Bauplane. Hier zieht eine Diskontinuitätslinie durch den Bau der Hohen Tauern.

1. Nimmt man an, daß der Tauernbogen bereits geosynklinal oder durch ältere Strukturen primär angelegt war, so ist leicht einzusehen, daß an der Linie, an der zwei verschiedene Strukturrichtungen aneinander stoßen, Ausgleichsbewegungen quer zum Gebirgsstreichen möglich, ja sogar wahrscheinlich sind. Daß solche Querbewegungen vorkommen, beweist die tieftaurische Einengungstektonik mit ihren Querstrukturen. In dem tiefrogenen Stockwerk herrschte Platzmangel. Die starren Zentralgneismassen waren gegenüber der Durchbewegung weniger nachgiebig als die Schieferhülle. Dies beweisen die Verformungsbilder an den Kontakten. Der Großteil der Einengung erfolgte daher in der Schieferhülle. Exner (Lit. 32) vergleicht die Schieferhülle mit einem „durchgekneteten Teig, in dem starre Mandelkerne liegen“. Die bogenförmige Achsenanordnung um die Venedigerzunge macht solch einen Mechanismus

höchstwahrscheinlich. In dem Bereiche, in dem die beiden Baupläne einander trafen, ist es, der Einengungstektonik entsprechend, zu bedeutenden Ausgleichsbewegungen gekommen. Unter dem Einflusse der mächtigen Venedigermasse wurden die Gesteine der Riffdecken ausgepreßt und als Schubmasse über den Granatspitzkern hinweg bis ins westliche Glocknergebiet verfrachtet.

2. Man kann annehmen, daß der Tauernbogen während der alpidischen Orogenese tektonisch angelegt wurde. Beobachtungen, wie der schärfere Knick an der Bogeninnenseite (Tauernsüdrand) und das Ausdünnen der Sonnblickdecke an der Mölltallinie, machen die zweite Möglichkeit, die tektonische Entstehung des Tauernbogens, wahrscheinlicher. Ein stärkeres Vordringen des ostalpinen Altkristallins gegen das Penninikum im Bereiche der Schobergruppe konnte ein Umbiegen im Penninikum bewirkt haben. Bei der Annahme eines sekundären Knicks muß die Einengungstendenz im Knickbereich besonders stark gewesen sein. Infolge mechanischer Gesetze muß die stärkste Einengung in den bogeninneren Teilen stattgefunden haben. Die Ausgleichsbewegungen erfolgten senkrecht zu der NW—SE verlaufenden Knickachse mit NE-Vergerz. In dem tiefrogenen Bereich war wenig Ausweichmöglichkeit vorhanden; die Schieferhüllzüge, die sich zwischen den Zentralgneiskernen hindurch schlingen, zeugen von diesem Kampf um Raum.

Nach seiner Stellung und seinem Verformungsbilde gehört der Granatspitzkern dem osttauriden Bauplane an. Der westtauride Komplex wurde im mittleren Tauernabschnitte dem osttauriden aufgeschoben. Wir sprechen von Überschiebungen, können aber nur die relativen Verschiebungsbeträge beobachten. Es ist ohne weiteres denkbar, daß unter dem Einfluß der Einengungstektonik Schollen in die Tiefe gedrückt und andere ihnen aufgeschoben wurden. Über- und Unterschiebung sind in solch tiefen Orogenteilen nicht mehr zu unterscheiden.

In der Oberen Schieferhülle, in der die starren Zentralgneiskerne fehlen, wirkte sich die Quereinengung nicht so stark aus. Die Querstrukturen der Glocknerdepression sind wohl mit dieser in Zusammenhang zu bringen. Im allgemeinen fand aber die Verformung in der Oberen Schieferhülle nach Achsen statt, die der regionalen Streichrichtung des Gebirges entsprechen. Querstrukturen der Unteren und normal streichenden Strukturen der Oberen Schieferhülle sind gleich alt.

In diesen, manchmal etwas theoretischen Überlegungen wurde versucht, die Einzelbeobachtungen zusammenzufassen und diese einem, die Detailserscheinungen bestimmenden Gesamtmechanismus einzuordnen. Es wurde versucht, auf diesem Wege die Zusammenhänge von Einzelbeobachtungen herauszuarbeiten und dadurch deren Verständnis zu vertiefen.

V. Literaturverzeichnis

Es wurde getrachtet, besonders die neuere Tauernliteratur zu berücksichtigen. Ältere Arbeiten, die sich nicht direkt mit meinem Arbeitsgebiete beschäftigen, sind in dem Verzeichnisse nicht enthalten. Sie finden sich in den langen Literaturverzeichnissen von H. Fischer (Lit. 33), R. Srbik (Lit. 82), H. P. Cornelius (Lit. 17) und A. Egger (Lit. 27). Sämtliche in der Dissertation angeführten Arbeiten sind in diesem Verzeichnisse enthalten.

1. Angel F., Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol (Venediger). Mitt. nat. V. d. Stmk., 66, 1929.
2. Angel F., Gesteine vom südlichen Großvenediger. (N. Jb. f. Min. etc., Beilagebd. 59, Abt. A, 1929, p. 223.)
3. Angel F. und Heritsch F., Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zbl. f. Min. etc. Abt. B, 10, 1931.
4. Angel F. und Staber R., Migmatite der Ankogel- und Hochalmgruppe. Min. petr. Mitt. Bd. XLI 1937.
5. Angel F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz, 1940, p. 251.
6. Angel F. und Staber R., Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogelgruppe. Wissenschaftl. Alpenvereinsheft Nr. 13, Innsbruck 1952.
7. Becke F., Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt d. Hohen Tauern.
9. internat. Geologenkongreß, Wien 1903, Exkursionsführer 8 u. 9.
8. Becke F., Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern. Hb. f. Min. etc. 1923, 1, p. 234—238.
- 8 a. Bederke E., Über den Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. Geol. Rdsch. Bd. 35, Heft 1. Stuttgart 1947, p. 26—32.
9. Benedict P. C., Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Inaug. Diss. phil. Fak. II, Univ. Zürich 1952.
10. Braumüller E., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. XXX 1937.
11. Braumüller E. u. Prey S. Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. d. R. st. f. Bdf. 1943.
12. Christa E., Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. G. B. A. Wien, 81, 1931, p. 533—634.
13. Clar E., Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil, Rst. f. Bdf., 25, 1, Wien 1939.
14. Clar E., Die geologische Karte des Großglocknergebietes. Karinthin, 1950, p. 168—171.
- 14 a. Clar E., Zur Einführung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Vh. G. B. A., Heft 2, 1953.
15. Clar E., Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. „Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens“. Carinthia II, 143., Klagenfurt, 1953, p. 176—184.
16. Cornelius H. P. u. Clar E., Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. V. G. B. A. Wien, 1935.
17. Cornelius H. P. u. Clar E., Geologie des Großglocknergebietes. I, Abh. d. Rst. f. Bdf., Wien, 1939, 25.
18. Cornelius H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Ztschr. D. G. G. 92, 1940.
19. Cornelius H. P., Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Zentralgneise. Ber. d. Rst. f. Bdf., 1941, p. 14—20.
20. Cornelius H. P., Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier Tauerntal. Ber. d. Rst. f. Bdf., 1942, p. 1—3.
21. Cornelius H. P., Neue Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 54, 1942, p. 178—182.
22. Cornelius H. P., Geologisches über die Granatspitzgruppe. Ztschr. d. D. A. V., 1942, p. 61—68.
23. Cornelius H. P., Beobachtungen am NE-Ende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). Ber. d. Rst. f. Bdf., 1944, p. 25—31.
24. Cornelius H. P., Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen im Gebiete der Großvenedigergruppe. Anz. d. österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl. 86, 1949, p. 223—224.
25. Cornelius H. P., Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkte der Alpengeologie. Sb. d. österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl., I 158, 1949, p. 543—570.
26. Dal Piaz G. Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. Mem. ist. geol. Univ. Padova; Vol. X, 1934.
27. Egger A., Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). Diss. Univ. Wien, 1954.
28. Exner Ch., Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. Mitt. d. Wiener Min. Ges., 1947, Nr. 100 — Tsch. Min. Petr. Mitt., F. 3, 1. p. 82—87.

29. Exner Ch., Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. F. 3, 1, 1949, p. 197—284.
30. Exner Ch., Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung. (Mitt. österr. Min. Ges. Wien, Nr. 111, 1948/49 = Tsch. Min. Petr. Mitt., F. 3, 2, p. 129—132.
31. Exner Ch., Geologische Probleme der Hohen Tauern. V. G. B. A. Sonderheft C, p. 86—95, Wien, 1952.
32. Exner Ch., Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. „Radex-Rundschau“, Heft 7/8, 1953.
33. Fischer H., Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. Diss. Univ. Wien, 1948.
34. Frasl G., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Diss. Univ. Wien, 1949.
35. Frasl G., Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Verh. G. B. A. Heft 1, 1952.
36. Frasl G., Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei i. Osttirol). Verh. G. B. A., Heft 1., 1955.
37. Frasl G., Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Verh. G. B. A., 1956, Heft 1.
38. Fuchs G., Vorbericht über geologische Untersuchungen im Gebiet Granatspitze—Gr. Venediger. Mitt. d. Geol. u. Bgb. Stud., Wien, 1956.
39. Hammer W., Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau. Mitt. d. Rst. f. Bdf., Zweigst. Wien, 1940.
40. Heim Arn., Geologie der Schweiz. 1916—1922.
41. Heritsch F. und Angel F., Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc. Abt. B, 10, 1931.
42. Holzer H., Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Sitz. Ber. d. österr. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I, 161, Bd. 2 und Heft 3, Wien, 1952.
43. Hottinger A., Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hochaarngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Ecl. Geol. Helv., 1935, 28.
44. Karl F., Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152) Verh. G. B. A. Wien 1955. Heft 1, p. 39—43.
- 44 a. Karl F., Aufnahmen 1952 auf den Blättern Wald, Hohe Fürelegg, Prägraten und Dreiherrn Spitze. Vh. G. B. A., 1953, 38—41.
- 44 b. Karl F., Bericht 1955 über Aufnahme auf Blatt Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Verh. G. B. A. Wien 1956. Heft 1, p. 49—54.
45. Klebelsberg R. v., Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin, 1935.
46. Kober L., Das Östliche Tauernfenster. Denkschr. AK. Wiss. Wien, 1922.
47. Kober L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
48. Kober L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer, 1938.
49. Kober L., Bau und Entstehung der Alpen. Wien, 1955.
50. Kölbl L., Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sb. d. AK. Wiss., math. nat. Kl., Abt. I, 133, 1924.
51. Kölbl L., Zur Tektonik des mittleren Abschnitts der Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc., 1924.
52. Kölbl L. u. Schiener A., Zur Petrographie und Tektonik der Großvenedigergruppe in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc., 1928, Abt. B, p. 174—179.
53. Kölbl L., Petrographisch-Geologisches über das Venedigergebiet. Tsch. Min. Petr. Mitt. 40, 1930.
54. Kölbl L., Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sb. d. AK. Wiss. Wien. math. nat. Kl. Abt. I, 141, 1932, p. 39—66.
55. Kölbl L., Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rsch., 1935.
56. Kraus E., Der Abbau der Gebirge. Borntraeger, Berlin, 1936.
57. Leitmeier H., Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Min. Petr. Mitt., 1937.
58. Leitmeier H., Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales. Ein Beitrag zur Erkenntnis und Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Min. Petr. Mitt. 53, 1942.
59. Leitmeier H., Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. 3, 1, 1950.
60. Löwl F., Ein Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern. Jb. K. K. G. R. A., Wien, 1881, p. 445—452.

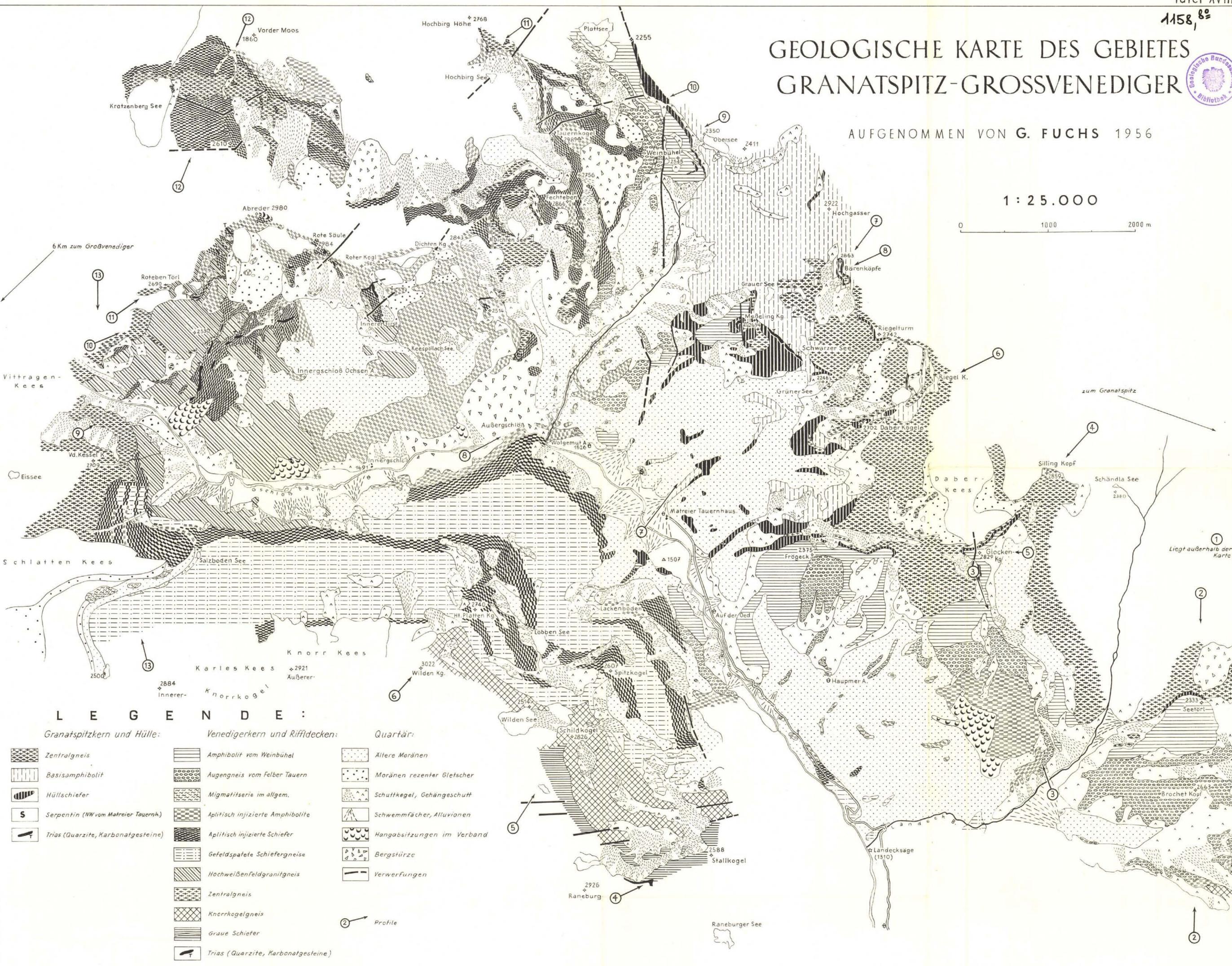
61. Löwl F., Der Großvenediger. Jb. K. K. G. R. A. 1894, p. 515—532.
62. Löwl F., Der Granatspitzkern Jb. K. K. G. R. A. 1895, p. 615—640.
63. Löwl F., Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. 9. Internat. Geol. Kongress, Exkursionsführer IX, Wien 1903.
64. Niedzwiedzki J., Aus den Tiroler Zentralalpen. Jb. K. K. G. R. A. 1872, p. 241—252.
65. Peters K., Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. Jb. K. K. G. R. A., Wien, 1854, p. 766—808.
66. Prey S., Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges., Wien, 29, 1936.
67. Prey S. u. Braumüller E., Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern Ber. Rst. f. Bdf., 1943.
68. Sander B., Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. Vh. K. K. G. R. A., 1909, p. 204—206.
69. Sander B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I. Bericht). Denkschr. AK. Wiss. Wien math. nat. Kl., Bd. 82, 1911, p. 258—320.
70. Sander B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (II. Bericht). Jb. G. B. A., Bd. 70, 1920.
71. Sander B., Zur Geologie der Zentralalpen, Jb. G. B. A., 1921.
72. Sander B., Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
73. Sander B., Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes Z. D. G. G., Bd. 91, 1939.
74. Sander B., Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-Petrogr. Inst. d. Univ. Innsbruck. Mitt. Rst. f. Bdf., Zweigst. Wien, Bd. 1, 1940.
75. Sander B., Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. Rst. f. Bdf., Heft 4, 1942.
76. Sander B., Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper (Wien-Innsbruck, 1948—1950).
77. Schaffer F. X., Geologie von Österreich. 2. Aufl., Wien 1951.
78. Scharbert H., Bericht über Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Anz. AK. Wiss. math.nat. Kl. 14, p. 234, Wien, 1952.
79. Scharbert H., Die eklogitischen Gesteine des südlichen Venedigergebietes (Osttirol). Jb. G. B. A. 97, Wien, 1954.
80. Schmidegg O., Geologische Aufnahmen in der Venedigergruppe (Blatt Krimml 151 u. Großglockner 152). Vh. G. B. A., 1956, Heft 1.
- 80 a. Schmidegg O., Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Zell a. Z. (150), Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Verh. G. B. A. 1956 Heft 1.
81. Schwinner R., Die Zentralzone der Ostalpen. (Geologie von Österreich [Lit. 77]), Wien 1951.
82. Srbik R., Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. München-Berlin, 1935.
83. Staub R., Der Bau der Alpen, Beitrag zur Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 52, 1924.
84. Stur D., Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jb. K. K. G. R. A. Wien, 1854, p. 818—852.
85. Termier P., Sur la structure des Hohe Tauern. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 137, 1903, p. 876—876.
86. Termier P., Sur la structure des Alpes orientales: Fenetre des Tauern et zone des racines. C. R. Acad. Sc. Paris 175, 1922. p. 924—930.
87. Wegmann C. E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rsch., 1935.
88. Weinschenk E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Abh. K. bayr. AK. d. Wiss. II. Cl., 18 (3), 1894, p. 651—714.
89. Weinschenk E., Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Ztschr. f. Krist., 26, 1896, p. 337—508.
90. Weinschenk E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abh. d. K. bayr. AK. Wiss. II. Kl., 1903, 22, 2. Abt., p. 261—340.
91. Weinschenk E., Die Resultate einer petrographischen Untersuchung des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc. 1903.
92. Winkler A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. Jb. G. B. A. Wien, 1926, 76, p. 245—322.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER



AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000



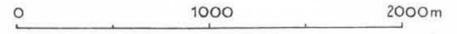
LEGENDE:

Granatspitzkern und Hülle:		Venedigerkern und Riffldecken:		Quartär:	
	Zentralgneis		Amphibolit vom Weinbühel		Ältere Moränen
	Basisamphibolit		Augengneis vom Felber Tauern		Moränen rezenter Gletscher
	Hüllschiefer		Migmatitserie im allgem.		Schuttkegel, Gehängeschutt
	Serpentin (NW vom Matreier Tauernh.)		Aplitisches injizierte Amphibolite		Schwemmfächer, Alluvionen
	Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)		Aplitisches injizierte Schiefer		Hangabsatzungen im Verband
			Gefeldspatete Schiefergneise		Bergstürze
			Hochweißfeldgranitgneis		Verwerfungen
			Zentralgneis		
			Knorrkogelgneis		Profile
			Graue Schiefer		
			Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)		

STRUKTURKARTE DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER

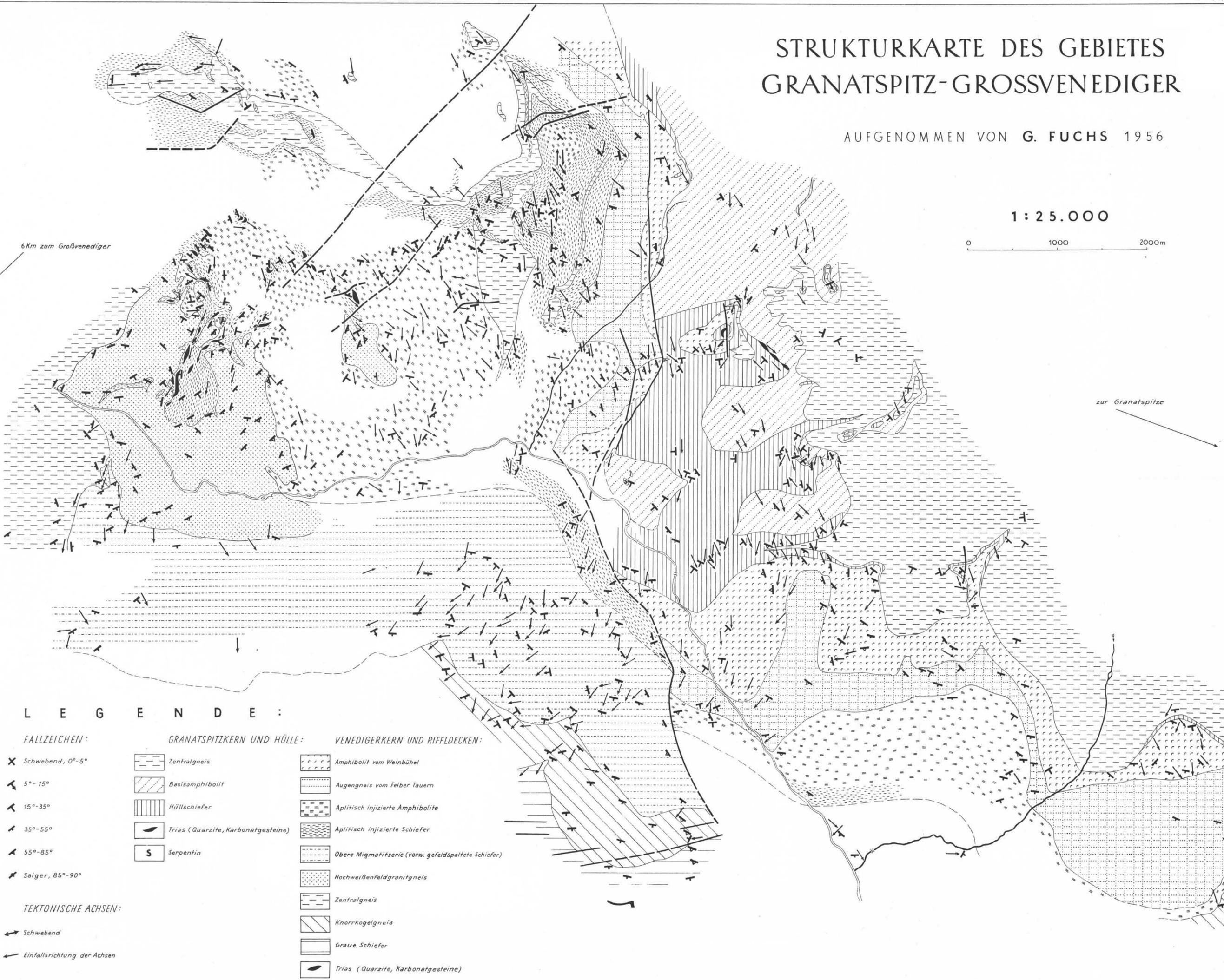
AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000



6 Km zum Großvenediger

zur Granatspitze



LEGENDE :

FALLZEICHEN :

- X Schwebend, 0°-5°
- ↖ 5°-15°
- ↙ 15°-35°
- ↘ 35°-55°
- ↗ 55°-85°
- ↗ Saiger, 85°-90°

TEKTONISCHE AXSEN:

- ↔ Schwebend
- ↔ Einfallrichtung der Achsen

GRANATSPITZKERN UND HÜLLE:

- Zentralgneis
- Basisamphibolit
- Hüllschiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)
- S Serpentin

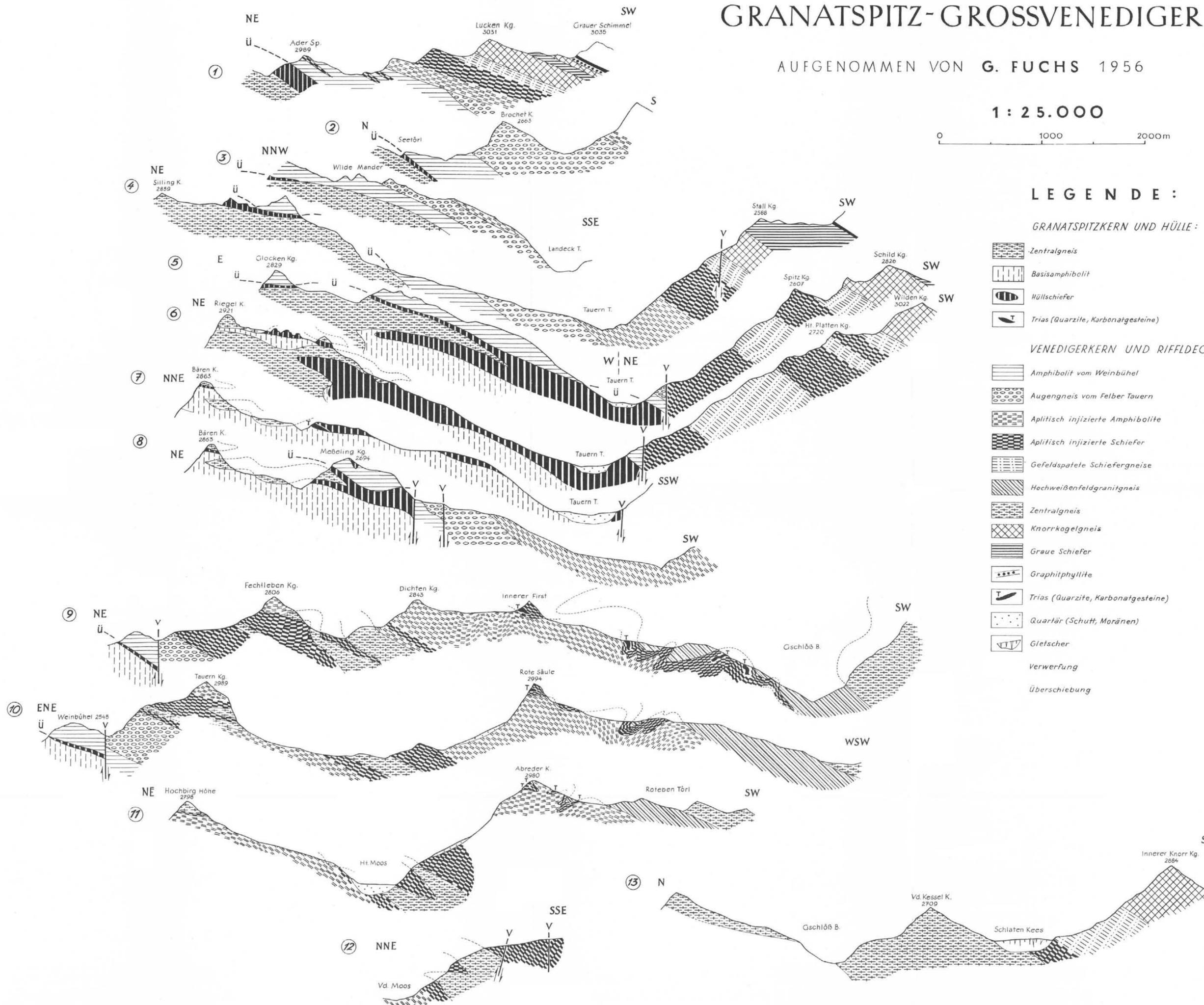
VENEDIGERKERN UND RIFFLDECKEN:

- Amphibolit vom Weinbühel
- Augengneis vom Felber Tauern
- Aplitisch injizierte Amphibolite
- Aplitisch injizierte Schiefer
- Obere Migmatitserie (vorw. gefeldspaltete Schiefer)
- Hochweißenfeldgranitgneis
- Zentralgneis
- Knorrkogelgneis
- Graue Schiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)

PROFILE DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER

AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000



LEGENDE :

GRANATSPITZKERN UND HÜLLE :

- Zentralgneis
- Basisamphibolit
- Hüllschiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)

VENEDIGERKERN UND RIFFLDECKEN :

- Amphibolit vom Weinbühel
- Augengneis vom Felber Tauern
- Aplitisch injizierte Amphibolite
- Aplitisch injizierte Schiefer
- Gefeldspatete Schiefergneise
- Hochweißfeldgranitgneis
- Zentralgneis
- Knorkogelgneis
- Graue Schiefer
- Graphitphyllite
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)
- Quartär (Schutt, Moränen)
- Gletscher
- Verwerfung
- Überschiebung

TEKTONOGRAMM DER MITLEREN HOHEN TAUERN von G. FUCHS

Legende:

-  Zentralgneis-Kerne { V.K. - Venediger K.
G.K. - Granatspitz K.
-  Granatspitzhülle
-  Untere Riffldecke
-  Trias
-  Höhere Riffldecke
-  Eklogitzone
-  Obere Schieferhülle
-  Flächen mit > 1% } der B-Achsen
-  " " > 4% }

