

Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 119/H. 2	S. 151—205	Wien, November 1976
--------------------	--------------	------------	---------------------

Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern

VON KARL METZ *)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln (= Beilagen 9—11)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 130, 131

*Seckauer und
Rottenmanner Tauern
Granitische Gneise
Metamorphe Serien
Tektonischer Bau
Pölsensteinmasse*

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	151
2. Übersicht über ältere Literatur	152
3. Die Gesteinswelt	156
3.1. Die sauren, granitischen Gneise	156
3.2. Die metamorphen Gesteinsserien	160
4. Der tektonische Bau der Seckauer Tauern	165
4.1. Das östliche Gebiet bis zum Seckauer Zinken	165
4.2. Das zentrale Kammgebiet des Zinken-Hochreichartzuges	168
4.3. Das Bergland zwischen Ingering und Gaal	169
4.4. Der Westabschnitt der Seckauer Tauern zwischen Gaal-Triebental und dem Pölstale	172
5. Die geologischen Grenzen der Seckauer Tauern	179
5.1. Die Nordgrenze	180
5.2. Die Südgrenze	181
6. Die Pölsensteinmasse	183
6.1. Das Verhältnis der Pölsensteingruppe zu den Seckauer Tauern	183
6.2. Der Bau des Pölsenstein-Kristallins	184
6.2.1. Der Hauptkamm mit Gr. und Kl. Pölsenstein bis zum Drei- stecken und zugehörige Seitenkämme	184
6.2.2. Hengstkamm, Firstkamm und die S- und SW-Grenze der Pölsen- steinmasse	187
6.2.3. Der Nordteil des Hauptkammes (Hochheide, Wetterkreuze, Steinernes Mandl) bis zum Strechengraben	190
6.2.4. Der Bau des Kristallins westlich des Strechengrabens	193
7. Tektonische Übersicht und Schlußfolgerungen für den Gesamtbau	194
8. Literatur	203

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. KARL METZ, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Graz, 8010 Graz, Heinrichstraße 26.

Die vorliegende Arbeit entstammt vorwiegend den für die Geologische Bundesanstalt, Wien vom Verfasser ausgeführten Kartierungsarbeiten auf den Kartenblättern 1:50.000 Kalwang und Oberzeiring. Die jenseits dieser Kartenblätter liegenden Anteile wurden auf privater Basis bearbeitet. Seit 1970 konnten besonders gefügkundliche Untersuchungen und petrographische Einzelstudien im Rahmen von Forschungsprojekten des Fonds für die wissenschaftliche Forschung, Wien ausgeführt werden, wofür an dieser Stelle der besondere Dank des Verfassers zum Ausdruck gebracht wird.

1. EINLEITUNG

Innerhalb des ostalpinen Kristallins der Niederen Tauern bilden die Seckauer Tauern die Hochgebirgskämme südlich der Furche des Liesing- und Palntales und nördlich des Murtales zwischen St. Michael (bei Leoben) und Judenburg. Die Rottenmanner Tauern gipfeln in der Bösensteingruppe, die westlich der Pöls-Störung bei Hohentauern beginnt und weiter im Westen im Bereich des Gullingtales, westlich Oppenberg tektonisch in die Tiefe sinkt. *) Beide Gebirgsgruppen werden im wesentlichen von granitischen Gesteinen und sauren Gneisen sehr unterschiedlicher und vielfältiger Prägung aufgebaut. An Paragesteinen liegen nur dunkle biotitreiche Schiefer und Quarzite sowie feinkörnige Biotit-Paragneise vor oder vor allem im nördlichen Anteil helle Serizitschiefer und -quarzite mit Lagen von Quarzkonglomeraten. Diese letztere Gesteinsgruppe entspricht der Rannachserie des Liesing-Palntales. Auffallend ist das fast völlige Fehlen von Karbonatgesteinen, die allein in dünnen linsigen Körpern oder in diffuser Karbonatführung innerhalb der Rannachserie auftreten.

Damit steht die Gesteinswelt beider Gebirgsgruppen in schroffem Gegensatz zu den Gesteinsserien der umgebenden Baukörper: nördliche Grauwackenzone, Wölzer Tauern im Westen und Gleinalm-Stubalmkristallin im Süden. Diesem Gegensatz entspricht auch die allseitige tektonische Abgrenzung der Seckauer-Rottenmanner Tauern von ihrer Umgebung.

Im Osten ist das Seckauer Kristallin tektonisch stark reduziert und tritt zwischen Kraubath und St. Michael nur als schmaler und stark zerbrochener Gneiszug an das Murtal heran. Er überschreitet die Mur im Raum von St. Michael und ist gegen Osten weiterziehend noch in den Mugelgneisen SE von Leoben vorhanden. Die geologischen Aufnahmen zeigten, daß besonders im Bereich von Leoben und des Liesingtales eine enge Verbundenheit des Seckauer-Kristallins und der Rannachserie mit den tieferen Anteilen der Grauwackenzone hinsichtlich der Metamorphose und gemeinsamer tektonischer Bewegungen besteht. Es wird daher notwendig sein, bei einschlägigen Fragen im Laufe der folgenden Abschnitte auch auf Details der Grauwackenzone Bezug zu nehmen.

2. ÜBERSICHT ÜBER DIE ÄLTERE LITERATUR

Wenn wir von älterer Literatur absehen, die etwa bei E. KITTL 1929 oder R. SCHWINNER 1923 zusammengefaßt ist, so müssen wir in erster Linie der Arbeiten E. KITTLs 1914, 1919 über die Pölsensteingruppe und ihre Umrandung gedenken. Zum ersten Male finden wir hier nähere petrographische Beschreibungen über die Gesteine. Kittl

*) Die richtige Bezeichnung für „Bösenstein“ ist „Pölsenstein“ nach dem Pölsbach, bzw. Pölsen. Diese richtige Bezeichnung findet sich auch in der geologischen Ausgabe der österr. Karte 1 : 50.000. In dieser Arbeit wird daher auch der Name „Pölsenstein“ verwendet.

beschreibt Orthogneise mit verschiedener Faziesentwicklung (saure Randfazies, basische Schlieren) und trennt in rohen Umrissen granitische Intrusivkörper von Gneisen und Paragesteinen ab. KITTL erwähnt den oft allmählichen Übergang solcher Paraschiefer zu Gneisen. Unter den Paraschiefern faßt er allerdings „quarzphyllitartige“ Gesteine mit den allenthalben auftretenden Biotit-Schiefergneisen zusammen, was nach unseren heutigen Kenntnissen nicht durchführbar ist.

Unter den mengenmäßig im Bösenstein sehr zurücktretenden Hornblendegesteinen scheidet er ein von ihm gefundenes Gestein (Gefroren See-Scharte) als Hornblendeporphyr aus, dessen Porphyritnatur schon von F. ANGEL, 1924 wegen des Mangels an Plagioklasen bezweifelt wird.

Ganz richtig erkannte KITTL, daß in den granitischen Gesteinen verschiedene Plagioklastypen neben Kalifeldspäten auftreten, weswegen er auch erstmalig eine typologische Unterteilung versucht. Er gibt überdies von den granitischen Gesteinen 4 Analysen, die von F. ANGEL 1924 näher ausgewertet wurden.

KITTL gibt einige geologische Profile, die wir aber heute infolge allzu starker Generalisierung und wegen ihrer heute nicht mehr annehmbaren stratigraphischen Voraussetzungen außer acht lassen können. Interessant ist, daß KITTL auf Grund eigener Untersuchungen und Arbeiten IPPENS die granitischen Gneise sowie Augen- und Flasergneise mit denen der Schladminger Tauern vergleicht und große Ähnlichkeit feststellt.

1921 bringt F. HERITSCH in seiner Geologie von Steiermark neue geologische Details der Seckauer-Pölsensteingruppe. Er betrachtet die Gneise der Seckauer und Pölsensteinmasse als an der „Pölslinie“ über die westlich anschließende Gruppe der Wölzer Glimmerschiefer überschoben. Die gleiche Auffassung bringt R. SCHWINNER in seiner Übersicht über die Niederen Tauern (1923) und wir finden sie von H. WIESENEDER 1938 wieder übernommen. Auch W. SCHMIDT (1921, 103) vertritt aus theoretischen Gründen eine gleiche Auffassung, betont aber ausdrücklich, daß sich diese Lagerung aus den Aufschlüssen nicht strikte beweisen läßt.

F. HERITSCH betont den starken Wechsel von Graniten, Gneisen und Paragneisen und versucht in den Seckauer Tauern die Ausscheidung granitischer massivartiger Körper.

W. SCHMIDT (1921) betont in seiner vorwiegend tektonisch orientierten Arbeit den scharfen petrographischen Unterschied, der zwischen den Seckauer Gneisen und den Gesteinen der Gleinalmsrie besteht. Nach ihm haben die Seckauer Gneise eine „alpine Deformation“, wobei auch die Quarzphyllite der entsprechenden tektonischen Einheiten als zu Quarzphylloniten ausgewalzte Grobgneise anzusprechen seien. Diese Quarzphyllonit-Natur wird auch vom „Liegendquarzphyllit“ der Grauwackenzone (weitgehend entsprechend unserer Rannachserie) angenommen. W. SCHMIDT erwähnt dabei, daß dieser Liegendquarzphyllit mit den südlich folgenden Seckauer Gneisen viel enger verbunden sei, als mit der Grauwackenzone. W. SCHMIDT verwarf die vorübergehend erwogene Deutung der „Liegendquarzphyllite“ mit dem Rannachkonglomerat als triadische Aufarbeitungsprodukte älterer Gneise wieder zugunsten der Phyllonitnatur dieser Gesteine. Folgerichtig erklärt er auch das Rannachkonglomerat als ausgeplättetes Gestein mit Quarzschwielen aus Quarzgängen (ähnlich L. HAUSER).

Gegen die nicht alpin deformierten mesozonalen Gleinalmgesteine (Muralpen) sind nun die Seckauergneise (Grobgneise) durch eine tektonische Nahtzone getrennt (Trasattel-Linie). Zur Grobgneisgruppe werden auch die Gneise des Mürztals gerechnet.

W. SCHMIDT meint, daß in ältere Paragesteine zweimal Granite eingedrungen seien, wobei die ältere Gruppe noch eine Regionalmetamorphose erlebt habe, während die jüngere davon verschont geblieben sei. Letztere seien die Granite der zentralen Seckauer Tauern. Hier wird also zum ersten Mal von einer älteren und jüngeren Generation granitischer Orthogesteine in den Seckauer Tauern gesprochen, was wir für die späteren Erörterungen festhalten müssen. Es wird auch der alpidische Deformationscharakter dieser Gesteine gegenüber denen der Muralpen betont.

R. SCHWINNER hat 1923 und später die Untergliederung des steirischen Kristallins im Sinne von W. SCHMIDT entschieden abgelehnt und hat alle Gneise und ihren internen Deformationstypus als alt (voralpidisch) angesehen. Nach ihm hat das gesamte steirische Kristallin der Alpenfaltung als zusammenhängender Block gegenübergestanden und daher auch keine intensive Durchbewegung erlitten. Wir werden den Deformationstypus der Seckauer Gneise später näher zu betrachten haben. Die Kaltreckung W. SCHMIDT's müssen wir ablehnen, da in entsprechenden Gesteinen auch ältere, stark deformierte und umgewandelte Feldspäte auftreten. Übereinstimmend mit W. SCHMIDT ist auch R. SCHWINNER der Auffassung, daß wir alte und jüngere Intrusionen vorliegen haben, die aber alle voralpidisch seien.

Neue und wichtige petrographische Daten brachte F. ANGEL, 1924 (Gesteine der Steiermark). Die Zusammengehörigkeit von Seckauer- und Pölsensteinmasse wird von der Petrographie her betont. Auch er ist der Auffassung, daß es jüngere und ältere Gneise gäbe. In den granitischen Gesteinen findet er Kristalloblastese neben noch erhaltenen Erstarrungsstrukturen. Die Augen- und Flasergneise werden als wahrscheinliche Mischgesteine, durch Aufnahme von Tonerde aus Hüllsedimenten entstanden, gedeutet. Für die prinzipielle Richtigkeit dieser Deutung spricht auch die sich aus der neuen Kartierung ergebende bunte Verschiedenheit dieser Gesteine. Quarz-Feldspat-Biotit liegen in ganz variablen Mischungsverhältnissen vor.

F. ANGEL betont den Zentralgneishabitus der Plagioklase, die Doppelformen von Apatit, Titanit, das Auftreten von Chlorit. Diese Eigenschaften lassen die Seckauer Gneise von denen der Gleinalm-Granodiorite unterscheiden. Wie dies schon von E. KITTL angedeutet wurde, läßt sich dies als eine Diaphthorese in die erste Tiefenzone deuten. ANGEL zeigt ferner, daß auch noch eine posttektonische Kristallisationsphase mit der Bildung von Biotit nachweisbar ist. ANGEL betont die Verwandtschaft der Seckauer Gneise zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern, ferner über die Flasergneistypen zu den Mürztaler Grobgneisen und zu den Schladminger Tauern. Wichtig in diesem Zusammenhang ist der sich ergebende Schluß, daß ebenso wie in den Mürztaler Grobgneisen auch in den Seckauer Gneisen schon ursprünglich saure Plagioklase vorhanden gewesen sein müssen.

1927 wurde von H. BÖCHER eine erste detaillierte Studie über das Gebiet des Hochreichart und des Seckauer Zinken veröffentlicht. Einige Gesteinstypen wurden beschrieben und Analysen gegeben. Allerdings kann weder die Gesteinsbeschreibung noch die beigegebene Karte der geologischen Vielfalt der Gesteine und ihres Baues genügen. Es werden auch Sedimentabkömmlinge, die zwischen den Orthogesteinen liegen, beschrieben: Paragneis-Quarzlagenphyllit und Serizitquarzit mit Fe-reichen Karbonateinlagerungen. (Nach Vergleich und Fundort handelt es sich hier um Abkömmlinge der Rannachserie.)

Die reichlichen Gesteinswechsel im bearbeiteten Gebiet werden als ein Gleitbretterbau gedeutet, was aber teilweise wegen der Übergänge der Gesteine ineinander widerlegbar ist.

Die petrographisch engen Beziehungen der Seckauer Gneise zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern sind für ANGEL-HERITSCH (1931) maßgeblich, um beide Gesteinsgruppen in den alpidischen Zyklus einzureihen.

Wichtige und interessante Beiträge zur Petrographie der Seckauer (-Pölsenstein-) Masse wurden 1938 von H. WIESENER geliefert. Besonders für die Gneise der Pölsensteingruppe wird die Mischnatur und ihr Hervorgehen aus Biotit-reichen Paragneisen beschrieben. WIESENER wendet sich gegen das alpidische Alter der Pölsensteingruppe im Sinne von ANGEL-HERITSCH, weil sie sonst nach seiner Auffassung durch die Granat-Glimmerschiefer der Wölzer Gruppe hätten durchbrechen müssen, von denen sie aber tektonisch scharf getrennt sind (pag. 275). Wie wir heute wissen, lassen sich diese Einwände allerdings nicht mehr aufrechterhalten.

Besonders interessant für die hier zu besprechenden Seckauer Gesteine sind eingehende petrographische Beschreibungen. Der Autor erwähnt klare Oligoklase in den Biotitschiefergneisen der Hülle gegenüber den gefüllten Plagioklasen der Granite und Gneise. (Dieser Unterschied ist nach unserer jetzigen Kenntnis nur z. T. richtig, da auch in den Biotitschiefergneisen gefüllte Plagioklase vorkommen.) Der Autor sucht daher die Ursache der Plagioklasfüllung in den Graniten und Gneisen selbst. (Deutrogranit im Sinne KÖBL'S aus den Hohen Tauern.)

Auf Grund ausgedehnter Kartierungen erschienen 1932, 1934 zwei kurze Übersichtsstudien über die Seckauer Tauern von H. SCHUMANN. Er betont die Mischgesteinsnatur der Gneise in den südlichen Randzonen sowie das Auftreten arteritischer und nebulitischer Gneise in den zentralen Teilen der Gebirgsgruppe. Auch im Nordrand der Pölsensteinmasse treten solche Mischgneise auf.

Einige einheitliche Orthogneis- bzw. Granitmassen werden ausgeschieden sowie auch dioritische Gesteinskörper. Der Autor versucht eine Typenteilung der Orthogneise in 6 Typen auf Grund petrographischer Merkmale. Es wird hervorgehoben, daß die Flasergneise das Endprodukt aus der Umgestaltung sehr verschiedenartiger Gneistypen sein können.

An Einzelbearbeitungen von Gesteinen, der Seckauer Masse zugehörig, sind besonders die Arbeiten über die Mugelgneise hervorzuheben. 1921 wurde dieser Gneiszug von W. SCHMIDT als Grobgneis zusammen mit den Seckauer Gneisen den Gesteinen der Gleinalm gegenübergestellt. 1925—1927 erfolgten petrographische und gefügetektonische Arbeiten desselben Autors über die Mugelgneise.

1936 wurde das Gebiet der Mugel (SE von Leoben) von L. HAUSER geologisch aufgenommen und petrographisch beschrieben. HAUSER unterschied neben Gneisgraniten (Typus des Grobgneises) und Apliten auch granodioritische Gneise, die nach Aufnahme von Injektionsmaterial aus Paragneisen entstanden sind. Gegenüber der eigentlichen Seckauer Masse überwiegt nach ihm im Mugelzug das Material der alten Hüllgesteine (Paragneise und Amphibolite), wobei alle Stadien von Injektionen und nebulitischer Durchdringung durch saures Orthomaterial zu beobachten sind. (Migmatische Paragneise und Amphibolite bis zu granodioritischen und granitischen Gneisen). Das Eindringen des Orthomaterials erfolgte nach ihm paratektonisch. Postkristalliner Gleitbretterbau sowie Zerbrechung und Mylonitisierung der Gesteine erfolgten später.

Anknüpfend an die Gefügeuntersuchungen von W. SCHMIDT beschrieb J. LADURNER (1949) das Quarzgefüge von Mugelgneisen aus dem Gössgraben südlich Leoben. Die Quarze des Grundgewebes ergeben einen deutlichen geschlossenen (ac)-Gürtel, bezogen auf die annähernd E—W streichende tektonische Achse des gesamten Gebietes.

Demgegenüber besitzen die Quarze in den Feldspathöfen eine Eigenregelung, bezogen auf die von ihnen bewachsenen Feldspatflächen.

Hinsichtlich der 1953 von H. HELFRICH-K. METZ erfolgten Übersichtsbearbeitung der Orthogneise der Seckauer Tauern wird das Nötige im Zusammenhang mit der Gesteinsbeschreibung im folgenden Abschnitt behandelt werden.

3. DIE GESTEINSWELT

Während die Probenahmen für die gesteinskundlichen Studien der älteren Literatur im wesentlichen mit nur unzureichenden Kenntnissen der geologischen Zusammenhänge verknüpft waren, ist es nun auf Grund der aus den Einzelkartierungen gewonnenen Übersicht möglich, einzelne Gesteinstypen in ihrem geologischen, aber auch in ihrem petrogenetischen Zusammenhang zu erfassen.

F. ANGEL, H. SCHUMANN, W. WIESENEDER haben schon eindringlich auf die Existenz von Mischgesteinen, hybriden Gneisen usw. sowie auf den lebhaften Wechsel verschiedener Gesteine auf engem Raum hingewiesen. Heute wissen wir auf der Basis der Kartierung und Aufnahme detaillierter Profile, daß viele Übergänge reiner Paragneise zu Orthogneis-Typen bestehen, daß weiterhin auch die stark variierenden Gneistypen untereinander in einem fließenden Übergang stehen. Daraus ergaben sich bei der Kartierung zunächst große Schwierigkeiten der Ausscheidung für die geologische Karte. Eine endgültige, wenn auch rohe Ausscheidung zusammengehöriger und typisierbarer Gesteinsgruppen wurde erst nach langwieriger, sorgfältiger Prüfung möglich.

So gründen sich die in der eingangs erwähnten Karte getroffenen Ausscheidungen wohl auch nach dem makroskopisch erkennbaren Geländebefund, sind jedoch durch eingehende mikroskopische Untersuchungen begründet.

14 neue Gesteinsanalysen von Proben aus den Seckauer Tauern, die wichtige Gesteinstypen repräsentieren, verdanke ich dem hilfsbereiten Einsatz von Herrn Dipl.-Ing. F. LASKOVIC, Kirchdorf/Krems. Die Analysen sind im Anhang an die Gesteinsbeschreibung angefügt, Hinweise im Text finden sich unter A 1—13.

3.1. Die sauren granitischen Gneise

Die sauren, granitischen Gneise wurden in der Arbeit von H. HELFRICH-K. METZ, 1953 zusammenfassend dargestellt. Viele Einzelbeschreibungen finden sich in unveröffentlichten Dissertationen von F. RONNER, W. HAUSWIRTH.

Die späteren, im Zusammenhang mit speziellen Problemen durchgeführten Untersuchungen erweiterten diese Kenntnisse erheblich. Sie werden in der folgenden Übersicht zusammengefaßt.

Wir können zunächst granitische Gesteine ausscheiden, die makroskopisch keine oder nur schattenhaft bevorzugte Richtungen erkennen lassen, fein- bis grobkörnig sind und in weit überwiegendem Maße den Biotit als Glimmer führen (A 1, 2). Ohne eine geologische Grenze zu überschreiten, können wir aber aus solchen sauren Endtypen in biotitreiche dioritische oder in tonalitische Typen gelangen (A 4). Der Biotitgehalt sowie der Prozentsatz von Kalifeldspat kann hierbei innerhalb weniger Meter stark wechseln, was zum Erscheinungsbild nebulitischer Typen oder im größeren Handstück zu „Fischchenbildung“ führt. Auch im Großaufschluß zeigt sich die enge Kristallisationsverbundenheit granitischer und gneisiger Gesteine.

Weder die sauren Endtypen noch die hier angeführten migmatischen Typen (A 9) sind hiebei auf die inneren Regionen des Gebirges beschränkt, sie sind überall vorhanden, wo größere Gneiskörper vorliegen. Eine eigentliche Kernmasse im klassischen Sinne existiert weder in den Seckauer noch in den Rottenmanner Tauern. Wenn es auch auffallend ist, daß die mächtigsten Körper solcher Granite und Gneise in den zentralen Anteilen des Gebirges auftreten, so handelt es sich nicht um massive Plutonkörper, sondern immer sind es im tektonischen Streichen des Gebirges eingebaute Platten oder Lamellen, deren primäre Verbindung mit Paragesteinen eindeutig ist. Dabei fingern Biotitschiefer und granitische Lagen ineinander, und innerhalb einiger Kilometer entwickeln sich granitische, migmatische Körper von über 1000 m Dicke. Ein solches Beispiel bietet der Pabstriegel der südlichen Seckauer Tauern.

Gelegentlich finden sich auch Fluidaltexturen, die als Palingenese gedeutet werden können. So im Kar westlich des Perwurzpolder (M. HELFRICH-K. METZ, 1953).

Charakteristisch ist in jedem Falle das Auftreten zahlreicher Mischtypen, die miteinander fließend verbunden sind. Grob- bis mittelkörnige Augengneise finden sich meist ohne erkennbare Regel im Verband dieser Gruppe der sauren Gneise. Pegmatite sind quantitativ nur bescheiden vertreten, wenn auch zahlreich in schwächtigen Gang- oder Linsenkörpern. Sie führen zumeist Muskowit, während der Biotit und Turmalin stark zurücktreten (A 10).

Basischere Anteile innerhalb von Körpern der Biotitgranite wie etwa im Gebiete des Ringkogel-Pletzenzuges, zeigen starke Zunahme des Biotitgehaltes, während Hornblende nur selten und dann in kleinen Gneiskörpern auftritt, deren Migmatitnatur klar erkennbar ist.

Ein sehr wichtiger und mengenmäßig stark auffallender Gesteinstyp ist der Flasergneis, der bereits in der älteren Literatur die Aufmerksamkeit erweckt hatte.

Es sind dies zunächst gutgeschieferte Gneise, deren reichlicher Biotit sich in mehr oder minder geschlossenen Häuten zusammenschließt. Es entstehen so auskeilende Lagen oder Linsen von Biotit, die die sauren Anteile des Gesteins in sich einschließen. Die Gesteine sind zumeist mittel- bis grobkörnig, wobei das s immer durch den Biotit markiert ist.

Das saure Grundgewebe schwankt sehr stark in seiner Zusammensetzung, wie auch in der textuellen Entwicklung, und es ergibt sich daraus, wie zu zeigen sein wird, daß wir unter dem Typus der Flasergneise genetisch durchaus Verschiedenes zusammenfassen.

Der Gehalt an Kalifeldspäten schwankt sehr stark in der Menge wie auch in der Ausbildungsform.

Wie schon bei den granitischen Gneisen erwähnt, führen von diesen auch schöne Übergangsreihen zu typischen Flasergneisen:

Diese Übergänge zeigen sich zunächst in einer Zunahme des Biotitgehaltes, wobei gleichzeitig auch das in den sauren Typen oft nur schwach angedeutete s nunmehr schärfer in Erscheinung tritt. Gelegentlich findet sich statt eines Lagengefüges auch ein vorwiegendes Lineargefüge, ohne daß ein solches auf eine postkristalline Verformung zurückgeführt werden könnte (unveränderte Biotite, mitunter große Kalifeldspat-Blasten ohne nennenswerte Zerbrechung). Die Spuren intensiver Verfallung in solchen Gesteinen sind präkristallin, bezogen auf den heutigen Mineralbestand. Typen solcher Übergangsreihen finden sich schön im Zug des Ringkogel-Pletzen/Hirschfeld in der Westbegrenzung des Ingeringtales (A 12 u. 7.8).

Flasergneise stehen aber auch in engster Verbindung zu Paragesteinen. Solche Beziehungen können im Ingeringtal nördlich des Ortes Ingering im südlichsten Zug der Seckauer Tauern beobachtet werden. In feinkörnigen Biotitschiefern oder Schiefergneisen (A 11) kommt es zur Ausbildung von Quarz-Feldspatlagen im s, die gelegentlich untereinander durch querverlaufende Gänge verbunden sind. (A 6a, b). Örtlich kommt es dabei auch zum Wachstum größerer Biotite, die sich zu Häuten zusammenschließen, oder zu unscharf gegen das Nebengestein abgegrenzten Lagen mit augigen Feldspatblasten, (Mikroklin und Plagioklase). Dies führt dann in kontinuierlicher Folge zu typischen Flasergneisen. Solche Gesteinsfolgen sind aber nicht nur an die Randgebiete des Gebirges gebunden wie im Ingeringtal, sie liegen z. B. auch im Kamm östlich des Pölstales (Rosenkogel-Lerchkogel-Amach) oder auch in der zentralen Pölsensteingruppe vor.

a) Die Zusammenhänge mikroklinführender oder auch mikroklinfreier Flasergneise mit Paragesteinen einerseits oder mit granitischen Gneiskörpern andererseits enthüllen sich vielfach erst im Großbereich, wo oft kilometerlange Lamellen solcher Gneise untrennbar und s-parallel mit Paraschiefern verbunden sind, oder wo Schwärme flacher Linsenkörper von Biotitschiefern oder -quarziten in den Gneiskörpern schwimmen.

Ohne Zweifel handelt es sich bei diesen Gesteinstypen um das Neuwachstum von Quarz-Feldspat ($\pm$ Kalifeldspat) und Biotit. Wahrscheinlich sind es solche Typen gewesen, die F. ANGEL infolge ihrer Al-Übermacht zum Schluß bewogen haben, sie als Mischgneise zu betrachten.

Im nordöstlichen Hauptkamm der Seckauer Tauern (Seckauer Zinken-Hochreichart) und westlich des Triebentales im Großen Griesstein finden wir eine Entwicklung von Flasergneisen, die ziemlich arm an Biotit sind und ein serizit-quarzitischen Grundgewebe mit linsigem s aufweisen. Leicht rostige knopfartige Feldspatblasten (auch Mikroklin) stecken in diesem Gewebe. Die Gneise zeigen weiße Verwitterungsfarbe, sind im frischen Bruch grau bis graubraun, mit dünnen Biotithäuten um die feinkörnigen quarzitischen Linsen (A 3, 5). Bei weiterem Biotitwachstum entstehen flaserige Gneise, wie sie etwa in grobkörnigen Typen auf dem Hochreichartkamm auftreten. Immer zeigen sie Erhaltung eines serizitreichen quarzitischen Grundgewebes.

In den nördlichen Grenzarealen des Seckauer Kristallins gegen die Rannachserie erkennt man, daß die eben beschriebenen Typen von Flasergneisen aus den Serizit-quarziten der Rannachserie hervorgehen. Davon sind auch die konglomeratischen Zwischenlagen (Rannachkonglomerat) nicht ausgeschlossen.

Im Hochreichart, an der Basis der Gamskögel, am Eberlsee nördlich des großen Griesstein, sind in den ehemaligen Serizitquarziten noch die dünnen grobspätigen Karbonatlinsen erhalten geblieben. Solche sind aus der Rannachserie der nördlichen Vorlage der Seckauer Tauern wohl bekannt und im Kartenblatt 1:50.000 vermerkt.

Es sind dies auch die wenigen Karbonatvorkommen im Rahmen des Seckauer Kristallins. Nur auf ihnen finden sich die wenigen Standorte von Edelweiß. Die von H. BÖCHER, 1927 genannten Sedimentgesteine des Hirschkarl (Hochreichart) gehören ebenfalls hieher.

Die aus den Serizitquarziten der Rannachserie hervorgegangenen Gneistypen zeigen bis auf wenige Ausnahmen einen auffallend geringen Glimmerbestand, abgesehen vom übernommenen Serizitgehalt der Quarzite. Dazu kommen die knopfartigen Feldspäte (Oligoalbite und auch Mikroklin) mit ihrer rostigen Anwitterung. Mit W. HAMMER 1924 können wir diese Typen der gut geschieferten Gneise mit ihren

hellen Feldspatknöpfen treffend als „Perlgneise“ bezeichnen. Sie sind infolge ihrer Eigenart auch im Gelände meist gut erkennbar.

Solche Gneise, die oft noch in gut erkennbarem Zusammenhang mit sicheren Vertretern der Sedimente der Rannachserie stehen, können sich nun auch bis zu massigen, oft aplitischen oder mit aplitischen Lagen durchsetzten Granitgneisen weiterentwickeln. Abgesehen von ihrer relativen Glimmerarmut sind sie meist auch heller, fast weiß im frischen Bruch, gelblich bis gelbbraun in der Verwitterung. Weitere Kennzeichen gegenüber den anderen Typen von Granitgneisen, die aus der Gruppe der Biotitschiefer entstanden sind, sind vor allem die Reste des serizitquarzitischen Grundgewebes, der eigenartige Typus der Feldspatblasten, sowie das Fehlen von älteren, durch Tektonik stark beanspruchten Biotiten in den s-Lagen.

Wir bezeichnen die Gesamtheit dieser nach unserer Auffassung aus den Sedimenten der Rannachserie hervorgegangenen Gneistypen als „R-Gneise“ (A 3, 5).

Während das stark s-betonte Gefüge der bisher genannten Flasergneise zum größten Teil bereits vor der letzten Kristallisation entstanden war, wobei vorwiegend Biotit oft rein posttektonisch erscheint, kennen wir auch flaserige Gneise, die ihre Gesamtstruktur erst posttektonisch erhalten haben. Solche, oft bis zum vollkommenen Phylonit verschieferte Typen zeigen vielfach auch eine beachtliche Chloritisierung und sind auch im Gelände erkennbar an besondere Bewegungsbahnen gebunden.

b) Stark postkristallin verformte saure Gneise zeigen durch enge Schieferung oft streifige Querbrüche (Streifengneise, METZ-HELFRICH, 1953, 143) oder es sind stetig brechende B-Tektonite.

Sowohl im Verband mit Flasergneisen, wie auch mit granitisch sauren Gneisen finden sich vielfach Augengneise. In den Flasergneisen sind es vielfach augenartige Mehrkorngebilde aus Quarz-Feldspataggregaten, die deutlich die Rekristallisation älterer Zerkochung zeigen. In den granitischen Gneisen sind es vielfach fleischrote Mikroklin-Porphyroblasten, gelegentlich auch große Plagioklase, die das randliche Gewebe auseinanderdrücken. Örtlich erscheinen solche Porphyroblasten auch in Linsenform und durch spätere Tektonik zerbrochen.

Aus typischen augenführenden Gneisen gehen nicht selten ohne scharfe Grenzen porphyrische Granitgneise hervor mit großen Kalifeldspat-Blasten. Diese zeigen mitunter ein si, welches meist unverlegt ein älteres s abbildet und so die Spätkristallisation der K-Feldspäte innerhalb des Gesamt-Mineralbestandes anzeigt.

Augengneise, wie auch porphyrisch entwickelte Gneisgranite sind im wesentlichen an die massiert auftretenden sauren Granitgneiskörper gebunden, mit denen sie im Kristallisationsverband stehen. Sieht man von rein postkristallinen Zerkochungen und Dislokationen ab, ergibt sich in solchen Körpern das grobe Bild einheitlicher Granite. Erst in größeren Aufschlußbereichen zeigt sich die starke Variabilität der untereinander verbundenen Einzeltypen, was auch für die strukturellen Unterschiede gilt. Es erweist sich, daß, verbunden durch einen letzten Akt der Kristalloblastese, Gesteine verschiedener migmatischer Zustände, verschiedener Zusammensetzung und verschiedener struktureller Entwicklung zu einem mehr oder minder einheitlichen Block zusammengeschweißt wurden.

An die sauersten Anteile solcher Körper sind auch die mengenmäßig spärlich entwickelten Aplite und Pegmatite gebunden. Sie treten teils im s der Gesteine, teils gangförmig, teils in unregelmäßig verlaufenden Adern auf. Die Pegmatite (A 10) sind oft reich an Muskowit mit Blättchen bis zu mehreren Millimetern im Durchmesser.

Turmalin ist selten und dann feinnadelig entwickelt. Die Aplite sind sehr arm an Glimmer, zeigen starke Schwankungen ihres Gehaltes an K-Feldspat und liegen gelegentlich auch in unregelmäßig geformten Körpern in der granitischen Matrix. Die Aplitgänge sind meist stark zerbrochen und grusig. Vielfach sind sie in den zentralen Seckauern hellrosa gefärbt (A 13). Das so verschiedenartige Erscheinungsbild im Auftreten der Aplite legte den Gedanken nahe, daß man es mit zwei altersverschiedenen Generationen zu tun habe.

Die Frage ist nur schwer entscheidbar, da allen Apliten gemeinsam die Spuren der letzten tektonischen Verformungen sowie auch der letzten gemeinsamen Kristallisation mit dem Nebengestein sind. Die Rekristallisationserscheinungen der oft bizarr verformten Aplitkörper in Granitgneisen sprechen für paratektonische Kristallisation. Andererseits weisen viele Aplite noch die Spuren starker Mylonitisierung eines Teiles ihrer Feldspäte auf, die dann durch Quarz- und Feldspatsubstanz wieder verheilt sind.

Sowohl in Apliten als auch in den Pegmatiten gibt es K-Feldspäte einer späten Kristallisationsphase, wie dies in den Porphyrgneisen schon gezeigt wurde.

3.2. Die metamorphen Sedimentserien

Wie schon im Zusammenhang mit den möglichen Ausgangsgesteinen für die migmatischen Bildungen des Seckauer Kristallins angedeutet wurde, liegen in den Seckauer Tauern zwei Paragesteinsserien vor, deren Umwandlungsprodukte auch in sehr verschiedenen Typen der Gneise zum Ausdruck kommen.

Die erste dieser Serien besteht aus stets karbonatfreien feinkörnigen Biotitschiefern, Biotitquarziten, Biotit-Schiefergneisen, die im südlichen Anteil der Seckauer Tauern, sowie im ganzen Pölsensteinmassiv stark verbreitet sind. Es sind dunkle, graue, graubraune bis grauviolette Schiefergesteine, die gelegentlich im Querbruch kleine Quarzgeröllchen von nur Zentimetergröße zeigen. Ihre Metamorphose ist durch feinen Biotit, wenig kleinen Granat und kleine Oligoklasblasten charakterisiert, wobei diese Metamorphose sicher älter ist als die die Granitgneise erzeugende Kristallisation (A 11).

Während die Schiefergneise im eigentlichen Gebiet der Seckauer Tauern nur geringe Verbreitung haben, treten sie im nordwestlichen Anteil der Pölsensteingruppe (Steiner Mandl, westlich des Strechengrabens) massiert auf. Sie entsprechen durch das häufige Auftreten Hornblende führender Gesteine nicht voll dem Typus der Seckauer Tauern, können jedoch im Rahmen der Pölsensteinmasse nirgends anders eingeordnet werden. Sie lassen sich außerdem vom Südosten her über den Kambereich von Dreistecken-Hochheide direkt mit den Biotitschiefern und -quarziten verbinden.

H. BACHMANN beschreibt aus der Gruppe von Epidot-Chloritgneisen der Pölsensteingruppe neben grünen Gesteinen auch Übergänge zu quarzitischen Gliedern, in denen als offenbar ältester Mineralbestand grüne Hornblende, Plagioklas (mit 10–15% an) neben Quarz und Serizit nachweisbar ist. Seine Untersuchungen ergaben auch eine Abnahme der Metamorphose gegen Nordwest, so daß dort statt Hornblende und Biotit vor allem Chlorit und Epidot auftreten.

Aus den Kartierungen im Raume des Steiner Mandl ergibt sich, daß Lamellen von Gneisen des Pölsensteintypus s-parallel in diese Schiefergneise eingeschaltet sind und westlich der Streichen, im Schüttkogelzug fand ich mehrfach Hornblendite neben amphibolitischen Gesteinen im Verband mit den Schiefergneisen. Die Hornblendite deute ich als Reaktionsgesteine mit der Gneis-Kristallisation vom Pölsenstein her. In diesen Zonen kam es vielfach auch zur Biotitisierung der Hornblenditen zusammen mit Titanit, Epidot. Die Chloritisierung dürfte einer späteren Phase angehören.

Eine auffallende Ähnlichkeit der Biotitschieferserie der Seckauer Tauern kann nun auch nach den neuen Bearbeitungen mit denen des Stubalmraumes festgestellt werden. Auch hier liegen feinkörnige Biotitschiefergneise sowie Biotitquarzite vor. Daneben finden sich Einschaltungen von Amphibolitlagen, während wie im Seckauer- und Pölsensteinmassiv Karbonatgesteine völlig fehlen.

Auch im Stubalmbereich ist die zu den Biotit-Schiefergneisen führende Metamorphose älter, als die Kristallisation der heutigen Ameringgneise, mit denen sie jetzt in engem migmatischem Verband stehen.

Die zweite der Paraserien im Rahmen unserer Gebirgsgruppen ist die Rannachserie im vollen Sinn des von mir im Zusammenhang mit der steirischen Grauwackenzone beschriebenen Umfanges (K. METZ, 1938, 1940, 1947, 1953). Das Rannachkonglomerat, Serizit-Quarz-Schiefer, Serizit-Quarzite mit gelegentlich diffus, oft auch in Flatschen und Linsen auftretenden grobkristallinen Kalken stellen die Schichtfolgen im Rahmen der Seckauer und Rottenmanner Tauern dar. Der reine Plattelquarzit wurde im Rahmen des Kristallins nicht gefunden; er ist im Osten auf die Bereiche der Rannachserie bis in das untere Liesingtal und westwärts auf die tektonisch als Fenster auftauchenden Antiklinalen nördlich Wald am Schoberpaß und in der Flietzenschlucht bei Gaishorn beschränkt.

Ganz im Sinne meiner Ausführungen (1947) halte ich die Rannachserie als Äquivalent der Semmeringquarzite und mit diesen als permo-skythische Basis des zentral-alpinen Mesozoikums. Die so charakteristische Abfolge der zumeist weißlich hellen oder silbrig-grauen Gesteine, vielfach mit Limonittüpfeln (nach Pyrit) ist stets unverkennbar und kann gegen West auch im Radstätter Quarzit und seiner Begleitung wiedergefunden werden. Gegenüber dem Semmeringquarzit und seiner Schieferbegleitung findet sich schon im Murtal bei Bruck eine stärkere, gegen Westen sich steigernde Metamorphose, die mit einer außerordentlich starken mechanischen Verformung dieser bildsamen Gesteine gekoppelt ist. Besonders im Bereich südlich des Liesingtales ist hier eine verstärkte Feldspatung festzustellen, in deren Folge die Gesteine eine grobblockige Verwitterung zeigen.

Auch im inneren Körper der Seckauer und des Pölsenstein zeigen die Gesteine dieser Rannachserie eine bis zur Vergneisung gehende Umwandlung, was in starkem Gegensatz zu der bescheidenen Metamorphose ihrer Äquivalente im Osten steht. Dies führt zur Auffassung, daß die andere Paraserie der Seckauer älter ist als die Rannachserie, da sie zur Zeit der Gneisbildung bereits wesentlich höher metamorph war als diese. Unterstützt wird dieser Gedanke dadurch, daß mehrfach innerhalb des Kristallins beide Serien gemeinsam auftreten, wobei die Biotitschiefer bzw. Schiefergneise stets im engeren Verband mit Gneisen stehen als die Reste der Rannachserie. Dies trifft auch im westlichen Pölsensteingebiet zu, wo die Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefergneise liegend zur äußeren Umhüllung, der Rannachserie, auftreten.

Auch in den südlichen Randschuppen der Seckauer Tauern tritt die Rannachserie im Verband mit der Gaaler Schuppenzone und in deren Fortsetzung auf dem Perwurzpolster und in der Streichen auf (K. METZ 1971).

Hornblende führende Gesteine

Diese gehören im Bereich der Seckauer-Pölsensteinmasse zu den quantitativ nur geringfügigen Gesteinen. Sie sind aber infolge ihrer Ausbildung und ihrer Umbildungsspuren von großem genetischen Interesse.

Im Bereich südlich des Großen und Kleinen Pölsenstein kennen wir zahlreiche Kleinvorkommen, die zusammen mit Biotitschiefern auftreten und in Lagen und Linsen in s eingebaut sind. Sie wurden im Zusammenhang mit den Kartierungsarbeiten erstmalig von H. HELFRICH zusammenhängend beschrieben (195).

Im Gebiet der eigentlichen Seckauer Tauern sind solche Vorkommen seltener und sind bis auf wenige kleinste und verstreute Einzellinsen beschränkt (A 8).

Von besonderem Interesse für die Natur der SW-Grenze der Seckauer Tauern sind jene Amphibolgesteine, die im Zusammenhang mit den bänderigen Amphiboliten des Flatschacher Zuges stehen. Sie gerieten im Bereich zwischen dem Oberen Gaaltal und St. Oswald bei Möderbrugg in den Einflußbereich der Feldspatung der Seckauer Gesteine. Diese Zone wurde im Gelände vom Verfasser gemeinsam mit W. HAUSWIRTH studiert und von letzterem näher untersucht und beschrieben (1950).

Im folgenden wird eine Übersicht über diese Gesteinsgruppe für die Pölsenstein- und Seckauer Masse gegeben.

Die Amphibolite

Es sind mittelkörnige, geschieferte Para-Amphibolite von etwas variabler Zusammensetzung, gelegentlich diaphthoritisch (chloritisiert, Epidot in Adern und Gängen). Die Plagioklase sind meist kleine xenomorphe Oligoklase, zersetzt, mit Serizit gefüllt. Nur gelegentlich tritt jüngerer Albitwachstum auf, welches jünger als die Schieferung ist.

Alle Amphibolite sind sicher primäre Anteile der Biotitschiefergruppe und stehen immer mit diesen im Zusammenhang.

Im Pölsenstein wie auch in den Seckauer Tauern entwickeln sich aus diesen Para-amphiboliten Sondertypen, die vor allem durch ihre Plagioklasaugen gekennzeichnet sind. Solche Augen treten zusätzlich zum normalen Grundgewebe auf, sie sind meist xenomorph, zeigen eine Klinozoisit-Füllung und sind, soweit sie bestimmbar waren, Oligo-Albite.

Zur näheren Kennzeichnung dieser Typen soll nun ein Profil beschrieben werden, in welchem diese Gesteine besonders gut erschlossen sind. Es ist das Profil nördlich der Giger Hütte (1253 m) im oberen Wenischgraben nordöstlich von St. Oswald bei Möderbrugg. Es führt in Richtung gegen NE im steilen Bachanriß bis über 1600 m. Das Streichen der Amphibolite wird hierbei annähernd senkrecht vom Liegenden ins Hangende gequert. Die Gesteine streichen NW und fallen im Durchschnitt zwischen 45—65° nach NE ein.

Die liegendsten Amphibolitbänke sind normale bänderige Amphibolite, wie sie genau dem Typus des Flatscherzuges entsprechen (K. METZ). Über einen Bestand Hornblende führender aplitischer Gneise folgen nun mächtige Amphibolite der zu beschreibenden Typen. Ich folge nun der Beschreibung des Profiles von W. HAUSWIRTH 1950, 61 ff, (Abb. 1, nach HAUSWIRTH).

Die Amphibolite Nr. 3 des Profiles haben bereits die Ebenflächlichkeit der normalen Bänderamphibolite verloren und enthalten Schollen sehr dunkler Amphibolite, durchzogen von Aplitbändern. Es folgen Bänderamphibolite (4), gefaserte Zoisit-Epidot-Amphibolite (5). Darüber folgt eine Mylonitzone mit zerbrochenen Amphibolit und Hornblende führenden Biotitschiefern, nur wenige Meter mächtig (6) und mit leichter Diskordanz folgen darüber Plagioklas-Amphibolite (7), Biotit, Hornblende

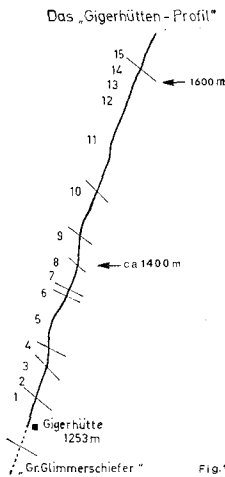


Abb. 1

führende Gneise (8), Plagioklas-Amphibolite (9), Biotitschiefergneise des Seckauer Typs (10). Plagioklasaugen-Amphibolite (11) werden über 150 m mächtig und enthalten neben groben Hornblendegarbenschiefen auch Hornblendefels (12). Es folgt eine Lage pegmatitischer Gneise, z. T. Mikroklin-Augengneise mit Schiefergneisen (13), Hornblende führende Schiefergneise (14), normale feinkörnige Biotit-Schiefergneise (15).

Gegen das Hangende zu nehmen in den Amphiboliten sowohl die Feldspatäugen, wie auch der Biotitgehalt zu. In besonders biotitreichen Gesteinen nehmen die Plagioklas mengenmäßig ab. Im Hangenden des Profiles häufen sich die Biotitschiefergneise, mit sauren Lagen und Linsen oft kräftig gefaltet. Während das Liegende, südlich der Giger Hütte, die geschlossene Masse der Wölzer Glimmerschiefer zeigt, liegen im beschriebenen Profil selbst nur die Biotitschiefer des Seckauer Typs vor. Das Profil quert ohne Zweifel eine Zone der Schuppung zwischen der nördlich folgenden Seckauer Gneisfolge und dem Amphibolit des Flatschacher Zuges. Dies bezeugen die Mylonite (6) und die ebenfalls oft stark mylonitisierten Garbenschiefer und Hornblendefelse (12). Diese letzteren enthalten außer Hornblende auch Erz, kohlige Substanzen, Titanit und Zoisit (über die tektonische Stellung siehe Profil 10, Tafel II.).

Petrographisch sind vor allem die Plagioklasaugen-Amphibolite und die besonders schön auf dem Sommertörl an der neuen Straße aufgeschlossenen Hornblende führenden Biotitflasergneise von Interesse.

In den Plagioklas-Augenamphiboliten liegen Augen von 5 bis 8 mm Kantenlänge in einem mörteligen, feinkristallinen rekristallisierten Grundgewebe aus Plagioklas und wenig Quarz, welches diablastisch mit Hornblende und Biotit verzahnt ist. Die Grundgewebs-Plagioklas lassen sich von denen der Augen gut unterscheiden. Im Grundgewebe sind sie klein, xenomorph, lappig in die dunklen Gemengeteile einfingernd, wenig verzwilligt, flammig auslöschend und kataklastisch. Sie sind ungefüllt und enthalten 18–20% an. Die Augenplagioklas haben eine Füllung mit Serizit und Klinozoisit sowie Einschlüsse von Epidot und Hornblende. Sie sind nur wenig und undeutlich verzwilligt. Ihr Verhältnis zu den Hornblenden verdient besondere Beachtung. Die Hornblenden liegen in diesen Plagioklas teilweise in Form resorbierter Einschlüsse vor. Sie zeigen am Kontakt mit den Plagioklasaugen eine Bleichung, was schon von I. A. IPPEN, 1896, festgestellt wurde.

Somit sind die Plagioklasaugen jünger als die Hornblenden. Ihr Typus entspricht dem der übrigen Seckauer Hornblendegesteine. So wie die Hornblende zeigt auch der Biotit im Verband mit den Plagioklasaugen Resorptionserscheinungen.

Der „Dioritporphyr“, E. KITTIL 1919

Die von E. KITTIL als Porphyrite bezeichneten Gesteine liegen an eine Störung gebunden, die durch die Gefrorensee-Scharte südlich des Dreistecken Gipfels in der nördlichen Pölsensteingruppe zieht. Es konnten 4 Lagen ausgeschieden werden, zwischen denen Gneise und Aplite liegen. Im nördlichsten Zug dieser Hornblendegesteine liegen auch Bänderamphibolite vor (Profil 16, 16 b, Tafel II).

Die Gesteine zeichnen sich durch große Hornblendekristalle ohne erkennbare Regelung im Gestein aus. Sie liegen in einem makroskopisch nicht auflösbaren hellen Grundgewebe, u. d. M. als vornehmlich aus Plagioklas mit wenig Quarz erscheinend. Es ist mylonitisch und rekristallisiert, die noch erkennbaren Plagioklase sind sehr stark serizitisiert, gefüllt und gelegentlich zwillingslamelliert. Es sind vorwiegend Oligoalbite.

Die Hornblende-Holoblasten sind sicher jünger als das mylonitisierte Grundgewebe, welches sich gelegentlich als Einschlüsse in den Hornblenden findet. Umgekehrt liegen gelegentlich auch kleine stark umgesetzte Hornblendenfetzen im Grundgewebe zusammen mit kleinen Biotitleisten und Titanitkrümeln als Umsetzungsprodukte einer offenbar älteren Hornblende.

Interessant ist, daß die Grenzen dieses Gesteins gegen die Aplite und Gneise oft unscharf sind und die Größe sowie auch die Menge der Hornblende gegen das Nebengestein zu graduell abnimmt.

Das Gestein kann wohl nicht als Porphyrit angesprochen werden, denn es entstand offenbar durch ein lebhaftes posttektonisches Wachstum der Hornblende in einem mylonitisierten älteren, schon metamorphen Gestein *). Ähnliche Bildungen finden sich auch im Giger-Hütten-Profil, wo im Verband mit den Plagioklasaugen-Amphiboliten ebenfalls große garbenartig gewachsene Hornblenden auftreten sowie Knollen fast reiner Hornblendite. Ähnliche Vorkommen fand ich auch im Schüttkogelzug westlich der Strächen im Verband mit feinkörnigen Plagioklasgneisen der Pölsensteingruppe.

Die Hornblendegneise

Es handelt sich hier um Gneise mit faseriger Textur, die schon makroskopisch neben großen Biotiten in stark wechselnder Menge auch Hornblende enthalten. Vielfach zeigen sich in diesen Gesteinen die Spuren lebhafter Durchbewegung des alten Gewebes, welches stets feinkörnig ist. Die Hornblenden zeigen oft Umwandlung in Biotit, Klinozoisit, Titanit. Biotit liegt in großen Scheitern gelegentlich auch mit Hornblende verwachsen vor, wobei die Biotite oft ein s_1 zeigen sowie Sageniteinschlüsse. Die Plagioklase haben eine Füllung von Klinozoisit in Form von Besen und Rosetten, sind rekristallisiert. Nach einer Zertrümmerung sind sie gelegentlich noch als Oligoklase des Altbestandes zu erkennen. Albit kann als letztes Kristallisationsprodukt gelegentlich gefunden werden. Wie schon im Giger-Hütten-Profil beschrieben, zeigt sich auch hier, daß die Hornblenden im Kontakt mit Plagioklas stark zerstört werden.

Im Sommertörl zeigt sich, daß die Biotitisierung mitunter so weit fortgeschritten ist, daß Hornblenden nur mehr in letzten Resten in einem Biotitfasergneis vorliegen (A 7).

*) Siehe dazu F. ANGEL, 1924, S. 63.

Ein textueller Sondertyp der Hornblende führenden Gneise ist ein von uns als „Wabengneis“ bezeichnetes Gestein. Namegebendes Merkmal ist eine im Längs- wie im Querbruch auffallende wabige Textur. Sie entsteht dadurch, daß Hornblende und Biotit als dunkle Gemengteile um mehr oder weniger kugelige Aggregate der hellen Gemengteile herum gewachsen sind. Der Durchmesser dieser „Waben“ ist rund 1—1,5 cm.

Die lichten Gemengteile bestehen zum größten Teil aus Plagioklasen mit 15—25% an. Gelegentlich zeigt sich auch ein anderer Typ, der ein Albit ist und kaum eine Füllung zeigt. Die Oligo-Albite sind mit Klinozoisitbesen und -rosetten gefüllt. Diese Oligo-Albite bilden mit wenig Quarz ein feinkörniges, stark zerbrochenes, aber rekristallisiertes Grundgewebe. In den plagioklasreichen Anteilen ist auffallend zonarer und idiomorpher Orthit. In diesen Anteilen des Gewebes treten in Fundorten der östlichen Seckauer Tauern gelegentlich auch schöne idiomorphe Titanitkristalle in Erscheinung.

Die basischen Ringanteile bestehen aus stark resorbierter und korrodierter Hornblende mit Biotit, der vielfach aus Hornblende entstanden ist. Die Zusammensetzung der Gesteine wechselt örtlich stark:

Hornblende	20—45 Vol.%
Biotit	20—30 Vol.%
Plagioklas	30—50 Vol.%
Quarz	kaum mehr als 10 Vol.%
Titanit	örtlich 5 Vol.%
Epidot, Zoisit	bis 5 Vol.%
kl. Granat	nur akzessorisch

In einem Wabengneis des Feistritzgrabens unterhalb der Sautratten ist der größte Teil der Hornblende bereits durch Biotit, Epidot, Titanit, Zoisit, Erz, ersetzt. Dies, sowie die Beobachtungen auf dem Sommertörl, zeigt die Wahrscheinlichkeit, daß viele biotitreiche Flaserigneise der Seckauer Tauern mit auffallenden Konzentrationen von Epidot-Zoisit-Titanit ursprünglich Hornblende führende Plagioklasgneise waren. Sie ergeben somit einen Hinweis dafür, daß vor der Vergneisung ursprünglich weit größere Mengen von Amphiboliten in den Serien der Biotitschiefer vorhanden waren, daß diese aber im Zuge der späteren Metamorphose nahezu restlos verschwunden sind.

Aus dem Pölsensteingebiet beschreibt H. Helfrich den Verband solcher Wabengneise mit Aplit, wobei sich die Auflösung der Hornblende im Zuge der Feldspatung der Gesteine erweist. Auch hier ist in Zonen reicher Feldspatführung auffallend häufig idiomorpher Orthit zu finden.

4. DER TEKTONISCHE BAU DER SECKAUER TAUERN

Die Besprechung des vielgestaltigen und oft komplizierten tektonischen Baues erfolgt von Ost nach West in einzelnen Abschnitten. Die zugehörigen Profile der Tafeln I und II sind ebenfalls von Ost nach West angeordnet, siehe dazu auch Blatt Oberzeiring-Kalwang 1:50.000 und Textfigur 5.

4.1. Das östliche Gebiet bis zum Seckauer Zinken

Mit dem nun zu besprechenden Profil 1 treten wir in das Kartenblatt Kalwang ein, und von hier westwärts entwickelt sich das Seckauer Kristallin zu seiner vollen Breite.

Das Profil setzt in der Grauwackenzone südlich Mautern ein, führt südwärts über den Kristallinzug des Speikbühel (1878 m) in den oberen Feistritzgraben und weiter über den Kamm der Sautratten (1420 m) zum Seckauer Tertiärbecken.

Im Norden zeigten sich im Profilstück über dem Alpensteinerhof zum Gaisgraben sowohl die Rannacherserie mit den Zügen der Leimser-Frauengrabengneise und das eingeschuppte Karbon überaus steil gestellt und durch Bündel von steilen Querstörungen (NNE bis NE streichend) zerhackt.

Die Grenze gegen die Gneisgranite, Flasergneise und Biotit-Schiefer des Speikbühelzuges ist zum Teil durch solche Querbrüche diktiert. Dabei ist auch der Bau des Kristallins nördlich der Alpsteiger Kuppe (1801 m), Profil 2, in sich geschuppt, mit steil nordfallender Tendenz und enthält eine Scholle von stärker metamorpher Rannacherie. Die allgemeine Tendenz des Kristallins ist ein steiles Einfallen gegen Nord unter die Rannacherie.

Der Speikbühelzug des Kristallins wird mit seinen Granitgneisen, Porphyrgniten und grobkörnigen Mikroklin-Flasergranitgneisen durch die Bruchzone des Feistritzgraben-Freudentales im Süden abgeschnitten.

Verfolgen wir nun die Rannacherie im Westen des Speikbühelgranitzuges vom Bremstein (1868 m) gegen Süden, Profil 3, so zeigt sie sich teilweise gefeldspatet, normal nord- bis NNE fallend bis zum Kamm der Hochreut (2172 m) und unter ihr tauchen nun meist stark gefaltete oder auch in Großfalten gelegte glimmerarme graue Gneise auf, die wir teilweise als aus der Rannacherie entstanden betrachten (R-Gneise). Sie umrahmen den gesamten Weinmeisterboden und bauen den Kammzug über Schwaigerhöhe (2216 m) und Kumpitzstein auf. Auffallend beim Zug dieser R-Gneise ist gegenüber der nördlich folgenden Rannacherie, daß deren meist ruhigerem Nordfallen nun eine stärkere Faltentektonik gegenübersteht. Weiterhin ist zu bemerken, daß im Bereich von Hochreut und Kumpitzstein sowie südlich des Feistritztales die R-Gneise in fließendem Übergang zu biotitreichen bankigen Gneisen stehen.

Eine verbindlich genaue Teilektonik des letztgenannten Zuges der R-Gneise kann infolge der stark schuttbedeckten Waldgehänge hier nicht erkannt werden.

Die tektonische Stellung dieses Gneiszuges Schwaigerhöhe-Kumpitzstein ist aus dem bisher beschriebenen Abschnitt allein nicht mit Sicherheit erkennbar. Es zeigt sich nur im Gebiet des Bremsteinkammes, daß diese R-Gneise ebenso liegend zur Rannacherie sind, wie die Speikbühel-Granitgneise.

Im Südteil des hier besprochenen Profiles zeigt sich nun, daß der Zug der R-Gneise souverän durch ein WNW-streichendes Bündel von sehr steilen Bewegungsbahnen abgeschnitten wird. Gegen Osten schwenken diese zu Schuppungen führenden tektonischen Bahnen mehr und mehr in E-W-Streichen ein.

Gegen Westen setzen sie sich über die Kämme des Hammerkogel (2256 m) zum Seckauer Zinken (2398 m) und zum Hochreichart (2416 m) fort.

Die tektonische Position dieser R-Gneise läßt sich erst aus dem Bau des Seckauer Zinken erkennen. Sie bilden hier, zusammen mit sauren Muskowit-Granitgneisen den Gipfelaufbau und werden im SE und Süden von Biotitflasergneisen und Graniten unterlagert. Diese letzteren Flaser- und Granitgneise streichen gegen ESE in den Rücken von Maria Schnee (1816 m) weiter und bilden auch hier die tektonische Basis der R-Gneiszüge von Schwaigerhöhe und Kumpitzstein (Profil 1, 4).

Diese tektonische Nahtzone liegt hier sehr steil und bildet mannigfach Schuppungen. Im Südfall der Schwaigerhöhe liegt ein steiler Span stark durchbewegter Flaser-

gneise. Diese steile Zone quert den hinteren Talschluß des Schwaigerbaches und zieht weiter in den obersten Dürnbergergraben. Hier zeigt sich ein Profil, welches dem des Seckauer Zinken fast ganz gleicht. Vom Liegenden im Süden hat man hier flach nordfallende Gneisgranite in den beiden Flanken des obersten Dürnbergergrabens. Darüber liegen mit 50—70° Nordfallen sauer geäderte Biotitschiefer entsprechend denen der Südflanke des Seckauer Zinken. Sie verlieren gegen SE an Mächtigkeit, nehmen aber breite Gneislamellen auf, die über den Nordkamm der Sautratten (1420 m) streichen.

Über den Schiefergneisen des obersten Dürnbergergrabens liegt nun, mitunter senkrecht aufgerichtet, eine Schuppe von R-Gneisen, die allerdings noch vor Erreichen von Maria Schnee durch eine Querstörung abgeschnitten wird. Diese Schuppe entspricht dem Gipfelaufbau des Seckauer Zinken, denn über ihr folgt, steilgepreßt und verfaltet, die Gruppe von Paraschiefern, auf denen auch Maria Schnee steht. Sie sind örtlich zu Flasergneisen umgewandelt und haben die gleiche Position wie das Flasergneisband unter der Nordwand des Seckauer Zinken.

Auch auf dem Nordkamm der Sautratten konnte trotz schlechter Aufschlüsse ein senkrecht stehendes Band von Serizitquarziten und feinkörnigen Serizitgneisen als Äquivalent der R-Gneise des Zinken gefunden werden.

Auf dem Seckauer Zinken sinken die Granitgneise des Gipfelaufbaues unter mancherlei Verfaltungen steil gegen Norden ab und werden hier von einer fast senkrecht stehenden Schuppe von Flasergneisen abgeschnitten.

Erst über dieser Schuppe folgt gegen Nord die Gruppe von Gneisgraniten und Mikroklin-Flasergneisen, die die Felsrippe östlich des oberen Gotstalkessels aufbauen und sich im Westen, im Hochreichart mächtig entfalten. Im Bereiche des hier besprochenen östlichen Profiles stellt die südliche Gruppe von Maria Schnee-Sautratten bis zum Südrand bei Dürnberg (NNE von Seckau) die südlichste und gleichzeitig tiefste Einheit der Seckauer Tauern dar (Profil 1).

Diese Einheit zeigt einen bunten Wechsel von Biotit-Gneis-Graniten, die mit biotitreichen groben Flasergneisen verbunden sind. Im Sautrattenkamm ist der Zug dieser Gesteine stark zerschissen, da mehrere dünngebankte Züge von Biotit-Schiefergneisen mit wechselnder Durchaderung zwischengeschaltet sind.

In der Westflanke des oberen Dürnbergergrabens (etwas unter „Siebenherz“ d. K.), sowie im Gehänge nordöstlich des Sattels nördlich des Sautrattengipfels liegen auch kleine Lamellen von hellen R-Gneistypen, ohne daß sich diese als selbständige tektonische Körper herausheben ließen.

Auf dem Kamm nördlich des Aiblkogels (1491 m), NNW von Seckau (Prof. 3), liegt eine gut ausscheidbare Schuppe von typischen Serizitquarziten der Rannachserie und etwas nördlich davon eines der seltenen Hornblendegesteine. Die Gesteine sind stark verfaltet mit Biotitschiefern und werden tektonisch unterlagert von Porphyrgneisgraniten und Flasergneisen.

Die eigentliche Südgrenze des Kristallins wird nördlich und nordöstlich von Seckau von mehr/minder durchaderten Paraschiefern gebildet, die im Gegensatz zu den flacher gegen Nord fallenden Gneisgraniten steil bis senkrecht stehen. Sie zeigen starke Spuren postkristalliner Beanspruchung und sind stark in Linsenkörper aufgelöst.

Diese Schieferzüge ziehen in die nördliche Kuppe des Aiblkogels hinein. Südlich davon und liegend folgt die den Pabstriegel (1871 m) aufbauende Gesteinsgruppe, welche nun gegen Westen ihrerseits bis zum Vorwitzgraben den tektonischen Südrand des Gebirges darstellt.

4.2. Das zentrale Kammgebiet des Zinken-Hochreichartzuges

Auf der Nordflanke des Seckauer Zinken tauchen über den steil nach Norden abtauchenden Gipfelgneisen mächtige Biotitgranite, Gneisgranite und grobkristalline Kalifeldspat führende Flasergneise auf. Sie liegen verhältnismäßig flachwellig und bauen die Kämme des Moarangerkogels (2358 m), Havenbrecher (2128) und die Gipfelkappe des Hochreichart (2416) auf. Im Norden ziehen sie hinab bis zur Vereinigung des Stubenbachgrabens mit dem Gotstal, stehen aber hier von der Hochreicharthütte ostwärts im Störungsverband zur Rannachserie.

Ein Nord-Süd-Profil durch den Gipfelbau des Hochreichart (Profil 6) zeigt, daß diese Gneisgranite im Norden unter Vermittlung eines Bandes feinkörniger Biotitschiefer von hellgrauen, ziemlich biotitarmen Gneisen des R-Gneistypus unterteuft werden. Die nach Süden ausstrahlenden Kämme bestehen ebenfalls aus Gneisgraniten, z. T. sehr biotitreichen Flasergneisen und auch Schiefergneisen. Diese Gesteinsgruppe fällt jedoch mit mäßigem NNE-Fallen unter die Gneise der Gipfelkappe ein.

In den Graten und Rinnen westlich des Hochreichartgipfels sieht man nur mehr die R-Gneise der Nordflanke. Die hangende Gipfelkappe des Hochreichart fehlt hier, die R-Gneise greifen in die Südabstürze über und bauen den Hauptkamm mit Hirschkarlgrat, Grieskogel (2336 m), Geierhaupt (2418 m) auf.

In den Rinnen nordwestlich und nahe dem Hochreichartgipfel enthalten die Mikroklin führenden R-Gneise auch Schollen von gelbem, grobkristallinem Marmor mit einer schwachen Vererzung von etwas Cu-Kies, Pyrit und nadeligem Turmalin.

Unter den R-Gneisen des Hauptkammes tauchen in den Südhängen Biotitgneisgranite auf. In der Südflanke des Hirschkarl zeigen sie noch nördliches Einfallen. Westlich des völlig durch Schuttmassen verkleisterten Hölлтаles stellt sich unter dem Geierhaupt jedoch ein völlig abnormales, steiles SSW-Fallen ein (Profil 7).

Obwohl diese Liegendgneise östlich und westlich des Hölлтаles einander anscheinend in ihrer tektonischen Position entsprechen, dürfte doch zwischen beiden eine im Schutt verborgene tektonische Bewegungsbahn liegen.

Zusammenfassend ergibt sich nun das Bild, daß eine Hangendmasse von Gneisgraniten den Hochreichart und Moaranger aufbaut (Hochreichart-Schuppe). Sie liegt auf der Nordseite über den R-Gneisen, die in gleicher Position erst im Seckauer Zinken und einigen kleinen Schuppen weiter im Südosten wieder heraustauchen. Hier sind sie Anteile der Schuppenzone südlich von Schweigerhöhe und Kumpitzstein, die sich dann über den Seckauer Zinken bis in die Südflanke des Hochreichart fortsetzt.

Damit gibt sich die als „Hochreichartschuppe“ benannte Einheit als höchstes tektonisches Element des besprochenen Abschnittes zu erkennen. Ein Äquivalent findet sich nach einer störungsbedingten Unterbrechung im Bremstein, Freudental weiter im Osten. Hier nehmen die Granit- und Flasergneise des Speikbühel (Profil 1) die gleiche Position im Hangenden der R-Gneise des Zuges Schweigerhöhe—Kumpitzstein ein, wie die Hochreichartschuppe.

Dies zeigt sich allerdings mit Klarheit erst weiter östlich, wo die Granitgneise über Blutsattel (1572 m) zum Kraubathgraben weiterziehen. Bei durchwegs herrschendem Nordfallen kommt unter ihnen im südlichen Feistritzgraben (bei Luckbauer bzw. im unteren Irlinggraben) die Fortsetzung der R-Gneise des Kumpitzstein herab und zieht stark reduziert bis zum Ort Kraubath, bis zum Murtal.

Im Liegenden der Schuppenzone zieht der komplex aufgebaute Zug von Gneisen von der Sautratten über die Südhänge von Maria Schnee in den Südaufbau des Seckauer Zinken, des Moaranger und des Hochreicharts.

In der Karte 1:50.000 findet sich nun südlich dieses letztgenannten Zuges eine Störung verzeichnet, die parallel zum Streichen der Gesteinszüge vom Südrand des Kristallins nördlich Seckau gegen WNW bis NW zieht. Sie zeichnet sich bis zum Eintritt in das obere Ingeringtal durch Geländedepressionen, Sättel usw. ab. Sie konnte jedoch nur im Bau des Aiblkogels infolge einer Einschuppung von Rannachserie in den steilstehenden Gesteinen als wichtige tektonische Linie markiert werden. Erst im oberen Ingeringtal zeigt sie ihre Bedeutung für den Gebirgsbau. Dies wird später noch zu behandeln sein. Die Liegend-Einheit unter der Schuppenzone setzt sich westlich des Seckauer Zinken im Kamm des Gelter-Kuhbeutel (1929 m) fort. Hier liegen die Gneisgranite des Gipfels über einer ziemlich kompliziert gefalteten Gruppe von Schiefergneisen und Migmatiten. Diese ziehen gegen WNW in den unteren Brandstätter Graben und bis in den untersten Teil des Südgrates des Hochreichart. Auch hier liegen über ihnen Biotit-Flasergneise und granitische Lagen, unterbrochen durch Schiefergneisbänder.

Diese letztere, dem Gipfel des Gelter-Kuhbeutel entsprechende Gruppe wird unter dem Gipfelaufsatz des Hochreichart (Hochreichartschuppe) durch steil nach NE fallende und postkristallin stark laminierte Schiefergneisbänder nach oben abgeschlossen, womit die tektonische Grenze zur Hochreichartschuppe markiert ist.

Dieser liegende Gesteinszug findet nun im Süden an der zuvor erwähnten streichenden Störung einen gewissen Abschluß. Er ist im Osten nur im Profil des Aiblkogels durch die Einschuppung eines Spans von Rannachserie deutlich gemacht. Eine tektonische Grenze zeichnet sich jedoch auch im Bereich des Ingeringtales östlich der „Waldsäge“ d. K. (=Bär WH) ab. In der hier vorliegenden Gruppe von Schiefern und migmatischen Gneisen liegen weithin streichende Mylonitzonen mit oft völliger mehlfeyner Gesteinszerreibung. Ein Gleiches konnte auch nordwestlich davon auf der anderen Talseite in den Schiefern beobachtet werden.

Dies spricht eindeutig dafür, daß die genannte Störung eine tektonische Trennung zwischen den nördlichen und südlichen Gesteinskörpern bewirkt hat. Auf der Ostseite des Ingeringtales liegt nun südlich der Störung der Bergstock des Pabstriegels (1871 m). Sein Gesteinsaufbau entspricht in der bunten Folge von Paraschiefern, Migmatiten und Gneisgraniten dem der nördlichen Einheit. Bemerkenswert ist dabei, daß sich aus den mächtigen Schieferserien mit wenigen Granitgneislamellen im SE (zwischen Seckau und Aiblkogel) gegen NW immer mehr Granitgneise und Flasergneise aller Typen entwickeln, so daß im Pabstriegel selbst diese eine mächtige Masse bilden. Bei generellem Einfallen nach NNE überqueren diese den Vorwitzgraben und kommen in breiter Front bis zur Ingering.

Erst im Zuge der letzten Untersuchungen konnte hier die Bedeutung einer Störungszone erkannt werden, die im Kartenblatt 1:50.000 lediglich nördlich Bischofffeld (bei Puchschachen) mit NW-Streichen eingetragen ist. Sie setzt sich als steilstehende Zerbrechungszone über den Vorwitzgraben hinweg, über den Sattel (südlich P 1628) in die Ingering hinein fort, wo sie mit NNW-Streichen etwa beim Bär-WH mündet. Ihre Bedeutung wird im Zusammenhang mit dem folgenden Abschnitt zu diskutieren sein.

4.3. Das Bergland zwischen Ingering und Gaal

Wie sich aus den Erläuterungen des vorstehenden Abschnittes ergab, dürfen wir die Gruppe der R-Gneiszüge des nordöstlichen Abschnittes (Schweigerhöhe—Kumpitzstein) unter der Hochreichart-Schuppe hinweg mit den R-Gneisen nördlich und westlich des Hochreichart stofflich und tektonisch gleichsetzen.

Schwierigkeiten der Parallelisierung ergeben sich erst beim Vergleich beider Talseiten der Ingering bis in das Quellgebiet im Bereich des Kettenthörls (1870 m). Zunächst läßt sich die Hochreichart-Schuppe nur bis in die Wände und Rinnen westlich des Gipfels verfolgen. Sie endet hier. Schon im Hirschkarl und westwärts unter dem Geierhaupt und bis zum Kettentalkogel (2139 m) setzen sich die Gneise der Südflanke des Hochreichart als tektonisch Liegendes der nördlich folgenden R-Gneise fort. Dabei zeigen sich in dem unter dem Höllkogel eingeschalteten Schieferband starke Verfaltungen und Zerbrechungen als Zeichen der tektonischen Vorgänge.

Die Schwierigkeiten der Tektonik beginnen nun aber damit, daß auf der Westseite des Hölltales die Granitgneise in den Abhängen zur Ingering nicht mehr mit dem normalen NNE-Fallen fortsetzen, sondern steil bis fast senkrecht südwärts einfallen. Diese unvermittelte Steilstellung ist ungewöhnlich und steht in starkem Gegensatz zur regelmäßig flachen Lagerung der Granitgneise auf der gegenüberliegenden Talseite. Dies ist allerdings infolge der starken Moränen- und Hangschuttverhüllung des breiten Talbodens eine Feststellung auf 1–2 km Distanz.

Südlich des Ingeringsees zeigen die Steilabbrüche migmatische Gneise und Lamellen von Granit mit mittelsteilem SSW-Einfallen und gelegentlichen starken Abweichungen, wogegen auf der anderen Talseite die Gesteine des unteren Südkammes des Hochreichart das normale NNE-Fallen zeigen (Profile 6, 7, 9).

Infolge dieser Diskrepanz beider Talseiten wurde in der Karte hier eine Bruchlinie gezeichnet, die sich zwanglos als Fortsetzung der Störung nördlich des Pabstriegelkörpers ergibt. Mit dieser Störung dürfte auch der Knick des Ingeringgrabens gegen NW in Zusammenhang stehen. In diesen Knick zielt aber auch die im vorigen Abschnitt kurz beschriebene Störung hinein, die von Puchschachen im SE die Vorwitz überquert und gegen NNW streichend in die Ingering mündet. Sie zielt genau in das Hölltal und in dessen tief gegen NNW eingeschnittenes Kar.

Der Abschnitt des Ingeringtales zwischen „Waldsäge“ (= Bär-WH) und Ingeringsee liegt also im Schnitt mehrerer Bruch- und Zerlegungszonen was auch morphologisch zum Ausdruck kommt.

Auch südlich dieses Abschnittes entspricht dem mittelsteilen bis steilen NE-Fallen der Gneise der Ostseite ein flaches SW-Fallen der Ringkogel-Granitgneise. Allein im untersten Abschnitt des Ingeringtales nördlich des Ortes Ingering II darf ein ungestörtes Durchstreichen der Schiefergneise und migmatischen Gneise angenommen werden.

Das Problem der tektonischen Auflösung liegt nun darin, welche Bedeutung der Wirksamkeit wir den eben beschriebenen Störungszonen beimessen.

Ohne Zweifel steht die mächtige zentrale Gneismasse der Ringkogel-Pletzen-Sonntagskogel-Masse gegen Ost isoliert gegenüber dem Hauptkammzug Sekkauer Zinken — Hochreichart — Geierhaupt — Schrimpfkogel — Kettentalkogel.

Gegen West schneidet der obere Gaalgraben die zentrale Masse von einer westlichen Fortsetzung ab: östlich der Gaal entwickeln sich die Gneise in den Südkämmen des Ringkogel (2277 m) tiefer unten mit steilerem, höher oben mit flacher werdendem NNE-Fallen, wobei im Liegenden mehr Biotitschiefergneise und Flasergneise, höher oben mehr Granitgneise auftreten. In den Kammgebenden herrscht flache Lagerung der Granitgneisbänke mit synklinalen Verbiegungen vor.

Eine der WNW streichenden Faltenachse annähernd parallele postkristalline Störung zieht von der Ingering in den Madlgraben und läßt sich unter den Nordwänden des Gr. Ringkogel am Sundlsee deutlich feststellen.

Ihre Fortsetzung gegen NW ist zwar als individuell ausgeprägte Bewegungsbahn nicht erkennbar, doch spricht verstärkte Aufklüftung der Granitgneise im Gebiet der Thierscharte (2165 m) und an der Basis des S-Grates des Sonntagskogels (2345 m) für eine Fortsetzung. Insgesamt hat diese Störungsbahn einen parallelen Verlauf zum NW-Teil der oberen Ingering und zielt genau in den NW-Verlauf des Hammerlbach-Zuflusses des obersten Gaalkessels.

Auf der Westseite der Gaal liegt nördlich des Rosenkogels (1819 m) in den Kämmen von Salzlecke — Laneck (2314 m) eine steil südfallende Schuppenzone mit bunter Gesteinsmischung (Profil 10—12). Diese tektonische Bewegungszone kommt mit SE-Streichen als senkrecht stehende Nahtzone und mit Mylonitbildungen bei der Grafenhuben zur Gaal herunter. Sie findet aber auf der Ostseite des Gaalgrabens keine sichtbare Fortsetzung. An ihrer Stelle liegen hier harte, offenbar ungestört gegen NE — NNE einfallende Granitgneise (Wilfinggraben — Gehänge bei Bleikoll.). Die bachaufwärts folgende Gaalschlucht enthüllt stark gestörte und miteinander verfaltete Granitgneise und Biotitschiefer + Biotitschiefergneise bei häufig senkrechter, meist steiler Lagerung und NNW-Streichen. Die unmittelbare Verbindung der Gesteine des jungen Schluchtdurchbruches nach Ost ist durch quartäre Schuttmassen verhüllt, östlich folgen erneut flach liegende, harte, kompakte Granitgneise und Mikroklin-Flasergneise. Dies spricht für einen Störungsverband der westlichen Gesteine gegenüber den Granitgneisen des Ringkogelmassivs.

Die Komplikationen im obersten Gaalgraben mit seinen Quellbächen werden durch starke Störungen und mächtige Moränenverkleidung undurchsichtig. Hier ergeben sich folgende Probleme:

Östlich der Gaal setzen sich zusammenhängend die Granitgneise vom Ringkogel her über Sonntagskogel (2345 m) bis zum Kadl (2027 m) fort, dessen Westflanke mit Einschaltung zerbrochener aplitischer Gneise zum Gaalthörl (= Kneisl Thörl) abbricht. Auf der Westseite des Gaalthörls liegen sehr flach grobkörnige Granitgneise als Liegendes der den ganzen Speikleitenberg (2126 m) aufbauenden R-Gneise. Das damals vom Eis überflossene Thörl bildet ohne Zweifel eine Störung ab, die mit NNE-Streichen gegen das Triebenthörl (= Kettenthörl) zieht und sich dort mit der NW-Störung der Ingering scharf. Die Verbindung der Granitgneise beiderseits des Gaalthörls wird dadurch problematisch. Das gleiche gilt aber auch für die Granitgneise der Kneislspitze (2047 m) und die anderen nördlich des Hammerlbaches aus den Moränen auftauchenden Gneisbastionen. Somit wäre die zentrale Granitgneismasse zwischen Ingering und Gaal vollkommen von ihrer östlichen und westlichen Nachbarschaft abgetrennt.

Wollte man trotz der Störung am Gaalthörl eine Gleichsetzung der Granitgneise von Kadl-Sonntagskogel mit Speikleitenbasis und Kneislspitze durchführen, so würde man damit die zentrale Masse als tektonisches Äquivalent der Liegend-Granitgneise der R-Gneisgruppe auffassen. Für diese Deutung gibt es nun tatsächlich Hinweise beiderseits des unteren Ingeringgrabens.

Man könnte nämlich die Biotitschiefer und die Biotitschiefergneise mit Injektionslagen, die in der Talgabel zwischen Ingering und Gaal liegen, mit denen der Ostseite der unteren Ingering verbinden, wenngleich beide durch die Ingeringstörung voneinander getrennt sind.

Macht man die Annahme der Gleichsetzung beider jedoch trotzdem, so kommen die Granitgneise der Ringkogelmasse ebenso ins Hangende der Biotitschiefergruppe

zu liegen wie die des Pabstriegels auf der Ostseite der Ingering*). Man muß beide Granitgneisgruppen als tektonisch äquivalent betrachten. Da aber die Pabstriegelgneise im Liegenden der vom Seckauer Zinken herstreichenden R-Gneise liegen, müßte das gleiche auch für die Ringkogelmasse angenommen werden. Das heißt, die zentrale Granitgneismasse wäre ein Äquivalent der Liegendgranitgneise der R-Gneis-Einheit.

Sie muß allerdings im Ringkogel-Pletzen-Sonntagskogel sehr stark herausgehoben sein, so daß alles, was östlich bzw. nordöstlich der Ingeringtalung liegt, relativ tiefer liegt (Ingering-Störung).

Haben schon von SE her die Granitgneise des Pabstriegels eine starke Mächtigkeitsanschwellung erfahren, so haben sie westlich der Ingering im Ringkogel das Maximum erreicht. Gegen NW (Sonntagskogel-Kadl, eventuell Kneislspitze) nimmt die Mächtigkeit anscheinend wieder ab, was allerdings auch auf die postkristalline Tektonik zurückgeführt werden kann. Die hier vorgelegte Deutung der tektonischen Position der Ringkogel-Einheit zwischen Ingering und Gaal scheint auf Grund der vorliegenden Beobachtungen die wahrscheinlichste zu sein. Sie gründet sich einerseits auf die Hangendposition der Granitgneismasse des Ringkogels über den Schieferen ihrer südlichen Basis, die wir mit denen auf der Ostseite der Ingering identifizieren. Andererseits ist die Deutung des tektonischen Charakters des oberen, NW—SE verlaufenden Ingeringtales entscheidend.

Die in der Karte 1:50.000 von nördlich Seckau bis in das Quellgebiet der Ingering als Störung eingezeichnete Zone hat ohne Zweifel eine sehr steile Stellung und hat auch Mylonitbildungen, Schuppungen in den Schiefergesteinen sowie Steilpressungen der Gesteine bewirkt. Sie kann aber nicht als Überschiebung im Sinne einer weiträumigen Dislokation erkannt werden. Diese Feststellung erscheint deswegen wichtig, weil sie durchwegs im tektonischen Streichen der Gesteinskörper liegt und damit nicht als querende Bruchzone allein aufgefaßt werden kann. Die hier stattgehabten Bewegungen liegen als postkristalline Ereignisse noch im Kräfteplan des gesamten Baukörpers der Seckauer Tauern im Rahmen der Einspannung in seiner Umgebung begründet. Sie können, wie noch auszuführen sein wird, nur im Rahmen eines Großraumes verständlich gemacht werden.

Damit können wir die Großgruppe der Gesteinsfolgen von Pabstriegel-Ringkogel nicht grundsätzlich von der nördlich folgenden Gesteinsfolge der Südflanken von Seckauer Zinken und Hochreichart abtrennen.

Das gleiche gilt — wenn auch in regional vermindertem Maße — auch von den Bewegungsbahnen Puchschachen — Vorwitz — Ingering und Madlgraben-Sundlseethierscharte — oberer Gaalgraben. Alle diese Bewegungszonen schneiden aus den Großkörpern nur lentikuläre Teilkörper heraus, ohne diese aber grundsätzlich voneinander zu trennen und zu selbständigen Einheiten zu machen.

4.4. Der Westabschnitt der Seckauer Tauern zwischen Gaal-Triebental und dem Pölstale

Man kann aus dem südlichen Abschnitt des Gaaltales nordwärts ohne Berührung mit anstehenden Felskörpern über die Thörl des Quellgebietes der Gaal in das Triebental und in die nördliche Grauwackenzone gelangen. Dieser Umstand zeigt, welch tiefgreifende Zäsur zwischen der zentralen Seckauer Gruppe und ihrem westlichen Abschnitt besteht.

*) Dazu Profilvergleich 4, 5, 8, 9.

Daß beide Talflanken des NNW—SSE streichenden Abschnittes des Gaaltales nicht zusammenpassen, konnte schon im vorigen Abschnitt gezeigt werden. Auch das Kartenbild zeigt deutlich, daß die Gesteinszüge des Rosenkogels (1819 m) mit ihren reichlichen Einschaltungen von Paraschiefern und ihrer steilen Lagerung anders gebaut sind als die Profile der östlichen Talseite. Dasselbe gilt auch für den weiter nördlich anschließenden Zug Salzlecken — Lanegg — Kesseleck (2314 m) — Amachkogel (2317 m) mit durchgehendem Südwestfallen. Auch hier sind die reichlichen Einschaltungen von Paragneisen, Migmatiten und aplitischen Graniten typisch im Gegensatz zum östlichen Ringkogelmassiv (Profil 10—12).

Im einzelnen zeigt sich, daß die zahlreichen Paragesteinslinsen in durchaus verschiedenem Verbandsverhältnis zu den Granitgneisen bis Flasergneisen stehen. Wir finden einerseits die beschriebenen Übergänge ohne scharfe Grenze, andererseits scharf markierte Grenzen, meist mit Zerbrechung der Gesteine, die anzeigen, daß es sich in diesen Fällen um postkristalline Bewegungen handelt, die oft einen beachtlichen Faltenbau verursacht haben. Alle Falten folgen einem scharf geregelten und sehr flachen NW—B.

Zwischen dem nordöstlichen Zug und dem Rosenkogelzug im SW scheint ein Verband in Form einer vielfach zerschlissenen und durch steile, NW streichende Flächen zerlegten Synklinale zu bestehen. Dies ist jedoch nur im südlichen und mittleren Teil feststellbar. Vom Lerchkogel gegen NW zum Schleifberg (2052 m) liegt eine mächtige und ungliederte granitische Masse vor, die gegen Osten hin zum Nordkamm des Lerchkogels deutliches SW-Fallen zeigt. Die Granitmasse des Schleifberges entwickelte sich mit Volumenzunahme aus dem Kern der südöstlichen Synklinallstruktur. Der westliche Flügel der sich gegen N zu erweiternden Synklinale wäre allerdings bei St. Johann a. T. durch das Pölser Bruchsystem abgeschnitten.

Dieser hier geschilderte Bau schließt nordwärts mit scharfer Grenze am Leitschachbach und unter den Nordwänden der Gamskogel ab. Nordwärts folgt eine gänzlich anders zusammengesetzte Gesteinsgesellschaft, die wieder in den Bereich der R-Gneise der nördlichen Seckauer Tauern führt.

Vom Amachkogel (2317 m) führt ein klares und gut aufgeschlossenes Profil nordwärts zum Hochleitenspitze (2396 m) und in die Gamskogel (Profil 13). Unter den südfallenden Gesteinsfolgen des Amachkogels folgen grobe Granitgneise der Hochleitenspitze, die in ihrem Nordabfall eindeutig über den R-Gneisen der Wandbasis und der Königin (Gratrippe im Möderingkar) liegen. Hierbei ist die Zuteilung dieser Gesteine zu den R-Gneisen infolge vergneister Quarzite und Marmorlinsen in den Möderingkogeln über jeden Zweifel erhaben.

Man könnte nun die Gneisgranite der Hochleitenspitze nach der Gesteinsart mit denen der Kneislspitze und der Basis des Südgrates der Speikleitenspitze verbinden. Jedoch liegen die Gneisgranite der Hochleitenspitze im Hangenden, letztere jedoch im Liegenden der R-Gneise. Die gleiche Überlagerung der Gesteinsfolgen der Südgruppe über den R-Gneisen ergibt sich weiter westlich im Profil über das Knaudachthörl zum Kleinen Griesstein. Hier zeigt sich auch die Verschuppung beider Einheiten miteinander und der tektonische Charakter ihrer Verbindung (siehe Profil 15 u. Erl.).

Konsequent können wir demnach die Ringkogelgranite nicht mit dem Gesteinszug Kesseleck—Lercheck—Schleifberg—Amachkogel verbinden, da die Ringkogelgranitmasse unter den Zügen der R-Gneise, die Gesteine westlich der Gaal jedoch darüber liegen. In ihrer tektonischen Position können wir die Gesteine westlich der Gaal mit denen der Hochreichartschuppe wohl vergleichen. Sie jedoch mit dieser gleichzusetzen hielte ich bei dem einmal erkannten Großlinsenbau der Seckauer Tauern für müßig.

Die hier gegebene Deutung kann infolge der starken Schuttverhüllung entscheidender Abschnitte nur als wahrscheinlich angenommen werden. Dementsprechend erfolgte auch die Kartenzeichnung (1:50.000), die den obersten Gaalgraben als Grenze zweier verschiedener Einheiten verzeichnet.

In Verfolgung des Profils über das Knaudachthörl betrachten wir nun das Profil über dem Großen Griesstein (2337 m). Sein Baukörper besteht gänzlich aus den R-Gneisen, wobei in der Nordflanke, am Eberlsee, in den Gneisen noch Marmorlinsen (entsprechend der Rannachserie) stecken, und das gleiche konnte in der Ostflanke ober der Alm P 1625 festgestellt werden. Der interne Bau der Gneise des Griesstein ist sehr kompliziert durch Verfaltungen, und es ist auffallend, daß Schuttrinnen, Zerbrechungszonen folgend, bis tief in den eigentlichen Gipfelkörper in NE-Richtung bis über 2200 m hoch hinaufgreifen (Abb. 2).

Die Nordost-Basis des Griesstein besteht im Liegenden der R-Gneise aus Biotit-Gneisgraniten, deren Position eine besondere Erläuterung erfordert.

Ihre Lage unter der Gruppe der R-Gneise des Großen Griesstein entspricht genau den Granitgneisen unter dem Südfall des Zuges Geierhaupt—Schrumpfkogel—Kettentalkogel. Sie werden im Übergang über die Thörl vom Ingeringtal zum Triebental durch Brüche zerschnitten und sind hier unter Moränen und Hangschutt verborgen.

Die mächtige Entfaltung der R-Gneise im Gipfelzug auf der NE-Seite des oberen Ingeringtales endet ebenfalls an der genannten Bruchzone. Diese R-Gneise zeigen hier eine bunte Vielfalt ihres Habitus, und vielfach gibt es Übergänge aus typischen Serizit-quarziten der Rannachserie durch zunehmende Feldspatung und Glimmerwachstum. So zeigt eine Stelle unmittelbar westlich des Gipfels der Stellmauer (2137 m) den fließenden Übergang zu Gneis in einer einzigen ungestörten Bank von Serizitquarzit. An der Nordgrenze ihres Verbreitungsgebietes gegen die geschlossene Rannachserie ergibt sich ein ziemlich steiles (bis zu 60°) Einfallen gegen NE (Nordseite von Kerschekernkogel und Lattenberg). Die Gneise zeigen meist starke Internektone nach einer flachen B-Achse in WNW bis NW.

Schon im nördlichen Kammgebiet des Kettentalkogels wie auch im Speikleitenberg zeigt sich entschiedenes SW-Fallen dieser Gneise. Dieses setzt sich in der mächtigen Entfaltung der R-Gneise westlich der Bruchzone an der Nordbasis der Gamskogel wie auch im Griesstein fort. Es ergibt sich somit das Bild einer großen, durch Brüche allerdings stark zerlegten antiklinalen Aufwölbung der R-Gneise, unter der in der NE-Basis des Großen Griesstein noch einmal die liegenden Granitgneise heraustreten. Dem südwestlichen Flügel der Großantiklinale (B in WNW) entspricht nun die Entfaltung dieser R-Gneise im Möderingkar sowie im Großen und Kleinen Griesstein und in der westlichen Basis des Sonntagkogels (2237 m). Weiter im NW bilden diese Gneise noch die westliche Basis des Geierkogelzuges bis zum Triebkogel (2055 m) und Kreuzkogel (2023 m), um dann gegen NW unterzutauchen. Die reichliche Typenvielfalt dieser Gneise ist aus den Teilprofilen der Abb. 3 (u. Taf. II, 14, 15) zu entnehmen.

Diese Profile zeigen aber auch, daß die Überschiebung der nun über ihnen folgenden Granitgneis-Flasergneismassen unter mannigfaltigen Faltungen und gegenseitigen Verschuppungen vor sich ging. Darüber hinaus zeigt sich in diesem Raum noch eine tektonisch sehr wirksame NE-Richtung, die außer starken NE-Klüftungen mit Mylonitbildungen auch gelegentlich in NE liegende Faltenachsen erzeugte. Diese steil stehende NE-Richtung tritt engständig und dominant in Form einer Zerklüftung der Gesteine im Knaudachthörl sowie im hinteren Möderingkar auf. Die damit verbundene gewaltige Gesteinszerlegung kann im Profil über das Knaudachthörl nicht

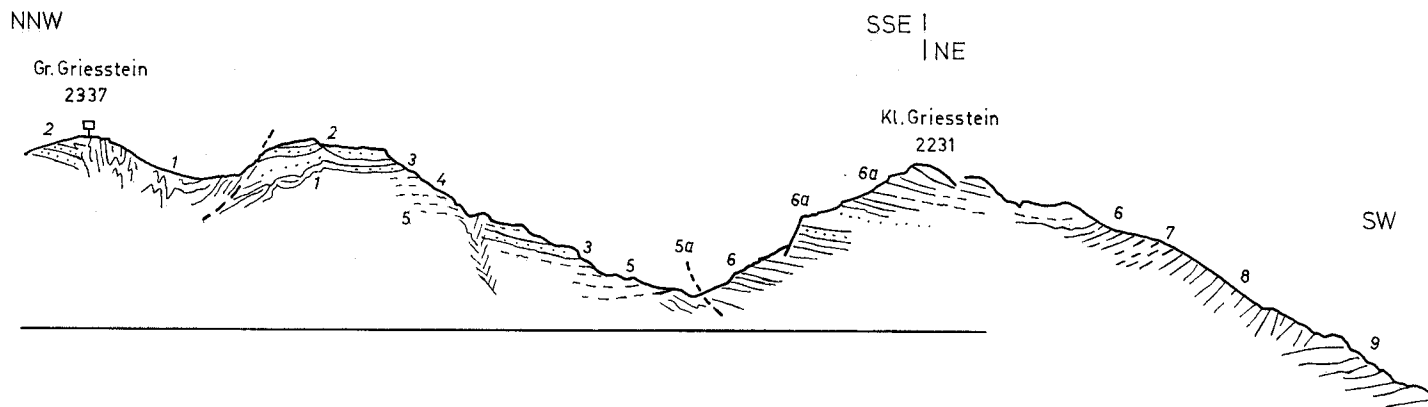


Abb. 2 Unmaßstäbliche Wegskizze des Kammes Großer — Kleiner Griesstein, ca 1200 m.

1. Weiße stark verfaltete Quarzite der Rannachserie, Zwischenlagen sehr feinkörniger, stark geschieferter Gneise.
2. Serizit führende feinkörnige Gneise mit Feldspatknoten (Perlgneis), Biotit nur in Lagen vorhanden.
3. desgl., aber stark verquarzt.
4. Gratabzweigung zum Kl. Griesstein. Quarzlagen und Gneise wie 2, 3. s fast horizontal, B 30° nach N 35 W.
5. Teils lagige, teils gefaserte Biotit führende Gneise, stark intern gefaltet, gelegentlich Serizit-reiche Perlgneise.
- 5a) Störung und Zerbrechungszone.
6. Vorwiegend mittelkörnige Flasergneise mit wechselndem Biotitgehalt, in 6a Lagen von glimmerarmen, serizit-führenden Perlgneisen.
7. Wie 3, aber grobkörniger.
8. Helle teils quarzitisches, teils gefaserte Gneise, grob- bis mittelkörnig. Lagerung unregelmäßig, Verteilung des Fallens bis 45° SW.
9. Grobe Flasergneise, Lagen von Gneisgranit, in das Liegende gegen Ost in grobe Gneisgranite und Biotitgranite übergehend. Lagerung flach und ruhig.

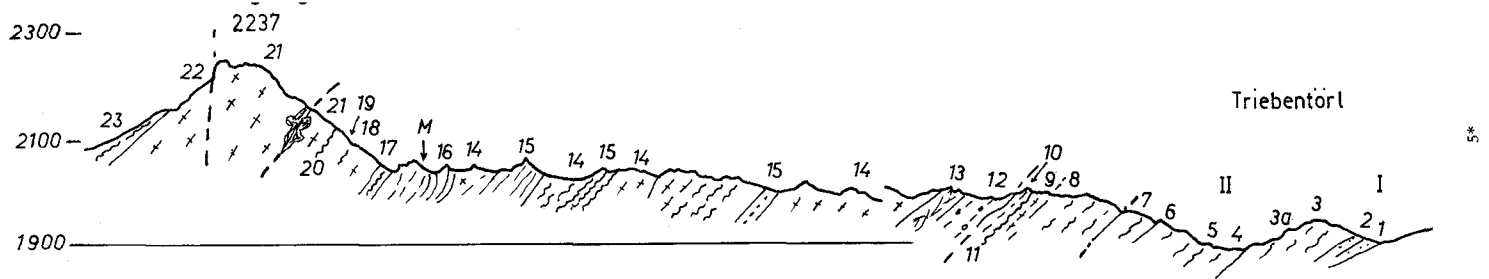


Abb. 3: Profil vom Triebentörl zum Sonntagskogel, ca. 1:20.000, schwach überhöht. Das Profil zeigt mehrfache Verschiebung an der Überschiebungsbahn und die Vielfalt der Gneistypen.

1. Serizit-quarzitische Feinkornneise, gut geschiefert, grau (Rg)
2. Gut geschieferte Gneise mit Quarzlagengefüge, große fleischrote Feldspataugen (R-Gneis)
3. Biotitlagengneis (Fy) mit aplitischen Lagen
4. Biotitflaserneis, (Fy) mit rundlichen Feldspataugen
5. desgl., aber Chloritisierung, die flache Bankung wird durch N—S streichende, 45 W fallende Bewegungsflächen geschnitten.
6. = 2
7. feinlagige Biotitflaserneise, augig
8. feinlagige und feinkörnige helle Gneise mit linsig zerscherten und zerbrochenen Aplitlinsen
9. geschieferte Biotit-Granitgneise, rosa Feldspäte und Aplit führend
10. hellgraue mittelkörnige Lagengneise, wenig Feldspataugen, an senkrechten NNE-Klüften stark zerbrochen und weißen Grus bildend (Kluft-Chlorit). Klüftung Kammknick gegen Süd.
11. nach aufschlußlosem Stück folgen stark verquarzte Serizitquarzite mit verwalzten Quarzrundlinien, entsprechend den Rannach-Quarziten der tieferen Anteile der Rannachserie.
12. Mischzone von Serizit-Quarzit, Biotitschiefer, Schiefergneise, z. T. mit augigen Feldspäten
13. Biotit-Flaserneis mit Augen (Fy), nach oben übergehend in
14. grobkörnige Biotitgranitgneise und grobe Flaserneise
15. dünnbankige Biotitflaserneise, 14 und 15 in mehrfachem Wechsel. s-Flächen 110°, 45—50 West.
16. sehr helle quarzitische und aplitische fast, glimmerlose Gneise (R-Gneise), stark gepreßt und durchbewegt, an Bewegungsbahnen (0°, 60 West) oft mylonitisiert. s-Streichen auf 35°, 30 West geschwenkt
17. Biotitflaserneis (Fg), NE streichend, nach oben übergehend in
18. feinlagige und gefaltete Biotitschiefer und Biotitschiefergneise
19. grobgebankte, aber feinkörnige Biotitgranitgneise
20. Biotitschiefer, aplitisch (Bsi) stark verfaltet mit Gneisen, B= N—S.
21. Granitgneis (Gy), zäh, gebankt, wolkig mit basischeren Anteilen durchsetzt.
22. gegen 21 durch senkrechte N—S Störung scharf abgesetzte feinstkörnige Aplit und Aplitgneise (z. T. mylonitisch)
23. Biotitflaserneise (Fg und Fy), E—W streichend, 70° nordfallend.

zum Ausdruck gebracht werden. In ihrer Fortsetzung gegen NE zeigt sie sich wieder deutlich in der bis in den Gipfelaufbau des Griesstein tief eingeschnittenen Schuttrinne, die in das Triebental hinabführt.

Das gleiche NE-Kluftsystern ist morphologisch wirksam im Zug von Sonntagskogel—Schellberg, wo Phyllonitisierungs-Streifen und Verschwenkungen des Streichens auftreten.

Auch weiter nördlich im Bau des Triebenkogels und Kreuzkogels sowie in der Richtung der Kare und Täler dieses Raumes äußert sich diese Richtung. Sie wird auch im Bau des Geierkogels zu besprechen sein.

Die Überschiebung der Gamskogel setzt sich nun gegen West direkt in das Leitschachtal (NE von St. Johann a. T.) fort. Sie hat hier im Verein mit einer N—S verlaufenden Bruchzone die Ausräumung des Kessels der Bärenatalm bewirkt. Nördlich davon folgt nun als letzter selbständiger Baukörper der Seckauer Tauern der Stock des Geierkogels (2237 m) mit dem Sonntagskogel (2237 m ^{*)}). Auch seine ganze östliche und südöstliche Basis zeigt die typische Entwicklung der R-Gneise. Dies ist im Teilprofil (Abb. 3) vom Triebener Thörl zum Sonntagskogel sehr klar ersichtlich. Sehr stark ist in diesem Anteil der Einfluß von N—S-Bewegungsstreifen. In dem östlich des Profils folgenden Anteil des Sonntagskogels kommt wieder die NE-Richtung stark zum Ausdruck, und scharenweise angelegte Bewegungsstreifen dieser Richtung haben hier südlich des Schleifberges (1675 m) aus den Granitgneisen rotbraun gefärbte Feinmylonite erzeugt.

Das Kammprofil des Geierkogels ist im Profil der Wirtsalm diktiert von vielfach gefalteten Schiefergneisen mit unregelmäßiger aplitischer Durchaderung. Im Unterbau nordwestlich ist die Verquarzung dieser Gesteine sehr stark und führte zu mächtigen Quarzanhäufungen. Der Gipfel des Geierkogels besteht aus sehr vielfältigen Biotit-Granitgneisen, die als relativ kleine Masse mit N- bis NE-Streichen in den Schiefergneisen stecken (Abb. 4).

Kommt man durch die westlichen Gehänge mit ihren Biotitschiefern und oft quarzitischen Feinkorn-Schiefergneisen in die Gipfelpartie über 2000 m Höhe, so zeigt sich das in Abb. 4 wiedergegebene Profil. In ihm sind zunächst die hier auftretenden Typen von migmatischen, aplitischen und groben, oft augigen Gneisen von Interesse. Sie sind durch zahlreiche mit Mylonitisierung verbundene Bewegungsbahnen gegen die hangenden Biotitschiefer des Westgehanges sowie auch untereinander zerteilt, und es erweist sich, daß der mächtige Keil saurer granitischer Gneise des NW-Gipfels eine tektonisch eingebaute Schuppe ist.

Zudem sind in diesem Bereich auch die zahlreich vertretenen NE-Störungen von Bedeutung für den Bau. Unmittelbar nördlich des Hauptgipfels reißt eine solche mit mächtiger Aufklüftung verbundene Bruchzone durch. Sie streicht NE und zieht mit steilem NW-Fallen gegen NE bzw. NNE weiter in das Tal der Kreuzalm. Nach SW ist ihre Fortsetzung infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht klar nachweisbar. Morphologisch auffallend sind die steilen, gegen NE offenen Wände und Kare sowohl im Geierkogel wie auch im Großen Griesstein. Für diese Orientierung sind die NE-Brüche und Kluftscharen maßgeblich geworden, für die auffallende Steilheit dieser Flanken dürfte dagegen die hier noch starke Heraushebung dieser Berge gegen

^{*)} Hier ist der dem Geierkogelzug angehörige Sonntagskogel im NW-Teil der Seckauer Tauern gemeint. Der in Profil 10 gezeichnete Sonntagskogel ist dagegen nördlicher Anteil der Ringkogelgruppe!

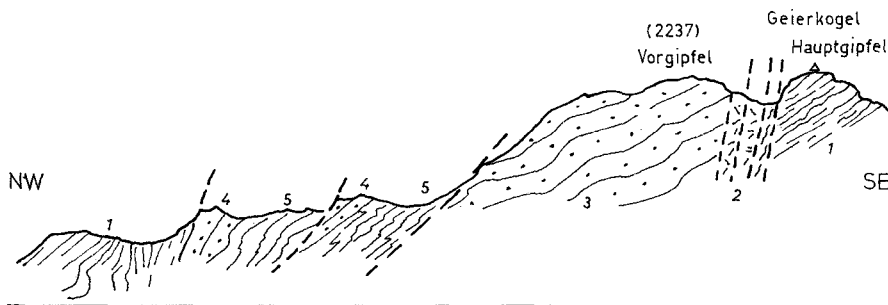


Abb. 4: Legende zum Profil: Geierkogel

Unmaßstäbliche Geländeskizze, kombiniert aus Kammprofil und Westgehänge, Länge etwa 1 km.

1. Graue quarzitische Schiefergneise, z. T. mit aplitischen Lagen, starke Internfaltung.
2. Mylonitzone an NE-Störung
3. Gneissrie des NW-Gipfels: Rein weiß verwitternde, bankige oder flaserige Gneise, oft augig, mit Biotit, Lagen mit granitischer Zusammensetzung, grob bis feinkörnig wechselnd, gelegentlich mit Augen bis zu 1,5 cm Durchmesser
4. Keile stark verschieferter saurer Gneise, oft mylonitisch.
5. Verschiefterte Biotitschiefer und Schiefergneise, mit Lagen und Linsen phyllonitischer Gneise.

ihre weitere nordöstliche Umgebung verantwortlich sein. So wie bereits in den Kämmen von Lerchkogel-Amachkogel und Hochleitenspitze neben mikroklinreichen Flasergneisen viele Schiefergneise und Migmatite stecken, so fällt auch im Geierkogel der Reichtum von Paragesteinen und deren migmatischen Abkömmlingen auf. Daraus erklärt sich auch der Variationsreichtum der Gesteine dieser nördlichen Anteile und ihre Bildsamkeit für faltende und schiefernde Verformung. Der Gegensatz gegenüber dem einfacheren flachwelligen Bau der großen granitischen Massen im Ringkogelzug ist nicht zu übersehen.

Auch die Granitgneise an der Basis im NE des Griesstein zeigen solchen einfachen Bau bei ebenflächiger Plattung der Gesteine und relativ geringer Zerbrechung im Kleinbereich. Als Hangendes zu den R-Gneiszügen der östlichen Unterlagen nimmt der Geierkogel-Sonntagskogel-Zug die gleiche Position ein wie die Gamskögel und der Granitzug des Schleifberges auf der Südseite des Leitschachbaches (Bärental). Der zweifellos tektonisch bedingte tiefe Einschnitt dieses Tales trennt heute beide Einheiten scharf voneinander. Es zeigt sich jedoch, daß auch das generelle Streichen der Gesteine beider Talseiten annähernd rechtwinkelig voneinander abweicht, da im Geierkogelkörper die NE-Richtung wie auch N—S-Streichen wesentlich vertreten sind. Es ergab sich weiterhin, daß im ganzen Geierkogelzug kaum größere Teilbereiche der Gesteine hinsichtlich ihrer Flächen- und Achsenlagen homogen sind. Dies ergibt sich eindringlich im Aufstieg vom Norden (Wirtsalm) her in den vielfach gefalteten Biotitschiefern und Mischgneisen wie auch in der Einschaltung der Granitgneise des Gipfelaufbaues selbst. In diesem Nordkamm gibt es Zonen mit NE-Bewegungsflächen und klaren Zeichen von Relativbewegungen sowie auch Phyllonitisierung der Gesteine.

Gegenüber der sehr ruhigen und konstanten Achsenlage im Griesstein, den Gamskögeln und Amachkogel beginnt mit Annäherung vom Osten her an die Überschiebungsbahn über der Rannachserie und ihren R-Gneisen eine Unruhe der Achsenlage

und der Flächenlagen. Die Ursache dieser eigenartigen Abweichung vom Regelbau der Seckauer Tauern kann aber nicht allein in den NE-Strukturen gesucht werden. Die Ursache ist tiefgreifender.

Kommen wir zurück auf den großzügigen Antiklinalbau des oberen Ingering- und Triebentales, in dessen SW-Flanke die Basis-Granitgneise des großen Griesstein wieder heraustauchen. Im weiteren Verfolgen dieser Antiklinale ergibt sich aber, daß hier ein Absinken gegen NW in der Achsenrichtung vorhanden sein muß. Dieses Absinken scheint staffelartig an Nordostbrüchen zu erfolgen. Diese NE-Brüche haben weitgehend die Lage von (ac-)Flächen zur Antiklinalachse und scheinen im Zuge der Absenkung gegen NW als Bewegungsbahnen aktiviert worden zu sein. Damit erklärt sich das auffallende Absinken der im Griesstein noch hochragenden R-Gneise bis zum Kreuzkogel sowie auch das Einschwenken der Rannachserie bis Hohentauern und in die Basis des Triebensteins. Hier, nördlich von Hohentauern, liegt über der Rannachserie schon Grauwackenzone und über der gleichen Rannachserie im Süden davon das Kristallin des Geierkogels. Es ist kein Zufall, daß die Querstruktur der Grauwackenzone von Treglwang im Fötteleck-Hühnerkogelzug genau in diesen Antiklinalschluß hineinzielt.

Es ergibt sich nun noch die Frage, mit welchen Einheiten der übrigen Seckauer-Masse der Baukörper des Geierkogels zusammenhängen kann. Zunächst muß festgestellt werden, daß das Kartenbild hinsichtlich der Mächtigkeit der Biotitschiefer in der Westflanke des Geierkogels täuscht. Infolge der starken Verfaltung dieser Schiefer und ihres Verflächens im Westhang des Geierkogels wird diese Mächtigkeit nur vorgetauscht. Damit ergibt sich eine Gesteinsfolge, die durchaus mit der des Profils vom Lerchkogel (12–14) über den Amackkogel zu den Gamskögeln vergleichbar ist. Die Gneise und Granitgneise von Sonntagkogel und Geierkogel können somit denen der Gamskögel entsprechen, während die Granitgneise des Schleifberges südlich davon schon in das Hangende dieser Profile eingeordnet werden müssen. Auch hier ergibt sich damit ein Sprung der Absenkung an den Brüchen des Bärentales und ein weiteres Absinken über die Wirtsalm nach NW.

Damit schließt mit der Rannachserie in der südwestlichen Basis des Triebensteins der obertägige Bau der Seckauer Tauern im NW ab.

Für den hier zuletzt beschriebenen westlichen Abschnitt der Seckauer Tauern ergeben sich aber noch weitere Schlußfolgerungen. Diese sollen im Endkapitel dieser Arbeit im Zusammenhang mit einer tektonischen Übersicht noch gesondert behandelt werden (S. 199).

5. DIE GEOLOGISCHEN GRENZEN DER SECKAUER TAUERN

Die geologische Einheit der Seckauer Tauern ist allseitig von tektonischen Bewegungsbahnen verschiedenster Art umgrenzt. Im Osten, wo das Seckauer Kristallin nur als schmaler und stark zerbrochener Streifen von vorwiegend Gneisen vorliegt, ist auf der Nordseite eine steile Bewegungsbahn die Grenze gegen die Grauwackenzone, und im Süden finden sich steile Bewegungsbahnen gegen das Gleinalm-Kristallin.

Ungefähr südlich Mautern im Liesingtal ändern sich die Verhältnisse, da die den Nordrand des Kristallins begleitende Rannachserie sich gegen Westen breit entwickelt.

Im Süden liegt eine überaus kompliziert gebaute, steil stehende Grenzzone gegen das Flatschacher und Wölzer Kristallin.

Der Westrand wird im Norden bis Hohentauern vom Bruchsystem der „Pölslinie“ gebildet.

Die einzelnen Grenzbereiche sowie ihre Beziehung zum Innenbau des Gebirges sind Gegenstand der folgenden Darstellung.

5.1. Die Nordgrenze

Schon südlich von Leoben wie auch weiter ostwärts wird die Grauwackenzone als steil stehendes Schichtpaket gegen den schmalen Streifen typischer Rannachserie scharf abgegrenzt. Das gleiche zeigt sich im Abschnitt bis zum Liesingtal bei St. Michael im Murtal. Stark in sich gefaltete Biotitschiefergneise und Granitgneise des Seckauer Kristallins sind hier durch eine steile, oft durch Mylonite gekennzeichnete Bewegungsbahn von den Schiefern und Quarziten der Rannachserie und wieder durch eine gleichfalls meist steil nordfallende Überschiebung von der Grauwackenzone getrennt. Nördlich von Kaisersberg ist diese Grenze unmittelbar nördlich der Ruine gut sichtbar in gleicher Weise aufgeschlossen (L. HAUSER 1938, K. METZ 1938). In dem von hier gegen WNW anschließenden Streifen bis über den Rannachgraben bei Mautern hinaus ergeben sich in den Profilen zwei durch einen langen Karbonzug getrennte Züge von Rannachserie. Es ist dies der Graphit führende Karbonzug mit den Abbauen von Kaisersberg, den Pflanzenfunden der Wurmälpe nördlich von Kraubath und den alten Abbauen des Leimsgrabens südlich von Kammern. Hier liegen nun besondere Verhältnisse insofern vor, als man es mit zwei Zügen der Rannachserie zu tun hat, deren nördlicher keine ersichtliche Verbindung mit dem Seckauer Kristallin zeigt, sondern innerhalb der Grauwackenzone liegt.

Wir wissen heute, daß die Rannachserie mit ihrer typischen Gesteinsfolge in das Dach des Seckauer Kristallins, und zwar deren nördlicher Anteile, gehört, und müssen daher hier tektonische Ursachen für diese Verdoppelung vermuten. Aus den Kartierungen (K. METZ 1938) ergab sich nun, daß der nördliche Zug der Serizitquarzite vielfach eine Feldspatung aufweist, die im südlichen Zug nicht auftritt, die aber offenbar auch mit der Existenz der von südlich Kammern beginnenden Leimser Gneise in Zusammenhang steht. Gegen Nord wird dieser Zug von Rannachserie mit Leimser Gneisen eindeutig tektonisch von der Hauptmasse der Karbonzüge der Grauwackenzone abgeschnitten.

Nach den schon 1924 von W. HAMMER und später von mir 1938 angestellten Untersuchungen dürfen wir die Leimser Gneise wohl als migmatische Bildungen, entstanden innerhalb der bereits schwach metamorphen Rannachserie, auffassen. Sie entsprechen in ihren Typen durchaus den unter der Sammelbezeichnung „R-Gneise“ und Flasergneise zusammengefaßten Gesteinen der Seckauer Tauern. Damit würde sich ergeben, daß wir den nördlichen Zug der Rannachserie mit den Leimser Gneisen entweder als abgeschuppte Scholle aus der Seckauer Masse auffassen können, wobei diese Scholle über das Graphitkarbon geschoben wurde. Dafür würde der von mir 1938 (176 ff.) beschriebene Unterschied der Metamorphose gegenüber dem südlichen Zug sprechen. Eine andere Deutung könnte noch in Erwägung zu ziehen sein, daß nämlich der Graphitkarbonzug, der bei Mautern ausdünn und verschwindet, in einen einheitlichen Zug von Rannachserie eingeschuppt worden wäre. Diese letztere Deutung halte ich aber für weniger wahrscheinlich, da durch sie keine Erklärung für die Verschiedenheit des nördlichen und südlichen Zuges der Rannachserie gegeben erscheint. Jedenfalls müssen nach unseren heutigen Kenntnissen die 1938 aus diesem Raum gegebenen Profile etwas umgedeutet werden.

In den stark bewaldeten Höhen südlich Mautern fällt es sehr schwer, in den Schiefen tektonische Bewegungsbahnen eindeutig festzustellen und sie zu lokalisieren. Dazu kommt in diesem Raum noch die Interferenz mit Brüchen, die vom Norden her als „Radmerstörung“ gegen SE umbiegen und in die südlichen Gehänge einschneiden. Die auffallende Zerschneidung der Gehänge zwischen Mautern und Speikbühel im Süden ist das Ergebnis von NE bis NNE streichenden steilen Brüchen.

Die Leimser Gneise, wie auch die Feldspatungszonen in der Rannachserie hören jedenfalls noch vor Erreichen des Hagenbachgrabens auf, und damit beginnt nun ein breit ausladendes, aus flach Nord fallender Rannachserie aufgebautes Gebiet. Im Meridian von Unterwald bis in die Nordabfälle des Hochreichart reichend und auch noch nordwärts über das Liesingtal hinweggreifend erreicht diese Serie ihre breiteste Ausdehnung. Sofern die Nordgrenze der Rannachserie gegen die Grauwackenzone nicht im Liesingtal verläuft, zeigt sie sich zwischen Kalwang und Wald als steil Nord fallende Überschiebungsbahn im Gegensatz zur flach nordfallenden Rannachserie. Von Wald am Schoberpaß westwärts wird das breite Feld der Rannachserie durch die große Querstruktur der Grauwackenzone von Tregelwang stark eingengt (K. METZ 1951). Die den Walder Schober bis zum Fötteleck im Westen aufbauende Einheit der Grauwackenzone ist über die Rannachserie überschoben, was bis in die Basis des Triebenstein nördlich des Ortes Hohentauern zu beobachten ist.

Demnach ist der gesamte Nordrand der Seckauer Kristallinmasse mit ihrer sedimentären Hülle als tektonische Grenze gekennzeichnet.

5.2. Die Südgrenze

Gegenüber der Nordgrenze zeigt sich der südliche Grenzstreifen des zusammenhängenden Körpers der Seckauer Tauern etwa ab St. Michael ob Leoben ganz anders gebaut. Zunächst leitet ein kompliziertes System von annähernd E—W-Richtung liegenden Bruchlinien über Kraubath und Leising westwärts bis an die Nordgrenze des Seckauer Jungtertiärbeckens. Jungtertiär und quartäre Schuttmassen verschleiern hier den eigentlichen Grenzstreifen, der außerdem durch zahlreiche in etwa NW streichende Brüche zerlegt ist.

Das Jungtertiär des Seckauer Beckens ist, wie die Studien von POLESNY ergeben haben, in seinem Südtail am tiefsten eingesenkt und zeigt dort die vollständigste Ausbildung seiner Schichtfolge. Das Tertiär ist gegen das südlich folgende Kristallin wieder durch annähernd E—W bis ESE streichende Brüche abgegrenzt, wobei dieses Kristallin nun etwa von St. Lorenzen im Murtal an den Tremmelberg aufbaut. Dieses Kristallin muß auf Grund seiner Gesteinszusammensetzung dem Zug der Gleinalm angeschlossen werden und unterscheidet sich dadurch sehr klar von der Gesteinswelt der Seckauer Masse.

Das Seckauer Tertiärbecken endigt morphologisch im Westen etwa an der Linie Bischofffeld—Puchschachen, doch konnten auch noch etwas westlich davon kleine Jungtertiärvorkommen nachgewiesen werden (W. GRÄF — K. METZ). Dadurch kommt nun von hier gegen Westen das südliche Kristallin (Flatschacher Zug) in unmittelbare Verbindung zur nördlich liegenden Seckauer Masse. Von Schloß Wasserberg bei Ingering II westwärts bis zum Erreichen des Bruchsystems der Pölslinie liegt hier ein Schuppungsverband beider Kristallineinheiten vor, der als Gaaler Schuppenzone schon eingehend beschrieben wurde (K. METZ 1971). Es sollen daher hier nur einige für die Beurteilung dieser Schuppenzone wichtige Besonderheiten hervorgehoben werden.

Zunächst sei die Einschuppung von Gesteinen der Rannachserie oder von deren vergneisten Abkömmlingen (R-Gneise) erwähnt. Solche Vorkommen finden sich unmittelbar nördlich des Ortes Gaal, WSW davon auf der Südseite des Gaalgrabens westlich von Eisenbacher sowie weiter westlich unmittelbar nach der bruchbedingten Unterbrechung der Schuppenzone südlich von Lanz. Hier konnte auch typisches, aber stark geschiefert Rannachkonglomerat gefunden werden. Weitere Schuppen wurden von W. HAUSWIRTH 1950 östlich des Pölstales nördlich von Möderbrugg im Nestelbachgraben auf zirka 1500 m SH in gleicher tektonischer Position gefunden. Gleiche Vorkommen finden sich, wie noch zu besprechen sein wird, im S-Rand der Pölsensteingruppe in der Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone.

Eine weitere tektonisch wichtige Tatsache ergibt sich westlich von Ingering II in der Südseite des Gaalgrabens. Die Gneise des Flatschacher Zuges mit den begleitenden spärlichen Schieferzügen und mit den hell gebänderten Amphiboliten ziehen mit scharfem NW-Streichen an das Gaaltal heran. Hier werden sie von der über flache Sättel laufenden Bruchlinie abgeschnitten, die weiter im Osten die Südgrenze des Seckauer Beckens markiert. Nördlich dieser hier als Gaallinie bezeichneten Bruchlinie herrscht jedoch in den Seckauer Gesteinen WNW-Streichen vor.

Der Zug der Flatschacher Amphibolite kommt nun an diese Bruchlinie im Gaaltal dort heran, wo das Tal aus dem E—W-Verlauf nach Norden einbiegt. Hier kommt es nun im Verschnitt mit der heutigen Morphologie zu einer Versetzung gegen West um zirka 2,5 km. Die südlich der Amphibolite liegenden Wölzer Glimmerschiefer der Kaiserkoppen (1522 m) zeigen hier gleichfalls ein scharfes NW-Streichen, wobei dies als eine tektonische lokale Einwirkung zu betrachten ist, wie die hier stark streuenden Achsenlagen in den Glimmerschiefern zeigen.

Wie die geologische Karte zeigt, bedeutet der Knick im Verlauf des Gaaltales die morphologische Wirkung des Zusammenwirkens zahlreicher sich teilweise überschneidender tektonischer Bewegungsbahnen.

Es ist bemerkenswert, daß wir auch in den Biotitschiefern der Seckauer Masse den gleichen Versetzungsbetrag an der Gaallinie feststellen können wie für die Amphibolite. Dies führt dazu, daß wir die Biotitschiefer, die südlich von Lanz auf der Westseite der Gaal neu wieder einsetzen, mit den Massen von Biotitschiefern zusammenhängen könnten! Dies führt aber hinsichtlich der in ihrem Hangenden folgenden Profile mit Granitgneisen zur selben Problematik, vor der wir schon bei der Frage nach der Stellung der Ringkogelmasse standen. Diese Frage wird daher in größerem Zusammenhang im Schlußabschnitt noch zu behandeln sein.

Weiter gegen NW bis an die Pöls ist die Schuppenzone durch die hell gestreiften Amphibolite gegeben, die wir als Angehörige des Flatschacher Zuges, nicht aber der Wölzer Glimmerschiefer-Gemeinschaft ansehen müssen. Wie schon bei der Beschreibung der Gesteine festgehalten wurde, stehen hier nun diese Amphibolite durch die Sprossung von Feldspäten in einem teilweisen Kristallisationsverband zu den Seckauer Gesteinen (siehe Beschreibung des Gigerhütten-Profiles).

Einer besonderen Erläuterung bedarf nun noch das in der Schuppenzone auffallende steile Nordfallen, welches schon 1971 beschrieben wurde. Es setzt sich aus den Bereichen des Gaaltales auch nach NW in das Pölstal hinein fort, ist in dessen Amphiboliten vorhanden und vielfach auch noch in den Randzonen der Seckauer Gesteinszüge deutlich erkennbar.

Aus den Profilen der westlichen Einheit der Seckauer Tauern erkennt man nun deutlich, daß von ENE her die Gesteinsfolgen gegen SW eine zunehmende Verstei-

lung erfahren und daß es in den Randbereichen schließlich zu Überkipnungen kommt. Diese Überkipnungen sind nun vom Norden bei St. Johann südwärts im ganzen Randbereich spürbar und setzen sich ohne Unterbrechung auch in die Schuppenzone im Gaaltal bis Ingering II fort (siehe Profile 10—12, Tafel II und Profil K. METZ 1971).

Die überkippte Lagerung ist örtlich auch noch in den südlich unmittelbar an die Schuppenzone anschließenden Glimmerschiefern der Wölzer Tauern spürbar, hört aber bald zugunsten des normalen Südfallens der Glimmerschiefer auf. Mit dieser Überkipnung wird auch klar, daß die Einfaltung von Glimmerschiefern und Amphiboliten des Wölzer Typus im NW von Veitl bei Ingering II durchaus als eine Einfaltung von oben her in die Seckauer Gesteine verstanden werden muß (siehe Profil 8, Tafel II).

Die Westgrenze der Seckauer Tauern ist nach dem Aufhören der Gaaler Schuppenzone allein durch das Pölser Bruchsystem gegeben. Etwa 1,5 km südlich von St. Johann a. T. dürfte das Band der Amphibolite der Schuppenzone durch eine Querstörung abgeschnitten worden sein. Bei St. Johann und etwas südlich davon kommen Marmore und Amphibolite des Wölzer Typus auch noch östlich des Pölslaufes an die Oberfläche. Von hier nordwärts stehen einander die beiden Talseiten im Bereich des Geierkogels im Osten und des Bruderkogels im Westen fremd gegenüber.

Der Grenzbereich weiter im Norden wird im Zusammenhang mit der Geologie der Pölsensteinmasse behandelt werden.

6. DIE PÖLSENSTEINMASSE

6.1. Das Verhältnis der Pölsensteingruppe zu den Seckauer Tauern

Schon F. ANGEL hat auf Grund seiner Vergleiche der Gesteine beider Gebirgsgruppen die Gleichheit der Gesteine betont, wobei er sich auch auf ältere Angaben stützen konnte. Auch unsere heutigen erweiterten Kenntnisse gestatten die Gleichsetzung, wobei wir diese noch näher begründen können.

Zunächst zeigt sich, daß sich die Gesteinsgesellschaften einander voll entsprechen. Hier wie dort spielt die Gruppe der Biotitschiefer das wesentliche Ausgangsmaterial für die granitischen Gesteine.

Auch die Rannachserie mit all ihren charakteristischen Gliedern ist im Pölsenstein sowohl in der äußeren Hüllzone des Nordwestens vertreten, wie in den inneren Bereichen, wo sie in eingefalteten und eingewalzten Kleinvorkommen an starke Bewegungszonen gebunden erscheint. Auch die in den nördlichen Seckauer Zügen so charakteristischen glimmerarmen grauen Gneise, aus den Sedimenten der Rannachserie hervorgegangen, sind gelegentlich, gut erkennbar, speziell in den nördlichen Anteilen des Pölsenstein vorhanden.

Entscheidend für eine genetische Gleichsetzung der Granitgneise beider Gebirgsgruppen ist die Möglichkeit der Ableitung aus gleichen Paragesteinsserien, sowie die Gleichartigkeit der Umwandlung, die gleiche Paragenesen mit gleichartiger Ausbildung der Minerale erzeugte. Auch die strukturellen Merkmale (z. B. Flasergneise) sind bis in Einzelheiten vergleichbar. (H. HELFRICH — K. METZ 1953)

In dem uns heute entgegentretenden tektonischen Bau ergeben sich allerdings bedeutsame Unterschiede. Zunächst tritt in sehr auffallender Weise eine bedeutend stärkere Falten tektonik verbunden mit einem ungleich größeren Maße steil aufgerichteter Gesteinskomplexe hervor, als das in den Seckauer Tauern der Fall ist. Die große Mächtigkeit der in den Seckauer Bergen vertretenen Granitgneis-Phakoide ist im Pöl-

senstein vertreten durch sehr zahlreiche, aber schwächere Körper. Die im Zuge der Faltentektonik entstandene Aufschüppung der Profile erzeugte beträchtliche Verschiebung der Gesteine und damit auch einen lebhaften Gesteinswechsel auf geringe Distanzen.

Es ist offensichtlich, daß die Gesteine der Pölsensteinmasse heftiger und allgemeiner zusammengestaucht wurden, wobei aber die axiale Anlage der Faltentektonik die gleiche ist wie in den Seckauer Tauern.

Wir müssen die tektonischen Unterschiede, die so auffallend sind, als Folge des Nordschubes entlang der Leitschiene der Pölser Bruchzone betrachten, die völlig postkristallin in junger Zeit erfolgte. Sie bewirkte die völlige Abtrennung der früher zusammenhängenden Kristallinmasse.

Es ergibt sich daraus die Frage, an welche Teile der Seckauer Tauern die Pölsensteingruppe anzuschließen wäre. Als wahrscheinlichste Lösung ergibt sich der Anschluß an die westliche Gruppe der Seckauer Masse zwischen Gaal- und Pölstal. Dafür lassen sich folgende Gründe anführen: Zunächst ist die in dieser tektonischen Einheit gegenbene reichliche Aufgliederung in Gesteinstypen und ihrer Wechsellagerung (Paraschiefer der Biotitschiefergruppe mit quantitativ gegenüber den zentralen Seckauern stark zurücktretenden Granitgneisen) anzuführen. Damit ergibt sich eine auffallende Gleichartigkeit der Gesteine mit der Pölsensteingruppe.

Diese Gleichsetzung scheint auch aus tektonischen Gründen die plausibelste zu sein, weil der Anschluß nach einer theoretischen Rückversetzung des Pölsenstein in eine Ausgangslage am leichtesten an die westlich angrenzende Einheit der Seckauer Tauern vorstellbar ist. Unterstützt wird diese Auffassung durch die Tatsache, daß mit dem Pölsensteinkristallin auch dessen südliche Randzone gegen NNW vorgeschoben wurde, nämlich die Gesteinsgesellschaft der Gaaler Schuppenzone, die nun von der Pölsen an bis in die Gegend von Oppenberg durchzuverfolgen ist.

Von der vermutlichen Abrißstelle, etwa bei Möderbrugg, bis zur Ausmündung der Pölsen am SO-Ende der heutigen Pölsensteinmasse würde dies einer Verschiebung von etwa 10 bis 11 km entsprechen. Dabei haben wir wahrscheinlich mit keinen sehr bedeutenden vertikalen Niveauveränderungen zu rechnen.

Es scheint sich daher um eine bedeutende Seitenverschiebung zu handeln, die sich aber, wie noch zu einem späteren Zeitpunkt festzustellen sein wird, zwanglos in einen großräumigen Rahmen einordnen läßt.

6.2. Der Bau des Pölsenstein-Kristallins

Das Pölsenstein-Kristallin umfaßt nicht allein die eigentliche Berggruppe des Pölsenstein, sondern es erstreckt sich noch westlich des Strehengrabens westwärts über den Zug des Schüttkogels (2047 m) und Oppenberg in die Höhen südlich des Gullingtales. Aus Gründen der Übersicht wird die Besprechung des tektonischen Baues in mehrere Unterabschnitte geteilt.

6.2.1. Der Hauptkamm mit Gr. und Kl. Pölsenstein bis zum Dreistecken und zugehörige Seitenkämme.

Die wesentlichen Aufschlüsse, die den tektonischen Bau enthüllen können, sind an die oft schmalen Gratrippen mit ihren meist steilen Flanken gebunden. Die Kare und Täler sind vollkommen von mächtigen Moränen und jüngeren Schuttmassen erfüllt.

Bei dem schon angedeuteten komplizierten Bau des Gebirges ist es daher oft schwierig, die Verbindung der einzelnen Gebirgstteile untereinander herzustellen, wobei der Umstand erschwerend wirkt, daß die mit Schutt erfüllten Senken häufig tektonischen Bewegungsbahnen folgen.

Die folgende Beschreibung und die Profile folgen daher im wesentlichen den Graten und Kämmen.

Der Gipfelaufbau des Großen Pölsenstein, die von ihm ausstrahlenden Kämmen, sowie die das Scheibelkar (mit Edelraute-Hütte) einrahmenden Bergflanken sind aus einer bunten und überaus wechselvollen Gesteinsgesellschaft aufgebaut. Die geologische Karte 1:50.000 ist nicht in der Lage, dieser verwirrenden Vielfalt von Einzeltypen gerecht zu werden. Wie aus dem Abschnitt der Gesteinsbeschreibung hervorgeht, handelt es sich um die Gruppe der Biotitschiefer-Schiefergneise, ihren vielfältigen migmatischen Abkömmlingen und allen Typen von Gneisen und Graniten bis Apliten. Der tektonische Bau ist durch Faltenstrukturen aller Größenordnungen, Schuppungen und durch starke jüngere Zerbrechungen gekennzeichnet.

Soweit es möglich war, wurden die Maßstäbe der Profile diesen Umständen angepaßt. Die Erläuterungen dazu wurden ausführlicher als üblich gestaltet, um den Text zu entlasten und leichter übersichtlich zu machen.

Schon im Aufstieg zum Hauptgipfel (2449) von Südost und Ost wird die Vielfalt der Gesteine, sowie die keiner erkennbaren Regel folgende Wechsellagerung gut erkennbar. (Siehe Profile 16, 18—22, Tafel III.).

Auch der von P 2127 gegen NW zum Hauptgipfel führende Kamm zeigt die gleichen Gesteine. In ziemlich ruhiger mäßig steil gegen NNW und NNE einfallender Lagerung finden sich hier zwischen Bändern von Biotitschiefer und vergneisten Lagen Flasergneise, Augengneise, saure Granitgneise, aplitische Gneise bis reine Aplite. Der Hauptgipfel besteht aus einem sauren, oft aplitischen Granitgneis. Die Achsen liegen hier sehr regelmäßig horizontal oder sehr flach gegen W 30—45 N. Die gegen NW gerichtete Flanke des Großen Pölsenstein ist überaus steil, um 60° und folgt hier einer Bruchzone.

Dieser im Gipfelbereich sehr mächtige Granitgneis fingert gegen Ost zwischen die migmatischen Gneise und Biotitschiefer aus und wird im Bereich des Hauseck auf mehrere schwächere Lagen reduziert, (Profile 18, 19).

In der NW-Fortsetzung des Grates vom Pölsensteingipfel weg („Dreisteckengrat“) zeigt sich nun überall eine überaus steile bis senkrechte Bankung der Gneise und überdies sind sie hier durch steile Brüche und Scherungszonen stark zerbrochen (Profil 16, 16 a). Diesen Umständen verdankt der Grat auch seine Morphologie.

Die Steilheit der s- und Bankungsflächen mit Nordfallen bleibt nahezu ausnahmslos auf dem ganzen Grat bis zum Aufschwung zur Sonntagskarspitze (2349) erhalten. Dominierend sind steile NW- und NE-Klüfte und lokal herrscht eine überaus starke Zerbrechung der Gesteine.

Im Aufstieg zur Sonntagskarspitze beginnt nun generell ein flacheres Einfallen und gleichzeitig ergibt sich eine auffallende Inhomogenität der Achsenlagen. Die normalen WNW-Achsen werden nun stärker gestreut, vor allem versteilt und die Diagramme der Messungen dieses Raumes ergeben auch eine Beta-Häufung mit 20° nach ENE. Zusätzlich erscheinen nun auch kräftige NE-Kluftscharen. Auch im Aufstieg vom Westen her (Seitenstallpolster) zur Sonntagskarspitze ergibt sich der gleiche Eindruck. Die Biotitschieferbänder, die im Dreisteckengrat noch sehr steil lagen, setzen

sich nun in der Ostwand der Sonntagskarsspitze unter deren Gipfelgranit mit 30 bis 40° Südostfallen fort. Sie erscheinen wieder im Abstieg von der Sonntagskarsspitze auf dem nun nach Norden führenden Grat, zumeist mit S- und SW-Fallen. Es sind sieben klar unterscheidbare Lagen im Abstieg zur Gefrorensee-Scharte. Zwischen ihnen liegen stark geschieferte Aplitisches Gneise, Biotit-Flasergneise mit Aplitlinsen, feinkörnige Biotitgneise mit Feldspat-Augen. Diese synklynal liegende Gesteinsfolge wird in der Gefrorensee-Scharte durch eine intensive Bruchzone abgeschnitten.

Unmittelbar südlich der ersten Schartenstörung sind die aplitischen Gneise stark gefältelt, verschiefert und liegen steiler als normal. In der Scharte selbst und nördlich davon schließt eine Schuppenzone mit starker Verwalzung der Gesteine an. (Profil 16 b). Zu erwähnen ist, daß in einem Falle ein Aplit quer durch das Hornblendegestein schlägt und beweisend für die tektonische Natur der steilen Flächen ist die Beobachtung, daß eine der Gneisschuppen flache Bankung aufweist, die diskordant von den steilen Schuppenflächen abgeschnitten wird.

Mit den Gesteinen in der Scharte und im folgenden Aufstieg zum Dreisteckengipfel setzt erneut die Gesteinsserie mit ihrer bunten Wechsellagerung von Schiefern, Gneisen, Hornblendegesteinen ein, die schon im Osten und Südosten des Großen Pölsenstein beschrieben wurde. So zeigt sich im Grataufschwung von der Gefrorensee-Scharte zum vorderen Dreisteckengipfel (2387) ein lebhafter Faltenbau von Biotitschiefern mit Lagen von Apliten und granitischen Gneisen, wobei die Einzelfalten einem B in W 20° N entsprechen. Der Gesamtbau jedoch bis zur flach liegenden Granitkappe des Gipfels ergibt ein nach ENE (60°) mit 30° abfallendes B. Es ist die gleiche Richtung, die auch in den Diagrammen der Sonntagskarsspitze zum Ausdruck kommt.

Die Art des Auftretens dieser Richtung im Bereiche des Hauptkammes weist darauf hin, daß lokal recht bedeutende Gefügeprägungen und Dislokationen in NE-achsialer Richtung erfolgt sind. Fast immer ergibt sich dabei, daß die NE-Richtung jünger sein muß, als die der WNW-NW-Achse zuzuordnende Tektonik, da in solchen Gebieten die letzteren stärker als normal gestreut sind und vor allem steiler einfallen.

Der Seitenkamm, der von den Dreistecken gegen SE zur Seekarsspitze (2117) führt, entspricht im steilen, oberen Anteil völlig den von Gneisen und Apliten durchsetzten Schiefergesteinen des Südkammes der Dreistecken. Ihre Flächenlagen fügen sich mit N- bis NNW-Fallen ganz in das Gefügebild des Hauptgrates ein. Sie sind hier mit Flasergneisen und Feldspatungszonen durchsetzt und werden von einigen mächtigen in N—S streichenden steilen Aplitgängen durchsetzt.

Wie Profil 20 zeigt, folgt nach abwärts ein flaches Kammstück. Die Schiefer-Gneis-Gruppe wird abrupt durch eine offenbar steil NW fallende Störung abgeschnitten und es folgt eine Schieferserie mit vielen pyritreichen Lagen. Wie die Aufschlüsse in den Flanken zeigen, gehört diese Gruppe in das Liegende der Serie des oberen Gratabschnittes. Sie streicht NW, fällt steil nach SW und ist auch reich an Quarzlinsen. Dagegen fehlen hier Aplite und Gneise. Schwächere Gneise und einige kleine Vorkommen von Hornblendegesteinen finden sich erst in dem von der Seekarsspitze gegen SE hinabführenden Kamm.

Gegen Ost führt der Seekarsspitzen-Kamm zum breiten Buckel der großen Rüben (2085). Noch vor Erreichen dieser Kuppe finden sich Einschaltungen von Flasergneisen, Graniten, Apliten in den Schiefern und das Streichen schwenkt bei steilem W-Fallen auf 0°. Wie die mit 60° NW geneigten Linearen der Schiefer anzeigen, fand hier eine kräftige Umstauchung des ursprünglichen Streichens statt. Die Schieferserie wird gleich östlich des Gipfels 2085 scharf durch eine steil West fallende Bewegungsbahn abge-

schnitten und es folgen, tektonisch unter der Schieferserie liegend, die mächtigen, in sich gefalteten Gneisgranite und Flasergneise der Kleinen Rüben (1836).

Zusammenfassend ergibt sich aus den bisherigen Einzelbeschreibungen, daß der Granitkörper des Großen Pölsenstein eine in die intensive Falten tektonik der Schieferserien einbezogene Großlinse saurer granitischer Gesteine darstellt. Die Granite streichen östlich des Hauptgipfels 2449 in die Nordwände des SE-Grates aus und verzahnen sich kompliziert mit den Biotitschiefern und Schiefergneisen. Gegen NW setzt sich der Granit in den unteren Teil der Westflanke der Sonntagskarspitze 2349 fort. Im Dreisteckengrat lagern über dem Hauptkörper der Granitlinse die Schuppen der Biotitschiefer, Gneise, Migmatite, Aplite, die sich unter der Sonntagskarspitze durch in die Ostflanke der Dreistecken und in die Seekarspitze fortsetzen.

Vergleichen wir nun die Schieferserien nördlich des Großen Pölsenstein mit denen östlich und südöstlich davon, so können wir hinsichtlich der Gesteinszusammensetzung und des tektonischen Baustils völlige Übereinstimmung feststellen. Dies zeigen auch die Profile aus dem Südostteil des Pölsenstein (Profile 18, 19). Die mit Brandschiefern und auch Grüngesteinen ausgestattete Schieferserie der Seekarspitze setzt sich zwanglos über das Ochsenkar hinweg gegen SE in das Profil des Hauseckkammes fort (Profil 19).

Über den Bau vom SE-Grat des Großen Pölsenstein gegen SW gibt Profil 18 Auskunft. Zunächst wird die Schieferserie des Hauseckkammes gegen SW durch eine kräftige Störung abgeschnitten (Sattel mit markiertem Weg zum Pölsenstein, vor Erreichen des eigentlichen SE-Grates). Wie Profil 18 zeigt, liegen hier neben starker Gesteinszerbrechung auch Schuppen vor, die als Fremdlinge helle Serizitschiefer und Serizitquarzite enthalten. Solche finden sich auch im Hauseckkamm. Über ihre Natur und Einordnung in ein Gesamtbild wird im letzten Abschnitt die Rede sein (S. 200). Die Störungszone streicht WNW und fällt immer steil gegen Nord, wie die Fortsetzung in die Karstufen bei der Grünen Lacken zeigt.

Ein etwas nördlicher liegendes Profil 17 zeigt den Verbindungskamm vom Großen zum Kamm des Kleinen Pölsenstein bei P 2322. Hier taucht im breiten Törl zwischen beiden Gipfeln eine Antiklinale auf, die durch eine tektonische Bewegungsbahn gegen den hangenden Granit des Großen Pölsenstein abgetrennt ist. Möglicherweise handelt es sich um die Fortsetzung der zuvor behandelten Störungszone, doch bleibt deren Bewertung im Gesamtbild ungewiß.

Insgesamt ergibt sich, daß die beschriebenen Schieferserien einen einheitlichen Baukörper darstellen, aus dem die Großlinse des Pölsensteingranites nicht herausgelöst werden kann. Die Schieferserien finden sowohl nach Norden als auch zum Hengstkamm hin eine Fortsetzung.

6.2.2. Hengstkamm, Firstkamm und die S- und SW-Grenze der Pölsensteinmasse.

Die ganze nördliche Flanke des Kammes des Großen Hengst (2154), südlich über dem Scheibelkar ist aus der bunten Gesteinsgesellschaft von Biotitschiefern und Paragneisen, teilweise mit Feldspatung oder Aplitisierung und Zwischenlagen flaseriger, aplitischer oder granitischer Gneise aufgebaut. Es sind dies die Serien, die sich durch das Scheibelkar in die SE-Seite des Großen Pölsenstein fortsetzen. In der Nordflanke des Hengst streichen diese Gesteine WNW bis NW bei meist steilem Nordfallen. Erst im Gipfelbereich finden sich unruhige Flächenlagen, auch mit Südfallen, wobei hier ein kräftiger Faltenbau vorliegt.

Auf dem vom Hengst zum Kleinen Pölsenstein führenden Kamm herrscht die gleiche Gesteinsgemeinschaft, setzt sich jedoch nicht in die südlichen Hänge hinein fort. Die Flächenlagen im Kambereich sind sehr unruhig, die meßbaren β stark gestreut. Scherflächen in ENE bis NE und lokale Kluftscharen dieser Richtung zeigen hier die Existenz einer der NE-Achsenrichtung entsprechenden Tektonik. So ist auch eine im wesentlichen WNW-achsiale Faltentektonik stark gestört, wobei auch junge Brüche beteiligt sind. Knapp vor Erreichen des Kammknickes, wo der Kamm aus der W-Richtung gegen NW schwenkt, liegt in Schiefen und darüberliegenden Granitgneisen eine gestörte Antiklinale mit einer gegen W 60° N geneigten Achse. Sie liegt im spitzen Winkel gegen den Kammverlauf und ist in den Flanken nicht mit Sicherheit verfolgbar.

Die gleichen Verhältnisse finden sich im Grataufschwung zum Gipfel des Kleinen Pölsenstein (2379). Bei sehr lebhaftem Gesteinswechsel nimmt das Fallen nach oben an Steilheit bedeutend zu, so daß in der Gipfelregion bei sehr steilem NE-Fallen über einem mächtigen Band von Biotitschiefergneisen und Schiefen nun Augengneise und aplitische Granite folgen. Diese Granite ziehen gegen NW weiter, gelangen auf dem Kamm zu P 2322, von wo der Kamm über die Antiklinale (Profil 17) zum Großen Pölsenstein abzweigt.

Das zur Pölsen abfallende Südgehänge des Hengst zeigt einen anderen Gesteinsaufbau. Anstelle der bunt gemischten Gesteinsgesellschaft des Kambereiches liegt im oberen Gehänge bis etwa 1500 m hinab eine mächtige Folge oft sehr saurer Granitgneise, Augengneise, sowie von Aplitgneisen und nur wenig Flasergneisen. Diese granitische Serie liegt steil nordwärts fallend im Liegenden der bunten Serie des Kammes und unter ihr, im tieferen Gehänge unter 1500 m folgen Angehörige der Biotitschiefergruppe mit allen verschiedenen Stadien von Aplitisierung, Vergneisung, Feldspatung (siehe S. ...). Das Streichen dieser Gruppe liegt um 120° bei sehr steilem Einfallen zumeist nach Nord, teilweise auch nach Süd. Die Aufschlüsse sind nicht sehr günstig, so daß nur wenig Details gegeben werden können. Die unter der bunten Serie des Kammes im Südgehänge liegenden Granitgneise setzen sich nordwestlich auf der Nordseite des Perwurzpolster (1815) fort und sind in der Perwurzeiten und im Geröll im Kar unter dem Kleinen Pölsenstein ausgezeichnet erfaßbar. Ihre weitere Fortsetzung gegen NW liegt in den südlichen Gehängen der Wurzeiten bis nahezu zum Gipfel des First (2080) hinauf.

Der Grat, der vom Seitenstallpolster (1842) gegen NE zur Sonntagskarspitze im Dreisteckenkamm hinaufführt, zeigt die Lagerungsbeziehungen sehr gut.

Im Seitenstallpolster liegen aplitische Augengneise, granitische Nebulite, aber die Gesteine sind hier an einer Bewegungsbahn teilweise völlig mylonitisiert und zerfallen zu Grus. Im Südfall des Polster ergaben sich starke Stauchungen der Gesteine nach einem nach Nord fallenden β , offenbar im Zusammenhang mit der genannten Bewegungsbahn. Die Augengneise, im Wechsel mit verschiedenen granitischen Typen, liegen geschlossen bis etwa 2000 m SH. Ab dieser Höhe wird das Einfallen flacher nordwärts bei fast genauem E-W-Streichen. Oberhalb von 2070 m liegen nun bei flachem Nordfallen zwischen Granitgneisen mindest sechs z. T. über dreißig Meter dicke Biotitschieferbänder. Sie sind mit aplitischen Gneisen und Flasergneisen eng verbunden und zeigen sehr starke Internfaltung.

Diese Schieferbänder hängen direkt mit denen der Ostwand der Sonntagskarspitze und denen des Südgrates der Dreistecken zusammen.

Damit ist auch in diesem Bereich das Lagerungsverhältnis der granitischen Massen der Südseite des Hengst mit der bunten Schieferserie der ganzen Pölsensteineinheit gegeben.

Das Lagerungsverhältnis der liegenden Granitgneisgruppe unter der geschuppten und verfalteten bunten Serie der Pölsensteineinheit im Bereich der Südseite des Hengst bis zur Wurzleiten im Südfuß des Firstkammes entspricht genau dem der Granite der großen und kleinen Rüben im Osten unter der Seekarspitze.

Der Firstkamm

Von der Wurzleiten im Süden beginnend und gegen NNW streichend erhebt sich der Firstkamm zwischen dem Seitenstallgraben im Osten und dem Strechengraben im Westen. Wie schon ausgeführt wurde, gehören die Granitgneise der Wurzleiten zum Zug der Südseite des Hengst. Es handelt sich in der Wurzleiten um teilweise aplitische Granite und Granitgneise mit Einlagerungen geaugter Flasergneise und einiger Lagen porphyrischer Granite. Die Lagerung der Gesteine ist nicht sehr regelmäßig, da das Streichen stark schwankt, wie das auch im Bereich der Pölsensteingruppe immer wieder festgestellt werden kann. Von 60° bis 30° in den oberen Hangteilen schwenkt die Streichrichtung gelegentlich auch bis 100° . Letzteres ist vor allem in den obersten Hangteilen der Fall.

Knapp südlich des Gipfels P 2080 entspricht einem E-W-Streichen eine steil nach Nord fallende Bewegungsbahn mit Verschieferung von Flasergneisen. Das Kammprofil ist hier recht kompliziert und zeigt starke Verfaltungen der Gesteine nach einer WNW-Achse (Profil 23).

Gegen Nordnordwest führt der Kamm geradlinig über P 2003 wieder in granitischen Gneisen. In diesen schwenkt das Streichen innerhalb von rund 800 m von 90° bis 100° (Firstgipfel) bis zu 170° bei durchwegs sehr steilem bis senkrechtem Einfallen der Bankung und der s-Flächen. (Kammskizze Profil 23).

Da auch im Nordteil des Firstkammes diese Gneise (5 in Kammskizze, Profil 23) noch steil nach SSW einfallen, kann hier an eine stark zusammengestauchte Synklinale gedacht werden. Die Eigenart der Strukturen und starke postkristalline Bewegungen lassen vermuten, daß hier eine ursprünglich noch einfacher gebaute synklinale Großstruktur im Zusammenhang mit dem Vorschub der Gesamtmasse der Pölsensteingruppe zusammengestaucht und dabei auch aus ihren ursprünglichen Zusammenhängen abgerissen wurde.

Nicht in sichtbarer Verbindung mit dem Baukörper des First finden sich auf der Westseite des Strechengrabens wieder Granite und Granitgneise, in deren Hangenden ein Band von Rannachserie liegt. Diese Granite sowie der schmale Zug nördlich der Mündung des Seitenstallbaches gehören offenbar zur Einheit des First. Ihre tektonische Position wird im Zusammenhang mit dem Schüttkogel-Geierkarzug behandelt werden.

Die Südgrenze der Pölsensteinmasse fällt südlich des Hengstkammes mit dem obersten Lauf des Pölsbaches vom Perwurzpolster bis zu seinem nach Süd gerichteten Lauf entlang der Pölser Bruchzone zusammen.

Die eigentliche Südgrenze des Pölsenstein-Kristallins ist erst im Bereich des Perwurzpolster enthüllt, während sie im Talverlauf durch Schuttmassen verhüllt ist. Gegenüber den granitischen Massen nördlich des Tales stehen die Wölzer Glimmerschiefer fremd im Süden. Nur in der Randzone der Glimmerschiefer nordöstlich des Bruderkogels zeigen die sonst recht homogenen Gefüge starke Streuungen und Achsenverstellungen und gelegentlich auch eine Chloritisierung.

Erst im südöstlichen Gehänge des Perwurzpolders ist die Grenze als tektonisch eindeutig markiert. Bis zu 50 m mächtige Schiefer der Rannachserie sind hier zwischen Granitgneise im Norden und Glimmerschiefer oder Amphibolite steil eingezwängt. Solche Schuppen reihen sich mehrfach vom Sattel gegen WNW aneinander, wobei hier nun auch Angehörige der Gaaler Schuppenzone in Erscheinung treten: Gneise und Bänderamphibolite, sowie ein Serpentin als Vertreter des Flatschacher Kristallinzuges und südlich anschließend ein langer Linsenzug von bänderigen Kalken, Dolomiten und Serizitschiefern, die wahrscheinlich dem Mesozoikum zuzuordnen sind. (K. METZ, 1964, 1971). Die Grenze steht durchwegs steil und zieht auch westlich der Streichen mit Südfällen als eine Schuppenzone weiter.

6.2.3. Der Nordteil des Hauptkammes (Hochheide, Wetterkreuze, Steinernes Mandl) bis zum Strechengraben.

Die Gipfelgruppe der Dreistecken wird nordwärts durch die Moserscharte von dem Gipfelbau der Hochheide (2363) getrennt. In der Scharte zerreißt eine annähernd NW streichende Bruchzone den antiklinalen Bau einer Serie von Biotitschiefern und feinkörnigen Gneisen verschiedener Typen. Es sind dies jene Schiefer, die unter der flachen Granitkappe der Dreistecken liegen und im Norden noch über die Moserscharte hinauf in den Südkamm der Hochheide ziehen. Hier bilden sie in ziemlich flacher Lagerung den Nordschenkel der Antiklinale und werden dann von einer bunten Gesellschaft von Schiefern und Gneisen überlagert. Die obersten Schieferbänder, die im Südgrat die Granitgneise des Gipfels der Hochheide unterlagern, sind überaus stark verwalzt und mit phyllonitischen Gneisen vermischt, zeigen also die tektonische Auflagerung der Gipfelserie an. (Profil 21).

In der Karte 1:50.000 ist die Überschiebung südlich des Hochheidegipfels zu weit südlich gezeichnet. Sie liegt in oder an der Basis des obersten Schieferbandes unter dem Gipfel!

Die Schiefer des Südgrates ziehen in den Ostgrat der Hochheide hinein und bauen hier den Kamm der Pacherkuppen auf. Die in diesen teilweise vergneisten Schiefern liegenden Granitgneiseile entsprechen denen, die auch im Südgrat der Hochheide zwischen den Schiefern eingeschaltet sind. In den Kämmen östlich des Grünen Sees sieht man, daß die Schieferserie der Pacherkuppen in direktem Zusammenhang mit den Schiefern der Seekarspitze stehen, mithin also auch zur bunt gemischten Gesteinsgesellschaft der Pölsensteineinheit gehört. Dafür spricht auch das Auftreten pyritreicher Schiefer und quarzitischer Anteile wie im Kamm der Seekarspitze und im Hauseckkamm, (Profil 22).

Der Gipfel der Hochheide wird von einer Serie von Granitgneisen, sauren geflachten Gneisen z. T. mit fleischroten Feldspat-Augen gebildet. Nördlich und nordöstlich des Gipfels finden sich grusig verwitternde, feinkörnige Aplitgneise mit Bändern von Schiefergneisen. Die Serie zieht gegen NW und baut Gipfel und Nordwände der Moserspitze auf. Hier zeigen sich sehr schöne aplitisch durchaderte Granitgneise mit Schlieren von basischer Zusammensetzung. Der Internbau dieser Serie ist zumindest teilweise schon prä- bis parakristallin angelegt, durch postkristalline Tektonik jedoch ziemlich stark überprägt. Die im Gipfelbereich steileren, gegen Norden aber flacher einfallenden Granitgneise werden nun mitsamt der Schieferserie des Pacherkuppenkammes sehr flach von einer anderen mächtigen Granitgneismasse überschoben. Diese baut den Stock der Wetterkreuze (2066 und 1920) auf. An der Überschiebung selbst ist ein Keil von typischen hellen Serizitgesteinen der Rannachserie eingeschaltet (Profil 21).

Die höchsten (südlichen) Anteile der Wetterkreuze werden von stark zerbrochenen, unregelmäßig lagernden, im allgemeinen aber flach liegenden Granitgneisen der üblichen Typen aufgebaut. Schon beim Wetterkreuz 1920 m, sowie auch knapp nördlich von P 2066 finden sich nun wieder sehr flach liegende, intern aber stark durchbewegte große lenticuläre Körper von Rannachquarziten und Serizitschiefern, die die Granitgneise unterteilen. Eine tiefere Schuppe liegt in 1750–1800 m.

In den tieferen Hängen gegen Norden lassen sich nur mehr starke Blockhalden von Granitgneisen oder im Gehänge verrutschte Felspartien feststellen. Der tiefste Aufschluß, ein völlig mylonitisierter Granitkeil liegt unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Grauwackenzone (S. 192).

Das Singsdorferkar, westlich der Wetterkreuzgranite muß nun die gegen Norden ausbiegende Fortsetzung der Überschiebung Hochheide-Wetterkreuze unter mächtigem Moränenschutt enthalten, da westlich davon eine ganz anders entwickelte Gesteinsgesellschaft erscheint, die schon zum Baukörper des Steinernen Mandl gehört. Diesen eigenartigen Aufbau zeigt schon der niedere Kamm, der westlich der Singsdorfer Alm gegen SW zur Seekoppe (2002) hinaufführt. In diesem als Hirschriedel bezeichneten Kamm fehlt die Fortsetzung der von der Hochheide über die Moserspitze herüberstreichenden Granitgneise, man hat dagegen eine ziemlich flach liegende neue Gneissgesellschaft (Profil 24).

Zunächst liegen in den unteren Hängen Gneise mit Biotit und auch Bänder mit Granitgneis. Es gibt Lagen, die die gleichen rostigen Feldspäte enthalten, wie sie aus den R-Gneisen des Hochreichart bekannt sind. Solche finden sich bis 1710 m, wo sie stark aplitisch ausgebildet sind. Hier tauchen nun auch quarzitisches Gneise auf, die offenbar aus bänderigen Quarziten mit lange hinstreichenden Quarzlagen entstanden sind.

Während in den tieferen Lagen noch annähernd E-W-Streichen mit flachem Südfallen herrscht, schwenkt nun das Streichen auf NNW mit konstantem mittelsteilem Westfallen.

In dem Kammstück bis 1850 m sind vorherrschend feinkörnige aplitische Gneise, oft feinstkörnige Biotitgneise mit guter Schieferung. Lagenweise ist die Verschieferung bis zu phyllonitischen Typen auffallend. Bei 1850 streicht nun in NNW eine Bewegungsbahn durch, die wohl auch für die Streichrichtung der feinkörnigen Gneise maßgeblich ist. Über ihr folgen nun die feinkörnigen Gneise, die als Chlorit-Epidot-Schiefergneisgruppe von H. BACHMANN 1964 beschrieben wurde und die den ganzen Gebirgstock des Steinernen Mandl (2043) aufbaut. Sie bilden auch die Höhe der Seekoppe (2002).

Aus den Gefügediagrammen des Hirschriedelkammes ergibt sich, daß die normalen B und L der WNW-Achse hier sehr stark gestreut sind, was auf das jüngere Alter der Überschiebung in der NNW-Richtung hinweist. Auffallend in diesen Diagrammen ist auch das Erscheinen eines Beta-Maxismus im SW, speziell im oberen Kammteil.

Die Gesteine des Hirschriedelkammes ziehen in SSE-Richtung auf dem Kamm zur Thiewaldkoppe (2129) weiter. Auch hier finden sich Einschaltungen rein weiß quarzitischer Feinkorngneise, die den feingeschiefernten Typen der R-Gneise im Hochreichartgebiet gleichen.

Erst die nach dem Erscheinen der Karte 1:50.000 durchgeführten Vergleiche der Gesteine des Gesamtgebietes erwiesen die Wahrscheinlichkeit, daß es sich auch hier, wie im Hochreichartgebiet, um Abkömmlinge quarzitischer Glieder der Rannachserie

handelt. Bestärkt wird diese Auffassung durch die Tatsache, daß die Rannachserie mit all ihren charakteristischen Gesteinstypen im Baukörper des Steinernen Mandl eine große Rolle spielt und auch in den Granitgneisen der Wetterkreuze vorhanden ist.

Die R-Gneistypen streichen auf dem Kamm nur bis zum Beginn des Steilaufstieges zur Moserspitze. Hier kommen die Granitgneise der Hochheide über den Kamm, wobei auch gleichzeitig Steilstellung und Zerbrechung der Gesteine auffällt. Hier dürfte, nur schwer erkennbar, eine der Bewegungsbahn der Seekoppe analoge Bahn durchziehen, welche eine Schuppe der Granitgneise der Hochheide vom Hauptkörper einerseits und vom Kammprofil der Thiewaldkoppe anderseits abtrennt. Auf diese Weise erklärt sich der tektonische Einschub einer dickbauchigen Granitlinse in den Feinkorngneisen auf der Thiewaldkoppe und der Granitgneiszug in der Wandbasis nördlich davon.

Der Aufstieg von der Seekoppe zum Steinernen Mandl erfolgt durchwegs in den Chlorit/Epidot führenden Schiefergneisen, wobei auch die Einschaltung quarzitischer Glieder und heller Serizitquarzite erwähnenswert ist. Westlich des Gipfels liegt in den Schiefergneisen eine lange Linse von tektonisch eingeschalteten Rannachgesteinen. Bei zunächst normaler Achsenlage in WNW fallen die Flächen auch in der Gipfelregion nur mäßig steil nach SW ein. Dies bleibt auch in den Gehängen nördlich und nordwestlich bis etwa 1500 m Höhe bestehen.

Durch die leider sehr vergänglichen Aufschlüsse durch den Güterwegbau in diesen Nordhängen zeigte sich, daß unter den Schiefergneisen des Steinernen Mandl Granitgneise folgen, die ihrerseits nun über den Südrand der Grauwackenzone geschoben wurden. Diese Aufschlüsse zwischen Singsdorf und Strehau wurden im einzelnen beschrieben (K. METZ 1964). Sie spielen eine entscheidende Rolle für das Verständnis des komplizierten Baues des Steinernen Mandl.

Gegen NW stellen sich in den Gehängen mit den Schiefergneisen sehr beachtliche Störungen des Normalbaues ein. Diese sind einerseits mit einer starken Streuung des WNW-B verbundene Brüche in NE bis NNE und anderseits Versteilungen des WNW-bis NW-B, die lokal bis zur Senkrechten gehen.

Diese erfassen außer den nordwestlichen Teil der Schiefergneise auch deren Umhüllung, die Rannachserie des unteren Strechengrabens und des nach Oppenberg leitenden Rohrachbach-Grabens. Diese Verhältnisse wurden von A. el SHINNAWI (1964, 104—106) eingehend beschrieben.

Die Güterwegaufschlüsse SE von Strehau (K. METZ 1964, 147) ergaben nun zwei bemerkenswerte Tatsachen. Sie zeigten, daß die hellen Gesteine der Rannachserie sich mit einem Schwenken des Streichens gegen die EW-Richtung direkt aus dem Strechengraben gegen Ost in den Nordfuß des Steinernen Mandl fortsetzen. Sie erwiesen aber auch, daß ihre Lagerung im Strechengraben über den Schiefergneisen sich nun zu einem Südfallen geändert hat, d. h. daß sie hier nun invers liegen.

Im Bereich des unteren Strechengrabens stellt die Rannachserie auch gleichzeitig die Kristallingrenze gegen die Grauwackenzone dar, deren Innenbau von der Achsen-Steilstellung hier nicht erfaßt worden ist. Dieser Umstand mag die Bedeutung dieses Grenzstückes zu betonen. Es ist an eine NE-Bewegungszone gebunden, die wahrscheinlich bei Oppenberg gegen das Gullingtal nach Westen einschwenkt.

Südlich von Rottenmann zeigten die frischen Aufschlüsse eines Güterweges der Stadtgemeinde, daß hier die Feinkorngneise des Steinernen Mandl mit Südfallen unter der Rannachserie liegen und daß über der invers liegenden Rannachserie nun grani-

tische Gneise folgen, die in sich durch schwarze Feinmylonitzonen mit flachem Südfallen mehrfach tektonisch unterteilt sind. Außerhalb der Güterwegsbereiche ergaben die Gehänge keine brauchbaren Aufschlüsse, so daß außer den referierten Daten von 1964 keine neuen Beobachtungen vorliegen.

Faßt man die erreichbaren Daten aus dem Bereich der Rannachserie zwischen Strechaugraben und Rottenmann in einem Diagramm zusammen, so ergibt sich ein Beta-Maximum der Flächenlagen im Westen. Damit kann angedeutet sein, daß die Umstauchung in diesem nördlichen Kristallinbereich nach einer Achse erfolgte, die mit etwa 50° nach W geneigt ist. Das Bild ist aber etwas verschleiert durch die kaum quantitativ zu fassenden Einflüsse von nach NE orientierten Stauchachsen und durch NNW streichende Brüche, wie sie nördlich des Steinernen Mandl-Gipfel in den tieferen Gehängen kartiert werden konnten.

Nach den vorliegenden Kenntnissen dieser steilen Überschiebung des Kristallins über die Grauwackenzone ergibt sich ein Bild, das in Profil 25 darzustellen versucht wird. Das Profil, das ein Saigerschnitt ist, kann die tatsächlichen Komplikationen allerdings nicht darstellen, da die Umstauchung am Nordende durch eine mit zirka 50° W geneigte Achse erfolgt war.

Wie schon angedeutet wurde, spielen auch Stauchungen nach einer NE-Richtung im betroffenen Gebiet eine nicht zu vernachlässigende Rolle. So folgt der untere Strechengraben und der Rohrach-Graben bis Oppenburg dieser Richtung. Die gleiche Richtung ergeben auch Brüche, die vom Sattel an der Seekoppe gegen NE über die Globuken Alm (Rottenmanner Hütte) ziehen und der Hirschriedel dürfte im Osten ebenfalls im Singsdorfer Kar durch solche Brüche begrenzt sein. Wenn an solchen Brüchen der Hirschriedel abgesenkt wurde, darf angenommen werden, daß die Gneisgranite, jetzt über der Rannachserie der Überschiebungszone liegend, im Nordfuß des Steinernen Mandl zum Granitgneiszug von Hochheide-Moserspitzen-Thiewaldkoppe gehören. Da diese aber einem tieferen tektonischen Niveau angehören, würden auch sie im Überschiebungsbereich überkippt liegen.

Weder der Grauwackenanteil mit den erzführenden Kalken des Hochspitz zwischen Singsdorf und Rottenmann (siehe Tafel 4 in K. METZ 1964) noch die Grauwackenzone nördlich des Strechen-Rohrachbaches sind von dem abrupten Achsenabfall des Kristallins erfaßt worden. In der Hohen Trett ziehen diese Gesteine normal westwärts weiter bis Aigen i. E. Hier allerdings sinken sie ebenfalls mit rund 40° Achsengefälle gegen West unter.

6.2.4. Der Bau des Kristallins westlich des Strechengrabens

Über den zum Firstkamm gehörigen Graniten westlich der Strechen liegt zunächst ein Band von Rannachserie und über diesem folgt nun in mehrfacher Folge die Gruppe der Schiefergneise vom Typus des Steinernen Mandl mit darüberliegender Rannachserie. Insgesamt sind es vier übereinanderliegend, gesteinsmäßig gleichartige Schuppen, die den Bergstock des Schüttkogel, Gschederer Eck und des Geierkar aufbauen. Das Gebiet wurde von H. BACHMANN (1964) eingehend bearbeitet und bedarf hier nur einer Übersicht.

Die unterste Schuppe (I) bildet der schon erwähnte Granitgneis mit Auflage von Rannachserie. (Siehe Karte von Tafel 4, 1964). Da die Rannachserie gegen Süden auskeilt, kommt die über einem Mylonitband liegende zweite Schuppe (II) zum Teil noch auf den gleichen Granitgneis zu liegen.

Die größte Verbreitung in dem genannten Gebirgsstock hat die III. Schuppe, die im Überblick gesehen eine antiklinale Struktur aufweist. Der Südschenkel dieser Antiklinale ist im Süden scharf an die Schuppenzone zwischen Reiteralp und Hochgrößen angepreßt.

Die IV. Schuppe ist nur zu einem kleinen Teil auf der Ostseite des obersten Gullingbaches vorhanden, ihr weitaus größter Anteil bildet den östlichen und nördlichen Unterbau des Hochgrößen (2116 m). Hier ist darin der Serpentinitt des Hochgrößen tektonisch eingebaut, wie dies 1964 (Tafel 4 und Tafel 5, Profil 2, 4, 5) dargestellt wurde.

Auch nach Auffassung von H. BACHMANN (1964, S. 81) ist dieser Serpentinitt als Angehöriger der Schuppenzone südlich des Hochgrößen (Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone) zu betrachten. Entsprechend dem steilachsigen Abschwung des Pölsensteinkristallins bei Strechau und Oppenberg sinkt nun auch der Bestand dieser Schuppenzone steilachsig zum Mitteregggraben gegen WNW ab und verschwindet hier unter den nordwärts vordrängenden Gesteinen des Mölbegg (Karte Tafel 4, 1964).

Auch die Rannachserie der IV. Schuppe überschreitet nur um geringes den Mitteregggraben.

Zum Bau des Pölsensteinkristallins gehören nun noch einige Einzelvorkommen. Sie liegen entweder im Verband jener großen Störung, die den steilachsigen Abschwung des Steinern Mandl gegen die Grauwackenzone begrenzt oder sie bauen westlich Oppenberg den Brantsberg (1424 m) auf.

Zur ersten Gruppe gehören grobkörnige Granitgneise, die nördlich von „Winter“ nördlich Oppenberg unter dem Schieferkomplex der Grauwackenzone der Blosen liegen. Die Gesteine sind stark zerbrochen und teilweise gut an der schmalen, nach Aigen i. E. führenden Straße noch ein gutes Stück gegen West aufgeschlossen.

Mit der Rannachserie im Nordfuß des Hochgrößen in engem Verband stehen die Granitgneise des Brantsberg, die von H. WIESENEDER (1939, S. 289) als Orthitgneise beschrieben wurden. Ihre Position und Verbindung zur Rannachserie wurde von H. GAMERITH (1964; 86, 94) beschrieben. Sie stehen auch in enger Verbindung zu der Schuppenzone, die parallel zu dem hier gegen Westen entwässernden Gullingtal streicht. Zu ihr gehören Marmore, Amphibolite, Schuppen von Phylliten.

Mit diesen, teilweise völlig vom Gesamtkörper des Pölsensteinkristallins abgerissenen Schollen endet die obertägige Existenz dieser Einheit und über ihr schließen sich vom N her Gesteine der Grauwackenzone, vom S her Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllite als Schluß eines Scherenfensters im Sinne SANDER's zu einer Nahtzone zusammen.

7. TEKTONISCHE ÜBERSICHT UND SCHLUSSFOLGERUNGEN FÜR DEN GESAMTBAU

1. Aus den bisherigen Einzelbeschreibungen ergibt sich, daß in den östlichen Seckauer Tauern bis zum Quertal der Ingering von Süden nach Norden eine klare Aufeinanderfolge der tektonischen Einheiten vom Liegenden in das Hangende vorliegt. Bei ziemlich einheitlichem Nordfallen liegen nördlich an das Seckauer Tertiärbecken anschließend, bis zum Ingering-Quertal die Serien der Biotitschiefer- und Migmatite als die tiefsten Einheiten. Die höchste tektonische Einheit im Norden ist die Hochreichartschuppe und ihre tektonischen Äquivalente im Bereich von Speikbühel-Blutsattel-Kraubatheck.

Gleichzeitig ergibt sich, wie die Profile in diesem Abschnitt zeigen, daß die tieferen Einheiten südlich des Hochreichart-Zinkenkammes ungleich steilflächig, in sich geschuppt und gefaltet sind, während die nördlicheren hangenden Züge der R-Gneise und hangenden Granitgneise einen ruhigeren und flacheren Bau zeigen.

Die Nordgrenze des Kristallins ist bis St. Michael im Murtal (sowie auch weiter bis Bruck/Mur) durch ein kontinuierliches Band der Rannachserie charakterisiert, welches mit kaum erkennbarer Diskordanz über den tektonisch höchsten Anteilen der Seckauer Gneise liegt.

Wie schon bei der Erläuterung der Nordgrenze der Seckauer Tauern gezeigt wurde, ist die Rannachserie in diesem östlichen Raum zweigeteilt durch ein Band von graphitführendem Karbon, wobei der nördliche Anteil die Leimser- bzw. Frauengrabengneise führt. Diese reichen im Westen bis nahe an den Hagenbachgraben und werden, wie schon erläutert, als höchstliegender, tektonisch abgeschuppter Anteil des Seckauer Kristallins aufgefaßt. Dieser Span findet östlich von St. Michael keine Fortsetzung.

Die Südgrenze des Seckauer Kristallins zeigt anderen Charakter. Sie ist vom Nordrand des Seckauer Tertiärbeckens mit seinen tiefsten kohleführenden Schichtanteilen diktiert. Diese Grenzbeziehung reicht vom Ort Ingering II ostwärts bis zum Feistritzgraben und noch ein Stück weiter bis Leinsach nahe Kraubath. Das Seckauer Kristallin mit seinem WNW-Streichen wird an dieser heute sichtbaren Grenze ebenso wie in der Tiefe unter dem Tertiär an Bruchzonen diskordant abgeschnitten, denn südlich des Tertiärs kommt der dem Gleinalmkristallin zugehörige Zug des Tremmelberges und Flatschacher Zuges an die Oberfläche.

Damit ist die tektonische Anlage des Seckauer Beckens an der Naht zwischen zwei verschiedenen Kristallineinheiten erwiesen. Es muß vermerkt werden, daß dies gerade da erfolgte, wo in beiden Kristallingruppen das Umschwenken des Streichens aus der WNW-Richtung ostwärts in die ENE-Richtung erfolgt.

2. Westlich des oberen Ingering-Quertales läßt sich die große Granitgneismasse der Ringkogelgruppe nicht mehr direkt einem der östlichen Baukörper zuordnen, da eindeutige Aufschlußverbindungen fehlen. Es wurden jedoch die Gründe bereits ausgeführt, warum wir die große Entwicklung von Gneisgraniten dem Zug des Pabstriegel gleichstellen. Mit diesem Schluß sind zwei Folgerungen verbunden:

Wir betrachten damit die Biotitschiefer-Migmatitgneisfolgen östlich und westlich des Ingeringdurchbruches beim Ort Ingering II nicht nur gesteinsmäßig, sondern auch tektonisch als gleichwertig. Wir erkennen weiterhin die Möglichkeit an, daß eine große tektonische Bewegungseinheit in ihrem Streichen durch Zunahme der granitischen Körper bedeutend vergrößert und damit verändert wird. So entwickelt sich nach dieser Auffassung aus den schwächtigeren Granitgneis-Lamellen des Pabstriegel die mächtige Ringkogelmasse. Daß diese späterhin durch Scherungszonen unterteilt wurde, wird noch zu erläutern sein.

Diese Ringkogelmasse ist nun zwischen Ingering und Gaal hochgehoben. Sie zeigt im Süden, im Bereich der Gaaler-Schuppenzone, ein Achsenstreichen in WNW, doch schwenkt dieses gegen Norden allmählich auf NW um. Während der Südteil durch steilflächige Verfaltung und Schuppung mit Rannachserie, sowie auch durch gelegentliche Überkipfung gekennzeichnet ist, entwickelt sich im Nordteil ein flacherer und ruhigerer Bau, wie die Profile 9 und 10 zeigen.

Im Bereich des obersten, NW streichenden Ingeringtales rechnen wir die Granitgneise von Geierhaupt und Kettentalkogel ebenfalls zur Ringkogelmasse. Es wäre

möglich, sogar wahrscheinlich, daß sie eine nordwestliche Fortsetzung jener Granitgneise darstellen, die nördlich der eigentlichen Pabstriegel-Einheit in der Südflanke des Seckauer Zinken, Moaranger durchziehen. Dies dürfte jedoch von untergeordneter Bedeutung sein, da zwischen diesem und dem Pabstriegelzug kein grundsätzlicher Unterschied besteht und da die zwischen beiden durchziehende Bewegungsbahn nur lokale Dislokationen erzeugt haben dürfte.

Es besteht noch ein besonderer Grund, die Gneise südlich von Geierhaupt und Stellmauer dem Pabstriegel-Ringkogelzug anzugliedern. Der nördlich des Pabstriegel liegende Zug mit seinen Schiefern und Gneisen von Sautratten und Maria Schnee zeigt gegen NW eine zunehmende Verarmung seines Bestandes und es gibt Anhaltspunkte dafür, daß er südwestlich des Hochreichart im Bereich des Hölltales durch eine jüngere Scherungszone abgeschnitten wird. (Siehe S. 170 und Abb. 5)

Am Ende des obersten Ingeringtales über dem Kettentörl liegen über den besprochenen Gneisen die R-Gneise des Kettentalkogel-Schrumpfkogelzuges. Südwestlich davon liegen die R-Gneise mit SW-Fallen des Speikleitenberges. Hier liegt trotz der reichlichen Bruchzerlegung die Deutung einer antiklinalen Aufwölbung der R-Gneise nahe, wobei die Granitgneise des Kettentörls im Kern heraustauschen.

Diese Antiklinalstruktur wird in Punkt 4 dieses Abschnittes zu besprechen sein.

3. Der westlichste Abschnitt der Seckauer Tauern ist hinsichtlich seiner tektonischen Position gegenüber den weiter östlichen Anteilen ebenso problematisch wie die Ringkogelmasse zur Pabstriegeleinheit. Zunächst müssen folgende aus der Kartierung sich ergebende Fakten klargelegt werden:

Die südlichen Anteile (südlich des Rosenkogel) stehen im gleichen Verhältnis zur Gaaler Schuppenzone wie dies weiter im Osten der Fall ist. Die ursprünglichen Zusammenhänge sind jedoch auf etwa 2,5 km Distanz zerrissen und hier hat sich, störungsbedingt, ein Keil von Wölzer Glimmerschiefern vom Süden her eingeschoben. Dies kommt in den Glimmerschiefern des Kaiserkoppen-Kammes mit ihren außergewöhnlichen NNW-Achsen auch klar zum Ausdruck (siehe Karte 1:50.000). Diese NNW-Strukturen zielen genau gegen NNW in den obersten ebenfalls tektonisch angelegten Gaalgraben hinein.

Wie in der Gaaler Schuppenzone selbst ist auch westlich der Umbiegung des Gaaltales bei Lasser Rannachserie eingeschuppt, und besonders häufig findet sich hier im Grenzbereich eine überkippte Lagerung, besonders in den die Südgrenze der Seckauer-gesteine begleitenden Amphiboliten.

Der Gesteinsbestand dieses westlichen Anteiles zwischen oberem Gaaltal und dem Pölser Bruchsystem ist durch einen besonders hohen Anteil von Biotitschiefern-Migmatiten und reichlicher aplitischer Durchtränkung ausgezeichnet. Mächtigere Körper von Granitgneisen entwickeln sich erst im nördlichen Anteil (westlich von Kesseleck-Lerchkogel-Schleifberg, Profile 11, 12). Daraus ergibt sich eine gegen NW zunehmende Mächtigkeit. Die Typenvielfalt der Granitgneise zeigt deren migmatischen Charakter. Wie schon im Pabstriegel-Ringkogelzug ergibt sich auch hier eine bedeutende Zunahme granitischer Elemente gegen NW.

Auch die tektonischen Charakterzüge dieses Abschnittes stehen in klar ersichtlichem Gegensatz zur Ringkogel-Einheit. Ein steilflächiger, gepreßter Synklinalverband der schiefrigen Serien besteht hier im südlichen Bereich des Rosenkogel (Profile 10, 11). Der westliche Flügel dieser Struktur wird gegen Nord durch das Pölser Bruchsystem abgeschnitten. Im nördlichen Abschnitt findet, wie Profile 12–14 zeigen, eine

Räumliche Anordnung der tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern.

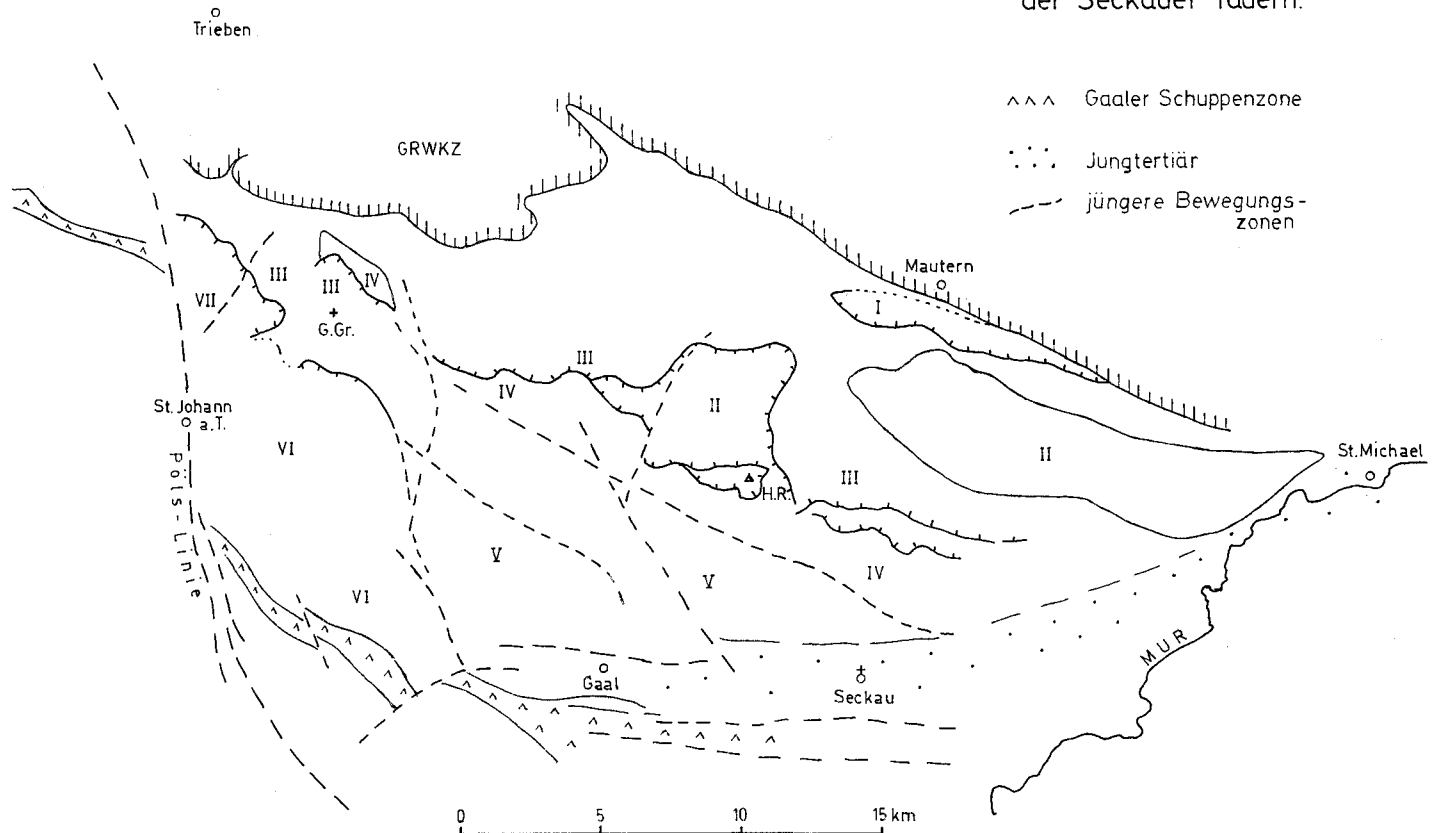


Abb. 5: Räumliche Anordnung der tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern.

- I Leimser — Frauengrabengneis — Schuppe
- II Hochreichartschuppe — Kraubatheckgneise
- III R-Gneis-Einheit
- IV Maria Schnee — Sautrattenschuppe
- V Pabstriegel — Ringkogel — Einheit
- VI Gaal — Rosenkogel — Gamskögel — Einheit
- VII Geierkogelschuppe

Versteilung des NE-Flügels der Synklinale statt. Dies ist jedoch mit nur geringfügigen Streuungen der normalen NW-B verbunden.

Dieser Bau ist charakteristisch bis zum Leitschachtal/Bärental bei St. Johann am Tauern und bis zur Gamskögel-Überschiebung.

Aus allen diesen Indikationen ergibt sich nun der Schluß, daß sich der westliche Anteil der Seckauer Tauern mit seinen Graniten und Granitgneisen seines nördlichen Anteiles aus den Schieferprofilen des südlichen Rosenkogelbereiches entwickelt hat.

Wir müssen weiterhin diese Schieferanteile denen des unteren Ingeringquertales gleichsetzen und kommen damit zum Schluß, daß dieser westliche Anteil das tektonisch tiefste Glied der Seckauer Tauern darstellt.

Damit aber erhebt sich das Problem der Gamskögel-Überschiebung. In dieser ist, wie schon erläutert wurde, die westliche Einheit über jene R-Gneise überschoben, die eigentlich weit in das tektonische Hangende gehören würden.

Die Klärung ergibt sich teilweise aus der mehrphasigen Entwicklung des heute vorliegenden Baues, teilweise aus der Tatsache, daß die einzelnen Bewegungskörper infolge der eigenartigen Entwicklung ihrer granitischen Bestände nur eine im Streichen endliche Begrenzung aufweisen und wahrscheinlich nach jeder Richtung ihrer Ausdehnung Phakoiden-Querschnitte aufweisen. Der konkordanten Einschlichtung der Granitgneislamellen und Platten in ihre Schiefermatrix entsprechend müssen wir sie als syntektonisch entstanden betrachten. Diese Entwicklung ist jedoch älter, als der heutige Bau des Gebirges zeigt. Postkristallin, bezogen auf die Platznahme dieser Granitgneiskörper, hat eine Scherungstektonik das ursprüngliche Baubild noch wesentlich verändert.

4. Der nordwestlichste Anteil der Seckauer Tauern im Bereich des Triebentales und des Geierkogels beim Ort Hohentauern gibt bedeutsamen Aufschluß über diese Entwicklung.

In diesem NW-Bereich spielt die Gruppe der R-Gneise eine entscheidende Rolle. Auf der Basis der Aufschlüsse im Südosten wie im Nordwesten (Weinmeisterboden, Seckauer Zinken, Schrimpfkogel-Kerschernkogel, Griesstein, Triebenkogel) betrachten wir sie als aus der Rannachserie entstanden und haben sie infolge deren permokarthischer Alterszuweisung als alpidisch entstanden betrachtet.

Verfolgen wir nun diese R-Gneise vom SE nach NW, so sehen wir folgendes:

Die Leimser/Frauengrabengneise liegen in den gefeldspateten Rannachgesteinen eingebettet und werden als höchste Schuppen der Seckauer Kristallinmasse betrachtet. Die R-Gneise des Zuges von Schweigerhöhe-Kumpitzstein sind weit nach ESE verfolgbar und ziehen unter der Hochreichartschuppe hindurch westwärts in das Triebental weiter. Hier ist zwar eine obertägige Unterbrechung festzustellen, aber die Nordgrenze dieser R-Gneise ist eine graduelle Entwicklung aus der kontinuierlich durchstreichenden Rannachserie heraus. Dies ist der Grund, warum der südöstliche Zug der R-Gneise (Schwaigerhöhe-Kumpitzstein) mit dem Zug von Kleinreichart-Geierhaupt-Kettentalkogel bis zum Großen und Kleinen Griesstein als ein Zug identifiziert wird.

Damit zeigt sich, daß die auf den Nordteil des Seckauer Kristallins beschränkten R-Gneise in tektonisch diskordantem Verband zu den Einheiten der Seckauer Baukörper stehen.

Die im obersten Ingeringtal durch die starke Bruchzerlegung nur schwer erkennbare Antiklinalstruktur der R-Gneise setzt sich mit ihrem SW-Schenkel in den Großen

und Kleinen Griesstein und in die östliche Basis des Geierkogel-Sonntagskogelzuges fort. Die Details dieser im einzelnen komplizierten Tektonik wurden bereits beschrieben.

Eine Deutung der dem allgemeinen Bauschema anscheinend widersprechenden Überschiebung der Gamskögel und des Geierkogelzuges über diese R-Gneisgruppe ergibt sich aber aus folgenden Beobachtungen und Überlegungen:

Die an den genannten Überschiebungen beteiligten Gesteinsgruppen zeigen eine weit über das Normalmaß hinausgehende postkristalline Zerkleinerung mit Mylonit-zonen. Dem gesellen sich neben intensiven Zerklüftungsstreifen in NE-Richtung auch Bewegungen mit Schleppungen in NE.

Von Bedeutung sind weiterhin extreme, tektonisch bedingte Höhendifferenzen zwischen den Granitgneisgruppen im SW (Schleifberg-Gamskögel und Geierkogel) und der in das Triebental hereinstreichenden R-Gneis-Antiklinale im NE.

Der NE-Schenkel der Antiklinale versinkt schon im oberen Triebental an NW- und NE-Brüchen in die Tiefe. Ihr SW-Flügel, noch im Griesstein hochaufragend, sinkt scharf gegen SW, West und Nord ab, ohne noch Hohentauern zu erreichen.

Demgegenüber stehen im SW und Süden die Granitgneise mit Gamskögel und Geierkogel als Repräsentanten der tiefsten tektonischen Einheiten, hier aber hochgehoben.

Die tektonische Eintiefungstendenz des oberen Triebentalbereiches kommt in der nördlich anschließenden Grauwackenzone mit ihrem südwärts gerichteten Vordringen an Querbauelementen zum Ausdruck.

Die Hochlage des NNW-Sporns der tiefen Seckauer Bauelemente findet ihre Fortsetzung jenseits des Pölscher Bruchsystems, in der Pölsenstein-Einheit.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich die Möglichkeit, die Überschiebungen von Gamskögel und Geierkogel als einen jüngeren Gestaltungsakt im Zusammenhang mit der N-Verfrachtung des Pölsenstein zu betrachten.

Der ganze Westanteil der Seckauer Masse vom Rosenkogel bis zu den Gamskögeln dürfte bereits nordwärts gezerrt worden sein, wofür die Zerreißungsfuge im Gaalknie spricht. Dazu kommt, daß die N-S Brüche, die in der Karte 1:50.000 im obersten Gaalgraben und weiter bis in das Triebental verzeichnet sind, auch die Antiklinale der R-Gneise durchschneiden. Aus dem Kartenbild zeigt sich, daß die Granitgneise des Kettentörls, dem NE-Schenkel der Antiklinale zugehörig, nicht mit den gleichen Granitgneisen der Ostbasis des großen Griesstein zusammenpassen, da letztere ja schon in den SW-Schenkel gehören. Diese Unstimmigkeit findet eine Lösung dann, wenn wir den Anteil westlich der N-S Brüche als etwas gegen Nord verschoben betrachten.

Weiterhin ergaben sich im Zuge der Kartierung im Bereich der Biotitschiefer und Flasergneise des Lerchkogel-Kesseleck mehrere steile Scherfugen mit rund 150° Streichen, die unter Zerkleinerung die schieferigen Gesteine lentikulär zerlegt haben. Auch dies deutet eine jüngere Verzerrung des älteren Baues mit seinen mehr gegen WNW fallenden Achsen an.

5. Wir müssen uns nun fragen, inwieweit ähnliche Baubilder auch in den übrigen Seckauer Tauern vorhanden sind und wir können uns hier, wie sich zeigt, an rein postkristalline Bewegungszonen halten. Solche können gut von Bewegungszonen mit Rekristallisationen, posttektonisch verheilte Verschiebung und Zonen mit nur

undeutlichen Gesteinsgrenzen abgetrennt werden. Gelegentlich werden solche Bewegungszonen durch Bilder rein postkristalliner Verschieferung überprägt, so daß sich Entscheidungen oft erst aus dem Großbild des Baues ergeben. Welche Bedeutung wir diesen oder jenen tektonischen Zonen beimessen, wird den vorhandenen Aufschlüssen gemäß oft zur Gewissensfrage.

Das aus der vorhandenen Kenntnis dieses Gebietes sich ergebende Baubild ist in der tektonischen Übersicht, Abb. 5, dargestellt. Dieses Kartenbild zeigt nun, daß die große Granitgneismasse der zentralen Einheit des Ringkogel und auch noch östlich der Ingering durch postkristalline Bewegungszonen unterteilt ist. Zum großen Teil sind diese Störungstreifen auch morphologisch gut erkennbar. Die Zerteilung der Großkörper ergibt das Bild einer großlinsigen (phakoidalen) Zerlegung, wobei verschiedentlich auch Seitenbewegungen erkennbar sind.

6. Im Kristallin des Pölsenstein wurde auf das besonders große Ausmaß von Zusammenstauchung, Bruchzerlegung und Gesteinszerbrechung schon hingewiesen. Diese Erscheinung wird als Folge des Vorschubes gegen Nord betrachtet.

Wie stark hier die Folgen dieser jungtektonischen Umgestaltungen sind, zeigt sich daran, daß wir hier kaum in der Lage sind, eine sichere Parallelisierung mit den tektonischen Einheiten der Seckauer Tauern durchzuführen. Wohl schlingt sich das Band der Rannachserie als hangende Schichtfolge über den Schiefergneisen des Steinern Mandl um den ganzen NW- und Westrand des Kristallins. Aber die Schiefergneise des Steinern Mandl sind nur ganz im Westteil entwickelt und sind im Seckauer Anteil nicht vertreten. Die Kartierungen haben gezeigt, daß wir zur Einheit des Steinern Mandl auch den mehrfach in sich geschuppten Zug von Schüttkogel-Geierkar und die nördliche Basis des Hochgrößen zählen müssen. Damit gehören aber auch alle Vorkommen von Rannachserie dieses Raumes als hangendstes Glied des Kristallins zusammen und stehen in vollem Einklang mit dessen hier im Westen erfolgendem tektonischen Abtauchen.

Ob die isolierten Vorkommen von R-Gneistypen im Bereich von Hirschriedel-Thiewaldkoppe (S. 59/60) mit dem großen R-Gneiszug der Seckauer Tauern identifiziert werden können, bleibt sehr fraglich.

Die große Einheit des Pölsenstein, die den ganzen Hauptkamm bis zur Hochheide im Norden aufbaut, könnte mit der Ringkogel-Pabstriegel-Einheit ebenso wie mit der Gruppe des Rosenkogel-Kesseleck gleichgesetzt werden. Wenn wir die Abrißfuge aus dem ursprünglichen Verband unmittelbar an die heutige „Pölslinie“ (etwa vom Geierkogel südwärts) versetzen, dann entspräche die schieferreiche Pölsenstein-Einheit der tiefsten Seckauer Einheit. Dann würden die Granite der Rüben und die der Südseite des Hengst möglicherweise den Repräsentanten einer noch tieferen Gruppe angehören, was bei der starken Heraushebung der Pölsensteinmasse möglich wäre.

Die spärlichen Vorkommen von Serizitschiefern und -quarziten im Bereich des Hauseckkamms (S. 53, Profile 18, 19) geben keine Hinweise, da sie als tektonisch eingeklemmte Fetzen auch in verschiedenen Baukörpern der Seckauer Tauern vorhanden sind.

Schlußfolgerungen zur Tektonik

Vor Eintreten der Verzerrungstektonik muß das Pölsensteinkristallin als direkte westliche Fortsetzung der Seckauer Masse gelegen haben, wobei beiden gemeinsam eine WNW-achbiale Tektonik war. Dabei müssen damals bereits tiefste Bauelemente im südlichen und westlichen Teil stärker angehoben gewesen sein als die nördlichen,

tektonisch höher liegenden. Dies ergibt sich aus der schon geschilderten Asymmetrie des Baues und aus dem Umstand, daß im Pölsenstein-Kristallin auch tiefe, den tieferen Seckauer Anteilen entsprechende Bauelemente vorliegen.

Im Zuge der jüngeren Verzerrungstektonik im Einflußbereich der „Pölslinie“ mag diese im S und W besonders starke Hebungstendenz noch vermehrt worden sein, wie die heutigen scharfen tektonischen Niveau-Unterschiede im Triebental gegenüber der westlichen Einheit andeuten.

Es ergibt sich somit die Tatsache, daß die Verzerrungen auch im Inneren großer Kristallinkörper genügend Prägungskraft besaßen, um hier große Umgestaltungen zu erzeugen. Da, wie ich 1973 zeigen konnte, im Bereich des westlichen Fohnsdorfer Tertiärbeckens an den Störungen des Pölsner Bruchsystems beachtliche Bewegungen noch in der steirischen Phase erfolgt sind, haben wir einen Anhaltspunkt für die Endphase dieser Tektonik. Für ihren Beginn liegen im Bearbeitungsraum dieser Arbeit keine Anhaltspunkte vor. Sie können nur aus weiter ausgreifenden Studien gewonnen werden.

Zeichenerklärung und Erläuterungen zu den Profilen

Bs	Biotitschiefer, Biotitquarzit, Di. Paragneise	Fg	Flasergneise ohne Mikroklin
Bsi	desgl. mit Plagioklaswachstum	Fy	Flasergneise mit Mikroklin
Py	desgl. mit Pyrit	Gg	Gneise i. A.
gc	Paragneise des Steinern Mandl	Gy	Granite, granitische Gneise
Ra	Rannachserie	Ay	Aplitische Granite u. Gneise
A	Amphibolit (Ai desgl. mit Plagioklaswachstum)	Ry	R-Gneise mit Mikroklin
H	Hornblende führendes Gestein	Rg	R-Gneise ohne Mikroklin
M	Mylonit	Lg	Leimser Gneise d. Liesingtales
gr gl	Granatglimmerschiefer der Wölzer Tauern		
grw	Grauwackenzone i. A.		

Nicht maßstäbliches Detailprofil vom letzten Grataufschwung am Knaudachtörl zum Knaudachkogel, Profillänge circa 400 m (Tafel II, Profil 15).

- a) Augige Granitgneise (Ay)
- b) feinkörnige Granitgneise
- c) Störung mit Verschiebung und Zerbrechung der Gneise
- d) helle, grobkörnige, saure Granitgneise mit Serizit (Ry)
 1. feinschiefrige Gneise mit Serizitgewebe (Rg)
 2. desgl. mit rosa Aplitlagen, stark zerbrochen (rötlicher Grus)
 3. graue Flasergneise
 4. rötliche Aplit, völlig zerbrochen, mit faserigen Augengneisen im Wechsel
 5. Lagerungswechsel gegenüber 4. Aplitische Gneise und Augengneise mit 0° und senkrechter Zerschneidung gegenüber sehr flacher SW fallender Bankung in 4
 6. Biotitschiefer und Schiefergneise
 7. hellgraue feinkörnige und glimmerarme Paragneise (Rannachserie)
 8. ähnlich wie 7, oft mit Quarzlagen, Feldspat-Augen, flaserig (Rg)
 9. wie d) mit Aplitbänken
 10. Glimmerarme aplitische harte Gneise mit weisslichem Quarz-Feldspatgewebe (Ry)
 11. plattige, mit scharfem s ausgestattete Gneise, weisslich grau mit großen Feldspat-Augen (Ry)

Das Profil zeigt die mehrfache Schuppung verschiedener Typen von den als R-Gneise zusammengefaßten Gneistypen des nördlichen Zuges der Seckauer Tauern. Die dargestellte Schuppenzone liegt unter der Haupt-Überschiebung (Gamskogel-Überschiebung).

Erläuterung zu den Profilen 16, 16 a, 16 b (Großer Pölsenstein, Dreistecken) (Taf.III).

1. Aplitishe Granite und Aplite, Granitkörper des Pölsensteingipfels stark aufgeklüftet, Erosionsrinnen nach NO-Klüften
2. Biotitschieferbänder
3. Mächtiges Band von Biotitschiefer und Schiefergneis, 70°, 60° N
4. Feinschiefriges Aplitgneisband
5. Feinschiefrige Biotitflasergneise
6. Feinschiefrige Biotitgneise, Aplitbänder
7. Biotit-Granitgneis, stark verschiefert und linsig aufgelöst, mit Aplitlinsen, 70°, fast senkrecht
8. Vollkommen in Linsen aufgelöste Biotitschiefer und Flasergneise, kleine Aplitlinsen, größte Linse 20 m Länge, völlig zerhackt, Quarzlinsen
9. Feinschiefrige Aplite mit scharfem s
Diese ganze Schieferzone der Scharte 2280 ist in gleicher Weise bis an den Fuß des Grates verfolgbar. Sie entspricht einer Bewegungszone.
10. Biotitschiefer
11. Linsig zerhackte Gneisgranite mit Quarzlinsen
12. Grobbankige Biotitgneise, grobkristalline Biotitflasergneise
13. Aplit
14. Biotitgneis
15. Aplitischer Gneis
16. Grobbankiger Granit
17. Aplit
18. Feinschiefrige, z. T. stark verfaltete Biotitgneise, 75°, 45° N
19. Feinkorngranit, sehr hart, klüftig
20. Aplit
21. Biotitschiefer
22. Saurer Gneisgranit, Aplit, nördlich der Scharte 55°, 85° SO
23. Stark zerklüfteter und zerbrochener Aplit
24. Aplitgneise, z. T. chloritisiert
25. Grobgebankter, feinkörniger Biotitgneis
26. Granit
27. Aplit mit granitischen Lagen
28. Band von Biotitschiefer
29. Granit und Aplit
30. Biotitgneise, 90° ca. 80° N
31. Reinweißer Aplitgranit 80°, 50° N
32. Feinkörniger Biotitschiefergneis
33. Aplitgranit
34. Schiefergneis
35. Aplitband
36. Biotitgneis
37. Aplitgranit
38. Biotitgneis mit Quarzlinsen
39. Biotitschiefer
40. Aplitischer Granitgneis
41. z. T. phyllonitisierte Biotitschiefer
42. Augiger Biotitgneis
43. Aplitischer Granit 75°, 70° N, z. T. reiner Granit mit Lagen in 90°, 70° N. Dieser Granit bildet den Gipfel der Sonntagskar Spitze, auf dem ganzen Grad steile NW-Klüfte.
Die Profilzeichnung der synklinalen Lagerung der Sonntagskar Spitze kann den tatsächlichen Verhältnissen nicht ganz gerecht werden, da die normale B-Achse mit ihrer WNW-Richtung im spitzen Winkel zum Profil verläuft und da außerdem hier bereits der Einfluß sekundärer Verbiegungen nach einer ONO-Achse fühlbar wird.
Das Detailprofil der Gefrorensee-Scharte zeigt: In der Scharte selbst Störungsklüfte mit 110°, 70° S. Südlich der Scharte liegen stark verschieferte Aplite mit flachem S-Fallen. In der Scharte und nördlich davon folgen:
44. Hornblendegesteine, KITTELS Porphyrite; in der Scharte aplitische Quergriffe in diesem Gestein
45. Verschieferte Aplite
46. Aplitishe Granitgneise
47. Biotitschiefer
48. Granitgneis

Erläuterung zu den Detailprofilen über den Hauseck-Kamm.

Das Profil 19 setzt von P 2127 gegen NE nach einer Unterbrechung von rund 500 m fort.

Profil 18: Mylonitzone:

1. Hornblende führender Flasergneis mit großen Feldspatblasten
2. Schutt
3. Augengneisbänke
4. Stark verschieferte helle Serizitquarzite
5. Völlig verschieferter aplitischer Gneis (Schmale Linse)
6. Linsig zerlegte, phyllonitische Gneise, vermennt mit gequälten Biotitschiefern
7. Stark verschieferte, Chlorit führende Flasergneise
8. Völlig zerscherte und verschieferte aplitische Gneise (Aktinolith-Neubildungen)
9. Stark gefaltete Serizitquarzite, ähnlich 4.

Aufstieg zu P 2127.

Gy und Ay dieses Profiles gehören zum Granitgneiskörper des Großen Pölsenstein. Dieser ist hier jedoch bereits in Einzellager unterteilt, die durch Biotitschiefer, Migmatit-Gneise und Hornblende führende Gneise (H) getrennt sind. In H stecken neben aplitischen Lagen auch die gesondert beschriebenen Wabengneise. Die Durchbewegung der Gesteine ist lagenweise besonders stark, so auch in der Lage BsK, wo die Pyritführung charakteristisch für eine Bewegungszone ist.

Profil 19, Fortsetzung von Profil 17, 18.

1. Feingefaltete Serizitschiefer und -quarzite, wie in Profil ...
2. Biotitschiefer
3. Feinkörnige Biotitgneise mit Aplitlinsen und -knödeln, stark verfaltet
4. Dünnbankige Flasergneise
5. Quarzitisches Biotitgneise
6. Dünngeschieferte saure Gneise, augig
7. Aplitische Granitgneise
8. Biotitschiefer und Gneise, Feldspatblasten
9. Bunter Wechsel von Hornblende-Biotitgneisen, Wabengneisen, aplitischen Gneisen, Flasergneisen, alle stark gefaltet
10. Biotitschiefer mit auffallend vielen großen Quarzlinsen, Quarzknollen, Verfaltung mit Biotitgneislagen
11. Desgl., aber stark aplitisch durchsetzt, teilweise brandige Verwitterung durch Pyritgehalt.

8. Literatur

- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. — Naturw. Verein f. Stmk., Graz.
- ANGEL, F. u. HERITSCH F., 1931: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. — Zentralbl. M. G.P., Abt. B.
- BACHMANN, H., 1964: Die Geologie des Raumes Oppenberg b. Rottenmann. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- BÖCHER, H., 1927: Geologie des Hochreichart und Zinken. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk. Graz.
- GRÄF, W. u. METZ K., 1969: Jungtertiärvorkommen in Ingering. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- HAUSER, L., 1938: Die Grenze Seckauer Kristallin-Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg b. St. Michael, Berg. — Hüttenmänn. Mh. 86, Leoben.
- HAUSWIRTH, W., 1951: Die Westbegrenzung des Seckauer Kristallins zwischen Pöls und Gaal. — Unveröff. Dissertation Univ. Graz.
- HELFRICH, H., 1952: Petrographie der Seckauer Intrusiva, Unveröff. Diss. Univ. Graz.
- HELFRICH, H., u. METZ, K., 1953: Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern, I, Gneise und Granite. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., Graz.
- HERITSCH, F., 1921: Geologie der Steiermark, Naturw. Ver. Stmk., Graz.
- KITTL, E., 1914: Geolog. petrogr. Studien im Gebiet der Bösensteinmasse. — Jahrb. Geol. R. A. Wien.
- , 1919: Die Gesteine der Bösensteinmasse. — Jahrb. Geol. R. A. Wien.
- LADURNER, J., 1949: Das Quarzgefüge der Muglneise. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- METZ, K., 1964: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert f. d. Kristallin der nördlichen Steiermark, cum lit. — Verh. Geol. B. A. Wien.
- , 1965: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. I, 174 cum lit.

—, 1971: Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauermasse. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk. Graz.

SCHMIDT, W., 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jahrb. Geol. St. A. Wien.

SCHUMANN, H., 1932, 1934: Aufnahmeberichte zu Bl. St. Johann a. T. — Verh. Geol. St. A. Wien.

SCHWINNER, R., 1923: Die Niedern Tauern. — Geol. Rdsch., Bd. 14. cum lit.

WIESENER, H., 1938: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Rottenmanner- und Sölker Tauern. — Tscherma's Min. Petr. Mitt.

Manuskript eingereicht im April 1976

Erläuterung zu den Analysenproben

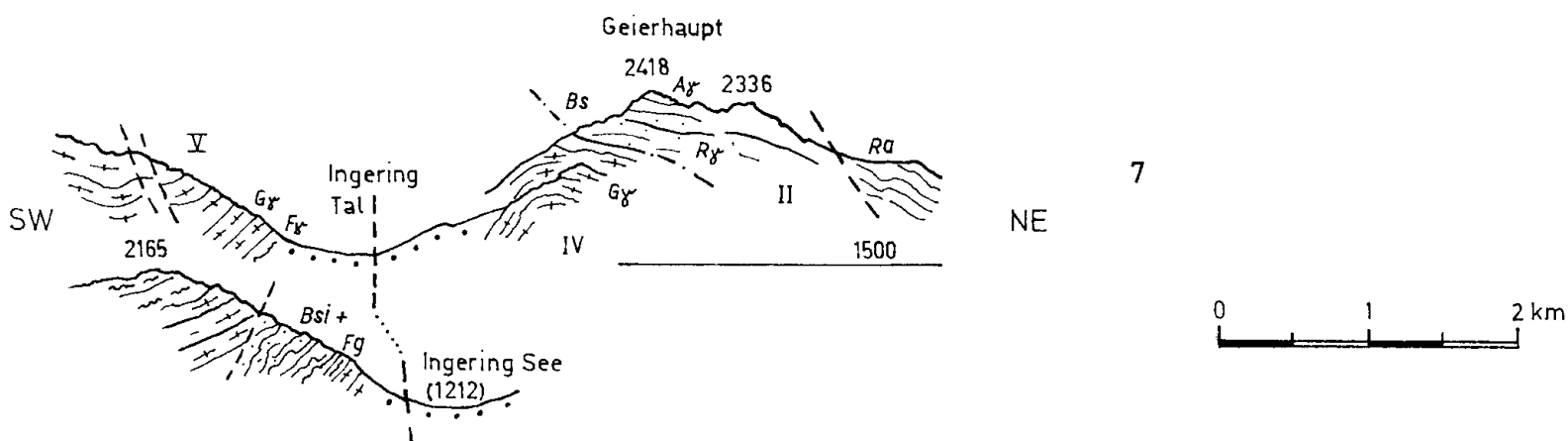
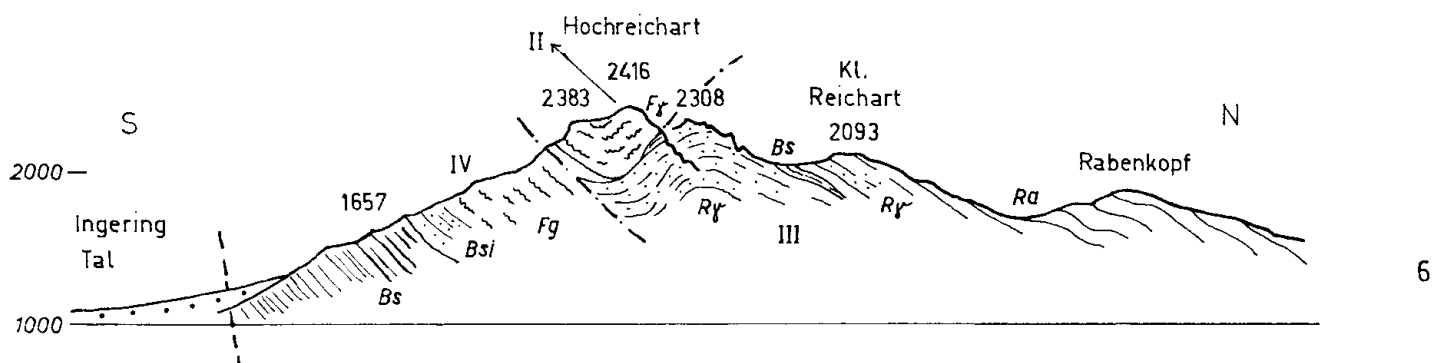
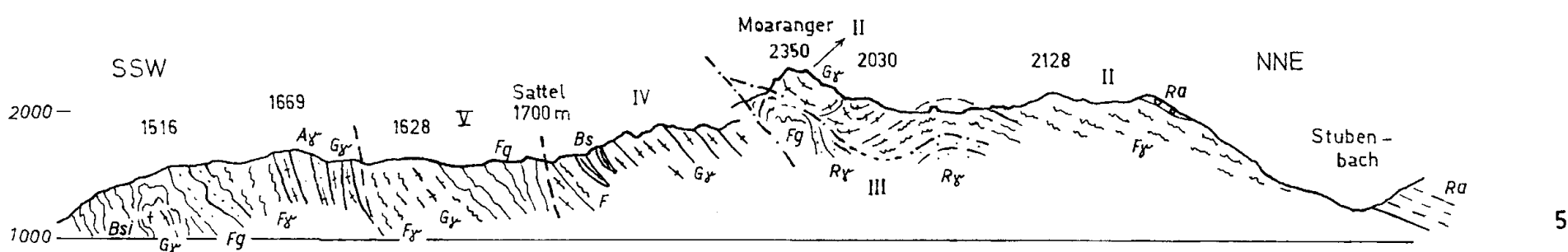
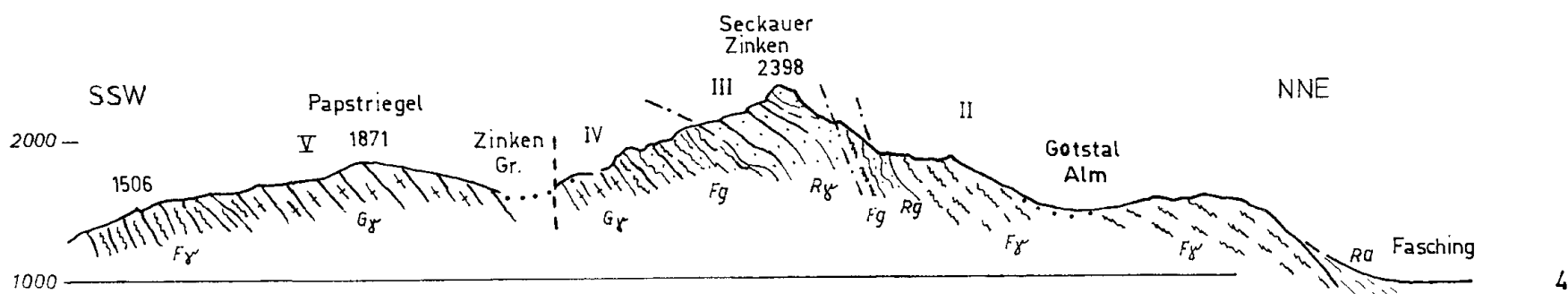
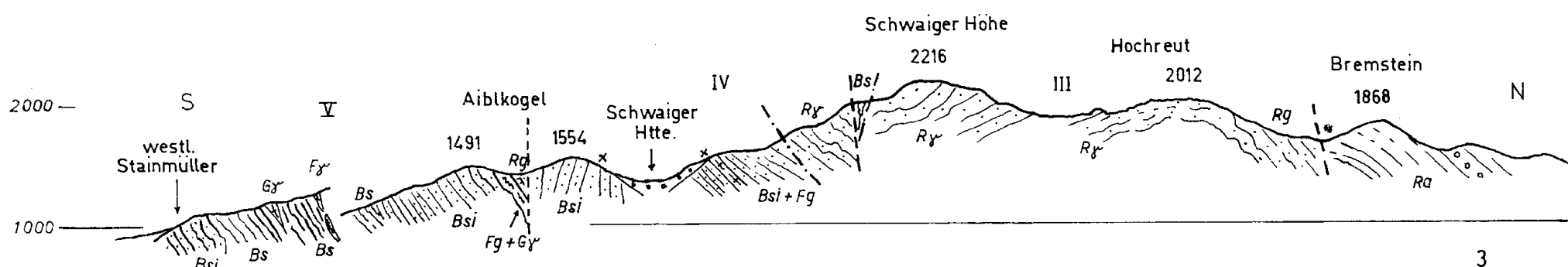
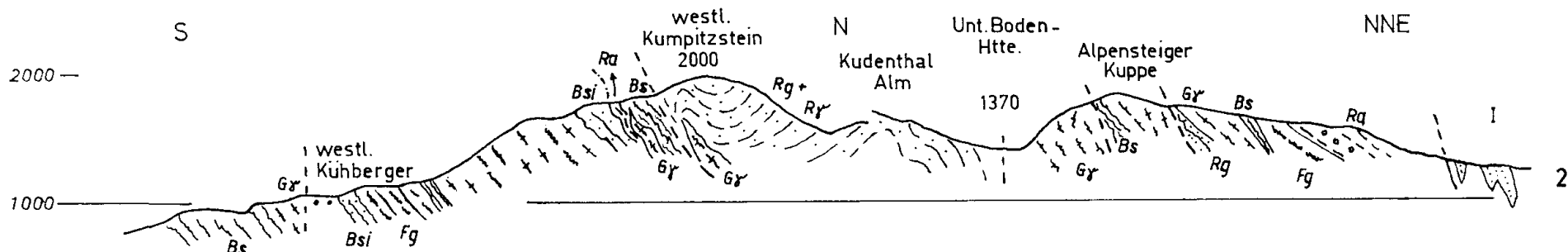
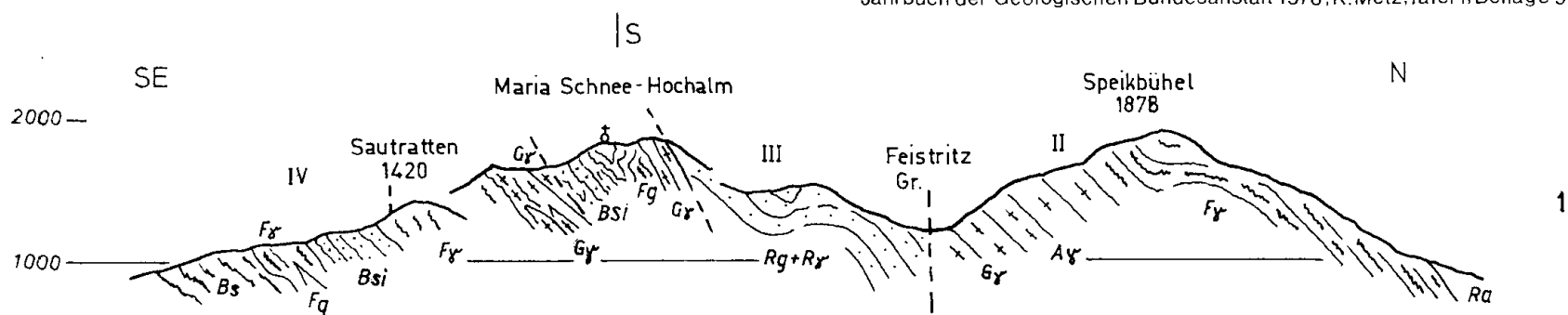
- Probe 1: Muskowitgranit, östl. Seckauer Tauern, Westfuß des Speikbühel-Alpsteigerzuges, oberer Feistritzgraben, Bodenalm.
- Probe 2: Biotitgranit der zentralen Anteile von Ringkogel-Pletzen, Ostseite des obersten Gaaltales.
- Probe 3: R-Gneis, aus serizitquarzitischen Gesteinen entstanden, Rannachthörl nördl. von Kraubath
- Probe 4: „Dioritischer“ Typ der Granitgneise, Ostflanke des Ringkogel, (Sundlsee).
- Probe 5: R-Gneis des Hohen Griesstein, westlich unter Triebenthörl.
- Probe 6: Großer Migmatitblock aus der Ostflanke des Sonntagskogel in der Ringkogelmasse. 6 a — feinkörniger Biotitschiefergneis, vgl. Probe 11. 6 b — desgl. mit Anreicherung augiger Felsspäte.
- Probe 7: Teilweise Hornblende führender Flasergneis, Sommerthörl, westl. der Passhöhe an der Straße.
- Probe 8: Hornblendegestein in Biotit-Flasergneisen, nordwestl. Veitlhube, Nördl. des Ortes Gaal.
- Probe 9: Migmatischer (wolkiger) Granit mit z. T. rosa Feldspäten, Durchschnittsprobe. ca. 1400 m südlich ober Ingeringsee.
- Probe 10: Muskowit-Pegmatit aus sauren Granitgneisen der Ostflanke des Ringkogels. Gestein verwendet für Rb/Sr-Altersbestimmung der Muskowite.
- Probe 11: Feinkörniger Schiefergneis, Felswand an der Straße, 1,8 km nördlich des Ortes Ingering II.
- Probe 12: Grobkörniger Biotitflasergneis, Güterweg NE ober Veitlhube, Westflanke der oberen Ingering.
- Probe 13: Rosafarbiger Aplit in geschiefertem Gneis, westlich ober Ingeringsee. Ganggestein sorgfältig von Gneis getrennt.

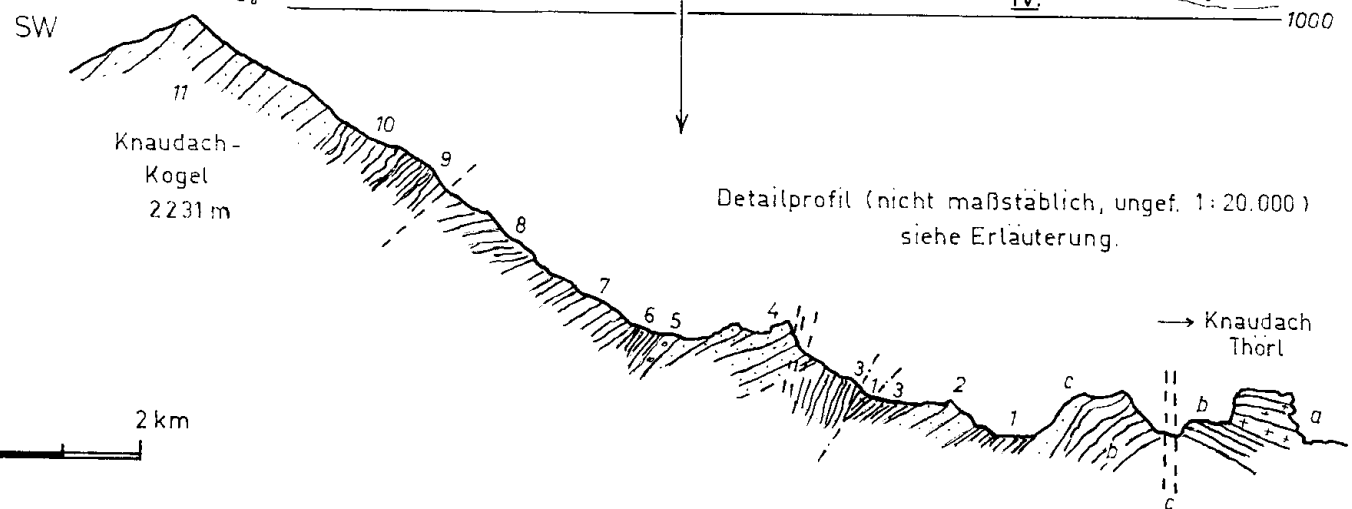
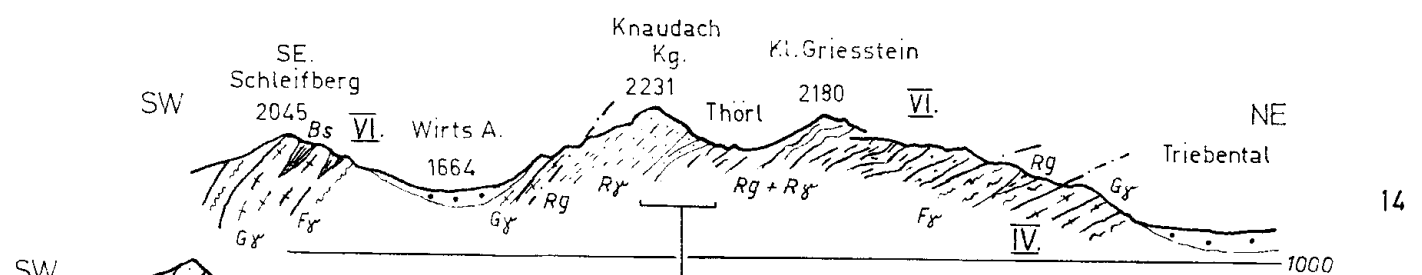
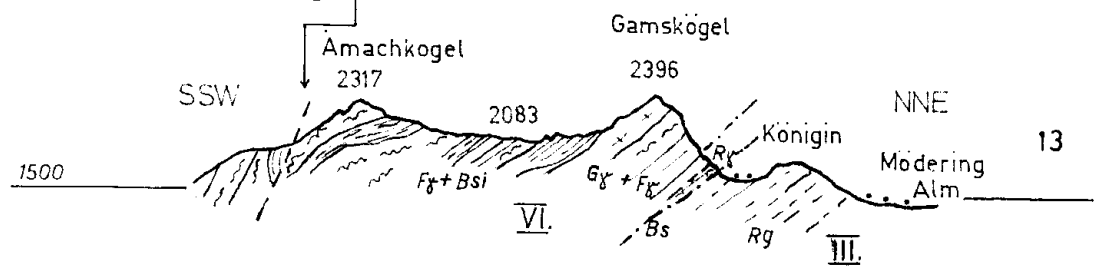
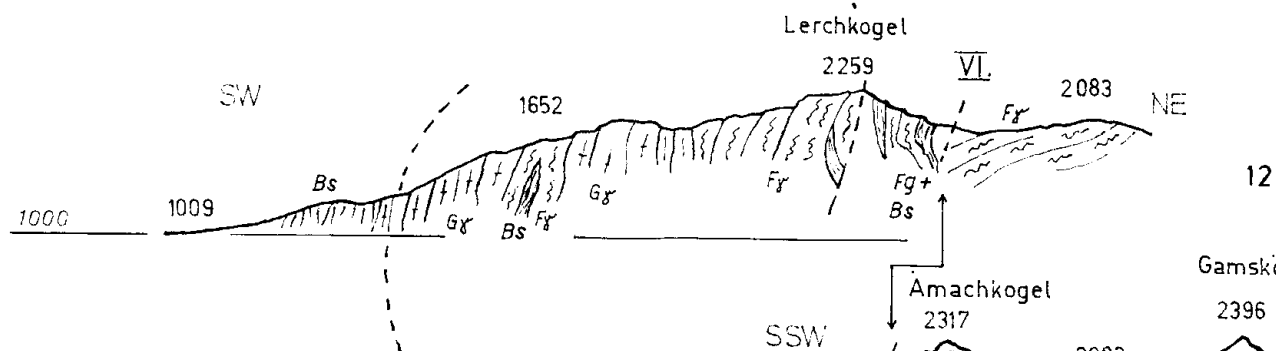
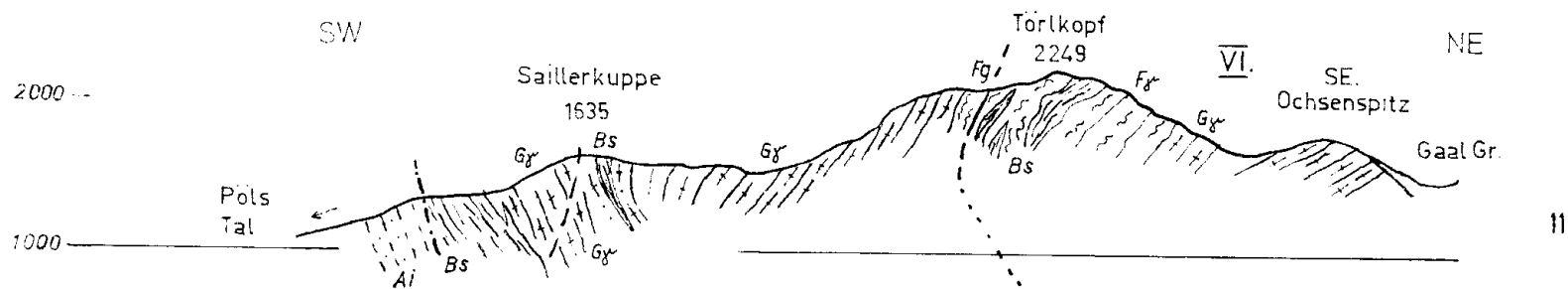
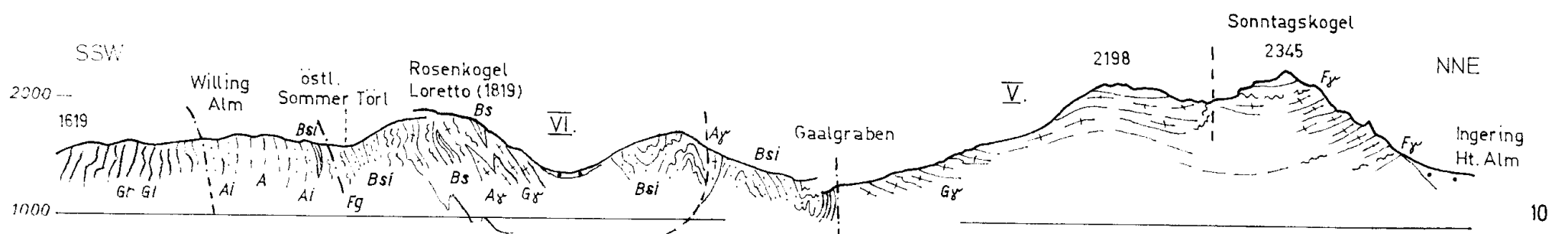
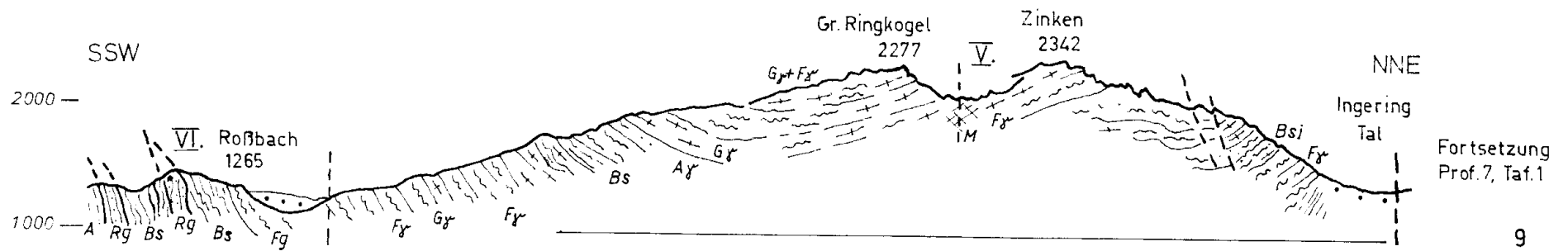
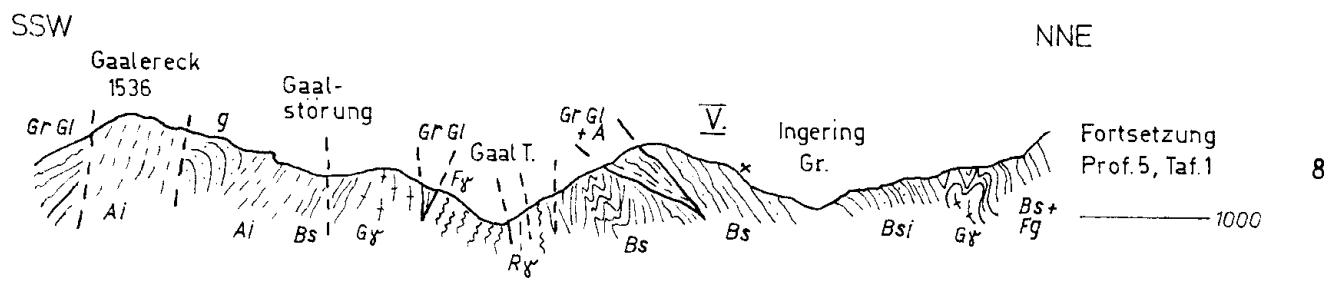
Anhang zur Gesteinsbeschreibung der Seckauer Tauern.
 14 neue Gesteinsanalysen aus den Seckauer Tauern.
 Analytiker: Dipl.-Ing. Franz LASKOVIC, Kirchdorf/Krems

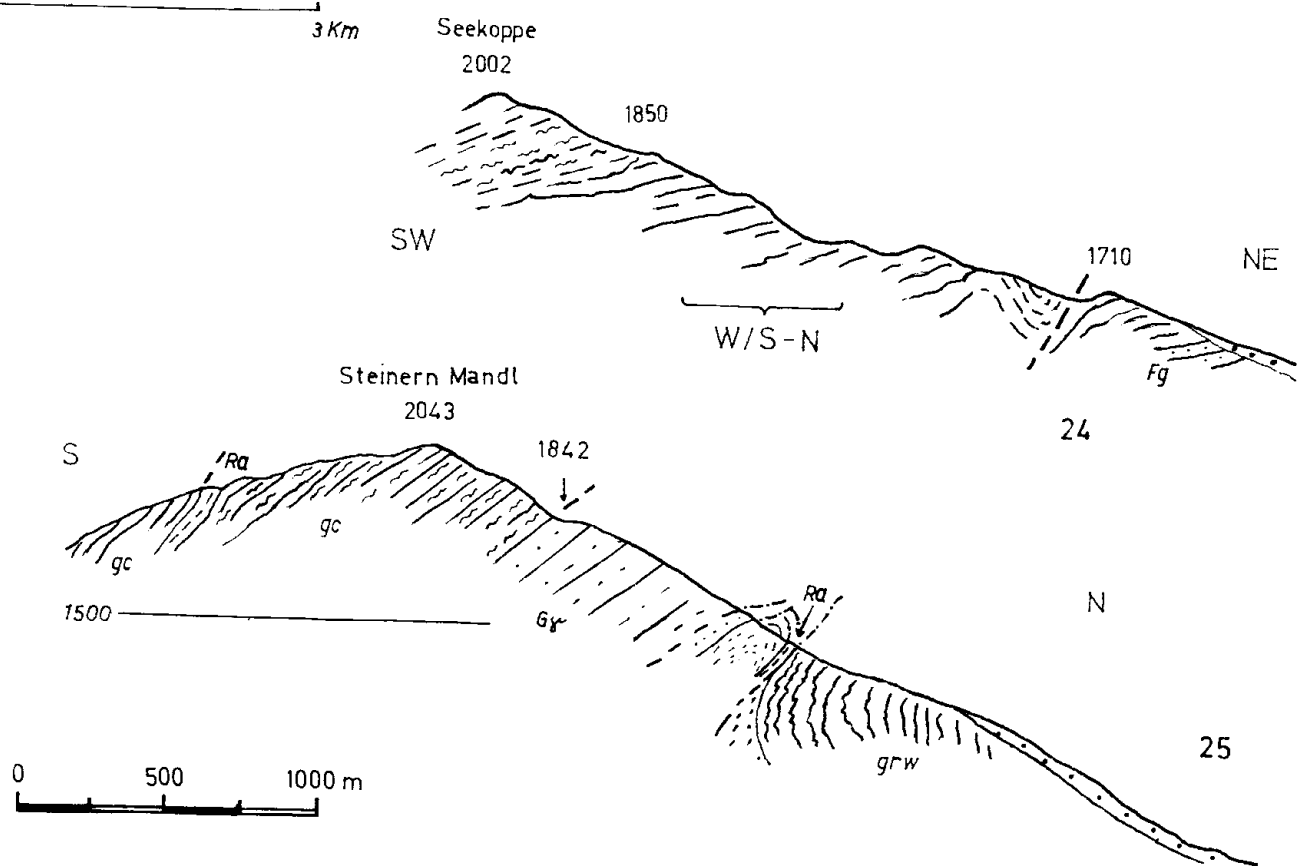
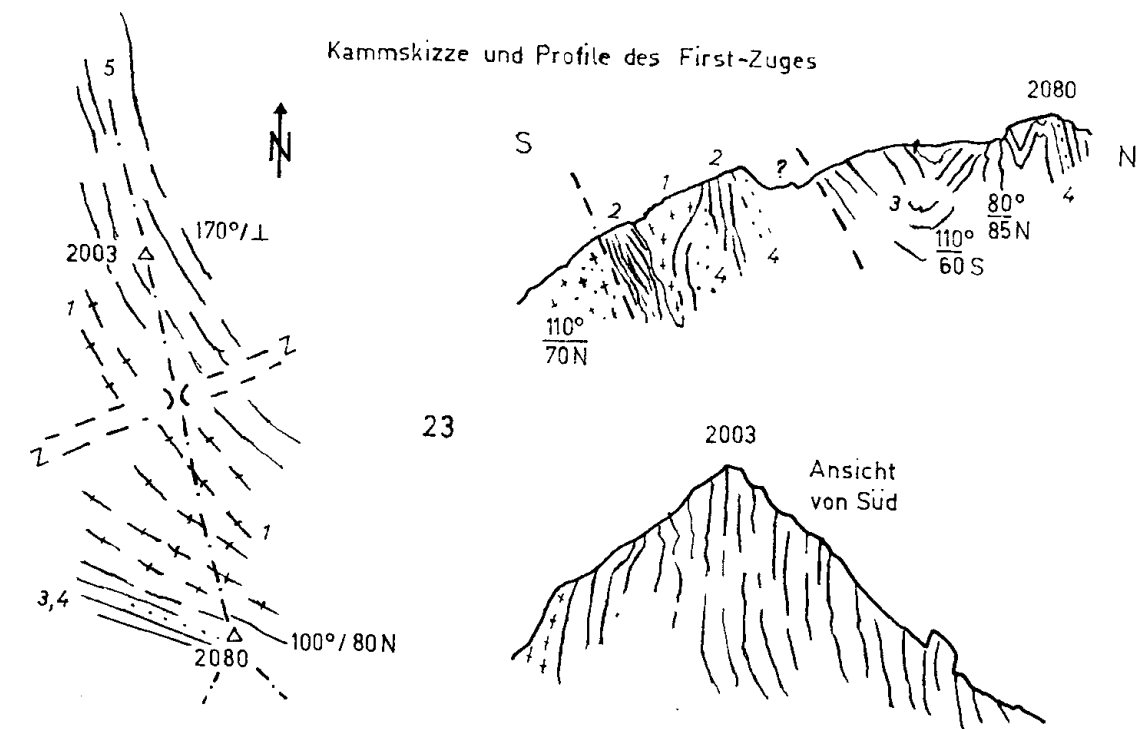
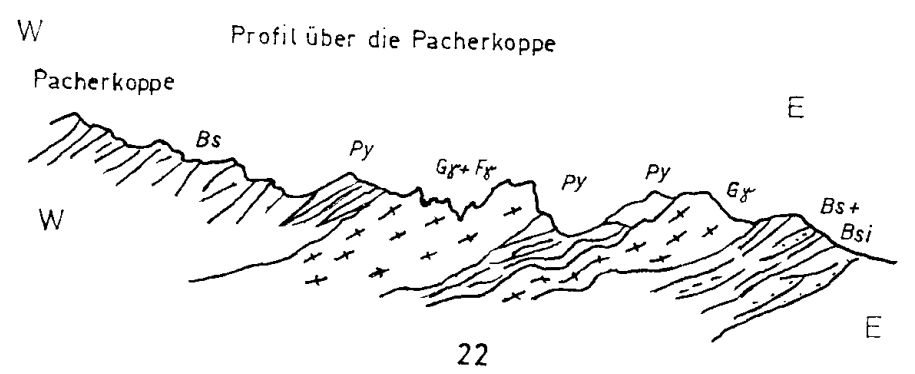
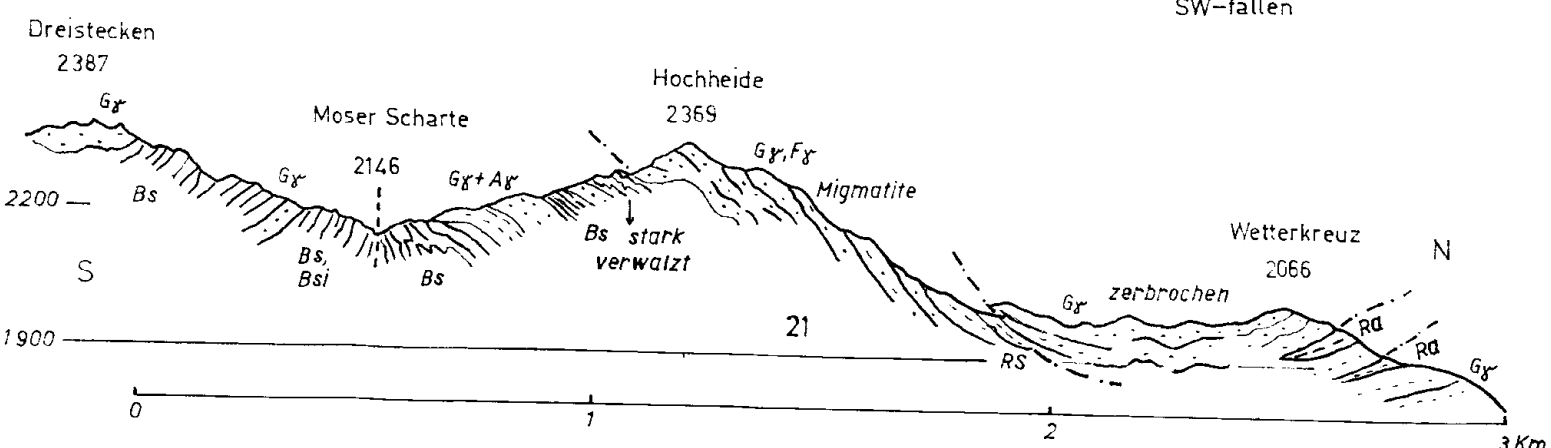
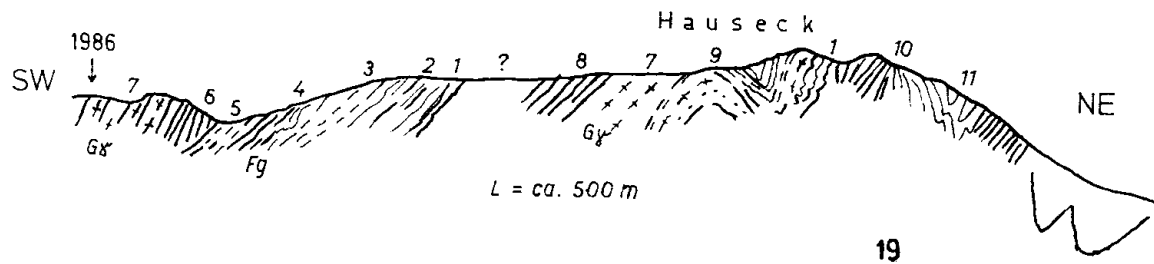
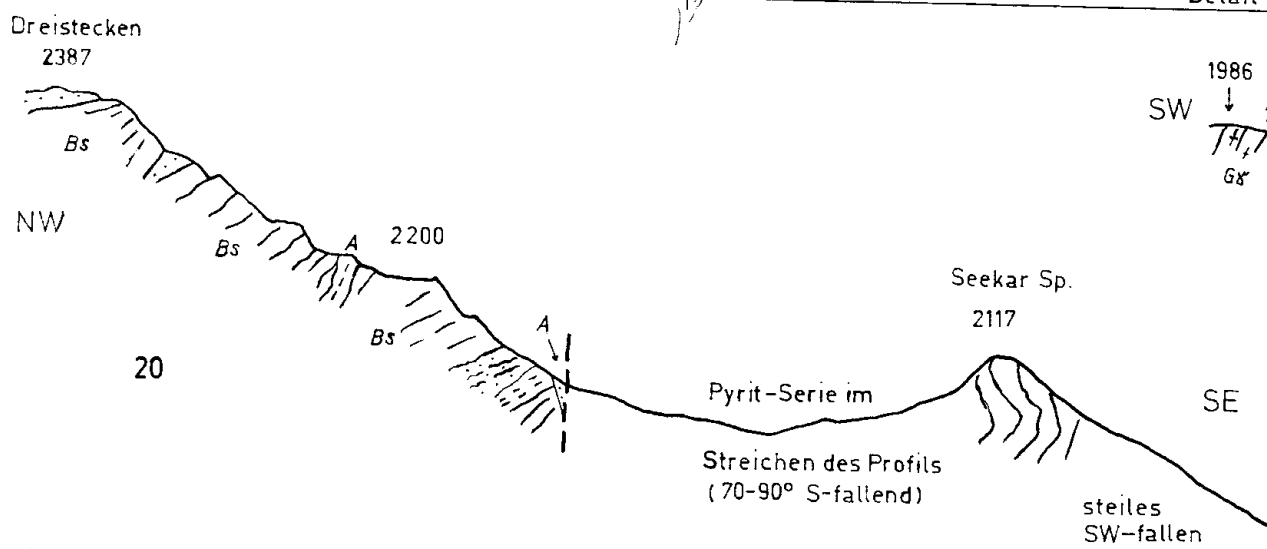
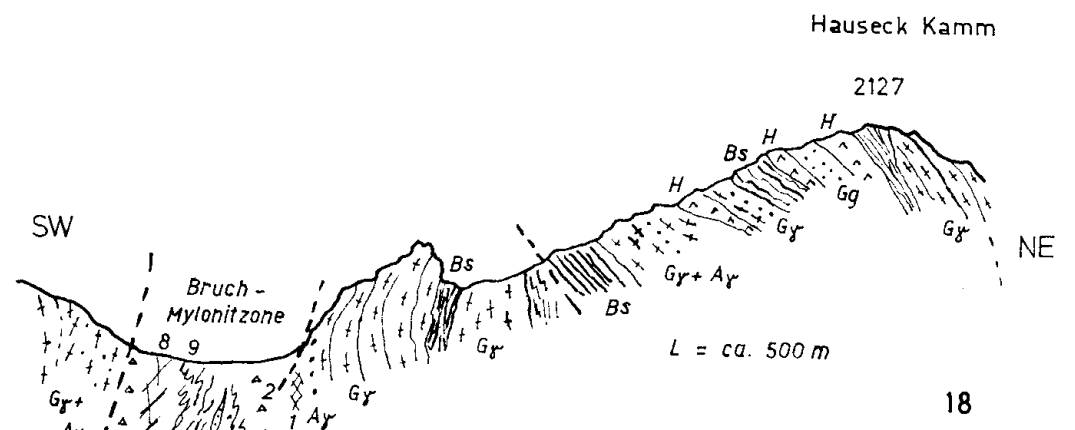
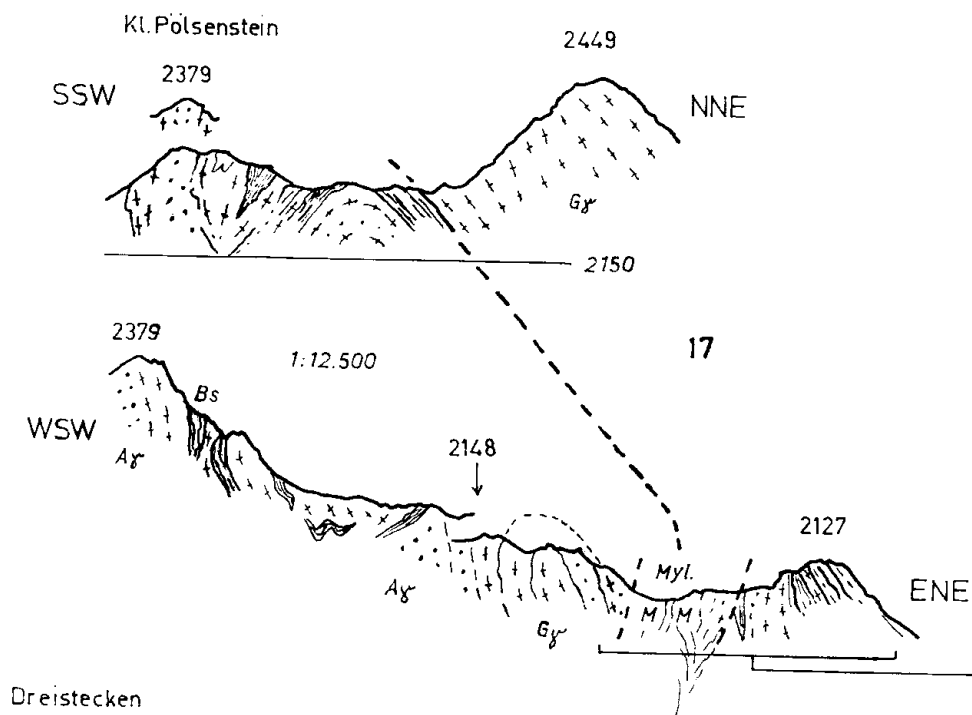
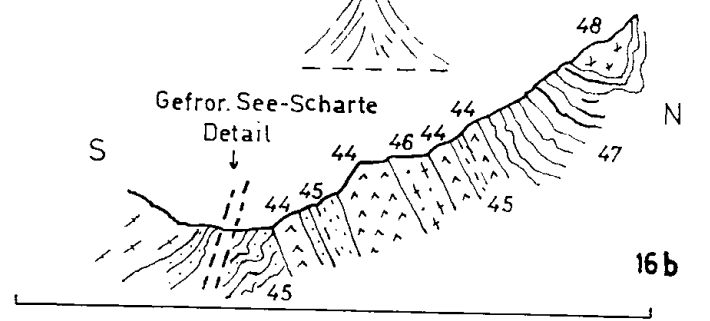
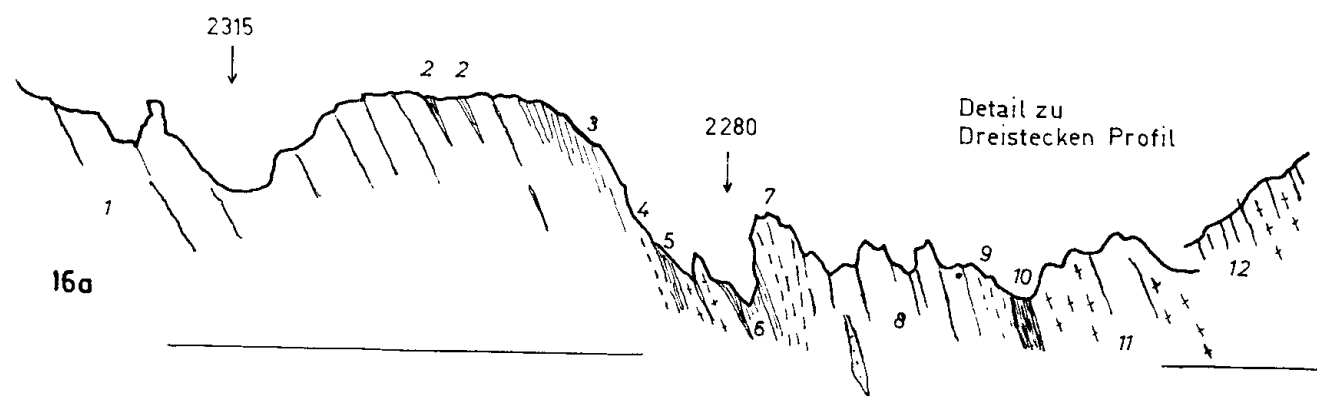
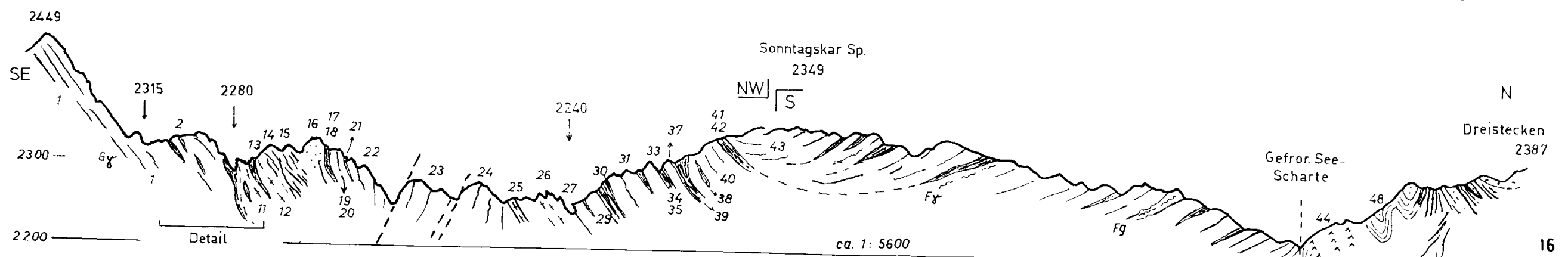
	1.	2.	3.	4.	5.	6a.	6b.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO ₂	73,32	67,50	70,32	60,06	72,06	66,60	69,38	54,02	49,23	71,99	75,06	66,16	63,58	74,90
TiO ₂	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Al ₂ O ₃ +	13,84	14,97	14,51	17,80	14,44	15,65	15,11	21,70	15,88	13,21	15,39	15,47	15,36	14,18
Fe ₂ O ₃	0,82	2,09	2,07	3,44	1,55	2,52	2,39	-	4,15	1,81	-	1,83	3,06	0,23
FeO	1,06	1,71	1,08	3,94	0,62	3,84	2,66	5,14	7,19	0,67	1,34	3,74	5,33	0,73
MnO	Sp.	-	(Sp.)	(Sp.)	-	Sp.	Sp.	Sp.	-	Sp.	Sp.	-	-	-
CaO	2,50	4,32	4,34	3,46	1,94	3,76	2,16	6,94	10,59	3,12	1,52	4,70	3,50	3,12
MgO	1,09	1,93	1,30	3,22	0,96	1,53	1,52	5,76	8,00	1,51	0,96	3,16	2,96	0,41
K ₂ O	4,20	2,86	3,10	2,62	4,08	2,26	2,82	2,34	0,91	4,72	1,33	1,17	2,68	3,92
Na ₂ O	2,62	3,56	1,97	4,20	3,68	2,35	3,02	1,72	1,25	1,87	3,19	2,40	1,43	2,63
H ₂ O	0,06	0,13	0,18	0,14	0,14	0,16	0,18	0,26	0,41	0,11	0,07	0,15	0,21	0,14
Gl.V.++)	0,70	1,01	1,17	1,31	0,92	1,15	1,17	1,97	2,87	0,81	1,00	0,94	1,48	0,29
zus.	100,21	100,08	100,04	100,19	100,39	99,82	100,41	99,85	100,48	99,82	99,86	99,72	99,59	100,45

++) Der Glühverlust beinhaltet H₂O⁺ und CO₂ und ist für FeO korrigiert.

+) Der Al₂O₃-Wert beinhaltet die Spuren von TiO₂, MnO und evtl. vorhandenes P₂O₅.







ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1976

Band/Volume: [119](#)

Autor(en)/Author(s): Metz Karl

Artikel/Article: [Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern 151-205](#)