ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER UMGEBUNG VON GASTEIN

1 : 50.000

(AUSGABE 1956)

VERFASST VON

CHRISTOF EXNER

(MIT 8 TAFELN UND 8 TEXTABBILDUNGEN)

WIEN 1957

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23

ÖSTERREICHISCHE STAATSDRUCKEREI

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

600 57

Inhaltsverzeichnis.

		Seite
I.	Vorwort	1
II.	Landschaft	2
III.	Geologische Übersicht	4
IV.	Die Entwicklung der Begriffe und Probleme	8
V.	Aufzählung der wissenschaftlichen Bearbeitungen seit dem Jahre 1900	19
VI.	Erläuterung zu den Signaturen der geologischen Karte	
	VI/1. Quartär . .	25
	VI/2. Tappenkarberge . . .	54
	VI/3. Schieferhülle der Hohen Tauern	63
	VI/4. Zentralgneis und Altkristallin in den Hohen Tauern	100
	VI/5. Strukturen (Schieferung, Schichtung, Haupt-Faltenachsen und Verwerfungen)	127
	VI/6. Thermalquellen, Heilstollen, alter Bergbau usw.	136
VII.	Zur Interpretation der Beobachtungen	149
VIII.	Literaturverzeichnis	158
Zeichenerklärung zu den Detailprofilen der Tafeln VI und VII		167
Druckfehlerberichtigung zur Karte 1:50.000		168

Übersicht der Tafeln

Tafel I: Geographische Übersicht.

Tafel II: Geologische Übersichtskarte.

Tafel III: Geologischer Querschnitt durch die Zentralalpen bei Gastein.

Tafel IV: Profil des Gneisdomes am Westrand des Hochalm-Ankogelmassivs.

Tafel V: Profile durch die Nordflanke des Hochalm-Ankogelmassivs.

Tafel VI, VII: Detailprofile der Randzone des Hochalm-Ankogelmassivs.

Tafel VIII: Tektonische Skizze und Strukturkarte der Hohen Tauern im Abschnitt von Gastein.

I. Vorwort

Die geologische Erforschung der Zentralalpen steckt noch in den Anfängen. Die physikalisch-chemischen Methoden zur Altersbestimmung der Minerale und Gesteine auf radioaktiver Grundlage entwickeln sich derzeit sprunghaft, konnten jedoch noch nicht für das vorliegende Gebiet in Anwendung gebracht werden.

Wir beschränken uns daher vorläufig im wesentlichen auf eine Übersicht, welche Gesteine vorhanden sind und in welcher Art und Weise sie übereinander lagern. Die Einordnung in das allgemeine geologische Zeitschema bleibt mit Unsicherheiten behaftet. Es ist erst abzuwarten, welche Ergebnisse die physikalisch-chemischen Altersbestimmungen liefern werden.

Viele und bedeutende Forscher haben in Gastein und Umgebung geologische Beobachtungen angestellt und zur Entwicklung der Metamorphoselehre der Gesteine, zur Erfassung des Bewegungsbildes im Gebirgsbau, zur Kenntnis der Thermen und der Goldquarzgänge beigetragen. Bisher fehlte eine Zusammenstellung dieser Beobachtungen und vor allem eine einheitliche Darstellung auf einer geologischen Karte und in geologischen Profilen. Dieser Arbeit unterzog sich der Verfasser in den Jahren 1946 bis 1955. Das Ergebnis ist die Geologische Umgebungskarte von Gastein sowie die Zeichnungen und Profiltafeln, welche diesen Erläuterungen beiliegen oder in älteren Publikationen des Verfassers enthalten sind.

Bezüglich des Erläuterungstextes wurde vor allem Verständlichkeit angestrebt, damit zumindest dem naturwissenschaftlich Vorgebildeten der Zugang zum Verstehen und geologischen Schauen im Gebirge an Hand der Karte und Profile erleichtert sei. Bezüglich der speziellen wissenschaftlichen Detailfragen muß auf das recht umfangreiche Literaturregister (Seite 158) verwiesen werden.

Der Verfasser hat im Laufe seiner Tätigkeit im Gasteiner Gebiet den Eindruck gewonnen, daß zunächst noch viele Einzelheiten vordringlich zu bearbeiten sind, bevor eine monographische Darstellung etwa als dickes Werk über die „Geologie von Gastein" zu geben wäre. Wir sind nicht fertig, sondern stehen noch sehr am Anfange der geologischen und mineralogisch-petrographischen Forschung im Gasteiner Raume. Karte und Profile mögen Anreiz zu intensiverem Studium der verschiedenen Detailfragen bieten!

II. Landschaft

Das Gebiet um Gastein befindet sich im nördlichen Bereiche der Hohen Tauern zwischen der Ankogel- und Sonnblickgruppe (Goldberggruppe).

Der S-Rand der geologischen Umgebungskarte von Gastein folgt dem wasserscheidenden Grenzkamm der Hohen Tauern zwischen den Bundesländern Salzburg und Kärnten. Man findet auf unserer Karte den bekannten Gipfel des Ankogels (3246 *m*) nahe der SE-Ecke (links neben der Thermalquellenkarte) und das berühmte meteorologische Gipfelobservatorium am Hohen Sonnblick (3105 *m*) bei der SW-Ecke der Karte (oberhalb des kleinen Nebenkärtchens). Zwischen beiden Bergen erstreckt sich der wasserscheidende Hauptkamm der Hohen Tauern in der kaum vergletscherten und nach S etwas ausgebuchteten, von einigen Pässen überschrittenen Gebirgsregion südlich Gastein. Nur kleine Teile der nach Kärnten zum Möll- und Maltatal entwässernden Täler sind noch miterfaßt (Teile des Wurtentales, der Mallnitztäler und des Kleinelendkessels).

Der 8·5 *km* lange Tauerntunnel zwischen Böckstein und Mallnitz durchbohrt den Granitgneis des Ankogelgebietes. Den seit dem grauen Altertume bis zum Jahre 1911 (Eröffnung der Tauernbahn) frequentierten Saumpfaden über die sogenannten „Tauern" (= Tauernpässe) kommt heute nur mehr touristische Bedeutung in unserem Gebiete zu. Doch hat das gesamte Gebirge von den Pässen seinen Namen erhalten: Hohe Tauern.

Nach N ins Salzburgische entwässern das Gastein-, Rauris- und Großarltal.

Die Landschaft des Gasteiner Tales hieß noch zu Anfang des vergangenen Jahrhunderts einfach „die Gastein", ein Ausdruck, den man auch heute noch bei der Bergbevölkerung hören kann. Früher wurden „Wildbad", „Hof" und „Dorf" in der Gastein unterschieden, welche nun als Badgastein, Bad Hofgastein und Dorfgastein bekannt sind. Unsere Karte reicht bis knapp nördlich Dorfgastein.

Der südliche Einzugsbereich des Gasteiner Tales ist vorwiegend in Granitgneis eingeschnitten und hat dementsprechend ein wildes Gepräge (Badgastein, Böckstein, Unteres Naßfelder Achental, Anlauftal, Kötschach- und Angertal).

Halbwegs zwischen Badgastein und Bad Hofgastein tauchen die Gneisbänke der Zentralgneiskuppel des Hochalm-Ankogelmassivs nördlich unter die Schieferhülle ein. Somit ändern sich hier Gesteinscharakter, Bergformen und Vegetationsbedingungen. Die öden Granitgneiskare und Felswände werden von weichen Kammlinien und almenreichen Wiesenhängen abgelöst. Reizvoll ist der Blick von der Talstufe Badgasteins ins grüne Schieferland um Bad Hofgastein.

Die weicheren Geländeformen um Bad Hofgastein sind allerdings von Felswänden härterer Schiefergesteine unterbrochen, welche auf der geologischen Karte als langhinstreichende Bänder von Kalkglimmerschiefer

und Grünschiefer zu erkennen sind. So bedingen größere Grünschiefermassen die Talenge beim Bahnhof Bad Hofgastein und verleihen überhaupt der Gegend um Bad Hofgastein mit Gamskarkogel, Rastötzen Tal und Schloß Alm noch einen abwechslungsreichen Gebirgscharakter.

Nördlich der Talenge des Bahnhofes Bad Hofgastein gelangen wir in ein Gebiet sehr weicher Schiefer (Schwarzphyllit). Die Höhen der Berge nehmen merklich ab. Wald reicht an einigen Stellen bis auf den östlichen Kamm des Gasteiner Tales hinauf. Im Tal erscheinen gemischte Wälder mit Laubbäumen und einzelnen prächtigen großen Eichen südlich Luggau.

Nördlich und außerhalb unserer geologischen Umgebungskarte von Gastein befindet sich der E—W verlaufende steile Kalkzug der sogenannten Klammkalkzone. Die Gasteiner Ache durchsägt diesen Kalk in wilder Schlucht zwischen Klammstein und Lend, wo sie in die Salzach mündet. Es handelt sich um eine vom Eis der Eiszeit überformte Stufenmündung des Nebentales (Gasteiner Tal) in das Haupttal (Salzach Tal). Die Talstufe hat sich im widerstandsfähigen Kalk noch besonders herausmodelliert und verschärft.

Annähernd parallel, ebenfalls in südnördlicher Richtung, verläuft Gasteins westliches Nachbartal: „Die Rauris". Der stolze Ort Rauris mit den prachtvollen Denkmälern mittelalterlicher und frühneuzeitlicher Wohnkultur aus der Blütezeit des Tauerngoldbergbaues heißt in den alten Schriften einfach „Markt Gaisbach in der Rauris" (nach der Mündung des kleinen Nebentälchens des Gaißbaches). Ein wichtiger Handelsweg führte einst über das Hochtor von Heiligenblut ins Rauriser Seidlwinkltal. Der Seidlwinkl erreicht das südnördlich gestreckte Hüttwinkl-Rauristal bei den Gehöften Wörth. Bloß der Rauriser Hüttwinkl und das Rauriser Haupttal bis knapp nördlich Rauris sind auf der Gasteiner Geologischen Umgebungskarte dargestellt.

Der Talkessel von Kolm-Saigurn, wo aus den Gletschern des Hocharns und Goldberges die Hüttwinkler Ache entspringt, wird rechts und links von den Firngipfeln des Scharecks (3122 *m*) und Hocharns (3254 *m*) eingerahmt. Dazwischen erstreckt sich der überraschend steile Nordabfall des Hohen Sonnblicks, der geologisch durch die nach NE konvex vorgetriebene Stirnwalze des Sonnblick-Granitgneiskernes bedingt ist. Die liebliche Weide der Grieswies Alm und der zauberhafte, nicht enden wollende Hochwald (der sogenannte Durchgang Wald) verleihen dieser Hochgebirgswelt um Kolm-Saigurn eine eigenartige Schönheit. Das Kirchlein Bucheben steht auf Bergsturz-Blockwerk, aus dem auch einige andere Talstufen des Hüttwinkls aufgebaut sind. Die steilen Bergformen der Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge westlich über dem Hüttwinkl (Ritterkopf, Edlenkopf; beide Gipfel schon außerhalb des Bereiches unserer Karte) leiten zu den ähnlichen Berggestalten der westlich anschließenden Großglockner-Gruppe über.

Die Talenge südlich Wörth (Einöd Kapelle) bezeichnet den Austritt der Hüttwinkler Ache aus dem Gebiete der zusammenhängenden Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge ins Land vorherrschender weicher Schwarzphyllite (metamorphe Tonschiefer) bei Rauris. Wiederum bleibt die Klammkalkzone (Kitzloch Klamm der Rauriser Ache) nördlich des Kartenrandes.

Auch das östliche Nachbartal des Gasteiner Tales mündet mit der bekannten Liechtenstein Klamm der Großarler Ache ins Salzachtal. Sie ist ebenfalls in den Klammkalkzug eingesägt. Auf unserer Karte ist das Gebiet um die Ortschaft Großarl dargestellt. Dieses besitzt weiche Geländeformen, welche durch eine sehr breite Entwicklung der Schwarzphyllite bedingt werden.

Südlich Großarl gelangt man dann durch die charakteristische Talverengung von Zandl ins Gebiet der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzüge. Eine senkrechte Grünschieferwand erhebt sich gegenüber dem alten Bergwerksorte Hüttschlag, wo noch im vergangenen Jahrhundert die im Grünschiefer und seiner Nachbarschaft eingesprengten Kupfererze verhüttet wurden. Südlich und westlich vom Seebauern kommen die Quelltäler des Großarl Tales aus dem Granitgneis der Ankogelgruppe. Als Ausläufer des Granitgneismassivs des Hölltorkogel-Tischlerspitzgebietes überragt der Keeskogel den Talschluß des Großarl Tales und man wandert an ihm vorbei durchs Schödertal über die Arlhöhe nach Kärnten ins Maltatal. Vom Seebauern im Großarl Tal kann auch über das Murtörl (knapp östlich des Kartenrandes) die Murquelle und damit der Lungau erreicht werden.

Ein von allen bisher genannten Formen abweichendes Landschaftselement stellen die klotzigen Dolomitberge rings um den Tappenkar See dar. Diese Berge gehören nicht mehr den Hohen Tauern an, sondern es handelt sich um westliche Ausläufer des zentralalpinen Dolomit- und Kalkgebirges der Radstädter Tauern. Schon von weitem erkennbar, heben sich die hellen schroffen Dolomitberge über dem weichen Gelände der Schwarzphyllite, dem sie auflagern, ab. Unsere geologische Gasteiner Umgebungskarte zeigt den Tappenkar See mit seiner Umrahmung sowie den wie einen Finger in die Luft weisenden Draugstein, ferner den Jäger See im Kleinarl Tal und die nach NW ausstreichenden Dolomitzüge des Elmautales.

III. Geologische Übersicht

Bau der Zentralalpen

Vom Hohen Sonnblick oder von einem anderen Gipfel der zentralen Kette überblickt man das langgestreckte, tonnenförmige Gewölbe der Hohen Tauern mit den beinahe symmetrisch angeordneten Randzonen (Unterostalpine Einheiten, Ostalpines Altkristallin und Grauwackenzone), auf denen die nördlichen und südlichen Kalkalpen aufruhen.

Tafel III gibt einen Querschnitt durch die Zentralalpen. Dieses geologische Profil ist maßstabgetreu gezeichnet und bildet nur die Strukturen ab, die tatsächlich in der Natur zwischen Berg und Tal beobachtbar sind. Tafel II zeigt die flächenmäßige Verbreitung der verschiedenen geologischen Zonen im Kartenbild und läßt die Umgrenzung des Bereiches der Gasteiner Geologischen Umgebungskarte erkennen. Tafel I dient zur geographischen Orientierung.

Als Ergänzung zu diesen Tafeln seien ganz kurz die wichtigsten Begriffe erläutert, die zum Verständnis der Zentralalpen bei Gastein notwendig erscheinen.

Granitgneis (Zentralgneis) bildet domförmige Kuppeln. Besonders deutlich kann man westlich von Gastein den Gneisdom des Hochalm-Ankogelmassivs und die asymmetrische Gneiskuppel des Sonnblick Kernes sehen (siehe Tafel III).

Im Hochalm-Ankogelmassiv gibt es stellenweise über dem Granitgneis mächtige Paragneise und Amphibolite, die man als Altkristallin bezeichnet, weil sie älter sind als der Granitgneis. Sie sind aplitisch injiziert und weithin in Bändergneise und Mischgesteine umgewandelt. Diese Reste des Altkristallins trifft man besonders im S und E des Hochalm-Ankogelmassivs an. Wegen ihrer vorherrschenden Randlage in bezug auf den Zentralgneis werden sie auch zusammen mit randlichen Granitgneislamellen unter dem Begriff Randgneis (B-Gneise) zusammengefaßt. Im Sonnblick Kern finden sich schmale Amphibolit- und Paragneiszonen, die ebenfalls den altkristallinen Randgneisen zuzuordnen sind.

Teils unmittelbar über dem Granitgneis oder über den stellenweise vorhandenen Randgneisen folgt die sogenannte Schieferhülle der Hohen Tauern. Sie bildet einen hauptsächlich aus metamorphen Sedimentgesteinen bestehenden, nach gewissen stratigraphischen und tektonischen Regeln angeordneten und stellenweise mit Abkömmlingen basischer Eruptiva (Serpentin, Grünschiefer) bereicherten Mantel, der die Gneisdome einhüllt. Der Grad der Metamorphose dieser Schiefer ist in Gneisnähe bedeutend stärker als weiter abseits vom Gneis.

Erst in den darüberfolgenden Radstädter Tauern (einschließlich Tappenkarbergen) liegen fossilführende Sedimente vor, die auch teilweise noch metamorph umgewandelt sind. Die Trias- und Juraformation ist durch Fossilfunde nachgewiesen. Die Radstädter Tauern bilden ein recht kompliziert gebautes, aus Altkristallin, Paläozoikum, mesozoischen Quarziten, Dolomiten, Tonschiefern und Kalken bestehendes Gebirge, das der Tauernschieferhülle aufliegt.

Sonderbarerweise tauchen die fossilführenden mesozoischen Dolomite und Kalke der Radstädter Tauern unter die altkristallinen Gneise und Amphibolite der Niederen Tauern ein. Die Radstädter Tauern und ihre Fortsetzung (Klammkalkzone, Katschbergzone, Matreier Zone) umgeben ringförmig das Gebiet der Tauernschieferhülle. Die Altersstellung der Hauptmasse der eigentlichen Klammkalke ist noch fraglich. Die Gesteinszüge der Klammkalkzone stehen weithin saiger. Hingegen fallen die Gesteine der Katschberg- und Matreier Zone ähnlich wie die der Radstädter Tauern regelmäßig unter das Altkristallin Kärntens ein (Nockgebiet, Millstätter Gebiet, Kreuzeck- und Schobergruppe). Die gesamte Serie der Radstädter Tauern, Klammkalkzone, Katschberg- und Matreier Zone wird als Unterostalpines Deckensystem bezeichnet.

Darüber liegen die gewaltigen Massen von Paragneis, Amphibolit und Glimmerschiefer des altkristallinen Gebirges von Kärnten und Steiermark (Schobergruppe, Deferegger Alpen, Sadnig-, Kreuzeck-, Goldeckgruppe, Millstätter Seerücken, Steirisch-kärntnerisches Nockgebiet und Niedere Tauern). Bloß im N der Radstädter Tauern und der Klammkalkzone

fehlt der altkristalline Gürtel. Diese Lücke im nördlichen Rahmen um die Hohen Tauern ist besonders bemerkenswert, weil sie eine wichtige Abweichung von der sonst recht symmetrischen Verteilung der Gesteinszonen rund um die Tauernkuppel darstellt.

Über dem Altkristallin liegen die paläozoischen Schichten der nördlichen und südlichen Grauwackenzone (Silur bis Perm). Im N der Hohen Tauern bildet die Grauwackenzone einen breiten Streifen, der unmittelbar an die Klammkalkzone und an die nördlichen Radstädter Tauern angrenzt. Von der südlichen Grauwackenzone sind nur Reste erhalten (südliche Goldeckgruppe und vereinzelte Sedimentkeile in der südlichen Kreuzeckgruppe). Im Gebiete der Stangalpe liegt diskordant über dem Altkristallin fossilführendes zentralalpines Mesozoikum (Trias und Jura). Darüber breitet sich als Überschiebungsdecke das Karbon der Stangalpe mit den Gurktaler Phylliten aus.

Die südlichen Kalkalpen (Lienzer Dolomiten und Drauzug) steigen mit steilen und aberrant N fallenden Schichtköpfen aus der Störungszone des Drautales auf. Die Mauer der nördlichen Kalkalpen zeigt an der Grenze zur Grauwackenzone Schuppen und Verkeilungen (z. B. Mandlingkeil).

Auf der geologischen Übersichtskarte (Tafel II) ist ferner der etwa 1 *km* lange und 0·2 *km* breite Tonalitstock des Wöllaner Kopfes in der Kreuzeckgruppe eingezeichnet. Er gehört den spätalpidischen Intrusionen der periadriatischen Eruptiva an.

Das Verbreitungsgebiet der miozänen Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone bei Wagrein, Radstadt, im Lungau und bei Rennweg wurde ebenfalls auf dem Übersichtskärtchen (Tafel II) festgehalten. Gerade diese jungtertiären Ablagerungen sind für die Rekonstruktion und die Altersbestimmung der kuppelförmigen Aufwölbung der Hohen Tauern besonders wichtig.

Bau des Gasteiner Gebietes

Die tektonischen Einheiten unseres engeren Gebietes der Gasteiner geologischen Umgebungskarte sind von SW nach NE folgende:

1. Der Granitgneis des Sonnblick Kernes. Er bildet die SW-Ecke des Kartenblattes (Hoher Sonnblick—Goldberg Tauern—Wurtental). Er ist mit einer steilen Stirnzone auf die Schiefer der Mallnitzer Mulde aufgeschoben. Im Granitgneis nahe der Stirnzone befinden sich mehrere Amphibolit- und Glimmerschieferbänder. Eine tektonische Lamelle (Neubaugneis) ist mit den Schiefern der Mallnitzer Mulde besonders intensiv verknetet.

2. Die Schieferserie der Mallnitzer Mulde liegt zwischen Sonnblick Kern und Hochalm-Ankogelmassiv. Sie streicht aus dem Mallnitzer Tauerntal über den Hochgebirgskamm Geisel Kopf—Murauer Köpfe—Sparanger Kopf—Schareck in den Hüttwinkl, wo sie sich mit der nördlichen Tauernschieferhülle verbindet. Im Kartenbild kommt der synklinale Bau der Mallnitzer Mulde deutlich zum Ausdruck. Die Kalkglimmerschiefer des Scharecks heben mitsamt den Schwarzphylliten über den darunter befindlichen Glimmerschiefern des Kessels von Kolm Saigurn aus und bauen

jenseits dieses Erosionsloches von Kolm Saigurn wiederum die Steilwände über der Grieswies Alm auf. Die Synklinale der Mallnitzer Mulde ist asymmetrisch gebaut. Der NE-Schenkel fällt flach südlich ein. Der SW-Schenkel ist vor der Stirne des Sonnblick Gneiskernes steil aufgebäumt und wild gefaltet.

3. Das Hochalm-Ankogelmassiv nimmt mehr als ein Drittel der Fläche unserer geologischen Karte ein. Dieses große Gneismassiv besitzt seinen eigenen internen Bauplan, der quer zum allgemeinen NW- bis WNW-Streichen orientiert ist, worauf wir gleich unten nochmals zurückkommen (siehe Seite 8). Sehen wir also vorläufig von den komplizierten und hochinteressanten Querstrukturen des Hochalm-Ankogelmassivs ab und betrachten zunächst die N- und W-Grenze des Massivs:

Im N grenzt das Massiv an die nördliche Tauernschieferhülle an. Einige Gneislamellen sind aus dem Dach des Massivs in die randliche Schieferhülle eingeschuppt (Mureck Decke, Pitzachalm Decke, Flugkopf Decke und Durchgangalm Decke). Im W bildet das Massiv jenes prachtvolle Gewölbe, das geradezu als das Musterbeispiel eines von konkordanter Sedimenthülle ummantelten Gneisdomes angesprochen werden kann (Stubner Kogel—Angertal—Erzwies—Silberpfennig—Kolmkar Spitze—Naßfeld). Die genaue Untersuchung des Gneisdomes ergibt, daß es sich um ein in der WNW- bis NW-Richtung gestrecktes Gneisgewölbe handelt. Die Firstlinie des Gewölbes liegt über dem Bockhart Tal. Der westlichste Gneisaufschluß befindet sich im Halbfenster unter den Schiefern beim Bodenhaus. Auf Grund der beobachtbaren Strukturen ist anzunehmen, daß das Gneisgewölbe sehr oberflächennahe bis in die Gegend von Bucheben reicht. Die Schiefer der Türchlwände und des Gebietes zwischen Bad Hofgastein und Bucheben bilden eine dünne, flach liegende Sedimenthaut über dem sicherlich in nicht allzu großer Tiefe vorhandenen NW-Ausläufer des Hochalm-Ankogelmassivs. Wir gewinnen daraus die Erkenntnis, daß sich das Gewölbe des Hochalm-Ankogelmassivs regional in der NW- bis WNW-Richtung erstreckt, also mit den übrigen großgeologischen Körpern unseres Gebietes stofftektonisch konform geht. Allerdings besitzt das Hochalm-Ankogelmassiv eine ganz eigenartige Innentektonik (siehe unten!).

4. Die nördliche Tauernschieferhülle baut die weiten Schieferregionen im N und NW unseres Kartenblattes auf. Über dem Gewölbe des Gneisdomes liegen die Schiefer flach. In der N-Flanke des Gneisdomes und weiter nördlich nehmen sie steil N-fallende Lagerung bis Saigerstellung ein. Es ist bemerkenswert, daß diese steilgestellten Schiefer wiederum regelmäßig WNW streichen. Man kann dies gut aus dem Verlauf der Grünschiefer- und Kalkglimmerschieferzüge des Großarl- und Gasteiner Tales bis hinüber zur Ortschaft Rauris ablesen. Auch die nördlich anschließenden Schwarzphyllite streichen WNW.

5. Die Tappenkarberge liegen den zuletzt genannten Schwarzphylliten auf und erstrecken sich ebenfalls in der WNW-Richtung.

Die fünf genannten stofflichen Großeinheiten streichen also regional NW bis WNW. Im schroffen Gegensatz dazu stehen die NS bis NE streichenden Internstrukturen des Hochalm-Ankogelmassivs. Sie bedingen die beim Betrachten der Gasteiner Geologischen

Umgebungskarte zunächst befremdend anmutenden Quermulden, welche wir als Gasteiner Mulde und Ankogel Mulde bezeichnen.

Am Aufbau der beiden Mulden beteiligen sich hauptsächlich Glimmerschiefer (zentrale Schieferserie), die wohl eingefaltete Lappen der sedimentären Schieferhülle des Hochalm-Ankogelmassivs darstellen. Auf diesen Schiefern und in diese Schiefer eingefaltet liegen migmatische Gneisdecken (Granosyenitgneis, Amphibolite und Bändergneise), von denen wir vermuten, daß sie in einer frühen Bewegungsphase der Gebirgsbildung von S her auf die Glimmerschiefer aufgeschoben und später in die Quermulden eingequetscht wurden.

6. So wird die Ankogel Mulde aus der Glimmerschieferzone Hindenburghöhe—Seebachtal—Ebeneck—Hinterstes Anlauftal aufgebaut. Und wir rechnen auch die Amphibolite (Ankogel—Hannover Haus—Maresen), die Migmatite und die Tonalitgneise des Seebachtales in der SE-Ecke des Kartenblattes zur Ankogel Mulde. Hingegen ist das kleine Vorkommen von Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentin zwischen Kleiner Maresen und Angermann zur südlichen Tauernschieferhülle zu zählen.

7. Die Gasteiner Mulde besteht aus den Glimmerschiefern der Zone Woisgental—Haitzing Alm—Hoher Stuhl—Hütten Kogel und aus dem Granosyenitgneis: Romatespitze—Weißenbachtal—Naßfelder Achental. Durch die Gasteiner Mulde wird der Granitgneis des Hochalm-Ankogelmassivs in zwei Teile geteilt: im W ist es der Siglitzlappen, im E der Hölltor-Rotgülden Kern.

Ferner bildeten sich dort, wo das Hochalm-Ankogelmassiv gegen WNW unter die Schieferhülle eintaucht, Randfalten mit NS-Achsen (Gebiet: Silberpfennig—Hüttwinkl).

IV. Die Entwicklung der Begriffe und Probleme

In Gastein und Umgebung arbeiten Geologen seit mehr als 150 Jahren. Der Bergbau gab immer wieder Anregung zu neuen gründlichen geologischen Beobachtungen. Die Ideen der ausländischen Besucher wirkten befruchtend. Später machte der Bau der Tauerneisenbahn das Gebiet um Gastein zu einem besonders bequemen geologischen Exkursionsfeld in den Zentralalpen.

Da über die geologische Erforschungsgeschichte des Gasteiner Raumes bereits A. Winkler-Hermaden (1926), A. Hottinger (1935) und F. Angel (1952) ausführlich berichteten, wollen wir uns hier darauf beschränken, nur die großen Zusammenhänge zu unterstreichen. Das Begriffsinventar der Deckenlehre (Theorie des Tauernfensters) kann in den bekannten Büchern von L. Kober, R. Staub und in den meisten Lehr- und Handbüchern sowie in zahlreichen Fachschriften nachgelesen werden. Recht wichtig ist daneben das bestehende Begriffsinventar älteren Datums, das ja auch heute noch allgemein in Gebrauch steht, sowohl bei den Anhängern als auch bei den Gegnern der Theorie des Tauernfensters. Ja dieses alte Inventar geologischer Bezeichnungen aus dem vergangenen

Jahrhundert hat sich gerade deshalb so zähe bei uns erhalten, weil die Großtektonik der Ostalpen noch mehr oder weniger problematisch und die Theorie des Tauernfensters durchaus nicht eindeutig entschieden oder allgemein anerkannt ist. Für Freund und Feind im Streite um das Tauernproblem ist daher die Kenntnis der älteren geologischen Geschichte bis zur Entfesselung dieses auch heute noch nicht abgeschlossenen wissenschaftlichen Kampfes um das Für und Wider der penninischen Natur des Tauernfensters gleichermaßen wichtig. Wir widmen uns hier dem Gegenstand bis zum Beginne dieses Jahrhunderts. Die seitherige Entwicklung mag in den eingangs genannten, ausführlichen historischen Beiträgen eingesehen werden.

Es ist ganz interessant, die bisher weniger beachteten, ältesten geologischen Arbeiten, z. B. die grundlegenden Werke der eigentlichen Pioniere der Zentralalpengeologie in unserem Raume: J. Russegger, F. v. Rosthorn und H. Credner eingehend zu berücksichtigen.

Wenn man in den alten Büchern liest, lernt man übrigens auch die vorbereitenden Ideen der österreichischen Geologen K. Peters (1864) und E. Suess (1890) zur späteren Theorie des Tauernfensters (P. Termier, 1903) kennen. Diese beiden Männer sahen die Entwicklung bereits voraus. Sie gaben stratigraphische Deutungen der Tauernschieferhülle, die der des großen französischen Geologen P. Termier nahekommen.

Die geologische Terminologie in den österreichischen Zentralalpen ist historisch bedingt und für den Ausländer schwer verständlich. Was in der Schweiz „Schieferhülle" (z. B. des Aar- und Gotthardmassivs) heißt, entspricht bei uns dem „Altkristallin". Die jüngeren Casannaschiefer, penninische Trias und Bündnerschiefer der Schweizer Geologen fassen wir in den Ostalpen unter dem Begriff „Schieferhülle" zusammen. Der neuerdings in der Schweiz gebrauchte Begriff „Altkristallin" (P. Bearth, Monte Rosa) deckt sich durchaus nicht mit dem, was in Österreich seit alters her so bezeichnet wird. Hingegen konnte sich wieder der in den Westalpen längst verschwundene Begriff „Zentralgneis" in Österreich halten, weil wir nur eine große Granitgneis-Zentralkette im östlichen Teil unserer Zentralalpen besitzen.

Gewiß sind wir bestrebt, zu einer einheitlichen, für die gesamten Alpen gültigen und leicht verständlichen Nomenklatur zu gelangen. Die Vereinheitlichung kann jedoch nur schrittweise erfolgen und wird sich organisch, parallel zu den Forschungsergebnissen entwickeln. So wäre es kaum ratsam, die bei uns gewohnheitsmäßig stets gebrauchten Begriffe „Altkristallin", „Zentralgneis" und „Schieferhülle" plötzlich fallenzulassen. Hingegen wurde es in den letzten Jahrzehnten vielfach unterlassen und erscheint es daher heute nützlich, diese Begriffe in ihrer historischen Bedeutung sauber zu fixieren und auf Grund eines recht vollständigen Studiums der geologischen Literatur des vergangenen Jahrhunderts zu präzisieren. Diesem Zwecke und zugleich als leichtverständliche Einführung gilt die folgende historische Betrachtung.

Der Zentralgneis als „Urgebirge"

Im Sinne des Begründers der deutschen geologischen Systematik Abraham Gottlob Werner wurden die salzburgischen Gesteine (C. M. Schroll in Salzburg, 1786) in das damals für allgemein gültig gehaltene

sächsische Formationssystem gebracht. Die Überlegungen beruhen auf der einfachen Vorstellung, daß das, was unten liegt, auch das älteste ist. Granit und Gneis der Zentralalpen werden als „uranfängliche Felsgebilde" aufgefaßt und als „unstreitig das älteste aller Felsgebilde, die die Alpenkette zusammensetzen" (J. Russegger, 1830—1835) bezeichnet. Über dem Gneis folgt die „successive Formation der Gebirgsarten" (L. v. Buch, 1802). Als der damals achtundzwanzigjährige Leopold von Buch durch die Gasteiner Klamm reiste und den Goldbergbau am Radhausberg besuchte, erkannte er, daß die successive Folge der Gebirgsarten (von unten nach oben: Gneis—Schiefer—Klammkalk) durch Hebungsvorgänge aus ihrer ursprünglich horizontalen Lagerung gebracht worden war. Die Klammkalke liegen über dem Tonschiefer bei Dorfgastein und sind steil „aufgerichtet" (L. v. Buch, 1802).

Man hatte damals noch gänzlich unzulängliche Vorstellungen von den langen Zeiträumen der Erdgeschichte.

Zahlreiche Beobachtungen vom Radhausberg teilt C. M. Schroll (1786) mit. In der Klammkalkzone beobachtete er die tektonischen Walzen. Es handelt sich um die auffallenden tektonischen Faltenstengel im Meterbereich. Er meint dazu: „Sie liegen wie horizontal liegende Basaltsäulen über und hintereinander in der sogenannten Klamm, unweit Lend. Eine seltene Erscheinung!" Schon in einem der ältesten Handbücher der Gesteinskunde (K. C. v. Leonhard, 1823) finden sich Angaben über die Gneise und Schiefer vom Radhausberg und Ankogel. Besonders wird hervorgehoben, daß die Gneise am Ankogel im Anlauftal wellenförmig gebogen sind. Es handelt sich um die prächtigen, aplitisch injizierten Amphibolite und Bändermigmatite der Ankogelmulde. Über die Reise von Leopold von Buch nach Gastein, seine Naturschilderung des Wildbades und Überlegungen über die „Erhebungsflächen" des Gebirges im Zuge der Aufrichtung der Alpen (Erhebungstheorie) haben wir neulich im Badgasteiner Badeblatt berichtet (Ch. Exner, 1954 b).

Die erste monographische Darstellung der Geologie, Mineralogie und Lagerstättenkunde der Hohen Tauern rings um Gastein schuf Joseph Russegger (1830, 1832—1835) als k. k. Werksverwalter bei dem Gold- und Silberbergwerke in Böckstein und Rauris. Das große Werk liefert eine Fülle vortrefflicher Beobachtungen, die auch heute noch interessieren. Russegger sammelte und beobachtete alles selbst. Er teilte seine Ergebnisse in wissenschaftlich wohlgeordneter Form mit. Von ihm stammt auch der erste geologische Querschnitt durch das Gebirge bei Gastein.

Über dem zentralen Granit und Gneis der Tauernkette beobachtete Russegger die verschiedenen Glimmerschiefer, Kalkmarmore, Tonschiefer, Kalkschiefer und Grünschiefer. Er bemerkte, daß „diese Schichten verbogen und wellenförmig zusammengedrückt sind. Ursprünglich waren sie ebene Sedimente". Am Hocharn und Schareck liegen die Glimmerschiefer, kristallinen Kalke und Tonschiefer in einer Höhe von 3000 *m* über dem Meeresspiegel. Daraus folgert Russegger, daß erst viel später, nach Ablagerung dieser Sedimente eine allgemeine Emporhebung des Gebirges stattgefunden hat. Auch die Bildung der Erzgänge scheint mit der Emporhebung der zentralen Alpenkette verknüpft zu sein „und dürfte vielleicht gar mit selber zusammentreffen". Die Erhebung der Alpenkette leitet Russegger von einer nicht näher definierten, „im Inneren der Erde tätigen

Expansivkraft" ab. Besonders hoch ist es diesem selbständigen Forscher anzurechnen, daß er sich auf seine eigenen Beobachtungen verließ und nicht ins Horn der damals recht lärmenden Vulkanisten blies. „So häufig man überall die Spuren einer gewaltsamen Emporhebung des Alpenrückens bemerkt, so wenig ist es bisher geglückt, in der Zentralkette Felsarten zu finden, die eine ehemals vulkanische Kraft beurkundeten. Man findet hier weder Individuen der großen Trappformation, noch weniger Produkte, wie sie unsere heutigen Vulkane liefern."

Durch Russegger wurde Böckstein bei Gastein für einige Jahre zu einem geistigen Zentrum der geologischen Zentralalpenforschung. Er selbst widmete sich dann größeren montanistischen Aufgaben in Vorderasien und Nordafrika. Seine Nachfolger aber vermehrten in Böckstein die geologische Sammlung. Erzherzog Johann förderte von seiner Villa in Badgastein aus die wissenschaftliche Tätigkeit der Böcksteiner Bergbeamten, indem er sie bei der Anlegung systematisch geordneter Sammlungen unterstützte und die Zeichnung einer geologischen Karte anregte. Der k. k. Bergverwalter K. Reissacher in Böckstein führte diese Karte im Maßstabe 1 : 144.000 aus. Er interessierte sich allerdings mehr für die montanistischen Fragen und überließ die Eintragung der geologischen Schichten teilweise seinen Mitarbeitern, so daß diese erste „Geologische Karte der Umgebungen von Gastein und Rauris" (K. Reissacher, 1848 b) eine Gemeinschaftsarbeit darstellt, die vielfach nicht den gewünschten Genauigkeitsgrad erreicht.

„Die genaue Einzeichnung der Grenzen der Gebirgsarten erfolgte größtenteils nach den Beobachtungen des Herrn Werkstaetter (Böckstein) und unter dessen Leitung. Auch die Erfahrungen des Herrn Bergrates Alberti, des k. k. Bergverwalters Niederrist (Gastein und Rauris) und des k. k. Bergverwalters V. v. Helmreichen (Großarl) wurden mitverwertet" (K. Reissacher, 1848 a).

Die Karte wurde im Farbdruck (neun verschiedenfärbige Gesteinssignaturen) mit Erläuterungen von K. Reissacher in Haidinger's Naturwissenschaftlichen Abhandlungen, Wien 1848, publiziert. Es ist die erste und bis zu unserer jetzt herausgegebenen (Ch. Exner, 1956) Gasteiner Geologischen Umgebungskarte auch letzte gedruckte färbige geologische Karte des Gebietes um Gastein in größerem Maßstabe.

Erzherzog Johann lud den bedeutenden Kärntner Geologen F. v. Rosthorn zu sich nach Badgastein. Dieser verglich seine Erkenntnisse über das Großglocknergebiet mit den geologischen Verhältnissen bei Gastein und legte der Naturforscherversammlung in Freiburg mehrere geologische Profile durch die Hohen Tauern vor. Es herrschte jedenfalls damals eine aktive geologische Tätigkeit in Gastein, die besonders hübsch in den Reiseberichten der deutschen Geologen B. v. Cotta (1850) und A. v. Klipstein (1845) zum Ausdruck gebracht ist. Durch die spätere Stillegung des Bergbaues war die Entwicklung zeitweise unterbrochen.

Der Zentralgneis ist jünger als das Altkristallin

Der Begriff „Altkristallin" wurde anläßlich der geologischen Landesaufnahme durch die Geologen der im Jahre 1849 in Wien gegründeten Geologischen Reichsanstalt, welche im Sommer 1853 unser Gebiet auf-

nahmen, geprägt (M. V. Lipold, K. Peters und D. Stur, 1854). Auch heute ist der Begriff Altkristallin als eine geologische Serienbezeichnung in den Ostalpen in Gebrauch. Als altkristalline Serie bezeichnen wir eine charakteristische, hauptsächlich aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Kalkmarmoren, Muskowitpegmatiten und aus verhältnismäßig wenig Granitgneis aufgebaute Gesteinsgesellschaft. Sie baut vor allem außerhalb der Hohen Tauern weithin die kristalline Zentralzone der Ostalpen auf und findet sich in Form der Randgneise (z. B. östliche und südliche Hochalmgruppe) auch in den Hohen Tauern.

Die genannten Geologen der Reichsanstalt erkannten und legten in ihrer Schrift 1854 dar, daß der Granitgneis in den Hohen Tauern, für den sie damals den Namen „Zentralgneis" prägten, jünger ist als die Paragneise, Amphibolite und Glimmerschiefer des Altkristallins, in welche er eindringt und die er metasomatisch verdrängt. Diese grundlegende Erkenntnis hat sich als richtig erwiesen; bloß die Art und Weise, wie man sich damals das Eindringen des Zentralgneises aus der Tiefe und die „metamorphosierende Kraft" (D. Stur, 1854) vorstellte, ist antiquiert.

Die Fassung des Begriffes „Altkristallin" scheint zumindest teilweise auch auf die Erkenntnisse des Kärntner Geologen F. v. Rosthorn (1829, 1841, 1853) zurückzugehen. Dieser durchstreifte als Privatgelehrter unermüdlich die kärntnerischen Gebirge. Er bestieg den Großglockner und stellte fest, daß sein Gipfel aus Grünschiefer besteht. Er sah die Gesteine der Schobergruppe lokal über den Schiefern der Hohen Tauern lagern. Auf seinen Wanderungen fand er, daß die Gebirge zwischen Möll und Drau (Schober-, Kreuzeckgruppe), Gurk (Steirisch-kärntnerisches Nockgebiet) und Lavant (Saualpe) arm an Granitgneis sind. Sie setzen sich hauptsächlich aus Granatglimmerschiefer und Schiefergneis (Plagioklasgneis) zusammen. Die weichen Glimmerschiefer bedingen sanftere Bergformen und damit eine von den Hohen Tauern verschiedene Physiognomie. Turmalinpegmatite, Hornblendegesteine, Eklogite und vereinzelte Kalkmarmore sind ihre Begleitgesteine. Die Gesteinsgesellschaft der Hohen Tauern nannte Rosthorn „erste Urgebirgsgruppe" und stellte ihr die „zweite Urgebirgsgruppe" (= Altkristallin) gegenüber. Rosthorn hat ungemein viel gesammelt und umfangreiche, meist unpubliziert gebliebene Schriften angelegt. Seine Sammlungen gehören zum Grundstock des im Jahre 1848 gegründeten naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten in Klagenfurt.

Die erste tektonische Detailaufnahme in den Hohen Tauern um Gastein verfertigte der Bergmeister H. Credner (1850) aus Gotha. Ihm stand bereits Reissachers geologische Umgebungskarte von Gastein zur Verfügung. Er ergänzte sie durch Mitteilung genauer tektonischer Beobachtungen und sehr richtig gezeichneter Profile. Sogar den Granitgneis im Hangenden der Kalkglimmerschiefer und Kalkmarmore im Kleinen Fleißtal (Rote Wand—Modereckdecke) hat H. Credner schon beobachtet und im Profil unmißverständlich eingetragen. Mit Kennerblick erfaßte er weitgehend die tektonische Gesamtlage im Bau der Hohen Tauern. Er sieht den steilen Granitgneis in der Mallnitzschlucht (Sonnblick—Gneislamelle), er erfaßt die räumliche Bedeutung der NW-Streichrichtung im Gebiete um den Sonnblick, Hocharn und Ritterkopf, und er spricht wörtlich davon, daß die kristallinen Schiefer „mantelförmig der Zentralmasse auf- und anlagern".

Die Geologen der Geologischen Reichsanstalt untersuchten in drei Sommermonaten des Jahres 1853 das Gebiet der Niederen und Hohen Tauern zwischen Hochgolling und Großvenediger. Es handelte sich darum, die geologischen Grundlagen für die erste geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie zu sammeln. Die geologische Bearbeitung des Gastein-, Rauris- und Fuschertales im Maßstabe 1 : 144.000 nahm M. V. Lipold vor. Die Tappenkarberge bearbeitete K. Peters und die kärntnerischen Anteile D. Stur. Außerdem bearbeitete D. Stur den Lungau und die ganze S-Flanke der Hohen Tauern, K. Peters den Pinzgau und die östlichen Pongauer Täler. Die Arbeitsleistung in diesem einen Sommer ist bewundernswert, wenn man zugleich bedenkt, daß sehr brauchbare Aufnahmsergebnisse erzielt wurden, die die Grundlagen für alle folgenden Beschreibungen dieser Gebirgsgruppen darstellen. Im weiteren Umgebungsbereich Gasteins sammelte M. V. Lipold allein 1500 Gesteinsproben von 500 verschiedenen Lokalitäten und ließ sie nach Wien transportieren.

Recht genau sind die beiden Profile, die M. V. Lipold im Gasteiner Bereich vom Schareck zum Hochkönig und vom Ankogel zum Tennengebirge zeichnete (Jahrbuch Geolog. Reichsanstalt, 5. Band, Tafel III).

Das Profil vom Schareck über Silberpfennig, Erzwies, Türchlwände, Bernkogel, Dienten bis zum Hochkönig zeigt die Glimmerschiefermulde zwischen Sonnblick- und Hochalm-Ankogelgneis. Das Gneisgewölbe des Silberpfennigs mit den auflagernden Glimmerschiefern, Dolomit und Kalkmarmor ist richtig eingetragen. Über den Phylliten der Stanzscharte folgt die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie der Türchlwände mit Linsen von Serpentin; darüber die schwarzen graphitischen Tonglimmerschiefer (Fuscher Phyllite) mit Einlagerungen von Kalkglimmerschiefern; die Schichten neigen sich nun steiler gegen N. Am Bernkogel stehen wenig kristalline, steil nördlich einfallende Kalkschiefer an. Das zweite Profil Lipolds reicht, wie erwähnt, vom Ankogel zum Tennengebirge, u. zw. über den Kamm Gamskarkogel—Schuhflicker. Die Glimmerschiefer und Amphibolschiefer im Bereiche des Ankogels sind eingetragen. Es fehlt auch nicht das im Granitgneis isolierte Kalkmarmorband unter dem Heidentempel. Die Gneislamelle der Flugkopf Decke wird ganz richtig als Pistazitgneis (Epidotgneis) angegeben. Das kleine Dolomit- und Kalkmarmorband zwischen Flugkopf und Toferer Kreuzkogel sehen wir richtig eingetragen. Dann folgt die komplizierte, teilweise von Lipold recht genau skizzierte Serie der Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer des Gamskarkogels und der Tonglimmerschiefer (Fuscher Phyllite) bis zum Schuhflicker und Klammkalkzug.

Intrusion des Zentralgranits und Metamorphose zum Zentralgneis

Erst nach der Mitte des vergangenen Jahrhunderts entwickelte sich die mikroskopische Gesteinskunde (Dünnschliff-Petrographie). Zunächst wurden die Grundlagen geschaffen, magmatische Erstarrungsgesteine von den metamorphen Schiefern zu trennen. Die größten Schwierigkeiten einer solchen Trennung stellen sich bekanntlich in den Gneisen ein. Es war der große Mineraloge G. Tschermak in Wien, aus dessen Schule Friedrich Becke hervorging. Unter der Leitung von F. Becke arbeitete im Rahmen der Akademie der Wissenschaften in Wien die Kommission

für die petrographische Erforschung der Zentralkette der Ostalpen in den Jahren 1894 bis 1899. Becke selbst durchforschte die Zillertaler Alpen, U. Grubenmann die Ötztaler Alpen und F. Berwerth das Gebiet um Gastein. Diesem klassischen Unternehmen verdankt die Wissenschaft — wie allgemein bekannt — grundlegende und heute zum Allgemeingut gewordene Erkenntnisse über die Vorgänge der Gesteinsmetamorphose.

F. Beckes petrographische Untersuchungen in den Alpen gingen von einem echten magmatischen Erstarrungsgestein aus (Rieserferner-Tonalit), in dem er die primär magmatisch gebildeten Minerale (z. B. zonare Plagioklase mit basischen Rekurrenzen) von den sekundären Bildungen der Abkühlungsmetamorphose (Epidot-Zoisitgruppe, Muskowitmikrolithe im Plagioklas, Albitsäume, Chlorit, Karbonate usw.) unterschied.

Die systematische Untersuchung der Tauerngesteine ergab dann, daß in den Zentralgneisen und ihren Hüllgesteinen die sekundären Minerale in großem Reichtum und Mannigfaltigkeit vorhanden sind. Becke fand dazu die invers zonaren Plagioklase und den Schachbrettalbit. Alle diese Mineralbildungen weisen auf niedrige Temperaturen während der Gesteinsprägung hin und stehen somit im Gegensatz zu den hochtemperierten primären Mineralen magmatischer Kristallisation. Für den Zentralgneis konnte mit großer Wahrscheinlichkeit nachgewiesen werden, daß er zunächst als magmatischer Granit erstarrte und nachfolgend bei niedrigen Temperaturen umkristallisierte, also metamorph wurde. Da in ihm die sekundären Mineralbildungen gegenüber dem primären Mineralbestand überwiegen, kann man ihn als einen kristallinen Schiefer bezeichnen. Beckes ungemein genaue, sich über einen Zeitraum von Jahrzehnten erstreckende Originalarbeiten wurden in etwas schematisierter Form von U. Grubenmann in der Schweiz und später mit einigen Abänderungen und wertvollen Erweiterungen von P. Niggli zu einer allgemeinen Lehre der Gesteinsmetamorphose ausgebaut, die auch heute die Grundlage für dieses Wissensgebiet, speziell für die alpine Gesteinsmetamorphose abgibt.

Damit war der Schlüssel gefunden, die nebulose „metamorphosierende Kraft", mit welcher die Reichsanstaltsgeologen um das Jahr 1854 die Entstehung des Zentralgneises erklärten, in eine Abfolge physikalisch-chemisch plausibler und im Mineralbestand und den Strukturen des Zentralgneises und der angrenzenden Gesteine beobachtbarer Bilder aufzulösen.

Der alte Wiener Geologe Ami Boué (1868) hat diese Entwicklung der Dinge schon deutlich vorausgeahnt. Er schrieb die folgenden bedeutenden Worte über Granit und Metamorphismustheorien:

„Das Übel ist, daß der Mensch zu jeder Zeit alles wissen will, oder zu erklären nach seinen Kenntnissen sich berechtigt glaubt. Doch er vergißt, daß diese letzteren nur einen Horizont in der Skala der Erkenntnis der Naturkräfte und Produkte bilden und daß die uns nachfolgende Menschheit, wahrscheinlich unsere jetzige Unwissenheit belächelnd, noch viel höher im Wissen stehen wird. Bleiben wir der Weisheit gemäß bei dem Ausdruck Metamorphismus und überlassen wir es der Zukunft, die ganze Erklärung der Phänomene und ihrer Details zu geben."

Es traten natürlich in dem halben Jahrhundert zwischen den Resultaten der Reichsanstaltsgeologen (1854) und dem Bekanntwerden der Beckeschen Metamorphoselehre (um 1903) mitunter Hitzköpfe auf, welche die „meta-

morphische Kraft" entweder überhaupt leugneten oder extrem simplifizierten.

In Mallnitz steht am Waldrande hinter der Kirche das Denkmal für den Geologen und Paläontologen E. v. Mojsisovics, den hauptsächlich bergsteigerische Interessen mit den Hohen Tauern verbanden, während sein geologisches Tätigkeitsfeld die Trias der nördlichen und südlichen Kalkalpen war. Mojsisovics (1872) meinte, zur alten Urgebirgstheorie zurückkehren zu müssen und unterrichtete in diesem Sinne seinen Schüler M. Vacek (1884), der im Gebiete um Gastein und Tappenkar auch tatsächlich mehrere geologische Urformationen konstruierte.

Geologische Detailaufnahmen führte man in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts im Gasteiner Raum zunächst nicht aus. Die Verhältnisse des Goldbergbaues wurden eingehend von F. Posepny (1879) studiert, der auch einige geologische Beobachtungen mitteilt. Die Gasteiner Thermen untersuchte W. v. Gümbel (1889), ebenfalls mit geologischen Notizen. Erst die eingehenden geologisch-petrographischen Untersuchungen von F. Berwerth (1900) leiten dann in die neuere Zeit, nämlich zu den meisterhaften geologischen Aufnahmsberichten von F. Becke, über (siehe Seite 19).

Die Tauern-Schieferhülle

Touristen und Kurgäste, mit denen der Verfasser im Laufe der geologischen Feldaufnahmen in den vergangenen Jahren im Gasteiner Gebiet zusammentraf, waren häufig der Meinung, auf „Urgebirge" zu stehen. Jedoch wunderten sie sich, soviel Kalkschiefer und Kalkmarmor in den Hohen Tauern zu finden. Ihre Frage lautete dann meist: Wie kommt der Kalk ins Urgebirge? Was hat der Kalk so nahe vom Gneis und teilweise auch mitten im Gneis zu suchen? Gab es in diesen Urzeiten, aus denen die Tauern hervorgingen, schon organisches Leben, das den Kalk aufbaute?

Prinzipiell mit den gleichen Überlegungen gingen auch die ersten Geologen an das Problem heran.

Schon J. Russegger (1830) rechnete nur noch den Granit und Gneis zum Urgebirge. Die darüberfolgenden „mächtigen Ablagerungen von Glimmerschiefer, hier und da wechsellagernd mit jüngerem Granite, begleitet von körnigem Kalk und Euphotidgebilden (Grünschiefern)" werden bereits als eine sedimentäre jüngere Formation erkannt, welche dann in der Klammkalkzone und nördlich der Salzach zu den „Gebilden der Übergangszeit" (Grauwackenzone) überleitet. Darüber folgt der „Alpenkalk" (nördliche Kalkalpen).

Nebenbei sei darauf hingewiesen — es ist wissenschaftsgeschichtlich interessant und typisch —, daß sich der sehr gute und selbständige Beobachter J. Russegger dann später im Laufe der Ausarbeitung seiner Tatsachenergebnisse durch Ungenauigkeit dort aus der Affäre zieht, wo sein Schema nicht mit den Beobachtungen zusammenstimmt. Russegger erkannte ganz eindeutig die lokale Wechsellagerung von Glimmerschiefer und Gneis. Er sah ja auch wahrscheinlich schon die Kalkmarmorbänder, die zusammen mit Quarziten und Glimmerschiefern im Gneis liegen (z. B. Kötschachtal-N-Flanke). Als sorgfältiger Naturforscher schied er also dementsprechend über dem „Urgebirge", welches er als Formation I (Granit und Gneis) bezeichnete, eine jüngere Formation II aus, die durch Wechsel-

lagerung von Gneis und Glimmerschiefer (einschließlich Kalkmarmor) charakterisiert ist. Erst darüber folgt die Formation III (Glimmerschiefer, Chloritschiefer, körniger Kalk, Euphotid, Tonschiefer), die der peripheren Tauernschieferhülle entspricht. Als Formation IV (Glimmerschiefer, dichter Kalk, Tonschiefer) wird die Klammkalk- und Grauwackenzone ausgeschieden.

Betrachten wir aber das Profil, welches Russegger zeichnete, so suchen wir vergebens nach der Formation II. Sie war ihm unbequem. Sie paßte nicht zu seiner Theorie der successiven sedimentären Ablagerung der Formationen, wobei die untere Schichte stets älter angenommen wird als die darüberliegende. In seiner ersten Publikation stand Russegger den tatsächlichen Gegebenheiten noch aufgeschlossener gegenüber. Er spricht von einem jüngeren Granit, der im Gegensatz zur Hauptmasse der Granite und Gneise nicht dem Urgebirge zugehöre. Dieser jüngere Granit fällt dann später ganz einfach unter den Tisch, zu Nutz und Frommen der Urgebirgshypothese. Dementsprechend muß auch die unbequeme Formation II verschwinden. Russegger gibt das freimütig zu, indem er schreibt: „Die Formation II beinhaltet Gneis und Glimmerschiefer, in Wechsellagerung stehend. Diese Formation ist so lokal, daß ich sehr an ihrer Individualität zweifle und sehr geneigt bin, sie der Formation III beizuzählen, daher ich sie auch im Durchschnitte ganz wegließ."

Fossilfunde in der Grauwackenzone bei Dienten und in dem Dolomitgebirge der Radstädter Tauern. Erkenntnis der Metamorphose der Tauernschieferhülle

Um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts bricht die Zeit der Fossilfunde und Stratigraphie in den zentralen Ostalpen an. Die primitive Urgebirgsvorstellung beginnt zu wackeln.

Bei Dienten in der Grauwackenzone (nördlich der Salzach) wurden im Jahre 1846 in dunklem Tonschiefer Fossilien gefunden. F. v. Hauer (1847) besuchte den damals dort vorhandenen Eisenstein-Tagbau und bestimmte die Fossilien als *Orthoceras gregarium*, *Cardiola interrupta* und *Cardium gracile*, somit Silur.

R. J. Murchison (1850) kommt ins Land und beobachtet die Häufigkeit von Encriniten in den kalkigen und chloritischen Schiefern der Tauern-Alp (wahrscheinlich Radstädter Tauern).

D. Stur findet im Sommer 1853 im Zuge der Aufnahme für die Geologische Reichsanstalt Diploporen im Radstädter Dolomit; ferner in dunklem Kalkmergel des Zehnerkares (ebenfalls Radstädter Tauern) eine Rhätfauna mit Bivalven und Gastropoden (*Gervillia*, *Modiola*, *Myacites*, *Avicula*, *Chemnitzia*, *Neritopsis* usw.) und in Schiefern und kristallinem Kalk des Zehnerkares Belemniten. Also Fossilien der Trias- und Juraformation in Gesteinen, die bisher dem Übergangsgebirge zugerechnet wurden. Der kristalline Kalk erweist sich durch den Belemnitenfund als ein gewöhnlicher Kalk der Juraformation, dessen kristalliner Zustand sekundär durch Gesteinsmetamorphose erworben ist. Die Entdeckerfreude D. Sturs kann nachempfunden werden, wenn man seinen Originalbericht liest:

„Die Lagerungsverhältnisse in den Radstädter Tauern bestürzen den Geologen dermaßen, daß er für den ersten Augenblick an den anderswo gesammelten Erfahrungen zu zweifeln anfängt. Zu den eben angegebenen

wunderlichsten Dingen tritt noch ein wunderlicheres, aber zugleich die beste Erklärung gebendes Vorkommen von Versteinerungen an Orten, wo man deutlich sehen kann, daß Schiefer, in denen wohlerhaltene, sicher zu erkennende Belemniten vorkommen, von ebenso charakteristischen körnigen Kalken, die jedermann mit Sicherheit der kristallinischen Formation einreihen zu können glauben würde, überlagert werden. In einem solchen Augenblick ist man zur Anerkennung des Wertes der Versteinerungen sehr leicht geneigt, so wie man andererseits den geringen Wert kennen lernt, der bei der Bestimmung des Alters der Gesteine auf deren petrographische Beschaffenheit zu legen ist. Und ebenso leicht ist es, hier in der Natur sich zu überzeugen, daß die Kalke der Radstädter Tauern mit den Belemniten metamorphosiert worden sind" (D. Stur, 1854).

Die Reise des Berner Geologieprofessors B. Studer im Herbst 1848 in der Schieferhülle der Hohen Tauern brachte Vergleiche mit den damals schon viel intensiver geologisch erforschten Westalpen. Studer wanderte von Heiligenblut über das Hochtor nach Rauris und von dort über den Berg nach Badgastein, dann durch die Gasteiner Klamm nach Lend und zur Fossilfundstelle in der Grauwackenzone nach Dienten. Es fiel ihm auf, daß die Schiefer der Hohen Tauern nicht verschieden von den in ähnlicher Lagerung in Graubünden, im Wallis, in der Maurienne oder im Dauphiné vorkommenden grauen Schiefern sind (Bündnerschiefer).

Die Metamorphose der Tauernschieferhülle bei Gastein wurde von B. Studer erstmals erkannt. Er beobachtete die allmähliche Veränderung, welche sich in den sedimentären Gesteinen der Tauernschieferhülle bei Gastein mit schrittweiser Annäherung an das Gebiet des Granitgneises vollzieht. Das Phänomen der Gesteinsmetamorphose wird gegenständlich an Hand von Übergangsreihen wenig metamorpher zu stärker metamorphen Schiefern erfaßt:

„Wo die metamorphischen Einflüsse am schwächsten hervortreten, sind es schwarze oder graue Ton- und Dachschiefer, oder glimmerreiche feste Sandsteinschiefer, oder dunkle dichte oder körnige Kalksteine. Bei höherer kristallinischer Entwicklung nehmen die Schiefer stärkeren Glanz und buntere Farben an und nähern sich dem wahren Glimmerschiefer. In der näheren Umgebung der Gneisstreifen findet man mächtige Schieferfolgen von Chloritschiefer, mit welchem weiße Marmore, Cipolline oder talkige Quarzschiefer wechseln. Zuweilen auch, besonders in der Nähe von Serpentin, sind grüne Schiefer, in Epidotschiefer oder Talkschiefer übergehend, mächtig entwickelt: so in Rauris und Gastein und auf der anderen Seite der Salzach gegen Dienten hinauf. Organische Überreste finden sich, wie überall, nur höchst selten in dieser Zone" (B. Studer, 1849, 1851).

Das Rätselraten um das sedimentäre Alter der Tauernschieferhülle

Die Fossilfunde in der Grauwackenzone (Paläozoikum) und in den Radstädter Tauern (Mesozoikum) werden nun von den damals beteiligten Forschern — ähnlich wie wir das heute auch tun — mit den fossilfreien Schiefern der Hohen Tauern in Beziehung gebracht. Das heißt, es wird versucht, das sedimentäre Alter der Tauernschiefer zu erraten, indem man die fossilfreien Gesteine der Hohen Tauern bei Gastein mit analog aussehenden fossilführenden Serien der Grauwackenzone (Paläozoikum)

oder der Radstädter Tauern (Mesozoikum) vergleicht und zusätzlich noch Gesichtspunkte aus den Westalpen usw. mit heranzieht. Diese auf Analogieschlüssen beruhende Methode der geologischen Altersbestimmung der Tauernschiefer ist nicht exakt. Sie bringt bloß Vermutungen, aber keine eindeutigen Beweise, weil eben Fossilien in den Tauernschiefern bei Gastein nicht gefunden wurden und auch heute noch nicht bekannt sind.

Sehr vernünftig war wohl die Stellungnahme des Schweizers B. Studer. Er hielt es für durchaus möglich, daß paläozoische und mesozoische Schiefer der Alpen infolge ähnlicher primärer Sedimentationsverhältnisse („Flysch"-Bildung Studers) und gemeinsamer sekundärer Umprägung sich sehr ähnlich sehen können. Man kann sie gar nicht voneinander trennen, wenn nicht zugleich die entscheidenden Fossilien im betreffenden Gestein und an der betreffenden Lokalität, die man gerade untersucht, gefunden werden. Angesichts der dunklen Tonschiefer (Schwarzphyllit) in der Schieferhülle um Gastein schreibt B. Studer folgendes: „In Graubünden, Tessin und Wallis enthalten diese Schiefer Belemniten und Pentacriniten; in Savoyen und Dauphiné Steinkohlenpflanzen, bei Dienten Bivalven und Orthoceren der Silurformation. Es können unter der Einwirkung des rätselhaften Prozesses, der den Zentralmassen der Alpen ihre Entstehung gab, Sedimente aus sehr ungleicher Zeit diesen den Alpen so eigentümlichen Charakter erhalten haben."

K. Peters (1854, 1864), der als Reichsanstaltsgeologe selbst an der geologischen Aufnahme der Hohen Tauern beteiligt war, hob die Ähnlichkeit vieler Gesteine der Tauernschieferhülle mit den triadischen Radstädter Gebilden hervor. Vor allem stützte er sich auf Ähnlichkeiten in der weiteren Umgebung des Tappenkarsees. Peters vertrat die Auffassung, daß in der Tauernschieferhülle nicht nur Paläozoikum, sondern auch Trias enthalten ist. Die Metamorphose der Tauernschieferhülle ging nach Peters während der Liasformation vor sich.

So zeichnete K. Peters (1864) ein Diagramm, in dem er zum Ausdruck bringt, wie er sich die Verhältnisse im Untergrund des Liasmeeres vorstellt. In den Zentralalpen wäre demnach in der Liaszeit ein tiefer Meerestrog anzunehmen. Unter dem liassischen Meeresgrund waren die zentralalpinen paläozoischen und triadischen Schichten so tief versenkt, daß sie angewärmt und metamorph wurden. Ähnlich wie man heutzutage metamorphe Fronten konstruiert, so zeichnet K. Peters eine nach oben konvexe hyperbolische Kurve, womit er den aus der Tiefe aufdringenden Wärmestrom zum Ausdruck bringt. Die von dem französischen Geologen P Termier einige Jahrzehnte später entwickelten Gedankengänge über die alpine Metamorphose (colonnes filtrantes im alpidischen Geosynklinalstadium) sind bekannt geworden. K. Peters hat man hingegen vollkommen vergessen. Es scheint nicht ganz unwichtig, aufzuzeigen, daß auch unter den ostalpinen Geologen schon seit der Mitte des vergangenen Jahrhunderts die Ansicht vertreten war, daß in der Tauernschieferhülle mesozoische Schichten vorhanden sind. Von K. Peters leitet diese Auffassung zu Eduard Suess hinüber.

Man berichtet von K. Peters, daß er noch einer der alten Naturforscher von universeller naturwissenschaftlicher und medizinischer Bildung war. Der ideenreiche Mann studierte in Prag Philosophie, in Wien Medizin und gelangte durch die anregenden Vorlesungen von W. Haidinger zur

Geologie. Später war er Professor an der Universität in Budapest und Graz. Er las nicht nur Mineralogie und Geologie, sondern hielt — wenn gerade erforderlich — auch die Vorlesungen über Zoologie, Philosophie und Mechanik (siehe Nachruf auf K. Peters im Jahrb. Geolog. Reichsanst., Band 31, 1881).

Ein Aufenthalt in den Radstädter Tauern und wiederholte Besuche der Glocknergruppe führten Eduard Suess (1890) zur Ansicht, daß die Triasablagerungen der Radstädter Tauern von dem Kalkglimmerschiefer der Tauernschieferhülle nicht zu trennen sind. Der Kalkglimmerschiefer der Hohen Tauern „wiederholt vielmehr der Hauptsache nach in großem Maßstabe die Erscheinung der durch Druck veränderten Jurakalksteine der Schweizer Alpen und ist als ein veränderter Triaskalkstein zu betrachten".

An der Geologischen Reichsanstalt jedoch blieb durch viele Jahrzehnte die Hypothese, welche D. Stur (1854) gefaßt hatte, die herrschende Meinung. Demnach wäre die gesamte Tauernschieferhülle als metamorphe paläozoische Grauwackenformation zu betrachten. G. Stache (1874) bemühte sich um eine Seriengliederung dieser vermeintlich paläozoischen Tauernschieferhülle. Er gliedert die Schieferhülle in zwei Abteilungen. Die untere Abteilung ist durch kalkfreie oder kalkarme Schiefer gekennzeichnet. Die obere Abteilung enthält die Kalkglimmerschiefer und Chloritschiefer (Grünschiefer), wobei Dolomit unter- und innerhalb des Kalkglimmerschieferkomplexes beobachtet wurde. Über der Schieferhülle liegt die Kalktonphyllitgruppe (heute: Fuscher Phyllite nach H. P. Cornelius). An diese Gliederung der Reichsanstaltgeologen schloß F. Becke später seine Einteilung in untere und obere Schieferhülle an. Als stratigraphische Einteilung ist sie unbrauchbar. Es kommt ihr eine gewisse tektonische Bedeutung zu (siehe Seite 153).

V. Aufzählung der wissenschaftlichen Bearbeitungen seit dem Jahre 1900

Die moderne Erforschung des Gasteiner Gebietes setzt um die Jahrhundertwende mit den äußerst sorgfältigen Beobachtungen Friedrich Beckes ein. Der äußere Anlaß dazu war zunächst die Gutachtertätigkeit Beckes für die Projektierung des Tauerntunnels und dann mit dem Bau der Tauernbahn fortschreitend die ständige und sehr genaue Aufnahme der Bauaufschlüsse durch Friedrich Becke. Anschließend daran begann Becke das Zentralgneisgebiet der Hochalm-Ankogelgruppe und seiner Randzone systematisch geologisch-petrographisch zu untersuchen. Er legte den Grundstein für die nun folgende wissenschaftliche Tätigkeit in den Hohen Tauern. Seine exakten, kurzen und prägnanten Berichte (1906 und 1908) stellen den eigentlichen Ausgangspunkt für das langsame Entstehen der schrittweise durch Zutun der nachfolgenden Bearbeiter heranreifenden und nun von uns in die vorliegende Form gebrachten geologischen Umgebungskarte von Gastein dar. Wer selbst tiefer in die geologischen Probleme eindringen will und die Art und Weise kennenlernen möchte, wie man hier beobachten und geologische Schlußfolgerungen aus den Beobachtungen ziehen kann, dem ist dringend zu empfehlen, Beckes Arbeiten

im Original oder in den ausgezeichneten historischen Darlegungen von A. Winkler-Hermaden (1926) und F. Angel (1952) nachzulesen.

Der französische Geologe Pierre Termier schuf bekanntlich um die Jahrhundertwende die Theorie des Tauernfensters. Zur gründlichen Erforschung dieses Problemkreises in den östlichen Hohen Tauern und in den Radstädter Tauern bildeten F. Becke und V. Uhlig im Jahre 1906 im Rahmen der Akademie der Wissenschaften in Wien eine Arbeitsgruppe, der als damals jüngere Mitarbeiter M. Stark, F. Trauth, F. Seemann, L. Kober und W. Schmidt angehörten. M. Stark bearbeitete in der Gasteiner Umgebung das Gebiet der nördlichen Tauernschieferhülle östlich des Gasteiner Tales (Gebiet Dorfgastein, Bad Hofgastein, Großarl, Hüttschlag) und die Radstädter Dolomitberge westlich vom Tappenkar (Filzmoos Sattel, Schneibenstein, Großarl). Ferner untersuchte M. Stark die Schieferhülle der Mallnitzer Mulde von Mallnitz bis zum Schareck und das Zentralgneisgebiet des Fraganter Tales (Wurten Tales). L. Kober erforschte im Raume unserer Gasteiner geologischen Umgebungskarte das Gebiet um den Hohen Sonnblick, Herzog Ernst, Schareck, Silberpfennig und die nördliche Tauernschieferhülle westlich des Gasteiner Tales. W. Schmidt bearbeitete im Bereich der vorliegenden Karte die Dolomitberge um den Tappenkarsee.

Besonders Michael Stark hat als Schüler und Assistent von F. Becke mehrere Jahre sehr eingehende petrographische und feldgeologische Untersuchungen in den östlichen Hohen Tauern betrieben, auf denen wir heute vielfach weiterbauen. Es gelangte nur ein Bruchteil seiner wichtigen und neuen Beobachtungen und Auffassungen zur Veröffentlichung, vor allem in dem meisterhaften Bericht von M. Stark, 1912. Hier werden die Grundzüge des Schichtaufbaues der gesamten Tauernschieferhülle unseres Gebietes und das Prinzip der Bewegungsvorgänge im Zentralgneis und in den Schiefern aufgezeigt. Was M. Stark in bescheidenster Form berichtet, dahinter steckt eine gewaltige und exakte Arbeitsleistung. Ausgehend von Beckes Erfahrungen ging er dazu über, die Gesteinsdeformationen feldgeologisch und mikroskopisch zu studieren. Leider hat M. Stark nach dem ersten Weltkrieg diese petrokinetischen Arbeiten nicht mehr weiterbetrieben. Es blieb in den östlichen Hohen Tauern bei diesen ersten tastenden Versuchen, während gleichzeitig Bruno Sander am Tauernwestende die Grundzüge der Gefügekunde und ihre Anwendung auf die Geologie schuf. M. Stark teilte dann schließlich einige Jahrzehnte später noch manches petrographische Detail aus seinen reichen Erfahrungen mit.

Leopold Kober ist der Geologe, der das große Konzept des Alpenbaues, das durch die Erfahrungen von E. Suess, durch die Theorie des Tauernfensters von P. Termier und durch das Beispiel von V Uhlig gegeben war, inhaltlich mit zahlreichen wertvollen Beobachtungen erfüllte und weiter ausbaute. Ihm steht das geologische Tauernproblem als Ganzes vor Augen. Er zeigt im Jahre 1912, wie sich die westalpine Stratigraphie auf die Schieferhülle des Gasteiner Gebietes im einzelnen anwenden läßt. Er sieht die marine Transgression der Trias mit den auflagernden Bündner Schiefern über dem Zentralgneis. Er erkennt die tektonische Stirne des Sonnblickgneises bei Kolm Saigurn, und er erfaßt die Großzügigkeit des Überschiebungsbildes und der tangentialen Bewegungsvorgänge im Raume um Gastein. Als dann der erste Weltkrieg und seine Auswirkungen die Arbeiten von F. Becke und M. Stark in feldgeologischer Hinsicht zum bleibenden

Stillstand brachten, war es Leopold Kober, der nach dem Krieg sogleich mit Feuereifer einige Übersichtsbegehungen in den östlichen Hohen Tauern ausführte und mit Verarbeitung der eigenen und der Beckeschen und Starkschen Beobachtungen, sowie unter Berücksichtigung der westalpinen Forschungen (besonders E. Argand) eine Gesamtschau der Geologie unseres Gebietes entwarf.

Dieses Werk von L. Kober (1922): „Das östliche Tauernfenster", vorgelegt der Akademie der Wissenschaften in Wien am 4. März 1920, gibt ein geniales Bild großer aufeinandergestapelter Überschiebungsdecken mit sorgfältigen und interessanten Detailprofilen, mit einer tektonischen Übersichtskarte der östlichen Tauern, mit einer weitschauenden und gründlich durchdachten Stratigraphie und vor allem in einem eindrucksvollen, klaren, den großzügigen Strukturen des Alpenbaues entsprechenden Stile, der den Leser fasziniert und das Tauernproblem jedermann, auch dem Nichtspezialisten, verständlich macht. In den Büchern über „Bau und Entstehung der Alpen", „Bau der Erde", „Der geologische Aufbau Österreichs" u. a. hat L. Kober später dieses Bild etwas modifiziert und teils seinen eigenen zusätzlichen Beobachtungen, teils den Beobachtungsergebnissen späterer Bearbeiter angepaßt, ohne aber die Synthese vom Jahre 1920 wesentlich zu ändern. Mit seinen Anschauungen, die im Prinzip auch F. E. Suess bezüglich der Tauern teilte, trug L. Kober wesentlich dazu bei, daß Studenten aus dem Wiener Universitätsinstitut in den Tauern arbeiteten und daß die Verbindung mit der westalpinen Geologie, welche für das Verständnis der Hohen Tauern so ungemein wichtig ist, aufrechterhalten blieb. Vor allem hatten sich alle Geologen, die nach dem Jahre 1920 in unserem Gebiete tätig waren, mit der Zusammenfassung und den Ideen von L. Kober auseinanderzusetzen, was teils kritisch, teils zustimmend geschah, jedenfalls aber für den Arbeitsgeist und den Willen nach Erkenntnis förderlich war.

Bisher handelte es sich um großangelegte wissenschaftliche Untersuchungen (F. Becke: Kristalline Schiefer, M. Stark: Schichtbau und Gesteinsdeformationen, L. Kober: Großtektonik). Es machte sich nun der Drang geltend, Detailbeschreibungen auszuführen, exakte geologische Detailkarten anzufertigen und die Gesteine der Reihe nach, so wie sie an Ort und Stelle vorkommen, ausführlich zu beschreiben. Denn nur auf diesem Wege ließ sich nach den wichtigen Studien und Ergebnissen von Becke, Stark und Kober ein weiterer Fortschritt erwarten. Der räumliche Bereich der geologischen Aufnahmstätigkeit des einzelnen Forschers wird nun vorsätzlich kleiner, um durch gründliche und möglichst vollständige Beobachtung wertvolle Beiträge zu liefern, aus denen anderseits wieder reale und exakte Grundlagen für das gesamte Tauernproblem ersprießen. Diese mit den Arbeiten von W. Schmidt und A. Winkler-Hermaden in unserem Raume der Umgebung von Gastein nach 1920 beginnende Tätigkeit der Detailforschung, wobei bewußt vermieden wird, das Kind zugleich mit dem Bade auszugießen und eine „fertige Synthese" der gesamten Tauerngeologie zu explizieren, beherrscht auch unsere heutige Arbeitsweise. Wir befinden uns ganz einfach im Stadium der Sammlung neuer Beobachtungen und fühlen nicht den unbedingten Drang, sämtliche Erscheinungen, die wir in der Natur beobachten, sofort in ein Denkschema einzubauen. Sondern es genügt zunächst, diese Beobachtungen aufzunehmen und zu

beschreiben. Es handelt sich um das Sammeln „beobachtbarer Merkmale am Gestein" (Bruno Sander). Der richtige Vers darauf (geologische Deutung) wird sich umso eher und umso rascher finden, je gründlicher die Sache beobachtet und dargestellt ist.

So ließ sich Walter Schmidt nach Ende des ersten Weltkrieges zunächst etwas Zeit, besuchte dann abermals das Aufnahmsgebiet seiner Jugend, verbesserte die Stratigraphie in den Radstädter Tauern und gab — was für unser Gebiet wesentlich ist — eine originelle, durchwegs auf eigener Beobachtung und Anschauung beruhende Darstellung der Gesteine und ihrer Lagerungsform im Umkreis des Tappenkarsees.

A. Winkler-Hermaden arbeitete im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt in sechs Sommern (1920—1925) im Gebiete des Goldbergbaues Naßfeld und Sonnblickgruppe. Seine Profile und Beschreibungen zeichnen sich durch Exaktheit bis ins kleinste Detail aus. Ferner beschäftigte er sich mit dem Gesamtproblem der Hohen Tauern, fand die Analogien zu den Erkenntnissen B. Sanders am Tauernwestende, gab eine Übersicht über die Erforschungsgeschichte und Probleme der Hohen Tauern, unterzog das Werk L. Kobers einer gerechten Kritik und wurde so zum besten Kenner des Sonnblickgebietes und der Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Da Winkler-Hermaden noch selbst mit F. Becke Exkursionen unternahm, war er auch in dieser Hinsicht besonders befähigt, das Wissensgut F. Becke's zu bewahren und an die jüngere Generation weiterzugeben.

In diesem Zusammenhange sind die petrographischen Beschreibungen der Becke-Schüler L. Schurk und A. Köhler zu nennen (Flugkopf-Gneis und Floititgang im Naßfelder Achental). A. Winkler-Hermaden selbst lieferte keine petrographischen Detailbeschreibungen aus den Hohen Tauern. Er hat jedoch gezeigt, wie wichtig die gründliche feldgeologische Beobachtung ist, die ausdauernd und konsequent Jahr für Jahr unter Berücksichtigung sämtlicher Detailaufschlüsse ein enge gestecktes Gebiet auf das genaueste in seinen auch noch so komplizierten Strukturen und Problemen aufklärt.

Im benachbarten Großglockner-Gebiet erfolgte nun durch H. P. Cornelius und E. Clar (1929—1934) die geologische Kartierung dieser Gebirgsgruppe im Maßstab 1 : 25.000 auf bester und modernster topographischer Kartenunterlage, mit Erzielung größter Genauigkeit und detailliertester Aufgliederung der geologischen Eintragungen. Ein Standardwerk, das einzig dasteht in den Hohen Tauern. Die Ergebnisse der Forschertätigkeit von H. P. Cornelius und E. Clar konnten sich natürlich nicht nur auf die Glocknergruppe beschränken, sondern ließen auch das Gebiet in der weiteren Umgebung von Gastein in einem neuartigen und interessanten Lichte erscheinen.

Es ist das große Verdienst von S. Prey und E. Braumüller, welche schon im Rahmen ihrer Doktordissertationen wertvolle geologische Arbeit in der Sonnblickgruppe und in der Klammkalkzone geleistet hatten, daß sie ihre Untersuchungen nun auch mit den Ergebnissen von H. P. Cornelius und E. Clar eingehend verglichen, wobei sich wichtige neue Gesichtspunkte für die Tektonik der Schieferhülle der weiteren Gasteiner Umgebung ergaben und zum ersten Male seit der Zusammenfassung von L. Kober ein neues Gesamtprofil und eine neue Gesamtschau der Tektonik der

mittleren Hohen Tauern entstand (E. Braumüller und S. Prey, 1943). In diesem Zusammenhange untersuchte Braumüller besonders das Gebiet um Wörth im Hüttwinkl-Rauristal. Mit seinen petrographischen Beobachtungen wurde Siegmund Prey im Zuge breit angelegter, gediegener und gründlicher Untersuchungen in der Sonnblickgruppe zum eigentlichen Nachfolger M. Starks in der Erforschung der Deformation des Zentralgneises. Leider gelangte bisher erst ein kleiner Bruchteil der sorgfältigen petrographischen Beobachtungen S. Preys zur Veröffentlichung. Seine Arbeit „Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern" (1937) zeigt die verschiedenen Zwischenstadien zwischen Granit und Gneis mit den Vorgängen mechanischer Zertrümmerung und Rekristallisation der Gesteinsgemengteile.

Mit dem neuerlichen Interesse an dem stillgelegten Goldbergbau setzen im Jahre 1935 die Untersuchungen von A. Kieslinger ein, die zunächst wesentliche Erkenntnisse für den Bergbau brachten (A. Kieslinger, 1937: Bedeutung der Zerrüttungszonen, Richtungssinn von Verwerfungen, usw.) und dann in planmäßige, im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt durchgeführte geologische Kartierungsarbeiten übergingen (teilweise im Maßstabe 1 10.000) mit wichtigen neuen Funden im Gebiete westlich Gastein und in der Sonnblickgruppe. Die kurzen, aber sehr inhaltsreichen Aufnahmsberichte von A. Kieslinger (1936—1938) enthalten eine Fülle neuer Beobachtungen und Anregungen, auf denen wir vielfach weiterbauen konnten. Der Bergbau lief dann auch tatsächlich im Jahre 1937 wieder an, und es wurden in der Folgezeit während des zweiten Weltkrieges gewaltige Aufschlußarbeiten getätigt; erst im Jahre 1944 kam es abermals zur Einstellung des Goldbergbaues.

Mit dem Goldbergbaue im Zusammenhang stehen auch die Untersuchungen von G. Hießleitner, F. Florentin und K. Stier. Zu nennen sind hier die mineralogischen Untersuchungen von H. Michel, A. Tornquist, A. Schiener, H. Haberlandt und C. Kontrus. Die Kieslagerstätten im Großarltal wurden von O. M. Friedrich sorgfältig untersucht. Da diese alten Kupferbergbaue des Großarltales während des zweiten Weltkrieges wiederum von Interesse waren, führte J. Wiebols eine geologische Kartierung des Schieferhüllegebietes der Umgebung von Hüttschlag mit recht interessanten Ergebnissen durch. W. v. Senarclens-Grancy widmete sich glazialgeologischen Untersuchungen.

Ein erfrischender Luftstrom zog in die Gelehrtenstuben und stellte manch alte Ergebnisse und Ansichten in Frage, als in den Zillertaler Alpen (E. Christa, 1931), in der Venedigergruppe (L. Kölbl, 1932) und für die Tauern im allgemeinen F. Angel und F. Heritsch (1931) den Zentralgneis als einen alpidisch intrudierten Granit interpretierten. Nun brach die Zeit an, in der wir beinahe um jeden Gesteinsfeldspat (hauptsächlich die großen Kalifeldspate in den Kristallaugen des Zentralgneises) einen erbitterten wissenschaftlichen Kampf führten. Ist er bei der Alpenfaltung entstanden oder ist seine Kristallisation schon während einer älteren Gebirgsbildung (variszisch oder noch älter) erfolgt? Welche Serien der Tauernschieferhülle hat der Granit intrudiert? Hat er auch die vermutlich mesozoischen Sedimente aufgeschmolzen und granitisiert?

Dem petrogenetischen Problemkreis war nur durch gründliche geologische Beobachtungen und Aufnahmsarbeiten näherzukommen. Prof.

Franz Angel widmete sich in den Jahren 1933—1939 mit R. Staber der geologischen Aufnahme der Alpenvereinskarte des Hochalm-Ankogel-Gebietes (F. Angel und R. Staber, 1952 a, b) im Auftrage und mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Weite Gebiete des Hochgebirges wurden von diesen ausgezeichneten Bergsteigern zum ersten Male im Detail geologisch studiert und erschlossen. Die mit dem ersten Weltkrieg unterbrochenen petrographischen Forschungen Friedrich Beckes konnten durch die Arbeiten von F. Angel und R. Staber wesentlich ausgebaut und weitergetrieben werden. Vor allem ergab sich aus ihren Studien die große Aktivität der granitischen Restlösungen, welche die präexistierenden Schiefer durchschwärmen, feldspatisieren und zu Migmatiten umformen. Amphibolite und basische Randgneise, die Becke als basische Randdifferenziate des Granits aufgefaßt hatte, wurden nun wieder als Schiefergesteine, vergleichbar dem Altkristallin, erkannt und ihre schrittweise Feldspatisierung und stoffliche Angleichung an den Granit feldgeologisch, mikroskopisch und chemisch nachgewiesen. Diese grundlegenden und vorbildlichen Arbeiten von F. Angel und R. Staber sind besonders in dem zusammenfassenden Werke „Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe" (1952), in der reich bebilderten und äußerst instruktiven Abhandlung über die „Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe" (1937) und in der Zusammenfassung über die „Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine" (1954) niedergelegt, deren Studium jedem dringendst zu empfehlen ist, der sich näher für die Geologie Gasteins und speziell des Hochalm-Ankogel-Massivs interessiert.

Die feldgeologische Tätigkeit des Verfassers in den östlichen Hohen Tauern hat den Charakter einer Weiterarbeit im Anschlusse an die Untersuchungen und geologischen Kartierungen von F. Angel-R. Staber. Haben diese beiden Forscher das Herzstück der Hochalm-Ankogelgruppe aufgenommen und in ihrer geologischen Karte festgehalten, so schien es nun auch wünschenswert, die Randzonen dieses Massivs neu zu bearbeiten und übersichtlich geologisch darzustellen. Gerade die durch die Forschungen von F. Angel angeregten petrographischen Untersuchungen an den verschiedenen Gneisvarietäten (Ch. Exner, 1946—1953) lieferten weitere Beiträge zur Kenntnis des Stoffbestandes und des Lösungsumsatzes dieser Gesteine und zeigten, wie wichtig die Angelsche Betrachtungsweise für das Verständnis der petrogenetischen Vorgänge in den östlichen Hohen Tauern ist, sofern im allgemeinen der erdgeschichtliche Rahmen gewahrt bleibt. Die oben geschilderte revolutionäre Deutung des Zentralgneises der östlichen Hohen Tauern als alpidische Granitintrusion wirkte also sehr belebend auf die petrographische Forschung, stand aber mit einigen feldgeologischen Beobachtungen in den östlichen Hohen Tauern in offenkundigem Widerspruch.

Besonders der wundervoll deutlich entwickelte, von Sedimenten umhüllte Gneisdom des Hochalm-Ankogelmassivs westlich Badgastein (Stubner Kogel, Angertal, Silberpfennig, Naßfeld, Hüttwinkler Rauristal) paßt so gar nicht zur revolutionären Auffassung des Zentralgneises als alpidische Intrusion oder Produkt einer alpidischen Granitisationsfront. Vor allem schien es zweckmäßig, diese domförmige geologische Struktur mittels geologischer Karte und in geologischen Profilen darzustellen, um das altbekannte Phänomen einmal gründlich zu fassen.

So kartierte der Verfasser nach anfänglichen Übersichtsbegehungen (1946—1948) systematisch in den Jahren 1949—1955 den NW-Rand des Hochalm-Ankogelmassivs im Maßstabe 1 : 25.000 im Auftrage und mit den Mitteln der Geologischen Bundesanstalt. Die anfänglichen Übersichtsbegehungen der Jahre 1946—1948 waren durch Subventionen von seiten der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ermöglicht. Das Forschungsinstitut Gastein förderte in den Jahren 1946 bis 1955 die Arbeiten des Verfassers in vielfacher Hinsicht. Die feldgeologische Aufnahme im engeren Gasteiner Gebiet schloß unmittelbar an die Herausgabe der guten neuen topographischen Kartenunterlage an (Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt Bad Hofgastein) und konnte teilweise noch vor dem öffentlichen Erscheinen dieser neuen topographischen Karte auf Probedrucken des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesens ausgeführt werden. Besonders reizvoll war die geologische Kartierungsarbeit auf der klaren, eben erst von den Topographen aus der Hand gegebenen Österreichischen Karte 1 : 25.000. Die Umzeichnung auf den Maßstab 1 : 50.000 erfolgte mit großer Genauigkeit und Geschick durch den technischen Oberkontrollor J. Kerschhofer an der Geologischen Bundesanstalt. Zur Abrundung nach SE wurde ein beträchtliches Stück aus der Angel-Staberschen geologischen Karte des Hochalm-Ankogelgebietes übernommen, wobei es nicht ohne grobe Schematisierungen abging, da teils die geologischen Auffassungen, teils auch die topographischen Kartenunterlagen in manchen Punkten divergieren.

Einen ungemein fähigen und gründlichen Mitarbeiter erhielt der Verfasser in der Person seines Kollegen Dozent Dr. G. Frasl, der im Auftrage der Direktion der Geologischen Bundesanstalt als auswärtiger Mitarbeiter dieser Anstalt den NW-Teil des Kartenblattes Rauris aufnimmt. Einen Teilabschnitt dieser weiträumigen und hochinteressanten Kartierung stellte G. Frasl für die vorliegende Gasteiner Umgebungskarte zur Verfügung.

Im folgenden Text werden hauptsächlich die unmittelbaren feldgeologischen Aufnahmsergebnisse und die tektonischen Erfahrungen behandelt. Der Verfasser hat die Absicht, den einzelnen petrographischen Detailfragen des Gasteiner Gebietes noch weiter nachzusteigen. Es sei auch darauf hingewiesen, daß eine geologische Bearbeitung des Sonnblick Kernes und seiner Randzonen derzeit vom Verfasser im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt wird.

VI. Erläuterungen zu den Signaturen der geologischen Karte

VI/1. Quartär

Talalluvionen und Gehängeschutt

Talalluvionen

Die Talalluvionen bestehen aus Schottern, Sanden und Aulehmen. Nähere Kenntnisse über die Zusammensetzung und Mächtigkeit dieser Lockergesteine fehlen. Bisher ist nur eine tiefere Bohrung (Mallnitzer Seebachtal) bekannt geworden. Seismische Lotungen wurden unseres Wissens im Raume des Kartenblattes noch nicht durchgeführt.

Zuschüttung ehemaliger Seebecken

Geradezu charakteristisch für die Tauerntäler unseres Bereiches sind die annähernd ebenflächigen, nur schwach geneigten und recht breiten Sohlen der Haupttäler. Es dürfte sich um Zuschüttung spät- bis postglazialer Seebecken handeln (Talabschnitte: Klammstein—Bad Hofgastein; Rauris; Großarl; Badgastein—Böckstein; Gasteiner Naßfeld und Mallnitz—Stappitzer See). Die Hohlform dieser im Fels eingetieften, vom eiszeitlichen Talgletscher ausgehobelten Seewannen kennen wir heute noch nicht. Im Laufe der letzten Jahrtausende wurden sie durch die Flüsse, Seitenbäche und Muren zugeschüttet. Bloß die oben erwähnte Bohrung, welche beim Stappitzer See im Mallnitzer Seebachtal niedergebracht wurde, hat gezeigt, daß die Mächtigkeit der Talalluvionen recht beträchtlich sein kann. Die Bohrung reichte mehr als 100 *m* unter die dortige Talsohle hinunter, ohne auf den Felsuntergrund zu stoßen (R. v. Klebelsberg, 1951). Während des Baues der Tauernbahn wurden bei Klammstein 10 *m* unter der Sohle des Gasteiner Tales schlammige Absätze ruhigen Seewassers in einer Baugrube angetroffen (F. Becke, 1906). In der Hochregion, wo die Zuschüttung langsamer vor sich geht, haben sich die zahlreichen schönen Karseen unseres Gebietes aus der Eiszeit erhalten mit den charakteristischen, glazial überhobelten Rundbuckeln der betreffenden Seeriegel (Tappenkarsee, Unterer und Oberer Bockhartsee, Reedsee, Palfnersee, Feldsee usw.).

Andere Seen und aus ihnen durch Zuschüttung hervorgegangene Talalluvionen wurden durch Bergstürze und Schuttkegel einmündender Nebenbäche aufgestaut.

Zu diesem Typus gehören die verschiedenen kleinen Alluvialbecken des Rauriser Hüttwinkls (südlich Bergsturz Einödkapelle; südlich Bergsturz Bucheben; das Becken von Bodenhaus südlich Bergsturz Lechnerhäusl und das Becken von Kolm Saigurn südlich des Durchgang Wald-Bergsturzes). Das Alluvialbecken von Mallnitz wurde zusätzlich zur glazialen Aushobelung auch noch vom Rabisch-Bergsturz (1 *km* südsüdöstlich Mallnitz) aufgestaut. Im Großarltal sammeln sich die Talalluvionen südlich des Zandl-Bergsturzes (nordwestlich Hüttschlag) und auch die Bergsturzmassen beim Seebauer haben zur Stauung des alten Seebeckens, das wahrscheinlich in seiner Anlage schon glazial bedingt ist, beigetragen. Als rezente Seen gehören hierher der Jäger See im Kleinarltal (Stauung durch Schuttkegel und Bergsturz), der Stappitzer See (Stauung durch Schuttkegel) und der Schöder See im rückwärtigen Einzugsbereich des Großarltales, der ein besonderes Kuriosum darstellt, weil er keinen oberflächlichen Wasserauslauf besitzt. Im grobblockigen Bergsturzmaterial, das ihn abriegelt, versiegt das Wasser und kommt 1 *km* nordnordwestlich des Sees in Form starker Quellen wieder ans Tageslicht. Dieser Schödersee trocknet mitunter im Sommer völlig aus.

Muren (Murgänge)

Neben der normalen Aufschotterung und den Hochwasserkatastrophen (siehe: „Die Geschichte Gasteins und des Gasteiner Tales" von H. v. Zimburg, 1948) spielen Schlammströme (Muren, Murgänge) hauptsächlich im Gebiete der Schwarzphyllite eine recht bedeutende Rolle für die Aufschüttung der Talsohle.

Die dunklen Tonschiefer und Phyllite der Zone Rauris—Dorfgastein—Großarl werden nach starken Regenfällen schlüpfrig und fließen als wasserdurchtränkte, breiförmige Massen mit beträchtlicher Geschwindigkeit (mehrere Meter in der Sekunde), unheimlicher Lärmentwicklung und Mitführung von Bäumen und Bodenkrume aus den Wildbachtrichtern und Nebentälern ins Haupttal. Dort bleiben sie in Form wurmartig gewundener schwarzer Breimassen liegen. Der Schaden, den solche Murgänge anrichten, ist groß.

Im August 1953 gingen während unseres Aufenthaltes im Großarltal zahlreiche schwere Muren ins Tal nieder. Die verheerendste Wirkung hatte der Murgang, welcher zu wiederholten Malen aus dem Gehänge östlich des Schuhflickers ausbrach und die Felder und das Gehöft des Aubauern zerstörte. Dabei wurde die Ache aufgestaut, die Straßenverbindung unterbrochen und durch Überschwemmungen und Bildung neuer Flußarme das Aussehen der Talsohle gründlich verändert.

Im Gasteiner Tal beobachteten wir z. B. die Murgänge am 16. Juni 1952 um 15 Uhr. Ein schweres Gewitter war in der Gegend um Bad Hofgastein niedergegangen. Die Nebenbäche der Gasteiner Ache im Gebiete der Schwarzphyllite um Dorfgastein schwollen im Nu zu reißenden Gießbächen an. Die Wasserundurchlässigkeit der schwarzen Tonschiefer und Phyllite bedingt rasche oberflächliche Abfuhr der Niederschläge. Schlammströme ergossen sich aus dem Aubach, Harbach, Leidalmbach und Zechnergrabenbach ins Haupttal. Der Harbach riß die Brücke der Bundesstraße weg. Der Aubach legte Zäune und Bäume um. Der Leidalmbach zerstörte die Brücke des Fahrweges zwischen Haizing und Wieden. Schwarze Schlammströme bedeckten die Fluren des Gasteiner Tales.

In früheren Jahrhunderten wurden die schwarzen wurmförmigen und allmählich nach Verwesung der mitgeführten Vegetationsdecke stinkenden Schlammströme mit dem sagenhaften alpinen „Tatzelwurm" in Verbindung gebracht. So heißt es in einer alten Chronik, daß im Jahre 1403 ein „Lintwurm von ungeheurer Größe" auf dem Wurmfelde unter Hundsdorf (schräg gegenüber Bad Hofgastein) liegengeblieben sei und die Gegend umher von seinem Aase verpestet hätte (J. R. Koch-Sternfeld, 1820).

Beginnende Ausräumung der Talalluvionen

Innerhalb der Talalluvionen war die ausräumende Tätigkeit der Flüsse unseres Gebietes in den letzten Jahrtausenden offensichtlich verhältnismäßig schwach. Im N hat die Barriere der Klammkalke, im S der Mallnitzer Talriegel (Bergsturz bei Rabisch) die Alluvionen vor dem Angriff der zur tiefgelegenen Erosionsbasis des Salzach- und des Mölltales hin arbeitenden Flüsse weitgehend geschützt. Wie sich jedoch in Zukunft die morphologische Weiterentwicklung gestalten wird, das zeigt schon sehr deutlich der Abschnitt des Großarltales nördlich unseres Kartenblattes und das Gebiet bei Wagrein (ebenfalls außerhalb des Kartenblattes). Dort sind die mächtigen Talalluvionen bereits in Terrassenlandschaften aufgelöst. Die Großarler Ache hat schon beträchtliche Teile der einstigen Talzuschüttung südlich der Liechtenstein Klamm ausgeräumt und sich eine wilde Schlucht bis in die Gegend nördlich der Ortschaft Großarl in die Lockergesteine gegraben.

Vorläufig bilden die von junger Ausräumung noch unberührten, mehr oder minder schwach geneigten, beinahe ebenen und verhältnismäßig breiten Talsohlen im Kontrast zur Hochgebirgswelt geradezu das typische landschaftliche Merkmal unseres Gebietes. Dazu gehören auch die breiten Talkessel im Hintergrund der Haupttäler (Naßfeld, Kessel des hintersten Anlauftales, Kessel von Kolm-Saigurn, Talkessel des Seebauern im Hintergrund des Großarltales); auch sie werden nur langsam von der jungen Erosion erfaßt.

Im Naßfeld (zwischen Valerie Hütte und Schmoranz Alm) hat sich die Ache bereits einige Meter tief in die Talaufschüttungen eingegraben und beginnt, eine Terrassenlandschaft zu formen. Es wird aber noch immer das Landschaftsbild des weiten Talkessels von der beinahe ebenen Talsohle beherrscht, welche in wohltuendem Gegensatz zu den Steilwänden des Schareck Kammes und zur wilden, wasserfallreichen Schlucht des nach Böckstein reichenden Naßfelder Achentales steht. An den niedrigen Terrassenstufen des Naßfeldes ist hauptsächlich Moräne aufgeschlossen, die von jungen Schwemmkegeln überlagert wird. Es kann gegenwärtig noch nicht gesagt werden, was eigentlich unter dieser Moränendecke des Naßfeldes liegt. Aufschlüsse sind bisher nicht vorhanden. Vermutlich dürften interstadiale oder interglaziale Seeablagerungen ein einstiges Seebecken unter der Moränendecke des Naßfeldes ausfüllen.

In den Kies- und Sandablagerungen bei Bertahof (zwischen Bad Hofgastein und Badgastein) fand und untersuchte A. Kieslinger (1938) sehr feinkörnige Sande, die er als umgeschwemmte und „gewaschene" Grundmoräne deutet.

Felstäler, Strudeltöpfe

Die Wirkungen des fließenden Wassers und des vom Wasser mitgeführten Geschiebes sieht man bekanntlich am schönsten in den Klammen und Felstälern unseres Gebietes.

Vom Flusse mitgeführtes Schieferblockwerk wird in den Felstälern rasch zerkleinert. Die Gasteiner Ache führt z. B. dort, wo sie aus dem Naßfeld ins Naßfelder Achental einmündet, oberhalb des Bärenfalles reichliche Massen von grobem Schieferblockwerk und Schiefergeröllen (Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmor, Grünschiefer, Quarzit und Chloritmuskowitglimmerschiefer). Aber unter der Felsschlucht, dort wo die Ache unterhalb des Kesselfalles wiederum aufschüttet, sucht man vergebens nach Schiefermaterial. Es sind nur noch Gneisgerölle im Bachbett und in der Talaue vorhanden. Die Schiefer wurden also beim Durchgange durch die 2 *km* lange, im Gneis eingeschnittene Felsschlucht wie in einem Mörser zu Sand und feiner Trübe zerkleinert und aufgerieben.

Unter Naturschutz gestellt und mit einer Aufschrift über „ihre Bedeutung für die geologische Wissenschaft" versehen (von Beust, 1867), hat man angeblich von seiten der Geologischen Reichsanstalt in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts die Strudeltöpfe (runde topfförmige Auskolkungen) im Granitgneis an der Straße in Badgastein beim „Echo" Wasserstrudel der einst hier fließenden Ache haben diese Auskolkungen bedingt, wobei die den Felsen aushöhlende und scheuernde Wirkung durch einen oder mehrere Steine verursacht wurde, welche der Wasserstrudel in andauernd kreisförmiger Bewegung hielt. Die kleineren

dieser Kolke können rezent entstanden sein, die größeren unter ihnen dürften wohl eiszeitlicher Entstehung sein, ebenso wie der Doppelgletschertopf südlich der Pyrkerhöhe (siehe Seite 46), dessen eiszeitliches Alter durch die Moränenauflage gewährleistet ist.

Man findet im Bereiche der Badgasteiner Talstufe noch zahlreiche andere Strudeltöpfe im Granitgneis, z. B. hinter dem Hotel Austria, auf der Kuppe der Pyrkerhöhe, an der Straße vom Bahnhof zum Mozartplatz hinter Bellevue und an vielen anderen Orten. Strudeltöpfe sind auch im Kalkglimmerschiefer vorhanden, z. B. in der Schlucht des Reitergrabens südlich Hüttschlag. Herr Dr. G. Horninger zeigte uns rezente Strudeltöpfe in aktiver Tätigkeit mit mehreren in Rotation befindlichen Steinen im Granitgneis des Bachbettes in der Riekenschlucht (Reißeckgruppe): die Lokalität befindet sich in etwa 1225 *m* Seehöhe bei der Säge, zirka 750 *m* südlich der Michlkar Alm. Über analoge Beobachtungen in der Glocknergruppe siehe G. Horninger (1955).

Die Gasteiner Ache hatte sich neben dem Bachbett, in dem sie heute fließt, zwei andere parallele Schluchten im Badgasteiner Talriegel ausgesägt, die nun trocken liegen. Glaziale Rundhöcker zeigen an, daß die breite „Bahnhoffurche" (J. Stini, 1951 a) schon glazial bearbeitet wurde. Dieser Einkerbung folgen Straße und Fußweg vom Bahnhof zum Zentrum von Badgastein. Daß auch Wasser hier floß, zeigen die vorhandenen Strudeltöpfe (z. B. bei Bellevue). Die andere Erosionsfurche befindet sich unmittelbar östlich neben dem heutigen Bachbett der Gasteiner Ache. Es handelt sich um die Schlucht, in welcher die Druckrohre des Elektrizitätswerkes verlegt sind. Eine künstliche Mauer schließt dieses Trockental ab, in dem noch vor wenigen Jahrzehnten bei Hochwasser ein Arm der Gasteiner Ache hinabsprudelte.

Gehängeschutt

Er kann in Form von Schutthalden hauptsächlich in der Ödlandregion des Hochgebirges und unter den Felswänden an den steilen Flanken der Täler beobachtet werden. Schwierig ist die Erkennung und kartenmäßige Abgrenzung an schlecht aufgeschlossenen, wenig steilen, meist bewaldeten Hängen, wo Anzeichen für weite Verbreitung von Moräne vorhanden sind (Findlingsblöcke). In unserer Gasteiner Umgebungskarte wurde in solchen Fällen meist das Zeichen für Moräne eingetragen.

Schuttkegel

Innerhalb des Bereiches von Gehängeschutt und Talalluvionen sind die größeren Schuttkegel auf der Karte besonders hervorgehoben. Es handelt sich sowohl um trockene Schutthalden (z. B. unter den Dolomitwänden der Tappenkarberge) als auch um Schwemmkegel zeitweise fließender Wassergerinne (besonders in den Karen der Hochregionen) und ganzjährig wasserführender Bäche und Flüsse (Schwemmkegel in den Haupttälern). In der Hochregion verändern die Schmelzwässer ihren Lauf auf den unbewachsenen Schwemmkegeln rasch, so daß die vorliegende neue topographische Karte an manchen Stellen schon nicht mehr dem heutigen Verlauf der Schmelzwasserbäche entspricht.

Die Lawinenschuttkegel sind meist mit den aus steilen Felsrinnen herabkommenden Schwemmkegeln kombiniert (z. B. Ausgang des Weißen-

bachtales ins Mallnitzer Seebachtal, Pletschen im hintersten Anlauftal, Lawinenkegel im Schödertal beim Schödersee, Lawinenkegel im Hüttwinkl südlich Bodenhaus und nördlich Bucheben). Wasserdurchtränkte Schutthalden unter den Glimmerschiefer-Felswänden fließen breiartig (z. B. Bachgraben westsüdwestlich Hühnerkar Alm im Hubalpental).

Die großen Ortschaften liegen mit Vorliebe auf den Schwemmkegeln der ins Haupttal einmündenden Nebenbäche, weil sie dort gegen Hochwässer und hohe Grundwasserstände des Haupttales eher geschützt sind (Bad Hofgastein, Dorfgastein, Rauris, Großarl, Hüttschlag usw.).

Kalktuff (Quellsinter)

Im Bereiche der Kalkglimmerschiefer kommt es infolge CO_2-Verlustes der Wässer (Quellen, Wasserfälle, physiologische Fällung durch Pflanzen) stellenweise zur Ausscheidung größerer Kalktuffvorkommen. Am häufigsten findet man sie in unserem Gebiete auf Moräne oder Schutt, deren Blockwerk und Gesteinsgrus aus Kalkglimmerschiefer besteht. An Wasserfällen setzen sie sich auch heute noch ab. Am Wasserfall der Abergbachmündung im Vorsterbachtal ist die Moräne mit mehreren Dezimeter dicken Kalktuffkrusten überzogen und im Bachbett des Ritterkarbaches stehen in zirka 1750 *m* Seehöhe mit Kalksinter verkittete Gehängebreccien an.

Andere und größere Vorkommen liegen bereits trocken; ihre Bildung ist beendet. Dazu gehört das in Abbau stehende Kalktufflager auf der Moräne 1·25 *km* südsüdöstlich Wörth im Rauristal (beim Gehöft Salchegger). Dieser Kalktuff wird für Trockenziegel als Baustein verwendet. Eine kurze Seilbahn führt vom Bruch ins Tal. Der Kalktuff besteht hier hauptsächlich aus verkrusteten Pflanzenröhrchen. Ein anderes, ebenfalls recht großes Kalktuffvorkommen liegt auf Moräne gegenüber Dorfgastein und wurde zu Anfang des vorigen Jahrhunderts gebrochen (P. 879 und bei der Bachmündung ostnordöstlich P. 1040 der österreichischen Karte 1 : 25.000). Siehe A. Kieslinger (1937 b und 1948).

Abgerutschte Gesteinsmassen und Bergsturz-Blockwerk

Bergstürze und Rutschungen spielten innerhalb der letzten Jahrtausende und Jahrzehntausende im Gebiete der Schieferhülle eine sehr große Rolle. Im Granitgneisgebiet sind sie seltener.

Die schiefen Ebenen der Schichtpakete und die Auflagerung spröder klotziger Gesteine über weichen Schiefern sind prädestiniert für Gleitungen, welche, der Schwerkraft folgend, die Berggipfel zerreißen und die Täler zuschieben. Besonders häufig gleitet klüftiger Serpentin, Grünschiefer, Dolomit, Kalkglimmerschiefer oder Granitgneis über weichen, mehr oder weniger wasserundurchlässigen und daher schlüpfrigen Schwarzphylliten und Glimmerschiefern ab. Diese Schwarzphyllite und Glimmerschiefer zeigen schon unter normalen Verhältnissen, daß sie Wasserträger sind. Ihrer Oberkante folgen markante Quellenhorizonte (z. B. in der SW-Flanke des Gamskarkogels zwischen Bad Hofgastein und Kötschachtal). Durch die zahlreichen Klüfte und Spalten in den spröderen Felsen der Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer usw. dringen die Wässer bis an die Oberfläche der Schwarzphyllite durch und sammeln sich hier. Das Analoge gilt für geklüftete Granitgneislagen über Glimmerschiefern.

Ist nun die Neigung der Berghänge gleichsinnig mit der Schichtneigung orientiert, so wird das System bei fortschreitender Eintiefung der Täler und Unterschneidung der Hänge (Isoklinalhänge) allmählich instabil, so daß bei zunehmender Durchfeuchtung der Phyllite bzw. Glimmerschiefer die Schwerkraft-Komponente größer wird als der Reibungswiderstand. Nun funktionieren die Schwarzphyllite bzw. Glimmerschiefer als Schmiermittel und große Teile des Gebirges gleiten ruckweise, in Vorbereitungs-, Haupt- und Nachphasen ins Tal. An den jüngeren Bergstürzen unseres Gebietes sind diese Vorgänge gut rekonstruierbar. Man sieht die Abrißfugen, die Gleitbahn und die zertrümmerten wirren Blockwerkshaufen. Auch lassen sich die derzeit in Vorbereitung befindlichen, noch nicht zur Auslösung gekommenen Abrißgebiete auf Grund der sichtbar klaffenden Spalten erkennen.

Durch Beobachtung der zeitlichen Beziehung zwischen Platznahme der Bergstürze und Ablagerung der Moränen ist eine zeitliche Gliederung der Bergsturz- und Gleitmassen unseres Gebietes möglich. Wir gliedern demnach in:

interglaziale,
interstadiale,
postglaziale,
rezente und
in Vorbereitung begriffene Bergstürze und Gleitungen.

Dazu ist zu bemerken, daß die Unterscheidung zwischen interglazialen und interstadialen Bergstürzen nur in wenigen Fällen, die besonders gut aufgeschlossen sind, wirklich stichhaltig ist. Hieher gehören der interglaziale Mauskarkogel-Bergsturz und der interstadiale Rockfeldalm-Bergsturz. Sonst ist man mehr oder weniger auf Vermutungen angewiesen, ob die betreffenden, von Moräne überlagerten Bergsturzmassen als interglazial oder als interstadial zu deuten sind. Wir haben uns diesbezüglich hauptsächlich an den Charakter der Moränen gehalten. Wo es sich um Moränen der großen eiszeitlichen Talgletscher handelt, deren Reste über dem Bergsturzblockfeld liegen, teilten wir die betreffenden Bergstürze der Interglazialzeit zu (wahrscheinlich Riß-Würm; Älteres dürfte kaum in unserem Gebiete erhalten geblieben sein). Wo es sich bloß um kleine Lokalmoränen handelt, welche dem sonst moränenfreien Bergsturzblockwerk aufliegen, taxierten wir die Bergsturzmassen als interstadial. Hingegen dürfte die Abtrennung der postglazialen Bergstürze in der Regel einwandfrei sein. Natürlich muß man sich vor Augen halten, daß die Abgrenzung zwischen interstadial und postglazial nur relativ aufgefaßt werden kann, nämlich in bezug auf das Abschmelzen der spätstadialen Gletscher in den verschiedenen Gebietsteilen (verschiedene Höhenlagen und verschiedene klimatische Bedingungen).

Ganz allgemein sehr charakteristisch für die Rutschgebiete und Bergsturzfelder unseres Raumes ist der Mangel an Oberflächengewässern. Bäche fehlen meistens. Das Wasser versiegt und tritt nahe der Unterkante des Bergsturzes oder Rutschgebietes in Form sehr großer Quellen ans Tageslicht. Zum Tränken des Viehs wird auf den Bergsturzarealen das Regenwasser in eigens dazu abgedichteten Tümpeln gesammelt.

Wir teilen einige Einzelbeobachtungen mit und ordnen nach den Einzugsbereichen der großen Täler:

Gasteiner Tal

Interglaziale Bergstürze

Einer der größten Bergstürze der Hohen Tauern ist der des Mauskarkogels gegenüber Bad Hofgastein (Ch. Exner, 1952 b). Er umfaßt ein Areal von 17 km^2. Große Schollen von mehr als 100 *m* Durchmesser bauen Berge auf, wie den Mauskarkogel (2373 *m*) und den Hirschkarkogel (2119 *m*). Die Abrißklüfte dieses Bergsturzes sieht man im Gebiet Lugenkogel—Siebenspitz—Kirchleiten Kogel—Schmuggler Scharte. Nahe der Abrißregion liegen die großen Kalkglimmerschieferschollen des Mauskarkogels und die großen Grünschieferschollen des Hirschkarkogels. Unten im Tal herrscht zerhacktes Bergsturzblockwerk, in dem die Trasse der Tauernbahn zwischen der Ortschaft Wieden und dem Viadukt Hundsdorf verläuft (F. Becke, 1906). Das Gebiet ist in den höheren Regionen trocken. Große Quellen treten dort aus, wo die unterlagernden Schwarzphyllite anscheinend nicht mehr weit sind (Quelle in 1500 *m* Seehöhe, oberhalb der Aeroplanhütte und Quellen im Gebiete der Brandner Hochalm und Leidalm). Moräne des eiszeitlichen Gasteiner Talgletschers mit bis 1600 *m* Seehöhe hinaufreichenden Zentralgneisfindlingen liegt über dem Bergsturz. Daher dürfte das Alter des Bergsturzes interglazial (wahrscheinlich Riß-Würm) sein. Man kann vermuten, daß der hocheiszeitliche Talgletscher (Riß) die Unterschneidung des Hanges vorbereitet hat. Die nachher einsetzende Durchfeuchtung in der weniger frostigen Interglazialzeit mag das Abgleiten der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefertafel über den durchweichten Schwarzphylliten ausgelöst haben. Der stadiale Gletscher nordöstlich unter dem Lugenkogel hat Teile der Bergsturzmassen oberflächlich vertriftet und in seine Moränenkränze einbezogen. (Siehe geologisches Profil dieses Mauskarkogel-Bergsturzgebietes und Rekonstruktion des Hanges vor dem Bergsturz: Ch. Exner, Badgasteiner Badeblatt 1952).

Blickt man von Bad Hofgastein talaufwärts, so sieht man die wie mit einem Lineal gezogenen, nach E einfallenden Schieferhänge der Gipfelregion des Graukogels und Hohen Stuhls. Zwischen den Schieferplatten in der Höhe und dem Talgrund bei Badgastein und Böckstein liegt ein von abgerutschten Gesteinsmassen und Bergsturzblockwerk eingenommenes, unruhig wulstiges, trockenes Wald- und Wiesenareal. Diese Bergrutschgebiete des Hohen Stuhls und Graukogels bedecken zusammen eine Fläche von 5·6 km^2. Abgerutscht ist der Granitgneis, welcher über den Glimmerschiefern der Woisgenzone (Hoher Stuhl und Graukogel) lag. Die Glimmerschiefer dienten als Gleitbahn. Die Abrißfuge befindet sich einerseits über der Patschgstuhl Alm, anderseits in der Graukogel-NW-Flanke. Die Glimmerschieferplatten der Abrißregion zeigen in der Graukogel-NW-Flanke bei 2100 *m* Seehöhe glaziale Kritzer. Moräne mit Zentralgneisfindlingen (Forellengneis und porphyrischer Gneisgranit; beide aus dem Anlauftal stammend) liegt in Resten über dem Bergsturzgebiet, sowohl in der Tal- als auch in der hochgelegenen Bergregion. Wir möchten daher das Alter dieser Bergrutschungen ebenfalls als interglazial taxieren. Im Gebiete des Graukogelhanges (rund um die Trasse des Bergliftes) ist es

in den höheren Regionen mitunter schwierig, Moräne und Bergsturzblockwerk auseinanderzuhalten, weil die Aufschlüsse mangelhaft sind. Gut ist die Moräne bei Höhbrunn aufgeschlossen. Schon J. Russegger (1832—1835) erwähnt den „Einsturz des Stuhlgebirges und Graukogels". A. Kieslinger (1938) beobachtete N-S-Klüfte in 1400 *m* Seehöhe am Abhange des Stuhlberges über Böckstein als Erscheinungen der Bergzerreißung, die offenbar auch heute noch im kleinen weiterwirkt. Man sieht dort zahlreiche Spalten und Klüfte zwischen den einzelnen, isoklinal nach E geneigten Gneispartien.

Interglazial dürfte auch der Bergsturz von Luggau (nördlich vom Bahnhof Bad Hofgastein) erfolgt sein. Er besteht aus Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferblockwerk, das über dem Schwarzphyllit abgeglitten ist. Moräne mit Zentralgneisfindlingen liegt darüber.

Interstadiale Bergstütze

Das beste Beispiel ist der Bergsturz der Rockfeld Alm im Lafental (Nebental des Angertales). Siehe Abb. 1. Ein Teil der Kalkglimmerschiefer-

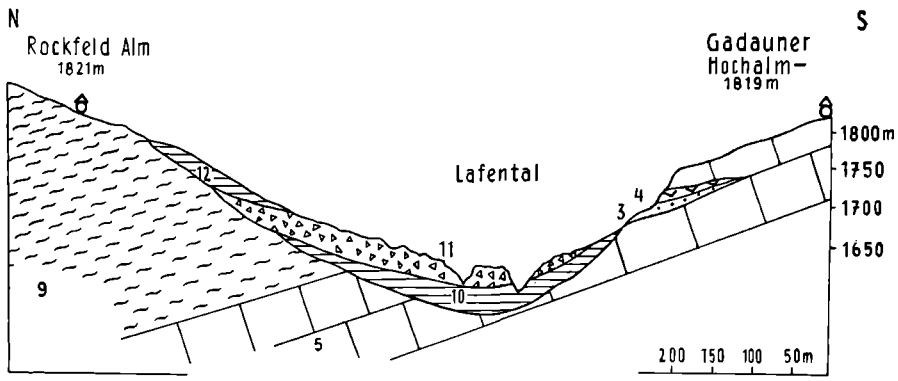


Abb. 1. Profil durch den interstadialen Bergsturz der Rockfeld Alm: 3 = Quarzit. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 9 = Schwarzphyllit. 10 = Untere Moräne. 11 = Bergsturz-Blockwerk (interstadial). 12 = Obere Moräne.

Grünschieferplatte brach aus der S-Flanke der Türchlwände aus und glitt als Blockstrom ins Lafental. Die Lokalmoräne bei der Rockfeld Alm liegt über dem Blockstrom. Hingegen lagert die Moräne in der Tiefe der Lafenbachschlucht unter dem Blockstrom. Die untere Moräne kann an einer Stelle 200 *m* westlich der Einmündung des Rockfeldbaches in den Lafenbach und an einer Stelle 100 *m* östlich der in zirka 1680 *m* Seehöhe befindlichen Brücke des Gadauner Fahrweges beobachtet werden. In der östlichen Fortsetzung des Bergsturzblockwerkes findet man verkittetes, kantiges Schuttmaterial, offensichtlich mit dem Bergsturz gleich alter Entstehung (interstadiale Breccie, siehe Seite 42). Weil die über dem Blockstrom lagernde Moräne nicht der hocheiszeitlichen Vereisung angehört; sondern eine typische stadiale Lokalmoräne darstellt, ist die Alterseinstufung des Bergsturzes als interstadial gerechtfertigt.

Auch die modellförmigen, gut und frisch erhaltenen Moränenwälle der Brandtner Alm im Gasteiner Naßfeld sind typische spätglaziale Stadialmoränen (wahrscheinlich Daun-Stadium). Diese Moränen liegen auf dem

Rutschgebiet verstellter und aufgelockerter Gneisplatten, welche die gesamte E-Flanke des Naßfeldes zwischen Schöneck und Demling Alm aufbauen. Unter dem Ödenkar sind die Gneisplatten dieses Isoklinalhanges bloß etwas gekippt und verdreht. Am Bergfuß sammelte sich das zugehörige Bergsturzblockwerk zwischen Schöneck- und Kerschner Alm (J. Stini, 1942). Gleitbahnen waren wahrscheinlich die Schieferlagen im hybriden Granitgneis (Siglitzgneis).

Zu den interstadialen Bergstürzen des Gasteiner Einzugsbereiches dürften ferner wegen Vorhandenseins auflagernder Lokalmoränen der Bergsturz südsüdöstlich Schattbach Alm im Angertal (Granitgneisblockwerk westlich unter dem Zitterauer Tisch) und der Bergsturz südwestlich der Kessel Alm im Kötschachtalbereich (Granitgneisblockwerk) gehören.

Postglaziale Bergstürze

Bequem auf einem Spaziergang von Böckstein aus zu beobachten ist der Bergsturz an der S-Flanke des Naßfelder Achentales zwischen Evianquelle und Haus Alraune. Es fehlen Moränen über dem wilden Blockstrom, der hauptsächlich aus granosyenitischem Gneis besteht. Gleitbahn waren die Glimmerschiefer der Woisgenzone. Die derzeitige Entwässerung des trockenen Blockfeldes erfolgt durch Quellen, welche neben dem Fahrweg am Fuße des Berghanges austreten. Das Abrißgebiet des Bergsturzes kann vorzüglich im Kessel zwischen der Haitzing Alm und dem Radhausbergkar studiert werden. Untersucht man die Abrißregion westlich P. 2044 der österreichischen Karte 1 : 25.000 genauer, so wird einem klar, daß gleitende Tendenzen auch heute noch vorhanden sind. Man kann zahlreiche tiefe lange Spalten sehen, welche parallel zur großen Abrißkluft des Bergsturzes verlaufen. In der hufeisenförmigen Abrißnische werden langsam, aber andauernd, immer weiter bergwärts gelegene Gneisplatten von Gleitbewegungen erfaßt, bis sie auf der schiefen Ebene der nach NW geneigten Schieferflächen abrutschen. Haushohe Blöcke aus Granosyenitgneis liegen neben dem bekannten Fahrweg, der ins Radhausbergkar führt.

Andere postglaziale Bergstürze sind: Bergsturz in der NE-Flanke des Graukogels (Reedgraben, Granitgneisblockwerk). Bergsturz über der Zitterauer Alm im Hirschkar (viel Kalkmarmor im Blockwerk). Rutschung an der E-Flanke des Stubner Kogels (abgerutschte Kalkmarmor- und Gneisplatten, typische Fließwülste, von der Gondelbahn aus sichtbar). Bergsturz südlich der Rastötzen Alm (Blockwerk aus Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer). Anna Kapelle und Ingelsberg bei Bad Hofgastein (Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer sind über Schwarzphyllit abgerutscht). Der Bergsturz östlich unter dem Guggenstein enthält sehr viel Serpentin-Blockwerk. Dazu gesellen sich Kalkglimmerschiefer. Wiederum lieferten die Schwarzphyllite den Gleithorizont. Das Blockwerk des Bergsturzes auf der Laderdinger Alm besteht aus viel Serpentin und daneben Grünschiefer. Ursache des Bergsturzes war die steile (stirnförmige) Lagerung der harten Grünschiefer über dem Schwarzphyllit, welcher nördlich anschließt. Bezeichnend für den Bergsturz der Laderdinger Alm und des Guggensteins ist die Tatsache, daß bedeutend mehr Serpentin und Asbest im Bergsturzblockwerk als wie anstehend sichtbar vorhanden sind. Es waren gewaltige Gesteinsplatten, die über dem Schwarzphyllit einst lagen und nun als zertrümmertes Haufwerk besser und reichlicher

zugänglich sind als die stehengebliebenen Reste anstehender Felsrippen. Unter dem Bergsturz der Laderdinger Alm treten große Quellen zutage. Dem Typus der abgerutschten Kalkglimmerschiefer-Grünschieferplatte über Schwarzphyllit gehören auch die Bergstürze der Wasserebenhütte (östlich unter der Hohen Scharte), der Schock Alm und der Jedl Kopf-E-Flanke an. Rutschmassen befinden sich im Zechnergraben (östlich vom Tag Kopf).

Rezente Berg- und Felsstürze

Bekannt ist der Einsturz des Ankogelgipfels in der Nacht vom 16. zum 17. Jänner 1932. Der Gipfelfels mit etwa 4000 m^3 Gestein stürzte in den Talkessel des hintersten Anlauftales ab. Dabei verlor der Ankogelgipfel seine charakteristische Form und wurde um 11 *m* niedriger (H. v. Zimburg).

Auf Wanderungen im Hochgebirge beobachtet man mitunter recht beträchtliche Felsstürze (z. B. im Raume unseres Kartenblattes war der Verfasser am 13. August 1946 Zeuge eines Felssturzes, der aus der NE-Flanke des Schwarzsee Kopfes in den Weiß See bei der Duisburger Hütte niederging und ein ungeheures Getöse und Aufschäumen des Weiß Sees verursachte).

Das Abrißgebiet eines im Jahre 1952 niedergegangenen Felssturzes sieht man derzeit gut im Anlauftal. Die Stelle befindet sich gegenüber dem N-Portal des Tauerntunnels, u. zw. zirka 200 *m* über der Talsohle, nördlich des Anlaufbaches. Es handelt sich um eine senkrechte Felswand oberhalb P. 1289 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Unten ist das frische Bergsturzblockwerk in Trümmerhaufen angereichert. Es besteht aus Forellengneis. Kleinere, ziemlich frische Felsabbrüche sind im Granitgneis oberhalb (nordnordwestlich) Böckstein zu sehen.

In Vorbereitung befindliche Bergstürze und Rutschungen

Der Rauchzagl Kogel nordöstlich vom Reedsee besteht aus Granitgneis, der durch und durch von einem Labyrinth gefährlicher, breiter und sehr tiefer Spalten durchsetzt ist. Nördlich vom Reed See verläuft eine lange Spalte parallel zum Kötschachtal. Die Gneisbänke dieses Gebietes fallen in nördlicher Richtung ein und werden vom tiefen Kötschachtal unterschnitten.

Ebenso wie im Gneis (siehe die oben genannten Beispiele vom Hohen Stuhl und Radhausberg-Haitzingalm) reißen auch in den Kalkglimmerschiefern lange und sehr tiefe Spalten auf, wenn Gleitbewegungen an den betreffenden Isoklinalhängen einsetzen. Im Gebiete des Gamskarkogels kann das gut an der gegen das Großarltal abdachenden NE-Flanke studiert werden. Hier befinden sich südwestlich des Burgleitengrabens senkrecht zur Fallinie des Isoklinalhanges zahlreiche etwa 10 *m* lange und sehr tiefe Klüfte im Kalkglimmerschiefer. Das Aussehen dieser, einen Bergsturz vorbereitenden Kluftscharen entspricht den von H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani (1953) auf Seite 92 ihres Lehrbuches abgebildeten.

Rauristal

Der Rauriser Hüttwinkl ist ein großes Rutsch- und Bergsturzfeld. Interglazial sind die Gesteinsmassen der östlichen Talflanke zwischen

Mitterasten Alm und Fröstelberg abgerutscht. An der Kalkmarmorplatte der Mitterasten beobachten wir alle Übergänge von festem Fels zu verrutschten Platten bis zu Trümmerblockwerk. Weiter nördlich ist es wiederum die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferplatte der Türchlwände, welche über den Schwarzphylliten abglitt. In der breiten Nische südwestlich des Fröstelberges fließen die Schwarzphyllite. Über dem Gebiet zwischen Mitterasten und Fröstelberg lagern mächtige hocheiszeitliche Moränen mit erratischen Zentralgneisblöcken. Deshalb datieren wir dieses große Rutsch- und Bergsturzgebiet als interglazial (wahrscheinlich Riß-Würm), wobei hinzuzufügen ist, daß die Bewegungen auch rezent, zumindest in kleinem Maßstabe, andauern.

Die eben erwähnten hocheiszeitlichen Moränen erreichen über dem Bergsturzblockwerk im Ochsenmaißgraben 50 *m* und im Mitterkarlgraben 30 *m* Mächtigkeit. Am Ausgange der Schlucht des Teufenbachgrabens befinden sich in 1180 *m* Seehöhe Bergsturzblöcke (Grünschiefer) von 25 *m* Durchmesser. Darauf liegt beim Lachkendl-Bauerngehöft Moräne mit erratischen Granitgneisblöcken von 4 *m* Durchmesser. Zentralgneiserratica reichen bis 1680 *m* Seehöhe hinauf (die höchsten Blöcke wurden am Weg von der Frohn- zur Adelkaralm beobachtet). Es ist also klar, daß es sich um hocheiszeitliche Moränen handelt, welche das große Rutsch- und Bergsturzareal zwischen Mitterasten und Fröstelberg überdecken.

Interstadial erfolgte das Abfließen der Glimmerschiefermassen aus der Nische des Filzenkares zum Wulst des Durchgang Waldes. A. Kieslinger (1938) hat auf diesen Fließvorgang hingewiesen und zugleich betont, daß weitere Spalten aufklaffen und die Bewegung auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Filzenkar und Durchgang Wald sind Musterbeispiele für Rutschung und Fließen mächtiger Schiefermassen mit nur untergeordneter Beteiligung spröder und härterer Gesteinsblöcke. Der wasserstauenden Wirkung dieser dichtgepackten, weniger durcheinandergewürfelten, sondern eher übereinanderfließend abgerutschten Schiefermassen entspricht es auch, daß sich ausnahmsweise Oberflächenwasser in Form des Lenzangerbaches im südlichen Durchgang Wald vorfindet. Der nördliche Teil des Durchgang Waldes ist jedoch wiederum in der gewohnten Art und Weise trocken. Er entwässert mit starken Quellen am rechten Ufer in der Schlucht der Hüttwinkl Ache nordöstlich P. 1433 und längs der 400 *m* langen, talabwärts anschließenden Strecke.

Im Durchgang Wald liegen keine Moränen über dem Rutschgebiet. Die Rutschung ist jedenfalls erst nach Rückzug des hochglazialen Talgletschers erfolgt. Nun meinen wir, das wallförmige Gebilde im Filzenkar, 600 *m* östlich der Durchgang Alm, als Stadialmoräne auffassen zu dürfen, und demnach ergäbe sich ein interstadiales Alter des Rutschvorganges. Auf den aus Glimmerschiefer und Phylliten aufgebauten und in Isoklinalhänge eingetieften Karböden ist es in der Regel recht schwierig und stellenweise hoffnungslos, Fließwülste der Rutschströme von stadialen Endmoränen zu unterscheiden. Beide sind durch ein im Prinzip ähnliches Gleitphänomen hervorgebracht, und wir müssen gestehen, mitunter nach reiner Willkür unsere Entscheidung diesbezüglich beim Kartieren der geologischen Umgebungskarte von Gastein getroffen zu haben. Somit wollen wir auch die Unsicherheit der Auffassung des Wallgebildes östlich der Durchgang Alm hervorheben.

Ähnlich unsicher interstadial sind die Rutschungen und Bergstürze des Gebietes Ritterkaralm—Bodenhaus und der Kramkogel-N-Flanke (Kramhütte im obersten Gaißbachgraben) einzustufen.

Postglazial erfolgten die meisten Bergstürze der W-Flanke des Hüttwinkls. Nach dem Prinzip des Abreißens der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferplatte über Schwarzphyllit gingen die Bergstürze der Grieswies, Bocksteinwand (Lechnerhäusl), Bucheben und die kleineren Trümmerhaufen der Talstrecke zwischen Schreiberhäusl und Wirtshaus Frohn nieder.

Die sonderbare, unregelmäßig kuppige Morphologie beim Hopfgartlgütl-Schreiberhäusl wollen wir im Sinne einer einst bestehenden, das Tal querenden Endmoräne deuten, die vom Bocksteinwand-Lechnerhäusl-Bergsturz dann überfahren und überwältigt wurde. Das ist eine Hypothese. Tatsächlich sieht man von der Moräne unter dem Bergsturz nichts.

Rätselhaft bleiben uns die Vorkommen mehrere Meter großer erratischer Zentralgneisblöcke auf eindeutigem Bergsturzmaterial (bei P. 1087 und an einer Stelle 120 *m* östlich P. 1113 der österreichischen Karte 1 : 25.000).

Der Bergsturz bei der Einöd Kapelle besteht hauptsächlich aus Schwarzphyllit und hat ebenfalls postglaziales Alter. Wir untersuchten ihn besonders genau, weil er auf der Karte von E. Braumüller (1943) nicht eingetragen ist. Seine Existenz war darum sorgfältig nachzuweisen. Unsere Beobachtungen haben ergeben, daß sich die Aufschlüsse an der Straße südlich der Kapelle in verrutschtem Terrain befinden. Man sieht die einzelnen Gleitschollen deutlich vom gegenüberliegenden Hang. Steigt man in die Schlucht der Ache hinunter, so findet man keinen anstehenden Schwarzphyllit, sondern nur durcheinandergewürfeltes Blockwerk vor. Die an den Schollen und Blöcken zu beobachtenden Lineationen wurden von uns gemessen und miteinander verglichen. Es ergab sich ein regelloses Durcheinander der Richtungen. Mithin besteht kein Zweifel: es ist die gesamte Schlucht der Hüttwinkl Ache bei der Einöd Kapelle unterhalb der Trasse der Landstraße in Bergsturzblockwerk eingeschnitten.

Postglazial sind auch die übrigen Bergstürze des Vorsterbach- und Gaißgrabens (mit Ausnahme der von Moräne bedeckten Rutschung des Vorstand Waldes) einzustufen. Der große Bergsturz an der S-Flanke des Gruberecks ist durch Abriß der Kalkglimmerschieferplatte über dem Schwarzphyllit verursacht.

Bemerkenswert sind die 20 *m* tiefen und 5 *m* breiten Spalten im Kalkglimmerschiefer der Roten Wand (Edlenkopfgebiet, knapp westlich und außerhalb des Randes unserer Karte). Die Kalkglimmerschieferplatten weisen eine Neigung von 32° gegen E auf und bereiten einen neuen Bergsturz vor.

Großarl- und Kleinarl Tal

Von Moräne bedeckte Bergsturzmassen liegen auf der Hirschkar Alm, beim Pertil (erratische Gneisblöcke auf Glimmerschieferbergsturz), nordwestlich unter dem Kleinen Schneibenstein (Triasdolomit über Schwarzphyllit), auf der Gamskarkogel-E-Flanke (Kalkglimmerschiefer), auf der Bacher Alm (Serpentin und Grünschiefer) und im Elmautal (verrutschter Schwarzphyllit südlich Elmau).

Interstadial erfolgte der große Bergsturz des DürnWaldes (Mauereckgebirge—Jäger See im Kleinarltal). Wohlausgeprägte stadiale Endmoränenwälle befinden sich über diesem aus Triasdolomitblockwerk bestehenden Bergsturz. Er ist aus der NE-Flanke des Mauerecks ausgebrochen. Auch heute hängen die N-Wände des Mauerecks teilweise über.

Postglaziale Bergstürze sind zahlreich vorhanden: Das Blockwerk des Bergsturzes von Zandl besteht größtenteils aus Grünschiefer; auch größere Serpentinblöcke finden sich; Kalkglimmerschiefer ist seltener beteiligt. Im Abrißgebiet des Zandl-Bergsturzes gelangten 1 *m* breite und 10 *m* tiefe, schnurgerade verlaufende Klüfte im Grünschiefer zur Beobachtung. Diese Klüfte sind parallel zur alten Abrißwand des Bergsturzes orientiert und entsprechen einem rezenten Weitergleiten. Andere postglaziale Bergstürze seien bloß kurz aufgezählt: Schödersee, Schödertal, Seebauer, Gensbichl, Mühlegg, Auweilwand, südlich Draugstein Alm, Dürnkar Alm, Filzmoos Alm, Kasbichl, Roßfeld Alm, Mandlkar, Schwarzwand, östlich Karl Kogel, Hub Grundalm, westlich Roßkarkogel und viele andere kleinere.

Im Granitgneis über dem Schödersee bereitet sich bei P. 1897 (österreichische Karte 1 : 25.000) ein Bergsturz vor. Siehe Abb. 2 und zugehörige

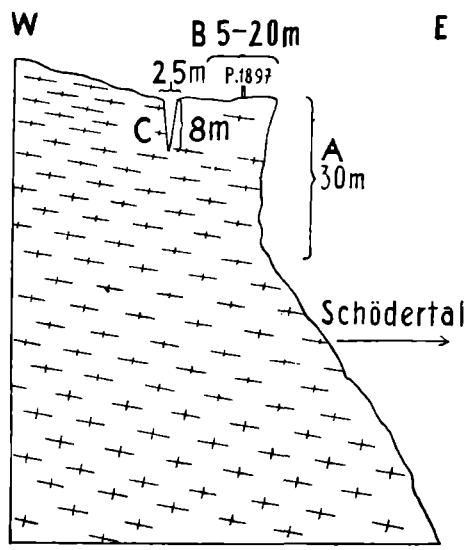


Abb. 2. Vorbereitung eines künftigen Bergsturzes. Granitgneiswand südwestlich über dem Schödersee: A = 30 *m* hohe, senkrechte und teilweise überhängende Felswand. B = 5—20 *m* breite und 100 *m* lange Gehängeleiste mit Vermessungspunkt P. 1897; der Jagdsteig folgt dieser Hangleiste. C = Spaltenförmige, in Vorbereitung begriffene Abrißfuge. Sie ist 2·5 *m* breit und 70 *m* lang. Man kann etwa 8 *m* tief in die Spalte hineinblicken. Wahrscheinlich ist die Spalte bedeutend tiefer; sie ist nach unten zu mit Gneis-Blockwerk ausgefüllt. Frische Abbruchstellen in der Felswand A zeigen, daß sich bereits kleinweise Felspartien aus der überhängenden Wand ablösen und ins Schödertal stürzen.

Erläuterung. Der Jagdsteig führt über die Hangleiste. Frische Abbruchstellen in der Wand zeigen, daß sich hin und wieder Felspartien ablösen.

Mallnitztal

Von Moräne bedeckt sind die Bergstürze südlich der Paßhuber Alm und zwischen altem und neuem Gasthaus Gutenbrunn. Vom stadialen Gletscher verfrachtete Bergsturzmassen beteiligen sich am Aufbau des Moränenzirkus der Jamnig Alm (siehe Seite 48). Postglazial erfolgten die Bergstürze Bockriegel-Süd und südlich vom Mallnitzer Tauern (Hagener Weg).

Mithin wird aus dieser Zusammenstellung ersichtlich, daß die größten Bergstürze unseres Gebietes interglazial erfolgten. Die späteren Bergstürze (interstadial und postglazial) blieben kleiner, sind jedoch in bedeutender Zahl vorhanden. Bergstürze gehen auch in der Jetztzeit vor sich. Die Stadien langsamer Vorbereitung zukünftiger Rutschungen können an einigen Beispielen abgelesen werden.

Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen

Durch Aufdruck der Häkchen auf die der betreffenden Gesteinsart zukommende Farbsignatur sind in der geologischen Karte verrutschte Gesteinsmassen gekennzeichnet, die aber doch noch den ursprünglichen Schichtverband aufweisen. Vor allem plattige Gesteinstafeln aus Kalkmarmor, Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit und Granitgneis zeigen mitunter trotz Kippung und Rutschung den primären Zusammenhang. Die unter Wahrung des Schichtverbandes verrutschten Schollen gehen häufig nach unten in wirr gelagertes Bergsturzblockwerk über und stellen somit bloß ein Anfangs- und Zwischenstadium der Bewegungsvorgänge bei der Bergsturzbildung dar.

Beim Abrutschen der durch Reißklüfte zerspaltenen einzelnen Felsplatten auf schiefer Gleitbahn (Isoklinalhänge) machen die Einzelschollen eine charakteristische Kippung mit, wo sie auf den ebenen Talgrund auffahren. Die aneinandergereihten Schollen sehen dann wie die Kisten auf einer Verladerampe aus, deren Querwände sich beim Auffahren von der schiefen Ebene zum horizontalen Boden allmählich senkrecht aufstellen. Man beobachtet diese Verhältnisse vorzüglich an den durch Reißspalten zerrissenen und gestaffelt auseinandergeglittenen Schwarzphyllit-Felspartien bei Wieden, 2 *km* nordwestlich Bad Hofgastein. Die Lokalität befindet sich am linken Ufer des Wiedneralmbaches, dort wo der Bach oberhalb der Ortschaft Wieden die Schlucht verläßt und ins breite Gasteiner Tal hinaustritt.

Höchste Fundstellen erratischer Gneisblöcke in den nördlichen Bereichen des Rauris-, Gastein- und Großarltales

Die Erläuterung der glazialgeologischen Eintragungen auf der geologischen Umgebungskarte von Gastein beginnen wir sinngemäß mit den ältesten Bildungen, nämlich den Ablagerungen der großen eiszeitlichen Talgletscher. Diese nahmen flächenmäßig mitsamt den sie speisenden Firnfeldern und Nebengletschern mehr als $^4/_5$ unseres Kartenblattes ein. Nur die Grate des Tauernhauptkammes und seiner unmittelbaren Nebenkämme sowie die Grenzkämme zwischen Rauris-, Gastein-, Großarl-, Elmau- und Kleinarltal ragten aus dem eiszeitlichen Gletschergebiet hervor.

Im Bereiche des Tauernhauptkammes waren die tieferen und breiteren Scharten, welche die typischen glazialen Rundbuckelformen zeigen, vom Eise überflossen: Niedere Scharte, Fraganter Scharte, Niederer Tauern (= Mallnitzer Tauern), Woisgen Scharte, Kleinelend Scharte und Arlscharte.

Südlich der Hohen Tauern erreichte der Möllgletscher bei Obervellach eine Höhe von mindestens 1280 *m* über der heutigen Talsohle. Wir fanden nämlich erratische Gneisblöcke mit 4 *m* Durchmesser am Labigen Köpfl in 1939 *m* Seehöhe (über Stallhofen bei Obervellach), während die Möll heute in 660 *m* Seehöhe dort vorbeifließt.

Im Bereiche unserer Karte entsendeten die Hohen Tauern drei große Talgletscher nach N zum Salzachgletscher. Die Höhe dieser Talgletscher kann auf Grund der Granitgneisblöcke (Findlinge), welche wir im Laufe unserer geologischen Aufnahme systematisch als Erratica im Gebiete der nördlichen Tauernschieferhülle beobachtet und verzeichnet haben, annähernd rekonstruiert werden. Demnach lag die eiszeitliche Oberfläche des Gasteiner Talgletschers längs des Bereiches Bad Hofgastein—Dorfgastein in etwa 1800 *m* Seehöhe, also 850 *m* über der heutigen Talsohle. Aus den Elendtälern floß ein breiter Eisstrom über die Arlscharte ins Großarltal. Die Moräne auf der Arlscharte führt Blockwerk von Tonalitgneis, gebändertem Amphibolit und grobkörnigem Gabbroamphibolit aus dem Maltabereich. Der Talgletscher des Großarltales hatte im Gebiete des Seebauern seine Gletscheroberfläche annähernd in 2000 *m* Seehöhe, das ist mehr als 900 *m* über der heutigen Talsohle. Über der Hub Grundalm lag die Gletscheroberfläche bei 1800 *m* Seehöhe und im Gebiete zwischen Hüttschlag und Großarl mindestens bei 1600 *m* Seehöhe. Für den Talgletscher des Rauristales läßt sich die hocheiszeitliche Gletscherhöhe nicht so gut bestimmen, weil das Granitgneisgebiet im Einzugsbereiche des Hüttwinkls flächenmäßig zu beschränkt ist, um so wie im Gastein- und Großarltal eine dichte und regelmäßige Überstreuung der nördlichen Tauernschieferhülle mit Granitgneisfindlingen zu gewährleisten.

Auf der Geologischen Umgebungskarte von Gastein sind die von uns in den Jahren 1949 bis 1953 gefundenen höchsten erratischen Gneisblöcke des jeweiligen Talabschnittes der nördlichen Tauernschieferhülle eingetragen. Mit unserem Einverständnis wurde die systematische Sammlung und Auswertung der Granitgneisblöcke und übrigen Leitgeschiebe im Bereiche des Gasteiner Tales gleichzeitig auch durch die Schule R. v. Klebelsbergs betrieben. Darüber liegt bisher ein vorläufiger Bericht vor (K. Jaksch, 1955). In der Geologischen Umgebungskarte von Gastein konnten wir die Beobachtungen von K. Jaksch nicht einbauen, weil eine Detailbeschreibung seiner Ergebnisse noch aussteht.

Gasteiner Tal: Östliche Talflanke

Forellengneis-Blockwerk aus dem Anlauftal findet sich durch den Gletscher verfrachtet im W-Gehänge des Hohen Stuhles, z. B. 450 Höhenmeter östlich über der Eisenbahnhaltestelle Böckstein und längs des Aufstiegsweges von der Sprungschanze Patschgen zur Patschgstuhl Alm. Gneisgranit aus dem hinteren Anlauftal und dem hinteren Kötschachtal begegnet man z. B. als erratisches Blockwerk auf der Rudolfshöhe und bei Bad Hofgastein.

Für Spaziergänger am Höhenweg zwischen Café Gamskar und Bad Hofgastein haben wir die bis 8 *m* großen erratischen Gneisblöcke unmittelbar neben dem vielbegangenen Höhenweg beschrieben und abgebildet (Ch. Exner, Badgasteiner Badeblatt, 1954, mit Photos der erratischen Blöcke, welche F. Scheminzky aufnahm). Den größten erratischen Gneisblock in diesem Gebiete fand K. Jaksch (1955); sein Block ist 12 *m* lang und 4 *m* hoch; er liegt etwa 270 *m* über dem genannten Höhenweg, u. zw. am sogenannten Faschingberg zwischen Remsach- und Gadauner Graben.

Die Obergrenze der erratischen Gneisblöcke verfolgen wir von der Poser Höhe und Reiter Alm zum S-Kamm des Gamskar Kogels. Dort ist die Hütte (P. 1681 der österreichischen Karte 1 : 25.000) aus dem Blockwerk der umliegenden Granitgneiserratica aufgebaut. Auf den Wiesen östlich Planitzen liegen in 1450 *m* Seehöhe Granitgneisblöcke, die bis 4 *m* Durchmesser besitzen. K. Jaksch (1955) beobachtete „Leitgeschiebe" (Granitgneis und lokalisierbare Schiefergesteine erratischer Herkunft) auf der Wurzer Alm (südwestlich Gamskar Kogel) in 1700 *m* Seehöhe, oberhalb Grußberghütte in 1670 *m* und am Rauchkogel-NW-Kamm in 1590 *m* Seehöhe.

Wenn man den oft begangenen Weg von Bad Hofgastein zur Rastötzen Alm geht, trifft man die höchsten Granitgneiserratica in 1660 *m* Seehöhe an, das ist etwa 520 *m* westlich der großen Unteren Rastötzen Almhütte.

Viel Granitgneiserratica liegen auf den Maiß Mähdern (1400 *m* Seehöhe) südöstlich Laderding. K. Jaksch (1955) fand bemerkenswerterweise Leitgeschiebe am W-Grat des Hörndl in 1850 *m* Seehöhe. Auf der Laderdinger Alm sollen nach demselben Autor Leitgeschiebe in 1550 *m* Seehöhe liegen. Wir fanden ferner Granitgneisblöcke mit 4 *m* Durchmesser nördlich des Aubaches, u. zw. 120 *m* nördlich P. 1520 der österreichischen Karte 1 25.000. Unter der Schock Heim Alm liegen erratische Gneisblöcke in 1300 *m*; K. Jaksch erwähnt von hier auch Leitgeschiebe in 1500 *m* Seehöhe. Von der Krämer und Kühager Alm nennt derselbe Autor Leitgeschiebe in 1600 *m* Seehöhe. Das höchste Vorkommen von Leitgeschieben in dieser Gegend erwähnt K. Jaksch vom W-Abfall des Fulseckgipfels in 1850 *m* Seehöhe. Damit ist der Rekord, den wir seinerzeit aufgestellt haben (Ch. Exner, 1954 a), übertroffen. Wir fanden auf der Kieselschneid ostsüdöstlich Dorfgastein bei der Quelle („Q") zirka 325 *m* westlich P. 1864 den höchsten Zentralgneisblock in 1760 *m* Seehöhe. Er hat einen Durchmesser von 0·75 *m*. Bei der Wenger Alm liegen Blöcke grobkörnigen porphyrischen Gneisgranits mit 2·5 *m* Durchmesser in 1580 *m* Seehöhe. Auf der Heumoser Alm beobachtete K. Jaksch Leitgeschiebe in 1600 *m* und östlich der Mayerhofer Alm (schon nördlich unseres Kartenbereiches) Leitgeschiebe in 1700 *m* Seehöhe. Wir fanden im Gruber Wald Gneisblöcke in 1440 *m* Seehöhe und bei der Unteren Rainer Alm (Klammkalkzone, nördlich außerhalb des Kartenblattes) 3 *m* große Granitgneiserratica in 1320 *m* Seehöhe. Am Weg, der vom Gamsberggut in der Klammkalkzone zur Unteren Rainer Alm führt, befinden sich vom Eis polierte Quarzitrundbuckel in 960 *m* Seehöhe. Die Eiskritzer streichen N 13 ° W und zeigen somit, daß sich der eiszeitliche Gletscher auch in der Teilstrecke Dorfgastein—Klammstein genau parallel zum örtlichen Verlauf des Gasteiner Tales bewegt hat.

Gasteiner Tal: Westliche Talflanke

Im Karteisen Wald (Lafental) liegen erratische Granitgneisblöcke in 1680 *m* Seehöhe. Westlich der Unteren Schloß Alm beobachteten wir solche in 1420 *m* Höhe. K. Jaksch (1955) gibt Leitgeschiebe vom Kasereben Wald in 1450 *m* Seehöhe an. Ostnordöstlich unter dem Hirschkarkogel beobachteten wir am Fahrwege, der von der Alm P. 1747 zur Quelle des Lahnganges führt, die höchstgelegenen Granitgneiserratica in 1600 *m* Seehöhe. Westlich Stein fand Jaksch Leitgeschiebe in 1400 *m* und wir südlich Wasserebenhütte in 1340 *m* Höhe. Im Luggauer Graben beobachteten wir erratische Granitgneisblöcke in 1530 *m*, auf der Bäcken Alm westlich Präau Heimalm in 1480 *m* und im Zechner Graben in 1320 *m* Seehöhe.

Rauristal

Die höchsten Granitgneiserratica beobachteten wir in 1680 *m* Seehöhe am Wege von der Adelkar Alm zur Frohn Alm in der östlichen Flanke des Hüttwinkels. Im Vorsterbach Tal finden sich solche in 1300 *m* Seehöhe westlich unter der Bock Alm. Im Gaißbach Graben in 1630 *m* Höhe nördlich der Rettenegg Alm. Am Weg von Rauris zum Grubereck trafen wir die höchsten Granitgneiserratica bei P. 1276 der österreichischen Karte 1 25.000. Neben der Schriefling Alm liegen sie in 1540 *m* Höhe.

Großarltal

Nordöstlich des Spielkogels (südwestlich Aschlreit Alm) befinden sich massenhaft Granitgneisfindlinge in 1960 *m* Seehöhe. Die Durchmesser dieser Blöcke erreichen 2 *m*. Gletscherschrammen (Eiskritzer) auf eisgeschliffenem Rundbuckel südsüdöstlich Seebauer streichen N 22° W, also in der Richtung des dortigen Talverlaufes. Im Gelände der Hirschgruben Alm liegen die höchsten erratischen Gneisblöcke in 1500 *m* Seehöhe. Auf der Rackel Alm in 1540 *m* Seehöhe. Im Kar über der Vorderen Kaser Hochalm (Hubalpental) in 1800 *m* Seehöhe. Nördlich der Hühnerkar Alm (Gasperloch, Hubalpental) in 1600 *m* Seehöhe. An der NE-Flanke des Karl Kogels (südsüdöstlich Hüttschlag) in 1360 *m* Seehöhe. Am Wege vom Hinterfeld zur Schappach Alm (westsüdwestlich Hüttschlag) befinden sich Granitgneisblöcke mit 2·5 *m* Durchmesser in 1400 *m* Seehöhe. Nördlich unter der Seidegg Alm im Bockstein Graben in 1360 *m* Seehöhe. Östlich der Harbach Alm fanden wir erratische Granitgneis- und Grünschieferblöcke in 1560 *m* Seehöhe. Auf der Mandlbauer Heim Alm in 1160 *m* und ostsüdöstlich Roslechen Heim Alm (westnordwestlich Großarl) in 1300 *m* Seehöhe. Der wasserscheidende Kamm gegen das Kleinarl- und obere Elmautal wurde vom Großarler Talgletscher nicht überflossen.

Interstadiale Gehängebreccie (im Lafen Tal)

Zwischen zwei Moränen liegt im Lafental eine poröse, nur wenige Meter mächtige Gehängebreccie. Sie besteht aus bis 5 *cm* großen eckigen Splittern von Schwarzphyllit, Gangquarz, Serizitquarzit und Kalkglimmerschiefer. Das Zwischenmittel ist sandig und glimmerreich.

Der Aufschluß dieser Gehängebreccie zwischen den beiden Moränen befindet sich unmittelbar beim Fahrweg, 200 *m* östlich der Brücke P. 1459. Unter der dort stehenden Almhütte sind Aufschlüsse der unteren Moräne

vorhanden. Am Fahrweg selbst ist die Breccie 1 *m* mächtig anstehend. Darüber liegt die obere Moräne.

800 *m* weiter westnordwestlich tritt die Breccie ebenfalls wieder neben dem Fahrweg auf. Etwas westlich davon befindet sich der interstadiale Bergsturz der Rockfeld Alm, mit dem die Gehängebreccie offensichtlich genetisch zusammengehört (siehe Seite 33).

Bei der Mündung der Lafenschlucht ins Angertal steht die Breccie mit 2 *m* Mächtigkeit am linken Ufer des Lafenbaches an.

Moräne

Die gesamten Moränen (hocheiszeitliche, stadiale und rezente) unseres Gebietes sind mit einheitlicher Farbsignatur gekennzeichnet.

In den Haupttälern hinterließen die eiszeitlichen Talgletscher mehrere Meterzehner mächtige, feinkörnige, aufgearbeitete Grund- und Seitenmoränen mit einheitlicher Blockführung (häufig Granitgneisblöcke).

Die hochgelegenen stadialen und rezenten Moränen sind häufig grobblockig und bestehen aus den Gesteinen der unmittelbaren lokalen Umgebung (Lokalmoränen). An ihrem Aufbaue beteiligen sich mitunter haushohe und scharfkantige Trümmer, welche von Bergstürzen herzuleiten sind, die auf die Gletscheroberfläche niedergingen oder die der Gletscher bei seinem neuerlichen Vorstoß im Gletschervorfeld antraf und nur unwesentlich aufzuarbeiten vermochte.

Moränenwall im allgemeinen

Der Rückzug der letzten eiszeitlichen Vergletscherung erfolgte bekanntlich mit Unterbrechungen durch Haltestände und kurze episodische Vorrückungsphasen. Sie entsprechen klimatischen Schwankungen während des allgemeinen Gletscherrückganges und sind durch Endmoränen markiert. Die verschiedenen Alpentäler erweisen sich bezüglich der Anordnung der in ihnen erhaltenen, spät- bis postglazialen Endmoränen ähnlich, da die Gruppierungen der Endmoränen auf gemeinsamen Klimaschwankungen beruhen.

In unserem Gebiete liegt die heutige Schneegrenze bei 2700—2800 *m* und senkt sich im Raume des nördlichen Gastein- und Großarltales auf 2600 *m*. Für die letzte Eiszeit (Würm) wird im allgemeinen eine Erniedrigung der Schneegrenze um 1200 Höhenmeter angegeben (R. v. Klebelsberg, 1948/1949).

Das spät- und postglaziale Absteigen der Schneegrenze bis zum heutigen Stand vollzog sich also nicht ganz gleichmäßig, sondern war klimatischen Schwankungen unterworfen. Ihnen entsprechen die Stadien der Haltepunkte und kurzfristigen Vorrückungsphasen der Gletscher, welche man als Schlernstadium (Schneegrenze etwa 800—900 *m* unter der heutigen), Gschnitzstadium (Senkungsbetrag der Schneegrenze etwa 600 *m* unter der heutigen) und Daunstadium (Senkungsbetrag 300—400 *m*) bezeichnet. Dann folgt die postglaziale Wärmezeit, in der die Schneegrenze 300 *m* höher als heute lag. Nach urgeschichtlichen Anhaltspunkten dauerte diese Wärmezeit etwa von 8000 bis 2000 Jahren vor Christi. Das Kälterwerden um etwa 2000 vor Christi soll bekanntlich Anlaß für die Auslösung der Völkerwanderungen gewesen sein. Im späteren Mittelalter (13. bis 15. Jahrhundert nach Christi) war es verhältnismäßig warm, und im 16. Jahrhundert

erfolgte wiederum ein Gletschervorstoß, den man Fernau-Stand nennt. Seither gehen die Gletscher zurück. Sie weisen aber noch um das Jahr 1820, 1850 und 1920 episodenhafte Vorrückungen auf. (Siehe: R. v. Klebelsberg, Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 1948/1949.)

Auf der Geologischen Umgebungskarte von Gastein wurden die meisten wallförmigen Moränenzüge unter der einheitlichen Signatur: „Moränenwall im allgemeinen" zusammengefaßt. Die Einordnung der von uns beobachteten Wälle in das vorgenannte Schema ist noch in vieler Hinsicht unsicher und wird am besten im Rahmen spezieller Untersuchungen und Berechnungen von einem erfahrenen Glazialgeologen überprüft werden. Besonders bereiten uns die Unterscheidungen zwischen Daunstadium und rezenten Stadien (Fernau- und 1850-Stadium) in kleinen Hochkaren, welche heute keinen Gletscher mehr tragen, erhebliche Schwierigkeiten. Hingegen ist die Gliederung der rezenten Endmoränen (1820, 1850, 1920) im Vorfeld heutiger Gletscher unschwierig, und so konnten wir diese Moränenwälle auf unserer Karte getrennt behandeln.

Schlernstadium

K. Jaksch (1955) gelangte auf Grund seiner Untersuchungen im Gasteiner Tal zur Ansicht, daß während der Schlernzeit Haupt- und Nebengletscher des nördlichen Gasteiner Tales noch zusammenhingen. Damals dürfte also der Gasteiner Talgletscher noch bis ins Salzachtal gereicht haben. Dementsprechend fehlen Endmoränen des Schlernstadiums in unserem Gebiete.

Eventuell dem Schlernstadium zugehörig ist die Endmoräne des spätglazialen Möllgletschers, welche wir an der Talverengung gegenüber dem Danielsberg bei der Fuchsfarm am rechten Möllufer, 1·7 *km* westnordwestlich Unterkolbnitz fanden.

Gschnitzstadium I

Beim Rückzug der großen eiszeitlichen Talgletscher bildeten sich Endmoränenwälle häufig dort, wo das Tal flußaufwärts enger wird. Meist sind die Talstufen und die Gegenden knapp oberhalb der Einmündung von Nebentälern oder oberhalb der Ausweitung der Täler zu breiten Talbecken besonders geeignet für die Entstehung der Endmoränen. Denn, bei engem Talquerschnitt konnte der infolge Klimaverschlechterung anwachsende Gletscher mit gesammelter Wucht vorstoßen. Hingegen bleiben die flußabwärts solcher Engstellen befindlichen Talweitungen im allgemeinen frei von Endmoränenwällen.

Im Großarltal fanden wir zwei dem Gschnitzstadium entsprechende Endmoränenzüge, die wir vorläufig als Gschnitz I und II bezeichnen wollen (Gschnitz I bei Pichl, Gschnitz II bei Maurach). Erst eine Hindurchverfolgung auf Grund systematischer Beobachtungen regionaler Art könnte vielleicht klären, ob unsere beiden Gschnitzstadien des Großarltales mit den von W. Heissel (1932) und J. Ladurner (1932) im Silltal und Stubai gefundenen zusammenpassen.

Dem Stadium Gschnitz I teilen wir im Großarltal den gut erhaltenen Endmoränenwall bei Pichl (3 *km* südlich Großarl) zu. Das Blockwerk besteht überwiegend aus Granitgneis. Es handelt sich um die Stelle, wo das enge NW—SE verlaufende Großarltal aus dem Gebiete der Kalkglimmerschiefer in das der oberen Schwarzphyllite (Fuscher Phyllite) hinaustritt. Das

Tal wird nördlich der Endmoräne unvermittelt breiter und nimmt S-N-Richtung an. Der Wall ist sowohl am linken (nordwestlich Ober Eben) als auch am rechten Ufer (Pichl Kapelle) ausgebildet.

Wir vermuten, daß analoge Endmoränen einst auch im Gastein-, Rauris- und Mallnitztal vorhanden waren, jedoch weitgehend der Abtragung zum Opfer gefallen sind.

Westlich der Talenge des Bahnhofes Bad Hofgastein sind wohl bei Breitenberg und Umgebung große Anhäufungen erratischen Zentralgneisblockwerkes vorhanden. Jedoch ist kein Wall ausgebildet.

Östlich und südsüdöstlich Wörth im Rauristal finden sich in der Moräne südlich der Mündungsschlucht des Vorster Baches in 1140 *m* Seehöhe und beim Salchegger östlich der Einödkapelle große Anreicherungen von Zentralgneisblockwerk. Wälle blieben nicht erhalten.

Vielleicht dem Gschnitz I zugehörig ist die linke Seitenmoräne des Mallnitzgletschers bei den Gehöften Zechner und Haslacher, nördlich der Groppensteiner Schlucht (W. v. Senarclens-Grancy, 1939). Sie liegt nicht unter dem Bergsturz, sondern über dem Bergsturz.

Die entsprechende deutliche Endmoräne des Möllgletschers fanden wir bei Söbriach. Der prächtige, beinahe senkrecht zum Tal orientierte Endmoränenwall befindet sich 400 *m* ostnordöstlich Kirche Söbriach, am linken Ufer des Semslacher Gießbaches.

Gschnitzstadium II

Im Großarltal ist auf dem Talriegel von Maurach die linke Hälfte einer aus Granitgneisblockwerk aufgebauten Endmoräne erhalten. Der Wall verläuft vom Neureit Bauern bis halbwegs zwischen Steinmann und Süß.

Der Badgasteiner Talriegel zeigt vom Eise glattpolierte Flächen (besonders hübsch im Park bei den Tennisplätzen) mit den Erscheinungen der Gletschertöpfe und Strudeltöpfe. Auf dem vom Eise blankgescheuerten Fels liegt stellenweise Moräne auf. Es lassen sich zwei Wälle erkennen:

Den einen beobachtete R. v. Klebelsberg (1949) links und rechts über Badgastein. Die Oberfläche der zugehörigen Gletscherzunge überragte den Badgasteiner Talriegel um etwa 200—250 Höhenmeter. Der Gletscher dürfte damals in der Gegend von Badbruck geendet haben. In der westlichen Talflanke ist die zugehörige Ufermoräne in 1300 *m* Seehöhe über dem Bahnhof Badgastein zu sehen. Sie zieht geradlinig, nach N abfallend, zur Schwarzwand und weiter bis zu einer Stelle in 1100 *m* Seehöhe oberhalb des Beginns der Erzherzog Johann-Promenade. Die östliche Ufermoräne verläuft oberhalb des Hartweges, der von der Windischgrätzhöhe zur Rudolfshöhe führt. Sie ist z. B. in 1260 *m* Seehöhe beim Schachenhof vorhanden. Nach R. v. Klebelsberg (1949) entspricht dieser von ihm gefundene und beschriebene Haltestand des Gasteiner Talgletschers einer Schneegrenze, die etwa 600 *m* tiefer lag als die heutige und somit dem ursprünglichen Begriff des Gschnitzstadiums angepaßt ist. Wie dann allerdings unser Gschnitz I (vermutungsweiser Haltestand bei Bahnhof Bad Hofgastein) hereinpaßt, ist fraglich.

Die zweite und jüngere Moränenwallbildung bei Badgastein sitzt mit ihrem hübsch geschwungenen Endmoränenwall unmittelbar dem Talriegel der Pyrkerhöhe (P. 1116 *m*) und dem Fels beim Bahnhof auf (F. Becke, 1908). Die zugehörige Gletscherzunge endete damals beim Bahnhof Bad-

gastein. Der nach N konvex gebogene und 6 *m* hohe Moränenwall befindet sich am S-Hang der Pyrkerhöhe, nordwestlich des Doppelgletschertopfes. Er zieht aus der Gegend des Landhauses Pfarrmaier zum Hotel Krone. Während des Baues der Tauernbahn waren im heutigen Bahnhofgelände zwei Wälle mit zwischengeschalteter Sand- und Tonfüllung aufgeschlossen. Die Talstation der Stubnerkogel-Gondelbahn steht auf der Fortsetzung dieses Wallzuges.

Wahrscheinlich zum älteren dieser beiden Badgasteiner Stadien, nämlich zu demjenigen, welches bei Badbruck endete und mit einem spaltenreichen Gletscherbruch den Badgasteiner Felsriegel überdeckte, gehört die Bildung der Gletschertöpfe (vulgo: „Gletschermühle") am S-Rande der Pyrkerhöhe. Die Gletscherzunge war hier sehr spaltenreich und die Lage der Gletscherspalten blieb längere Zeit hindurch konstant. So konnte das oberflächliche Schmelzwasser immer wieder an der gleichen Stelle durch die im Eis klaffende Spalte zur Tiefe stürzen. Mit Wucht am felsigen Untergrund des Gletschers auftreffend, setzte dieses Schmelzwasser mitgeführte oder in der Grundmoräne befindliche Steine in umlaufende strudelförmige Bewegung. Die rotierenden Steine scheuerten auf der polierten Felsoberfläche Löcher aus, die bei anhaltender Tätigkeit einige Meter tief wurden und eine topfförmige Gestalt erhielten.

In solcher oder ähnlicher Weise ist der 6 *m* tiefe Doppelgletschertopf am S-Rande der Pyrkerhöhe entstanden (G. Götzinger, 1948). Er ging aus zwei nebeneinander befindlichen und sich im Laufe des Aushöhlungsvorganges miteinander verbindenden Gletschertöpfen hervor. Ausgegraben wurde er anläßlich von Steinbrucharbeiten im Jahre 1905. Man deckte damals die 1 *m* mächtige Moräne ab, weil im darunter befindlichen Granitgneis ein Steinbruch aufgemacht werden sollte. Die Felsoberfläche unter der Moräne erwies sich als poliert und zeigte sonderbare runde Löcher. Die Füllung der Löcher wurde herausgeschafft; sie bestand aus Sand und den gerundeten, kindskopfgroßen Rollsteinen. So wurde der Doppelgletschertopf freigelegt und unter Naturschutz gestellt. Die in Badgastein gebräuchliche Bezeichnung „Gletschermühle" für diese Gletschertöpfe ist nicht ganz exakt. Unter dem geologischen Terminus „Gletschermühle" versteht man den gesamten Apparat einschließlich Eis, Gletscherspalte, Schmelzwasser, welcher die natürliche Entstehung der Gletschertöpfe bedingt Die Gletschermühle war zur Zeit Gschnitz II vorhanden. Heute sind nur noch die Gletschertöpfe zu besichtigen.

Die Gletscherzunge bei Badgastein scheint den Palfner Bach zeitweise zu einem See aufgestaut zu haben. Es waren am rechten Ufer der Gasteiner Ache geschichtete Sande aufgeschlossen, in welchen der Palfnerbach mitsamt seinem Schuttkegel eingeschnitten ist (F. Becke, 1908).

Im Angertal fanden wir zwei Endmoränenwälle, die den beiden Ständen von Badgastein analog sein dürften. Die Endmoräne des Angerberges liegt auf den Ebenheiten über der Schlucht des unteren Angertales. Auf der linken Seite lagert sie bei P. 1148 der österreichischen Karte 1 : 25.000, auf der rechten Seite befindet sie sich bei der Baumschule, 400 *m* südwestlich Hartl. Die zweite Endmoräne bildet einen sehr markanten, 20 *m* hohen und teilweise gedoppelten Wall beiderseits des Angerbaches bei den Almen P. 1190, unweit des Sägewerkes oberhalb der Einmündung des Lafenbaches.

F. Becke (1908) erwähnt beim Ausgange des Angertales ins Gasteintal geschichtete Sande, die beim Bau der Tauernbahn unter einer ziemlich festen Moräne gefunden wurden und sich eine Strecke weit ins Angertal verfolgen ließen.

Im Hüttwinkl befand sich möglicherweise ein hieher zu zählender Endmoränenwall bei der Hollerbrand Alm nördlich Bodenhaus (H. Klimpt, 1943). Wir fanden dort nur rechte Seitenmoränen. Die Endmoräne dürfte durch den postglazialen Bergsturz, der aus der Gegend der Bocksteinwand ausbrach, überdeckt worden sein (siehe Seite 37).

Am Ausgange des Kruml Tales in den Hüttwinkl hat sich die entsprechende Stirnmoräne des Kruml-Gletschers am linken Ufer über der Kruml Schlucht erhalten. Dort fanden wir bei der Wandl Alm einen prächtigen Endmoränenwall.

Bevor das Mallnitzer Tauerntal den Talkessel von Mallnitz erreicht, wird es beiderseits von einem gut erhaltenen Endmoränenwall eingefaßt. Die Lokalität befindet sich 400 *m* westnordwestlich der Villa Mojsisovics (W. v. Senarclens-Grancy, 1935).

Auch einige Endmoränen der Seitengletscher der großen Tauerntäler dürften in die Gschnitzzeit zu stellen sein: Zum Beispiel im Tappenkargebiet die Endmoräne der Filzmoos Alm (P. 1714) und der Mauereck Alm (P. 1667 der österreichischen Karte 1 : 25.000). Auf den Karschwellen der südwestlichen Seitentäler des Großarltales liegen derartige Endmoränen im Aigenbachtal bei P. 1816 und im Toferer Tal bei der Toferer Alm (P. 1612). Im Gebiete des Rauristales kann vielleicht die Endmoräne oberhalb der Lercheck Alm (westlich Türchlwand) dazugezählt werden.

Daunstadium

Die meisten Endmoränenwälle unseres Kartenblattes gehören dem Daunstadium an. In den kesselförmigen Talschlüssen der Haupttäler (Naßfeld, Anlauf-, Kötschach-, Schödertal, Kolm Saigurn und Jamnig Alm) erreichten die großen Gletscher zum letzten Male die Talsohle und häuften mächtige Endmoränenwälle an. Die zu den großen Tälern entwässernden seitlichen Hochkare beherbergten nur noch kleine Gletscher, welche die zahlreichen, meist gut erhaltenen Endmoränenzüge hauptsächlich auf den Trogflächen und Karschwellen der Talflanken ablagerten. Jedenfalls rückten alle Gletscher unseres Gebietes im Daunstadium sehr kräftig vor („Schlußvereisung") und schufen die allerorts auf unserem Kartenblatte mächtigen, das Landschaftsbild des Gebietes weithin charakterisierenden, von Wiesen oder spärlichem Buschbestand überwachsenen, schön geschwungenen langen Endmoränenwälle der Almregionen.

Im Naßfeld bilden die aus riesenhaften Kalkglimmerschieferblöcken bestehenden Endmoränen zwei Amphitheater. Das eine schwingt sich — 200 *m* breit und 20 *m* hoch — um die Mündung des Schlapperebenbaches herum, von der Röck Alm zu P. 1608 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Das andere umfaßt die Mündungen des Röck- und Höllkares von der Egger zur Brandtner Alm (F. Becke, 1908). Der Eiszustrom aus dem Weißenbachtal scheint schwach gewesen zu sein; man sieht nur wenig Gneismaterial im Endmoränenzug bei der Egger Alm (W. v. Senarclens-Grancy, 1939). Wahrscheinlich von der Ache verfrachtetes Kalkglimmerschieferblockwerk befindet sich im Naßfelder Achental oberhalb des Bärenfalles.

Im Anlauftal liegt die Endmoräne des Daungletschers bei der mittleren und oberen Radeck Alm (F. Becke, 1908). Das Blockwerk der Endmoräne besteht im Gegensatz zu dem dort anstehenden Granitgneis aus Paragneisen und Amphiboliten der Ankogelmulde.

Das prächtigste Endmoränen-Amphitheater unseres Gebietes umgürtet die Jamnig Alm im Hintergrunde des Mallnitzer Tauerntales (F. Becke, 1908). Es handelt sich hauptsächlich um eckige, haushohe Granitgneisblöcke, die einen auffallenden Gegensatz zu den anstehenden Schiefergesteinen (Kalkmarmor, Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer der Mallnitzer Mulde) bilden. Die Granitgneisblöcke dürften als Bergsturz in der Gegend der Astromwände auf den damaligen Gletscher gefallen und von diesem zur Jamnig Alm transportiert worden sein. Eine Interpretation als Bergsturz in eisfreies Gelände (interstadial) mit nachfolgendem Transport und Zusammenschub durch den neuerlich vorstoßenden Gletscher ist auch möglich, doch sprechen die kantigen Blöcke und der lange Transportweg eher für die erstgenannte Erklärungsweise.

Man findet überhaupt bei manchen kleinen Daungletschern unseres Gebietes Übergänge zwischen den Erscheinungsformen von Bergsturz und Endmoräne, wobei es schwierig ist, die gegenseitigen zeitlichen Beziehungen exakt zu fassen und es mitunter reiner Willkür unterliegt, ob wir die betreffenden Gebilde als Bergsturz oder Moräne kartieren (z. B. im Anlauftalbereich das Gebilde 300 *m* südlich der oberen Lainkarscharte oder im Wurtentalbereich die Blockbildungen 500 *m* südsüdöstlich Schwarzsee).

Durch postglaziale Bergstürze dürften wahrscheinlich ehemalig vorhandene Daun-Endmoränen im Kessel von Kolm Saigurn sowie im hinteren Kötschach- und Schödertal überdeckt worden sein.

Die vorzügliche Ausbildung der Daun-Endmoränen in den seitlichen Hochkaren der großen Täler läßt sich aus dem Kartenbilde unmittelbar entnehmen. Es handelt sich um Lokalmoränen, deren Zusammensetzung den im jeweiligen Kar anstehenden Gesteinen entspricht. Bemerkenswert sind die kreisrunden Wallformen nördlich der oberen Schloß Alm bei Bad Hofgastein. Wir hielten sie zunächst für Toteislöcher. Es dürfte sich aber eher um ein sekundäres oberflächliches Nachsacken der Moräne über Dolinen des aus Kalkglimmerschiefer-Bergsturzblockwerk bestehenden Untergrundes handeln. Diese Interpretation lehnt sich an ähnliche Erscheinungen an, welche W. Heissel (1954) im Inntal erforscht hat.

Eine Aufzählung der auffälligeren übrigen Daun-Endmoränen unseres Gebietes sei kurz zusammengestellt. Groß- und Kleinarltal: Brunnkogel, Hühner Kar, Weingarten, Heidentempel, Hochkare der Toferer und Aigen Alm, Elferkogel, Kree Kar (F. Becke, 1908), Wasserfallhöhe, nordwestlich Draugstein, südöstlich Draugstein, nordnordöstlich Glingspitze, Zederberg Alm, oberstes Dürn Kar, nordöstlich Raucheck usw. Gasteiner Tal: Ödenkar, Blumfeld, Wildenkar, Mallnitzgrube, Höhkar, Grasleiten, Tauern Alp, Hölzerne Wände, Schober Kar, vorderes und hinteres Lainkar, Palfner Alm, nordwestlich Graukogel, südöstlich Reedsee, Kessel Alm (F. Becke, 1908), südlich Bockhartunterbaustollen, südlich Kleiner Silberpfennig, südlich Schattbach Alm, Hirschkar, Stubner Alm, obere Schloßalm, Hirschkarkogel, Mauskarkogel, Siebenspitz, südlich Rastötzen Alm, westlich Laderdinger Gamskarlspitze usw. Rauristal: Ritterkar Alm, südwestlich Bockstein Wand, Felderer Alm, Filzenkar,

See Alm, Rührkübel, obere Endmoräne östlich Lercheck Alm, Kramhütte, Grubereck, Bernkogel usw. Wurtental: Gastroghütte, Feldsee, Schwarzsee usw.

Eggessenstadium

Dieses letzte spätglaziale Stadium (Schneegrenze etwa 100—120 *m* unter der heutigen) ist in unserem Gebiete noch nicht genauer bekannt. H. Kinzl (1929) zählt eine Moräne im Talschluß des Kleinen Fleißtales hieher (außerhalb des Kartenbereiches).

Postglaziale Wärmezeit

In den benachbarten Gebirgsgruppen haben sich Ablagerungen der warmen, etwa von 8000 bis 2000 vor Christi reichenden Periode erhalten, wurden aber im engeren Bereiche unserer Karte noch nicht aufgefunden. Bekannt sind die Moorablagerungen in der Glocknergruppe: beim Glocknerhaus und am Moserboden (Moor mit fossilen Baumstämmen in 1960 *m* Seehöhe). Auf der Feldner Hütte in der Kreuzeckgruppe (Talschluß des Gnoppnitz Tales) wird der Torf als Heizmaterial verwendet, der in 2180 *m* Seehöhe neben der Hütte beim Glanz See ansteht.

Klimaschwankungen im Altertum und Mittelalter

Um etwa 1000 vor Christi scheint es wieder kälter geworden zu sein (pollenanalytische Untersuchungen und Parallelen mit urgeschichtlichen alpinen Kulturablagerungen, siehe R. v. Klebelsberg, 1948/1949). Eine wärmere Periode herrschte während der mittelalterlichen Blütezeit des Tauerngoldbergbaues. Am Hohen Goldberg dürfte damals das Gebiet um das Knappenhaus (Vorfeld des unteren grupeten Keeses) eisfrei gewesen sein.

Das im folgenden noch oft zu nennende Knappenhaus (verfallen) am Hohen Goldberg ist auf der geologischen Umgebungskarte Gasteins nicht eingetragen. Es befindet sich 830 *m* südsüdöstlich vom sogenannten Neubau (Wilhelm Arlt-Haus = Naturfreundehaus Neubau). Die genaue Lage des verfallenen Knappenhauses ist aus der österreichischen Karte 1 : 25.000 ersichtlich (bei P. 2339).

Etwa im 15. Jahrhundert wurde in wahrscheinlich eisfreiem Terrain der Bartholomeistollen geschlagen (F. Posepny, 1879).

Fernaustadium

Im 16. Jahrhundert stießen die Gletscher vor. Das Waldner'sche Zugbuch aus dem Jahre 1570 berichtet, daß der Bartholomeistollen damals bereits von einer 20 *m* dicken Eiskappe überdeckt war. Die Stelle des Bartholomeistollens ist uns nicht ganz genau bekannt. Nach der auf Grund des Waldner'schen Zugbuches von F. Posepny (1879) angestellten Rekonstruktion befindet sich der Bartholomeistollen in zirka 2300 *m* Seehöhe, 350 *m* südsüdwestlich vom Knappenhaus (siehe Eintragung auf der Karte 1 : 10.000 durch N. Lichtenecker, 1935). Trotz der Überlagerung des Mundloches durch den Gletscher ging die Einfahrt in den Bartholomeistollen im Jahre 1570 noch durch das Mundloch vonstatten, und zwar führte ein 30 *m* langer Tunnel durch das Gletschereis.

Mündliche Überlieferungen bezüglich des Anwachsens der Gletscher und der Überdeckung hochgelegener Stolleneingänge durch Gletschereis sind aus unserem Gebiete mehrfach bekannt.

Dem Gletschervorstoß um das Jahr 1600 scheinen die niedrigen und etwas unscharfen Wälle nordwestlich des Knappenhauses am Hohen Goldberg und westlich des Maschingrabens zu entsprechen. Sie wurden, da sie im großen die Form der weiter innen befindlichen Endmoränenwälle des vergangenen Jahrhunderts getreulich mitmachen, bereits von A. Penck (1897) zu den frührezenten Endmoränen gerechnet. H. Kinzl (1929) teilt die innerste Moräne dieser Wallgruppe dem Fernaustadium zu. Der Wall wird hauptsächlich von großen Granitgneisblöcken aufgebaut, die bereits ebenso dicht mit Flechten besetzt sind wie das benachbarte anstehende Gestein. Man trifft diesen Fernauwall nordwestlich des Knappenhauses zwischen dem 1820-Wall und der Trasse der alten Materialförderbahn des Goldbergbaues an. Er liegt etwa 30—40 *m* von der 1850-Moräne entfernt und befindet sich im Gelände zirka 10 *m* höher als dieser. Auf der Karte von N. Lichtenecker (1935) sind zwei Blockreihen eingezeichnet. Sie verbinden sich mit den Wallformen westlich des Maschingrabens (südwestlich Radhaus); dabei versucht allerdings N. Lichtenecker eine abweichende Altersdeutung (siehe Seite 51).

Entsprechend der Auffassung von H. Kinzl (1929), der wir folgen, kann man auch andere grobblockige, schon bewachsene Wälle im Vorfeld der 1820- und 1850-Stände als Fernaustadium in unserem Gebiete um Gastein ansprechen.

Hieher gehört der aus großen eckigen Kalkglimmerschieferblöcken bestehende, 200 *m* lange und 20 *m* hohe Wall auf der Karschwelle des Schlappereben Kares (P. 2283 der österreichischen Karte 1 : 25.000) über dem Oberen Burgstall (W. v. Senarclens-Grancy, 1939). Eine solche Moräne liegt auch im unteren Röck Karl. W. v. Senarclens-Grancy (1939) schreibt hochgelegene kleine Moränen beim Kreuzkogel und im Gstößkar ebenfalls dem Fernaustadium zu.

Weiters beobachteten wir schon außerhalb unserer geologischen Umgebungskarte von Gastein im Kleinelendtal bei P. 2107 zwei Endmoränenwälle, die der Kleinelendbach durchbricht und die sich zu einer 500 *m* langen linken Seitenmoräne im Vorfeld der 1850-Moräne zusammenschließen. Da dieser Moränenzug einen recht großen Abstand von der 1850-Moräne einhält, dürfte er dem Fernaustadium angehören. Der äußere Wall dieses Endmoränenzuges ist 10 *m* hoch und sehr gut ausgebildet. Der innere Wall hat 40 *m* Abstand vom äußeren; er ist weniger gut entwickelt und bloß 3 *m* hoch. Beide sind bewachsen.

Westlich über dem Moränenvorfeld des Großelendkeeses befindet sich der Rest einer bewachsenen Seitenmoräne auf dem Felsgesimse, zirka 150 *m* westlich P. 2194 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Der Wall ist 12 *m* breit und 3—4 *m* hoch. Wir wollen ihn ebenfalls dem Fernaustadium zurechnen.

Endmoränenwall aus der Zeit um das Jahr 1820

Nach dem Fernaustand zogen sich die Gletscher wiederum zurück. Zum Beispiel zeigt die alte topographische Karte von Salzburg, daß der

Goldberggletscher in den Jahren 1807/1808 200 *m* südwestlich vom Knappenhaus endete (A. Penck, 1897). Dann erfolgte der Vorstoß um das Jahr 1820.

Der 1820-Wall des Goldberggletschers befindet sich nordwestlich des Knappenhauses in einigen Metern Entfernung vom 1850-Wall (H. Kinzl, 1929). Der 1820-Wall ist niedrig (oft nur 1 *m* hoch) und im Gegensatz zum kahlen 1850-Wall recht dicht mit Flechten und Rasen bewachsen. Sein Verlauf schmiegt sich dem des 1850-Walles an, doch führt er stellenweise auch eigene Bogen aus. Er ist ferner recht gut östlich des 1850-Zungenendes, u. zw. zwischen diesem Zungenende und dem vom Neubau zum Knappenhaus führenden Wege entwickelt. N. Lichtenecker (1935) meinte, sich der Interpretation H. Kinzls nicht anschließen zu können, und faßte den 1820-Wall als Fernaustadium auf. Hauptsächlich störte ihn der starke Kontrast im Bewuchse der Wälle. Der 1850-Wall ist praktisch unbewachsen. Hingegen zeigt der 1820-Wall eine dichte Bewachsung.

Nun haben wir im Vorfeld mehrerer anderer Gletscher unseres Gebietes sehr verschiedene Besiedlung der 1850- und 1820-Wälle mit Flechten und Gras je nach Höhenlage und Exposition des Geländes gefunden, wodurch zumindest dieses Argument Lichteneckers bis zu einem gewissen Grade entkräftet ist.

Besonders deutlich blieb der 1820-Wall im Vorfeld des Schlappereben Keeses erhalten (W. v. Senarclens-Grancy, 1939). Er befindet sich zwischen Fernau- und 1850-Wall auf der Karschwelle des Schlappereben Kares dort, wo die sich sammelnden Bäche in Form einer Schlucht durch den Karriegel durchbrechen. Der 1820-Wall ist bewachsen. Er ist 5 *m* hoch und hat 20 *m* Abstand vom 1850-Wall. Dazu erweist er sich als stärker erodiert als der 1850-Wall. Höher oben im Schlappereben Kar trifft man den 1820-Wall noch einmal als linke Seitenmoräne mit 30 *m* Abstand vom 1850-Wall an. Die Stelle befindet sich 150 *m* südöstlich P. 2429 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Während der Fernauwall aus grobem Kalkglimmerschieferblockwerk besteht, sind 1820- und 1850-Wälle des Schlappereben Keeses hauptsächlich aus Granitgneis und Amphibolit des SonnblickKernes aufgebaut, der die hinterste Partie des Schlappereben Keeses umrahmt. Der Unterschied in der Bewachsung zwischen 1820- und 1850-Wall wirkt im Schlappereben Kar nicht so schroff wie im Vorfelde des Goldberggletschers. Auf dem Blockwerk des 1850-Walles im Schlappereben Kar breiten sich bereits Moospolster aus, die bald zu einer Vegetationsdecke zusammenwachsen werden, so daß der Vegetationsunterschied zwischen 1820- und 1850-Wall mit der Zeit verschwindet.

Im Vorfeld des Großelend Keeses (außerhalb der Gasteiner Umgebungskarte) fanden wir den 1820-Wall vorzüglich entwickelt. Er beschreibt einen geschlossenen Bogen bei den Punkten 2098 und 2194 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Der Wall ist 4—5 *m* breit und 3 *m* hoch. Große Granitgneisblöcke von 3 *m* Durchmesser sind häufig.

Nach 1820 zog sich der Goldberggletscher erwiesener Maßen zurück. Um das Jahr 1846 befand sich nach Mitteilungen der Brüder H. und A. Schlagintweit das Zungenende des Goldberggletschers im Gebiete des Knappenhauses, 20 *m* innerhalb des damaligen Endmoränenwalles (1820-Wall). Dann erfolgte der große Vorstoß um 1850 (siehe A. Penck, 1897).

Endmoränenwall aus der Zeit um das Jahr 1850

Hieher gehören die auffallenden, großen, meist unbewachsenen Moränen, die in der Regel das vegetationslose Vorfeld des Gletschers vom bewachsenen Gelände scheiden. Sie sind schon von weitem sichtbar und ohne weiters kenntlich.

Der Goldberggletscher schob seine Zunge damals bis knapp südlich der Stelle vor, wo der Sonnblickweg westsüdwestlich vom Neubau den Bach quert. Reissacher (1863) berichtet, daß das Gletschereis dort bis nahe an die Aufzugsmaschine heranreichte. Eine Photographie von Jägermayer aus dem Jahre 1863 zeigt die Gletscherzunge in dieser Lage (A. Penck, 1897). Sie hatte sich schon wieder etwas vom 1850-Wall abgesetzt. Diese Lichtbilder zeigen auch, daß damals das Kleine Sonnblick-Kees und das heute verschwundene Neuner Kees (unter der Wintergasse) in den Goldberggletscher einmündeten. Dieser schob sich bis 75 *m* an das Knappenhaus heran und endete auf den Halden des Bergwerks. Dort beim Knappenhaus ist der 1850-Wall 2—10 *m* hoch und noch kaum bewachsen. Auch die beiden 1850-Seitenmoränen des Goldberggletschers sind gut erhalten. Ebenso die rechte Seitenmoräne des Kleinen Sonnblick-Keeses.

Die Höhe der 1850-Endmoräne des Schlappereben Keeses beträgt 8 *m*; die seiner Seitenmoränen 25 *m*. Im Bräuwinkel füllte der 1850-Gletscher den Karboden aus, der heute von Toteis eingenommen wird. Der zugehörige Endmoränenwall ist 5 *m* hoch und besteht hauptsächlich aus Kalkglimmerschiefer. Auch in der westlichen Nische des Schlappereben Kares, ferner im Röck- und Silberkarl sind deutliche 1850-Wälle vorhanden. Die Seitenmoränen der 1850-Gletscherzunge des Pilatus Keeses können weithin gesehen werden.

Beispiele für die allmähliche Ausbreitung der Vegetation auf 1850-Moränen liefern die entsprechend tief herabreichenden Endmoränen des Kruml- und Kleinelend Keeses (beide außerhalb des Kartenbereiches).

Die 1850-Moräne des Kruml Keeses reicht mit ihrer Stirne bis 2170 *m* Seehöhe ins Roßkar hinab. Die Stirne befindet sich also annähernd in gleicher Höhe wie die 1850-Stirne des Goldberggletschers. Von der Stirne aus ist die rechte Seitenmoräne des 1850-Kruml Keeses als geschlossener Wall 1 *km* lang aufwärts gut entwickelt. Dieser Wall wird in seinem oberen Verlauf (bei 2250—2300 *m* Seehöhe) 40 *m* hoch und ganz kahl. Bei der Stirne ist er bloß 20 *m* hoch und begrünt. Ein Teil der linken Seitenmoräne blieb auf dem Felsgesimse erhalten.

Der 1850-Wall des Kleinelend Keeses reicht bis 2125 *m* Seehöhe auf den Kleinelendboden hinunter und ist dort ebenfalls schon halb bewachsen. An den Flanken wird er 30 *m* hoch. Teilweise dürfte er auf der Talsohle abgeschwemmt sein, so daß er dort jetzt bloß 10 *m* Höhe besitzt.

Das Großelend Kees zeigt zwei Zungen des 1850-Standes. Die Wälle erreichen 80 *m* Höhe.

Die 1850-Stirnmoräne des Radeck Keeses ist mit Ausnahme eines Restes bei P. 2045 (österreichische Karte 1 25.000) schon weggewaschen. Im steilen Gelände konnten sich nur die Seitenmoränen erhalten.

Das Wurten Kees besitzt markante 1850-Seitenmoränen. Vor dem Gletschertor befand sich noch im Jahre 1896 ein 2—3 *m* hoher Rest der 1850-Endmoräne. Dieser staute damals einen kleinen See auf, in dem der

Gletscher endete (A. Penck, 1897). Heute ist nichts mehr zu sehen. Das Material wurde weggespült.

Gut erhaltene 1850-Endmoränen vor den noch vorhandenen Gletschern zeigen im Kartenbereich das Kees nordöstlich unter dem Weißseekopf im Wurtental, das Woisgenkees, der kleine Gletscherrest nordwestlich unter der Göttinger Spitze, die beiden Gletscherreste östlich des Kreuz Kogels, der Gletscherrest im Hochkar zwischen Gamskarl Spitze und Totem Stein; ferner das Grubenkar Kees, der Gletscherrest nordwestlich des Hölltor Kogels, das Tischlerkar-, Kessel-, Gstößkees und das Kees nordwestlich unter der Kleinelend Scharte.

Endmoränenwall aus der Zeit um 1917 bis 1920

Dem kleinen Vorstoß unserer Gletscher aus den Jahren 1917/1920 entspricht im Vorfeld des Goldberggletschers ein etwa 3 *m* hoher Wall. Diese Vorstoß-Stirne wurde erstmals im Jahre 1917 hier beobachtet (H. Kinzl, 1928).

Ein entsprechender Wall findet sich als niedriger Moränenzirkus unter dem ausgeaperten Felsstück des Radeck Keeses.

Im Vorfeld des Kruml Keeses ist der analoge Wall 5 *m* hoch und zeigt bei 2250 *m* Seehöhe eine gut erhaltene Stirne.

Vor der Gletscherzunge des Kleinelend Keeses befindet sich der nicht bewachsene 1917/1920-Wall etwa 150 *m* innerhalb des bewachsenen 1850-Walles. Der 1917/1920-Wall ist hier 2 *m* hoch. Auf den polierten Felsbuckeln am Ausgange des Zwischenelends setzt er sich als 2—3 *m* hoher Steindamm nach S fort. Ein kleiner 1917/1920-Moränenzirkus läuft im Zwischenelend um die Eismasse unter P. 2444 der österreichischen Karte 1 : 25.000 halbkreisförmig herum.

Die beiden Gletscherzungen des Großelend Keeses begleiten je ein 1917/1920-Wall, welche 2—3 *m* hoch sind.

Der gegenwärtige Gletscherrückgang

Die Gletscher unseres Gebietes veränderten in den letzten Jahrzehnten ihr Aussehen sehr rasch. Die Zungen des Goldberg-, Großelend- und Kleinelend Keeses sahen noch in den dreißiger Jahren viel gewaltiger aus als heute. Der einzige Gletscher unseres Raumes, der auch gegenwärtig den Talboden erreicht, ist das Kleinelend Kees. Doch wird hier das Felsfenster im Steilabfall der Zunge immer größer. Das Goldbergkees erstreckte sich in den dreißiger Jahren noch bis zur Fläche, auf der einst der untere Keesboden lag. Heute ist das untere grupete Kees schon beinahe verschwunden und aus dem oberen grupeten Kees ragt eine breite Felseninsel heraus.

Quantitative Werte des Gletscherrückganges auf Grund der seit dem vergangenen Jahrhundert laufend angestellten, systematischen Gletschermessungen wurden sowohl für die Gletscher des Sonnblickgebietes (A. Penck, 1897, H. Kinzl, 1928, N. Lichtenecker, 1935, H. Tollner, 1952, E. Arnberger, 1952) als auch für die Gletscher des Ankogel-Hochalmgebietes (W. Fresacher, 1952 und 1953) ermittelt. Der Goldberggletscher z. B. ging vom Jahre 1850 bis 1949 um 900 *m* zurück. Sein Areal wurde um 32% kleiner. Die Eismächtigkeit nahm um 40—60 *m* ab. Die Stelle, an der im Mittelalter der Bartholomeistollen geschlagen wurde, ist heute

wieder eisfrei (Rückzug des Neuner Keeses). Jedoch kann man das alte Mundloch dieses Stollens nicht sehen, weil die Stelle jedenfalls von Moränenblockwerk überdeckt ist. Innerhalb des Areals, welches vom Gletscher des 1850-Standes eingenommen war, wurde dann nach Rückzug des Eises im Jahre 1876 der Beust-Stollen geschlagen, dessen Mundloch nordwestlich unterhalb des Knappenhauses sichtbar ist.

Toteismassen liegen unter dem Schutt des Pilatus-, Bräuwinkel- und Neuner-Keeses begraben. Das berühmte „Keesauge" (ausgeaperte Felsinsel im Gletscherbruch) bestand noch in den dreißiger Jahren. Heute beschränkt sich das Schlappereben Kees auf das Gebiet über der Felswand. Unter der Wand befindet sich nur mehr ein kleiner Eiskuchen, der von herabstürzenden Eismassen genährt wird. Die einzige Mittelmoräne unseres Gebietes besitzt das Wurten Kees. Sie ist noch gut erhalten und entwickelt sich aus der rechten Seitenmoräne des vom Schareck herabkommenden Gletschers.

VI/2. Tappenkarberge

In der NE-Ecke unserer Karte bilden die Dolomitberge des Tappenkares, Kleinarltales und der Filzmoos Alm (Elmautal) die westliche Fortsetzung der Radstädter Tauern. Die Dolomitklötze des Weißgrubenkopfes, Draugsteins, Harsteins, Großen und Kleinen Schneibensteins sitzen den Schwarzphylliten der Tauernschieferhülle auf (Tafel V). Kompliziert zusammengesetzte Schuppenzonen zeigen an, daß intensive Bewegungen in der Grenzregion zwischen Dolomit und unterlagerndem Schwarzphyllit stattgefunden haben.

Am schönsten ist die schollenförmige Auflagerung der Dolomite über dem Schwarzphyllit mit den zugehörigen Verschuppungen längs des Weges vom Tappenkarsee zur Franz Fischer-Hütte zu sehen (östlich des Kartenrandes). Dort lagern die Dolomitberge des Weißgrubenkopfes, Wildkogels und Stierkopfes mit wilder Falten- und Schuppentektonik unmittelbar auf den Schwarzphylliten auf (Profil 5 in der Darstellung von W. Schmidt, 1924). Im Bereiche unserer Karte kann diese Lagerungsform ebenfalls studiert werden. Der Schwarzphyllit bildet ein Halbfenster unter den Dolomitbergen im Bereiche der Filzmoos Alm und unterteuft halbkreisförmig die W- und N-Flanke der Dolomitscholle des Schneibensteins.

Die Tappenkarberge zeigen längs ihres S-Randes eine nach S konvexe Aufbiegung der Gesteinsschichten („Draugsteinfalte", W. Schmidt, 1924). Man erkennt das nach S konvexe Faltenscharnier in der S-Flanke des Weißgrubenkopfes, Maier Kogels, Draugsteins und Großen Schneibensteins. Von der Karschwelle des Tappenkares aus sind die S-konvexen Falten im Triasdolomit der Maier Kogel-E-Wand deutlich zu beobachten.

Die Dolomitberge setzen nach NW in einen schmalen und steil nördlich eintauchenden Dolomitkeil fort, der aus der Gegend nördlich der Filzmoos Alm (Grundlehen) zur S-Flanke des Saukarkogels (nordöstlich der Ortschaft Großarl) weiterstreicht. Dort erfolgt eine mehrfache Verschuppung mit dem steil nördlich eintauchenden Schwarzphyllit. Einzelne Keile dieser Schuppenzone gelangten auf unserem Kartenblatt nördlich Groß Elmau und Großarl zur Darstellung. Von dort streicht die Schuppenzone nördlich

des Kartenrandes über den Schuhflicker in die Gegend nördlich Dorfgastein und über den Rauchkogel mit Unterbrechungen in den Pinzgau (Nordrahmen des Tauernfensters) weiter.

Längs ihres NE-Randes grenzen die Tappenkarberge an den Schwarzphyllit des Roßfeldeck-Gebietes an. Petrographisch konnten wir keinen Unterschied zwischen dem Schwarzphyllit der Tauernschieferhülle und dem Schwarzphyllit des Roßfeldeck-Gebietes finden, und wir sind vorläufig geneigt, letzteren ebenfalls der Tauernschieferhülle zuzuzählen. Die Gesteine der Tappenkarberge fallen steil nördlich unter den Schwarzphyllit des Roßfeldeck-Gebietes ein.

Der Bau der Tappenkarberge kann im großen als eine NW-streichende Deckenmulde über dem Schwarzphyllit der Tauernschieferhülle gedeutet werden, die längs ihres N-Randes in den unterlagernden Schwarzphyllit einspießt (siehe Tafel V).

Im einzelnen ist aber der Bau dieser Deckenmulde infolge disharmonischer Tektonik und Querfaltung (N—S und NNE streichende Faltenachsen) recht kompliziert. Die starren Triasdolomitmassen sind zerbrochen und in einzelne Blöcke auseinandergerissen. Dazwischen wurden die bildsamen Phyllite und Kalkmarmore eingeklemmt und intensiv gefaltet.

Regionaltektonisch gehören die Tappenkarberge nach W. Schmidt (1924) im wesentlichen zur Pleislingdecke. Bloß die isolierten Quarzit-, Dolomit- und Kalkschollen im Schwarzphyllit des südlichen Tappenkares liegen in der Fortsetzung der Lantschfelddecke. Pleisling- und Lantschfelddecke entsprechen der Oberen Radstädter Decke L. Kobers.

Die tektonische Komplikation erschwert eine Deutung der primärstratigraphischen Schichtfolge. Deshalb haben wir uns bei der Kartierung der Tappenkarberge vorläufig auf die Eintragung der Schichtglieder nach petrographischen Gesichtspunkten beschränkt. Eine Identifizierung der Raibler Schichten, des Hauptdolomites und Dachsteinkalkes ist uns nicht geglückt und erfordert genauere Kenntnis der Leitprofile in den Radstädter Tauern (W. Schmidt, 1924, E. Clar, 1937). Insofern ist zu empfehlen, daß die erforderliche Neubearbeitung der Tappenkarberge an eine Bearbeitung der Radstädter Tauern angeschlossen wird, da die Tappenkarberge als höchst komplizierter Ausläufer der Radstädter Tauern für sich allein stratigraphisch unverständlich bleiben. Leider hatte W. Schmidt (1924) nicht genügend Zeit, auch die Tappenkarberge so gründlich zu untersuchen wie das Mosermandl-Faulkogel-Ennskraxen-Gebiet. Die stratigraphischen Deutungen in den Tappenkarbergen (Raibler Schichten und Hauptdolomit) und manche der tektonischen Deutungen (z. B. die Verbindung von Ennskraxenschuppe und übriger Pleislingdecke am Nebeleck) blieben nach seiner eigenen Aussage bloße Hypothesen. Wir meinen der Sache am ehesten zu dienen, wenn wir kurz kennzeichnen, was wir selbst beobachten konnten, und im übrigen die feinere stratigraphische Aufgliederung der Zukunft überlassen.

In jüngster Zeit wurden im Rahmen der von E. Clar und Mitarbeitern in Angriff genommenen Neuaufnahme der Radstädter Tauern bereits große und grundlegend wichtige stratigraphische Erfolge erzielt, besonders durch die Fossilfunde von A. Tollmann in der Pleisling-Gruppe (siehe A. Tollmann, Verhandl. Geolog. Bu. Anst. 1956).

Diaphthoritischer Gneis und Quarzphyllit (prätriasisch) am Gamsköpfel

In postkristallin durchbewegtem Chloritserizitphyllit (8 *m* mächtig) der Scharte nordöstlich des Gamsköpfels befinden sich einige kompaktere Gesteinslagen mit reliktischen Feldspaten. Es handelt sich um diaphthoritischen Gneis vom Typus des Twenger Kristallins. Die Grenzen zum Quarzphyllit sind unscharf. Auch nordwestlich unter dem Gamsköpfel steht diaphthoritischer Gneis in einigen Felsschrofen an. Gneis und Quarzphyllit fallen südlich ein und trennen den Dolomit des Gamsköpfels vom Kalkmarmor und Dolomit der Kuppe P. 2124 (Tafel V). Der diaphthoritische Gneis dürfte die Fortsetzung des Altkristallins darstellen, welches W. Schmidt (1924) östlich des Kleinarlbaches bei der Schwab Alm in der Fortsetzung des die Ennskraxenschuppe südlich begrenzenden Rauhwackebandes beschrieben hat.

Unter dem Mikroskop erweist sich der diaphthoritische Gneis als ein Plagioklasgneis. Die hellen kompakten und glimmerärmeren Partien des Gesteins führen polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingte Plagioklase mit 10—15% An-Gehalt und reichlicher Hellglimmerfüllung. Die polysynthetischen Zwillingslamellen sind gequält. Es herrscht Kornzerfall bis zu feinstkörnigen Granulierungen, die zeilenförmig angeordnet sind. Automorph leistenförmiger klarer Albit findet sich in Quarzfeldspatlagen und diskordanten Spaltfüllungen als jüngere Bildung. Die glimmerreicheren und dunkleren Schieferpartien des Gesteins führen Granat, der unter Kornzerfall linsenförmig vertriftet und zerbrochen ist. Auch in diesen dunkleren Gesteinspartien gibt es die älteren Plagioklase und die jüngeren automorphen klaren Albite. Quarz ist zu langen dünnen Lamellen ausgewalzt und intensiv postkristallin gequält. Jüngerer Quarz in den Quarz-Albitlagen und in diskordanten Quernähten zeigt keine Auswalzung zu Lamellen und ist nur schwach undulös. Muskowit zeigt alle Merkmale intensiver postkristalliner Deformation auf. Biotit findet sich in kleinen Resten. Chlorit wuchs auf Kosten des Biotits und Granats. Ferner sind vorhanden: Opake Substanz, Apatit und Hämatit.

Das Gestein dürfte somit vor der Diaphthorese ein granatführender Zweiglimmerplagioklasgneis (Paragneis) gewesen sein.

Quarzphyllit

Quarzphyllit tritt zusammen mit Quarzit auch nordöstlich des Filzmoos Sattels und südlich des Scheiben- und Maier Kogels in der Schuppenzone an der Basis des Draugsteins auf. Ferner findet sich Quarzphyllit zusammen mit Quarzit am Nebeleck und im Nebeleck-W-Hang bis zum Filzmoosbach. Stellenweise kommen auch im Schwarzphyllit rings um die Tappenkarberge quarzphyllitische Lagen vor In allen diesen Fällen handelt es sich um die typischen gequälten, postkristallin deformierten Chloritserizitphyllite, so wie sie als Begleitgesteine des Twenger Kristallins und als Katschberg-Quarzphyllite bekannt sind. Von einer Kartierung dieser verstreuten und schwer von den begleitenden Quarziten und Schwarzphylliten abtrennbaren Vorkommen haben wir vorläufig Abstand genommen. Eine zukünftige, mehr die Einzelheiten berücksichtigende Kartierung müßte versuchen, die Quarzphyllite gesondert zur Darstellung zu bringen. Keinesfalls trifft

das schematische Kartenbild W. Schmidts (1924) zu, wonach die Tappenkarberge ringsum von Quarzphyllit umgeben wären.

Quarzit (Perm-Untertrias)

Es handelt sich um typischen Radstädter Quarzit („Tafelquarzit, Buchsteinquarzit") mit ebenflächigem Parallelgefüge. Quarz und Serizit sind die Hauptgemengteile. Serizitphyllite kommen als Einschaltungen vor. Mitunter können auch einige Zentimeter große Quarzgerölle und Geröllchen von rotem Gangquarz und Lydit (W. Schmidt, 1924) beobachtet werden. Von Chloritserizitphylliten (Henebichl Alm; Kamm südlich des Draugstein Törls) finden sich Übergänge zu Quarzphyllit. Mitunter sind die Chloritserizitphyllite auch karbonatführend, z. B. südlich des Draugstein Törls. Karbonatquarzite finden sich besonders häufig am S-Hange des Saukarkogels (M. Stark, 1939).

Der geröllführende Arkosequarzit von der „Gasteiner Höhe" nördlich Dorfgastein

Zwar nicht mehr auf unserer Gasteiner Umgebungskarte enthalten, jedoch besonders interessant und leicht von Klammstein oder Dorfgastein erreichbar ist das von M. Stark (1912, 1940) entdeckte Vorkommen torpedoförmig ausgewalzter Gneisgerölle in konglomeratischem Arkosequarzitschiefer beim Wetterkreuz auf der „Gasteiner Höhe", P. 1904, in 3 *km* Luftlinienentfernung nördlich der Ortschaft Dorfgastein (siehe österreichische Karte 1 : 25 000, Blatt 125/3). Diese „Gasteiner Höhe" ist nicht ident mit dem auf unserer geologischen Umgebungskarte ebenfalls als Gasteiner Höhe bezeichneten Kammabschnitt zwischen Angertal (Eckelgruben) und Rauristal (Mitterasten Alm).

Der Arkosequarzitschiefer führt hauptsächlich Quarzgerölle und eckige, bis 4 *mm* große Feldspatbruchstücke. Stellenweise sind faust- bis kopfgroße Gerölle aus Quarz, Kieselschiefer, Serizitschiefer, Quarzit und Kalk vorhanden. Besonders interessant sind die im Arkosequarzitschiefer anzutreffenden Aplitgneis- und Granitgneisgerölle. Die beste Fundstelle befindet sich etwa 70 Höhenmeter westlich unter P. 1904 („Gasteiner Höhe") in den Felsschrofen. Dort fanden wir auch ein Gerölle aus feinkristallinem, grauem, brecciös brechendem Dolomit, der sehr schwach mit kalter HCl braust und am ehesten mit Dolomit der Grauwackenzone zu vergleichen ist. Seine Gestalt ist so wie die der anderen Gerölle spindelförmig in Richtung der Faltenachse gelängt. Der kurze Durchmesser beträgt 5 *cm*, der lange Durchmesser (Längsachse der Spindel) 20 *cm*.

Die Granitgneisgerölle erreichen Ausmaße von 8×50 *cm*. Es handelt sich um glimmerarme und auffallend plagioklasreiche Schachbrettalbitgneise und schachbrettalbitführende plagioklasreiche Aplitgneise. Die Glimmerarmut dieser Granitgneisgerölle bedingt, daß makroskopisch nur selten ein flächiges Parallelgefüge wahrnehmbar ist. Unter dem Mikroskop zeigen sie aber Granulation (Kornzerkleinerung, Mörtelstruktur) und charakteristische Bewegungsbilder postkristalliner Deformation mit teilweiser Rekristallisation. Die Korngröße bleibt unter 7 *mm*. Das mikroskopische Bild dieser Granitgneisgerölle sieht folgendermaßen aus:

Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz und Schachbrettalbit. Kalifeldspat fanden wir in unseren Proben nicht. Es ist auffallend, daß Schach-

brettalbit mengenmäßig gegenüber dem sonstigen Plagioklas sehr zurücktritt, so daß das primäre Gestein granodioritischer Herkunft gewesen zu sein scheint. Der Plagioklas (7 *mm*) ist leistenförmig entwickelt und besitzt 3—10% An-Gehalt; er ist polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt, die Lamellen sind mitunter postkristallin verbogen. Außerdem finden sich Einfachzwillinge nach dem Periklingesetz. Hellglimmermikrolithe und größere, optisch ungestörte (neugebildete) Muskowittäfelchen bevölkern den Plagioklas. Quarz (3 *mm*) ist xenomorph entwickelt und schwach undulös. Schachbrettalbit (3 *mm*) tritt an Menge zurück und besitzt meist xenomorphe Umrisse. Myrmekit ist selten. Der Muskowit zeigt hauptsächlich gequälte (postkristallin deformierte) Täfelchen und einzelne größere, neugebildete Blättchen, die sich mit Vorliebe im Bereich der Plagioklase entwickeln. Biotit ist selten erhalten und meistens in Chlorit umgewandelt. Apatit wird in allen Schliffen angetroffen, ebenso auch eine nicht näher bestimmte opake Substanz. Ferner: Rhomboedrisches Karbonat, Chlorit und limonitische Verwitterungsflasern.

Es ist jedenfalls bemerkenswert, daß diese Granitgneisgerölle auf Grund ihrer Petrographie von glimmerarmen und plagioklasreichen granodioritischen Zentralgneisen (Typus: Klein- bis mittelkörniger Gneisgranit mit Vormacht des Albits im Talschluß des Großarltales) kaum unterscheidbar sind.

M. Stark fand überdies Gerölle von Quarzporphyr, Granitporphyr und Diabasporphyrit. Er entdeckte die Konglomeratquarzitschiefer auch im Großarltal in der Zimmerebenwand östlich von Lambach. Er deutete die Vorkommen als Verrukano, und wir schließen uns dieser Deutung an.

Übrigens hat man von der selten besuchten „Gasteiner Höhe", welche vom Gamsberggut (zirka 1·4 *km* südsüdöstlich der Eisenbahnhaltestelle Klammstein) über die Untere und Obere Rainer Alm auf einem längst verblaßt rot markierten Fußweg erreicht wird, einen unvergleichlich schönen Blick ins Gasteiner Tal mit Sicht auf die Gipfel: Wiesbachhorn, Großglockner, Hocharn, Sonnblick, Schareck, Ankogel, Hochalm und Kölnbreinspitze. Die nach N vorgetriebene Kalkglimmerschieferstirne des Bernkogels und die Ebenheit von Embach mit der Embacher Plaike sind gut zu sehen.

Südwestlich vom Wetterkreuz (W-Flanke des Urkübels, südlich P. 2037) können die von M. Stark beschriebenen Porphyroide aufgesammelt werden, deren stratigraphische und auch feldgeologische Zugehörigkeit noch fraglich ist. Eine Neubearbeitung dieses Abschnittes der Klammkalkzone wurde mit viel Erfolg von E. Braumüller (1938) in Angriff genommen, kam aber bisher leider noch nicht zum Abschluß. Über die Geologie der Klammkalkzone, besonders im Bereiche des Gastein- und Rauristales, liegen ausführliche Beobachtungen von W. Heissel (1955), E. Braumüller (1939) und W. Fisch (1932) vor.

Rauhwacke (Trias)

Gelbe bis braune Zellenkalke. Die löcherigen Zellen sind innen mit einer leicht zerreiblichen Masse teilweise ausgefüllt. Oft führen die Rauhwacken einzelne Glimmerblättchen.

Vorkommen: Nördlich und nordwestlich des Draugsteins; im Dürnkar, westlich des Mauereck Gebirges und bei P. 1175 nördlich Großarl. Das stratigraphische Alter ist fraglich, wahrscheinlich anisisch oder karnisch.

Der Schrofen P. 1175 (österreichische Karte 1 : 25.000) nördlich Großarl besteht aus Quarzit, Rauhwacke und grauem Dolomit; die Schichten sind steil im Schwarzphyllit eingekeilt.

Diploporendolomit und kristalliner fossilfreier Dolomit (Ladin und ? Obertrias)

Dolomit bildet das Hauptgestein der Tappenkarberge. Er zeigt in der Regel graue Farbe, grobe Bankung und erreicht einige hundert Meter Mächtigkeit. Querschnitte von Diploporen auf Anwitterungsflächen im grauen Dolomit beobachteten wir in der Weißgrubenkopf-NW-Flanke, in der S-Flanke des Scheibenkogels unter dem Kalkglimmerschiefer der Gipfelplatte, 100 *m* westlich des Maier Kogel-Gipfels (Gmäuerkogel) und im Schutt unter der Draugstein-N-Wand.

Feinkristalliner, fossilfreier, brecciöser dunkler Dolomit (z. B. am Seeuferweg nordöstlich der Tappenkar Alm) und rostig anwitternder dunkelgrauer, kristalliner, fossilfreier Dolomit (z. B. Maier Kogel) bilden Einschaltungen im gewöhnlichen grauen Dolomit. Sie treten vor allem gerne zusammen mit Tonschiefer auf. W. Schmidt (1924) trennt die kristallinen Dolomite ganz allgemein vom gewöhnlichen grauen ladinischen Diploporendolomit ab und vermutet in ihnen teils Ramsaudolomit (ladinisch), teils Raibler Dolomit (karnische Schmutzdolomite, Bänderdolomite und eventuell auch Fleckendolomite), teils Hauptdolomit (norischer Fleckendolomit). Es war uns infolge beschränkter Erfahrung nicht möglich, diese ohne Fossilien durchgeführten stratigraphischen Zuordnungen, die sicherlich berechtigt sein mögen, einigermaßen auf solide Grundlagen zu stellen.

W. Schmidt (1924) zeichnet z. B. am Draugsteingipfel über dem Tonschieferband einen norischen Fleckendolomit ein. Wir konnten keinen Gesteinsunterschied zwischen diesem und dem gewöhnlichen Diploporendolomit sehen. Den Grat zwischen Scheiben- und Gmäuerkogel skizziert W. Schmidt zur Hauptsache als norischen Fleckendolomit, jedoch stehen gerade hier Diploporendolomite an.

Die größeren Dolomitschollen und keilförmigen Dolomitzüge der nordwestlichen Fortsetzung der Tappenkarberge zeigen meist noch den Habitus der gewöhnlichen, kaum kristallinen grauen Dolomite (z. B. Grundlehen, Saukarkogel-S-Flanke, P. 1175 nördlich Großarl). Entpigmentisierung, Zertrümmerung und Umkristallisation leiten in den kleineren Dolomitschollen zum Typus Brecciendolomit über (z. B. Remsteinkogel). Weitere metasomatische Veränderungen in den nur wenige Meter großen Dolomitsplittern, die als isolierte Schollen im Schwarzphyllit eingewickelt schwimmen, führen zur Bildung grobspätigen, mehr oder weniger eisenhältigen Karbonats und zu sekundärer Bildung von Quarzknauern und serizitischen Flasern, wobei rostbraune Verwitterungsfarben (Eisendolomite) auftreten. Beispiele dafür liefern die Dolomitschollen des südlichen Tappenkares, Gurensteins, des Roßfeldecks und der Kuppe P. 2018 südlich Roßfeldeck. Im südlichen Tappenkar scheinen die kleinen rostig braunen Dolomitschollen die tektonische Fortsetzung eines ursprünglich zusammenhängenden, jedoch bei der alpinen Durchbewegung im Schwarzphyllit auseinandergerissenen Triasdolomitzuges zu sein.

Tonschiefer und Sandstein („Pyritschiefergruppe" ? Karn, Rhät-Lias)

Die dem Dolomit eingeschalteten dunklen Tonschieferbänder sind schon von weitem sichtbar (Weißgrubenkopf-NW-Kamm, Tappenkar, Maier Kogel, Schwalbenkar, Draugstein, Zederberggatter und Zederberg Alm). Vorherrschend ist ein milder dunkler Tonschiefer, feinblättrig, ebenflächig und mit rostbraunen Verwitterungsflecken. Dieser wenig metamorphe Schiefer gleicht den Pyritschiefern der Radstädter Tauern, bloß konnten wir in den Tappenkarbergen keine Pyritwürfel beobachten. Vom Tonschiefer gibt es Übergänge zu den eigentlichen Phylliten (Schwarzphyllit), deren s-Flächen von glänzenden Serizithäutchen überzogen (Glanzschiefer) und häufig gewellt sind (Stengelbildung parallel zur Faltenachse).

Am Gamsköpfel-S-Kamm (nördlich vom Zederberggatter, P. 2073) sind im Tonschiefer zwei Sandsteinbänke eingeschaltet. Es handelt sich um recht kompakten, dunklen, feinkörnigen, kalkfreien, schwach geschieferten Sandstein mit einzelnen, freisichtig erkennbaren, sehr kleinen Muskowitblättchen. Diese Muskowitschüppchen wurden offensichtlich klastisch sedimentiert (W. Schmidt, 1924).

Im Verbande mit dem Tonschiefer kommen Dolomite (Schmutz-, Bänder-, Fleckendolomit, Dolomitbreccien: Zum Beispiel Zederberggatter, Maier Kogel, Tappenkarsee-N), Rauhwacken (Zederberggatter), grünliche Serizitquarzite (Wetzstein am Tappenkarsee-N-Ufer) und rote Tonschiefer (Karriegel des Tappenkares) vor.

Die gesamte Serie kann analog dem in den Radstädter Tauern gebräuchlichen Terminus als „Pyritschiefergruppe" bezeichnet werden. Ihre Altersstellung ist in den Tappenkarbergen mangels Fossilien noch ungewiß. Karnisches oder rhätisch-liassisches Alter kommen in Frage. Man wird wohl im Auge behalten, daß beides vorhanden sein kann.

Es ist das Verdienst von W. Schmidt (1924), das karnische Alter dieser Serie wahrscheinlich gemacht und die Gesteinsgruppe erstmals in den Tappenkarbergen sorgfältig beobachtet und beschrieben zu haben. Allerdings trägt dieser Autor einen sehr extremen Standpunkt vor, wonach die Pyritschiefergruppe der Tappenkarberge und westlichen Radstädter Tauern nur karnisches Alter hätte, während die rhätisch-liassischen Pyritschiefer auf die östlichen Radstädter Tauern beschränkt seien, wo das Rhät ja auch fossilmäßig nachgewiesen ist.

Crinoidenführender kristalliner Kalk im Dürnkar (Jura)

Zwischen Nebeleck und Mauereckgebirge befindet sich die Kuppe P. 2175 (österreichische Karte 1 : 25.000). Sie besteht aus Triasdolomit. In der SE-Flanke dieser Kuppe ist eine gering mächtige Scholle roten, schwach kristallinen Kalkes dem Triasdolomit zwischengeschaltet. Dieser rote Kalk enthält massenhaft Querschnitte von Crinoidenstielgliedern und grobspätige Platten (bis zu 1 *cm* Durchmesser). Er erinnert sehr an rote Jurakalke und Juramarmore der östlichen Radstädter Tauern. Wir wollen ihn daher altersmäßig als Jurakalk deuten. Das Gestein besitzt auf den s-Flächen einen feinen Filz silbern glänzender Serizitschüppchen.

W. Schmidt (1924) nahm an, daß der Jura auf die östlichen Radstädter Tauern beschränkt sei und in den gesamten westlichen Radstädter Tauern und in den Tappenkarbergen fehle. Diese Anschauung scheint also nicht zuzutreffen.

Kalkmarmor

Andere fossilfreie Kalkmarmore sind altersmäßig unsicher. Am großen Schneibenstein (Teufelswand) beobachtete schon M. Stark (1939) über dem Triasdolomit den weißen bis grünlichen oder auch rötlichen Kalkmarmor und deutete ihn als Jura. In ähnlicher tektonischer Position befinden sich die Kalkmarmorplatten zwischen Gamsköpfel und Nebeleck und zwischen Nebeleck und Mauereckgebirge. Eventuell anisisches Alter kommt dem Kalkmarmor zu, der westsüdwestlich der Tappenkar Alm und im südlichen Sockel des großen Schneibensteins und Weißgrubenkopfes zusammen mit Quarzit unter dem Triasdolomit liegt. Alle diese Kalkmarmore sind gröber kristallin als der oben genannte Crinoidenkalk.

Die isolierte Bänderkalkscholle südlich des Gurensteins könnte eventuell ebenso wie die dort vorkommenden Quarzit-Dolomitschollen als abgerissener und in den Schwarzphyllit eingewickelter tektonischer Splitter gedeutet werden.

Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer: Die Erscheinung der Querfalten in den Tappenkarbergen

Der Scheibenkogel hat seinen Namen von der Kalkglimmerschiefer-Scheibe, welche zusammen mit Schwarzphyllit konkordant über dem Triasdolomit liegt. Der Gipfelbau des Scheibenkogels ist um eine N-S-Achse gefaltet. Blickt man von N auf den Scheibenkogel — z. B. aus der Gegend der Dürnkares —, so sieht man, daß das tiefere Tonschieferband der Draugstein-N-Wand steil ins Schwalbenkar aufbiegt, mehrere Falten mit N-S-Achsen aufweist und mit Unterbrechungen in die Gipfelkappe des Scheibenkogels fortsetzt. Die Kalkglimmerschieferplatte des Scheibenkogel-SW-Hanges streicht NNW und fällt mit 26° westlich ein. Südlich keilt der Kalkglimmerschiefer im Quarzit des Draugstein Törls aus.

W. Schmidt (1924) rechnet den Kalkglimmerschiefer des Scheibenkogels teilweise dem Muschelkalkniveau zu. Seine Zeichnung (Profil 6 in W. Schmidt, 1924), wonach der Kalkglimmerschiefer des Scheibenkogels diskordant dem darunter befindlichen Faltenknäuel aufliege, können wir nicht bestätigen. Wir beobachteten südöstlich des Gipfels konkordante Unterlagerung durch Diploporendolomit.

Die Querfalte des Scheibenkogels scheint in das Gebiet des Dürnkares zwischen Nebeleck und Mauereckgebirge fortzusetzen. Am Sattel im Kamm westlich des Mauereckgebirges stehen Kalkmarmor, Schwarzphyllit und Quarzit an. Der Kalkglimmerschiefer des Nebelecks zeigt WNW-Faltenachsen. Jedoch weist der südlich anschließende Triasdolomit ausgeprägte N—S-Faltenachsen, besonders unter der Kuppe P. 2124 auf.

Querfaltung spielt im Schneibenstein eine Rolle. Der Triasdolomit des kleinen Schneibensteins steht steil und streicht N—S.

Kalkglimmerschiefer- und Kalkphyllitvorkommen befinden sich ferner in der N- und S-Flanke des großen Schneibensteins und in der Saukarkogel-S-Flanke.

Das stratigraphische Alter der Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite in den Tappenkarbergen ist unsicher. Sie sehen aus wie die entsprechenden Gesteine der Tauernschieferhülle (Bündnerschiefer).

In den östlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgruppe, L. Kober, 1922, E. Clar, 1937) tritt bekanntlich bezüglich der Kalkglimmerschiefer

und Glimmerkalke ebenfalls die Schwierigkeit der Abgrenzung des Radstädter Mesozoikums von der Tauernschieferhülle auf. Dort gelang es E. Clar (1937), den Kalkglimmerschiefer als hangendstes Band der Schieferhülle als Leithorizont längs der Basis des Radstädter Mesozoikums sehr weit hindurchzuverfolgen (Weißeneckscharte—Scharreck—Kleiner Lanschitz—Unterlage der Speiereckschuppen).

Das Radstädter Mesozoikum der Tappenkarberge scheint im allgemeinen nicht an einen solchen Kalkglimmerschiefer-Leithorizont der Tauernschieferhülle anzugrenzen. Jedoch sind im Schwarzphyllit kalkphyllitische Lagen keine Seltenheiten; kartenmäßig lassen sie sich schwer ausscheiden, da sie diffus mit den kalkarmen Schwarzphylliten verzahnt sind und sich von diesen nur graduell unterscheiden. So beobachteten wir z. B. im Schwarzphyllit südlich des Weißgruben Kopfes innerhalb der 100 *m* mächtigen hangendsten Schwarzphyllitserie einen 30fachen Wechsel zwischen kalkarmen Schwarzphyllit- und echten Kalkphyllitbänken.

W. Schmidt (1924) beschrieb die Querfalten im Bereiche der westlichen Radstädter Tauern und Tappenkarberge.

Am Esserriedel bei der Franz Fischer-Hütte ist die Lantschfelddecke antiklinal mit N—S-Achse unter der Pleislingdecke aufgebogen; die zugehörigen Kleinfalten sind am Esserriedel gut sichtbar. Prächtige Falten mit N—S-Achsen erkennt man am westlichen Vorgipfel des Mosermandls. Im Neukar streicht das Quarzitband am Weg zum Gasthofkar ebenfalls N—S. W. Schmidt (1924) nimmt eine Dreiphasigkeit des Bauplanes in den Tappenkarbergen an. In der Phase I hätte sich der Transport der Radstädter Decken vollzogen. Die Phase II erzeugt Querfaltung um N-S-Achsen. Und die Phase III schafft die eingangs genannte, S-konvexe Aufbiegung am S-Rande der Tappenkarberge (Draugsteinfalte). Nähere Detailuntersuchungen stehen jedoch noch aus.

Schwarzphyllit (kalkarmer Glanzschiefer)

Die Glanzschiefervorkommen westlich des Mauereckgebirges dürften bloß etwas stärker metamorphe Tonschiefer der Pyritschiefergruppe sein. Die Glanzschiefer im Sockel des Scheibengipfels entsprechen den Schwarzphylliten der Tauernschieferhülle.

Ganz unmöglich war es uns, die Gesteine nördlich der Tappenkarberge (Losbichl Alm, Roßfeld Alm, Roßfeldeck, Henebichl Alm) vom Schwarzphyllit der Tauernschieferhülle abzusondern. Hier wie dort herrschen die analogen kalkarmen dunklen Phyllite mit den charakteristischen feinbrecciösen Lagen, mit den örtlichen Einschaltungen von Quarziten, Quarzitschiefern, Chloritserizitphylliten und Kalkphylliten. In schematischen regionalgeologischen Darstellungen werden die Gesteine nördlich der Tappenkarberge meist dem Unterostalpin zugerechnet und von der Tauernschieferhülle abgetrennt. Wir folgen diesem Schema vorläufig nicht, weil nördlich und südlich der Tappenkarberge die Gesteine gleich ausschauen. Auch die Grünschieferlagen entsprechen einander.

Die polygenen Dolomitbreccien am S-Rande des Riedinger Weißecks

Anhangsweise seien noch die prächtigen polygenen Breccien erwähnt, welche schon außerhalb des Bereiches unserer Karte am S-Rande des

Riedinger Weißecks anstehen. Das Riedinger Weißeck (2709 *m*) beherrscht als höchster Berg der Radstädter Tauern die Landschaft des rückwärtigen Tappenkares und besteht aus einer Triasdolomitscholle, die auf Schwarzphyllit schwimmt und NNE-axiale Internfaltung aufweist.

Steigt man von der Riedingscharte über den W-Kamm zum Gipfel, so verquert man die Grenzserie zwischen Schwarzphyllit und Triasdolomit. Sie fällt steil nördlich ein. Es folgt zunächst über dem Schwarzphyllit Serpentin, Talkschiefer, Grünschiefer und Quarzit. Darüber streicht — weithin aufgeschlossen — ein mehrere Meter mächtiger Breccienzug durch. Die Dolomitlinsen und geröllförmigen Dolomitkomponenten der Breccie erreichen 0·5 *m* Durchmesser. Das Bindemittel ist im unteren Teil des Breccienzuges rauhwackig, im mittleren Teil karbonatquarzitisch und oben kalkphyllitisch. Es folgen darüber Quarzit, grauer Kalkschiefer und endlich der mächtige Triasdolomit des Weißecks, in dem unterhalb des Gipfels noch dünne Quarzit- und Kalkschieferlagen quer eingefaltet sind (N-S-Faltenachsen). Das bekannte Flußspatvorkommen ist hier an eine junge NNE-streichende Zerrüttungszone im Triasdolomit gebunden, die eventuell mit der Störungszone des Kolmgrabens im hintersten Großarltal zu einem jungen NNE-streichenden Störungssystem zusammengehört (siehe Seite 135).

In den Tappenkarbergen selbst beobachten wir keine polygenen Breccien. Man findet dort nur die endogenen Brecciendolomite (z. B. Maier Kogel und Tappenkarriegel), deren Zwischenmittel zwischen den eckigen Dolomitschollen ebenfalls aus Dolomitgrus besteht. Diesen Typus kann man übrigens auch am Gipfelplateau des Weißecks antreffen.

Daneben gibt es am Riedinger Weißeck Gehängebreccien, die von H. P. und M. Cornelius (1932) als jungtertiär gedeutet wurden, weil die beiden Autoren vermuteten, daß die landschaftlich sehr auffallende schiefe Ebene des Gipfelplateaus jungtertiären Alters wäre Diese Ebenheit verleiht dem Weißeck seine vom Tappenkar und der Gasteiner Gegend aus sichtbare, sonderbar trapezförmige, oben wie mit dem Lineal abgeschnittene Gestalt.

VI/3. Schieferhülle der Hohen Tauern

Tektonische Übersicht

Die Gesteine der Schieferhülle sind intensiv gefaltet, zerschert, miteinander verschuppt und zu tektonischen Mischzonen verknetet. Trotzdem können gewisse Regelmäßigkeiten in ihrer räumlichen Anordnung und gegenseitigen Vergesellschaftung erkannt werden.

Nördliche Tauernschieferhülle

In den weiten Schieferregionen des Großarl-, Gastein- und Rauristales lassen sich folgende Gesteinszonen von oben nach unten auseinanderhalten:

(6) Obere Schwarzphyllitzone (Zone der Fuscher Phyllite): Rauris—Dorfgastein—Großarl—Tappenkar usw.

(5) Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie (Zone der sogenannten „Oberen Schieferhülle"): Grieswies Mähder—Türchlwand—Kramkogel—Gamskarkogel—Murwand usw.

(4) Die Dolomitschollen: Einöd—Fröstelberg—Basis der Türchlwände.

(3) Mittlere Schwarzphyllitzone: Hüttwinkl—Stanz Scharte—Bad Hofgastein—Reit Alm usw.

(2) Randzone: Sedimentäre Randzone und Gneisschuppen über dem Zentralgneis.

Im einzelnen ist dazu folgendes zu bemerken:

(2) Randzone. Quarzit, Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor lagern unmittelbar über dem Zentralgneis des Hochalm-Ankogelmassivs und seinen randlichen Gneisschuppen: Silberpfennig, Mitterasten, Angertal, Lafental, Stubner Kogel, Flugkopf, Pitzach Alm, Hühnerkar Alm, Seebauer und Murtörl.

Es ist ein sehr bemerkenswertes und hervorstechendes Kennzeichen der Randzone im NW des Hochalm-Ankogelmassivs, daß die Glimmerschiefer (1) meist fehlen und Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, Kalkmarmor unmittelbar dem Zentralgneis aufliegen. Damit steht die nordwestliche Randzone des Hochalm-Ankogelmassivs in großem Gegensatz zur Mallnitzer Mulde, wo die basalen Glimmerschiefer (1) mächtig entwickelt sind (siehe Seite 69) und sich Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor erst über oder in den Glimmerschiefern einstellen, keinesfalls unmittelbar dem Zentralgneis auflagern.

Im N des Hochalm-Ankogelmassivs stellen sich erst östlich des Gasteiner Tales wiederum Glimmerschiefer in größerer Mächtigkeit ein. Sie bauen in der N-Flanke des Kötschachtales den Streifen unter der Weißwand und unter dem Flugkopf auf und streichen über Pitzach Alm, Hühnerkar Alm und Seebauern zum Lungau ins Hangende der Mureckdecke weiter.

Die Randzone zeigt einen komplizierten Schuppenbau mit mehrfachen Wiederholungen der Quarzit-, Rauhwacke-, Dolomit- und Kalkmarmorlagen. Es finden sich auch Glimmerschiefer, Schwarzphyllite, Kalkglimmerschiefer, Breccien, Serpentin und dünne Grünschieferbänder eingeschaltet. Besonders in der Umgebung der Gneislamellen sind Schichtwiederholungen und Falten beobachtbar, die erkennen lassen, daß die Gneislamellen tektonische Decken und Schuppen darstellen, die mitsamt ihrer Hülle im Grenzbereich zwischen Zentralgneis und Schiefergesteinen verschleift wurden. Es handelt sich um die Gneiskörper der Durchgangalm-, Flugkopf-, Pitzachalm- und Mureckdecke (siehe Tafel IV, V, VI und VII).

Die Kalkmarmore der Randzone sind in der geologischen Literatur unter dem Namen: „Angertalmarmor" (F. Becke) bekannt. Viele Rauhwacke- und Dolomitvorkommen wurden erst vom Verfasser bei der Neuaufnahme gefunden. Es kommt ihnen besondere Bedeutung für die stratigraphische Interpretation zu.

Petrographisch zeichnet sich die Randzone durch reiche Mineralisation (Tauernkristallisation) mit großen Porphyroblasten aus. Besonders reich an großen Porphyroblasten sind die Quarzite und Serizitphyllite unmittelbar über dem Zentralgneis (Disthenschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Chloritoidschiefer, Turmalin- und Magnetitquarzite). Schon Becke hat den mineralisierenden Einfluß des Zentralgneises auf die unmittelbar angrenzenden Schiefergesteine erkannt. Wir selbst wurden im Laufe der geologischen Kartierung vollkommen und ohne jeden Zweifel davon überzeugt, daß die reiche Porphyroblastenbildung mit der Nähe des Zentralgneises kausal verknüpft ist, weil sich weiter abseits vom Zentralgneis derartige Mineralisationen in unserem Raume nicht einstellen. Man muß die gewaltige Stoffmobilisation und Porphyroblastenbildung in den randlichen Schiefern nicht unbedingt mit dem Vorgang der Intrusion des Zentralgranits in zeit-

liche Übereinstimmung bringen, sondern kann sie als eine spätere Stoffwechselerscheinung erklären, die während der Metamorphose des Zentralgneises wirkte. Das ist unsere Auffassung (Reaktivierung des Zentralgneises).

Kopfzerbrechen verursacht die sonderbar reiche Quarzit-Dolomit-Kalkmarmorentwicklung in der nordwestlichen Randserie (Silberpfenniggebiet) und dagegen das Zurücktreten dieser Gesteine unter gleichzeitiger Entwicklung mächtiger Glimmerschiefer in der Mallnitzer Mulde. Es ist dies ein Faktum, das jedem geologischen Besucher sofort in die Augen springt. Es ist auch das Problem, welches den Verfasser nach Bearbeitung der Silbereckmulde im Jahre 1939 zum ersten Male in das Gasteiner Gebiet zog. Wir meinen heute, es auf stratigraphischem Wege durch die Hypothese einer prätriadischen Abrasionsfläche interpretieren zu können, wobei die Trias (Quarzit, Rauhwacke, Dolomit) in der nordwestlichen Randzone unmittelbar dem Zentralgneis transgressiv aufliegt, während südlich davon die jungpaläozoischen Glimmerschiefer den Sockel für die Triastransgression bildeten.

(3) Mittlere Schwarzphyllitzone. Im Hüttwinkl, Gasteiner Tal, Reitalpengraben bis zur Hub Grundalm im Hubalpental liegen regelmäßig Schwarzphyllite über der Randserie. Sie werden mehrere 100 *m* mächtig und bauen z. B. nördlich der Marmore des Silberpfenniggebietes die Flanken des Hüttwinkls, den Kalkbretterkopf, Gadauner Höhe, Stanzscharte und den Sockel der Türchlwände auf. Sie verursachen die großen Rutschungen und Bergstürze im Hüttwinkl und Gasteiner Tal gegenüber Bad Hofgastein (Mauskarkogel-Bergsturz). Der Sockel des Gamskarkogels besteht aus diesen Scharzphylliten. Sie streichen in den Reitalpengraben. Am Roßkar Kogel werden sie höher metamorph. Massenhaft Albit sproßt hier im Schwarzphyllit (Nähe des Zentralgneises!). Endlich geht bei der Hub Grundalm der charakteristische tektonische Aspekt der mittleren Schwarzphyllitzone verloren, indem sich nun Glimmerschiefer zwischen die Marmorserie und die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie einschalten.

E. Braumüller und S. Prey (1943) haben gezeigt, daß diesen Schwarzphylliten an der Basis der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie im Gebiete der Rauristäler eine sehr wichtige tektonische Bedeutung zukommt. Von der Grieswies Alm bis Wörth streicht das Schwarzphyllitband im linken Hange des Hüttwinkels durch und bildet den Sockel der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie. Die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer der Türchlwände, des Fröstelberges und des Kammes Kirchleitenkogel—Gamskogel—Hundskopf—Kramkogel liegen auf diesen Schwarzphylliten und spießen stirn- und keilförmig von oben in die darunterbefindlichen Schwarzphyllite ein. Die Schwarzphyllite bilden den Talgrund des Vorsterbaches, des Hüttwinkls bei der Einöde und auch des Rauristales bis zu den Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzügen südlich der Ortschaft Rauris. So nimmt die mittlere Schwarzphyllitzone eine recht bedeutende Fläche im Hüttwinkl-, Vorsterbach- und Rauristal ein, was großtektonisch mit der in der Tiefe anzunehmenden, nordwestlichen Fortsetzung des Granitgneisdomes etwa bis in die Gegend von Bucheben in Zusammenhang steht (siehe Seite 130).

Wir wählen die Bezeichnung: „Mittlere Schwarzphyllitzone" deshalb, um sie einerseits von den Schwarzphylliten im Hangenden der Kalkglimmer-

schiefer-Grünschieferserie (obere Schwarzphyllite = Fuscher Phyllit) tektonisch zu unterscheiden. Anderseits wollen wir aber auch die Erfahrungen in der Mallnitzer Mulde festhalten, wo es tektonisch tieferliegende Schwarzphyllite in der basalen Glimmerschieferserie gibt (untere Schwarzphyllite).

Die alte Bezeichnung „Riffelschiefer" (M. Stark, 1912) an Stelle von Schwarzphyllit (locus typicus: Riffelscharte, auf welcher das Niedersachsenhaus zwischen Naßfeld und Hohem Goldberg steht) ist heute nicht mehr zu empfehlen. Es könnte nämlich leicht zu Verwechslungen mit den Rifflдecken (H. P. Cornelius und E. Clar) kommen (locus typicus: Hohe Riffl im Großglocknergebiet), die für die Tauerngeologie zu einem unentbehrlichen Begriff geworden sind.

Regionaltektonisch scheint die mittlere Schwarzphyllitzone nach W in die Brennkogeldecke der Glocknergruppe fortzusetzen.

(4) Die Dolomitschollen: Einöd—Fröstelberg—Basis der Türchlwände. Es handelt sich um kleine, jedoch für die stratigraphische Deutung sehr wichtige Quarzit- und Dolomitvorkommen, die wir bei der Neuaufnahme fanden (Abb. 3, 4 und 5). Sie liegen im Einzugsbereiche des

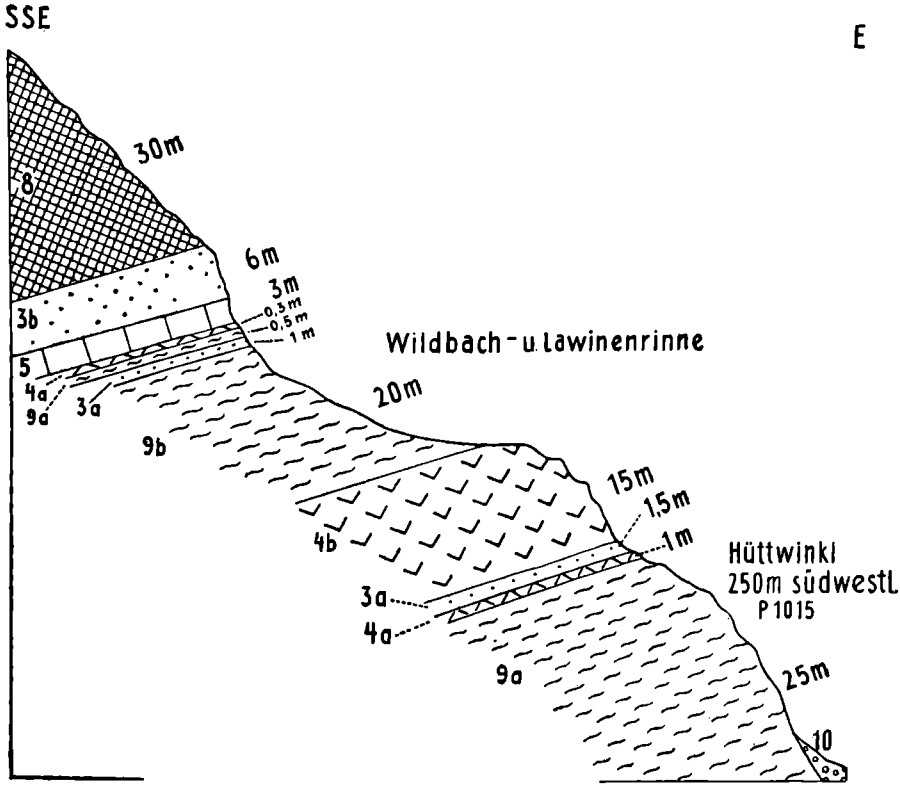


Abb. 3. Profil im linken Hang des Hüttwinkels, südsüdwestlich Einöd-Kapelle: 3 a = Quarzit. 3 b = Quarzitschiefer. 4 a = Rauhwacke. 4 b = gelber Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 8 = Grünschiefer. 9 a = Schwarzphyllit. 9 b = teilweise kalkiger Schwarzphyllit. 10 = Gehängeschutt.

Rauris- und Lafentales, annähernd an der Grenze zwischen dem mittleren Schwarzphyllitzug und der darüber lagernden Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie. Häufig stecken sie auch innerhalb der obersten Schichtlagen der mittleren Schwarzphyllitserie.

Regionaltektonisch scheinen sie den Dolomitschollen zu entsprechen, welche H. P. Cornelius und E. Clar in der Glocknergruppe zwischen Brennkogelserie und Oberer Schieferhülle im Halbkreis westlich Ferleiten entdeckten.

(5) Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone. Die charakteristischen Bergformen dieser Serie sind durch die braun anwitternden Schrofen und Bratschenhänge der Kalkglimmerschiefer und durch die prallen grünen Felsen der Grünschiefer charakterisiert. Dazu gesellen sich Serpentin, Schwarzphyllit, Breccien, Quarzit und selten Dolomit.

Tektonisch ist zunächst einmal der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex zu nennen, der steil nördlich einfällt und somit dem nordöstlichen Außenmantel des Gneisdomes angehört. Es ist das jener im geologischen Kartenbild deutlich hervortretende, aus zahlreichen Grünschiefer-, Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllitlagen usw. bestehende Gesteinszug, der vom rechten Kartenrand (Murwand—Wasserfall Scharte—Gling Spitze) in WNW-Richtung zum Gamskar Kogel und Bahnhof Bad Hofgastein streicht, wo das Gasteiner Tal im Grünschiefer ganz enge wird; er setzt über die Seebach Scharte zur Ortschaft Rauris fort.

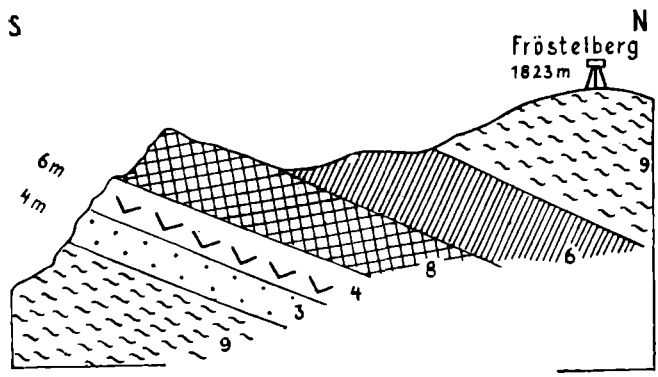


Abb. 4. Profil durch die S-Flanke des Fröstelberges: 3 = Quarzit. 4 = Dolomit. 6 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer. 9 = Schwarzphyllit.

Hingegen liegt im Dache über der Gneiskuppel die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie zusammen mit Serpentin, Quarzit und Schwarzphyllit mehr oder weniger flach. Hiezu gehört die beinahe waagrechte Gesteinsplatte am linken Kartenrand, die den Sockel der Ritterkopf- und Edlenkopfgruppe aufbaut und erst im Platteck (südsüdwestlich Wörth) stirnförmig vertikal aufbiegt. Ritterkopf- und Edlenkopfgruppe bilden den Übergangsbereich zwischen nördlicher Tauernschieferhülle und Mallnitzer Mulde. Auch die Türchlwände bis zum Hundskopf bestehen vorwiegend aus einer flachen Gesteinsplatte von Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Serpentin und Schwarzphyllit. Der Fröstelberg liegt als Deckkappe auf dem Schwarzphyllit.

Am Hundskopf und Kramkogel stellt sich die Serie steil und hebt mit Walzen über dem Schwarzphyllit aus. Die Gesteinszüge des Hundskopfes und Kramkogels verbinden sich mit dem oben genannten Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex beim Bahnhof Bad Hofgastein. Hier ist die tektonische Brücke zwischen der flachen Platte über dem Gneisdom und den steil NNE einfallenden Gesteinszügen der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie des nördlichen Außenmantels des Gneisdomes.

Besonders fällt die in 2000 *m* Seehöhe befindliche, flache Muldenform der Geißkarkopf-Frauenkogel-Synklinale auf (Tafel V). Das Kuriose an ihr ist, daß sie sich über einem 1000 *m* hoch aufgeschlossenen, sehr breiten, saigeren Grünschieferzug befindet. Er tritt beim Bahnhof Bad Hofgastein knapp an die Ache heran. Die Struktur der Geißkarkopf-Frauenkogel-Synklinale läßt sich nach ESE noch mehr oder weniger deutlich bis zur Roßwand und Hirschgruben Alm (J. Wiebols, 1949) östlich des Hubalpentales weiterverfolgen.

Gegen die nördlich angrenzenden Schwarzphyllite (obere Schwarzphyllitzone) ist der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex nur undeutlich abgegrenzt.

Unsere Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie entspricht regionaltektonisch der „Oberen Schieferhülle" in der Glocknergruppe (H. P. Cornelius und E. Clar).

(6) Obere Schwarzphyllitzone. Es handelt sich um die steil nördlich einfallenden, häufig auch saiger stehenden Schwarzphyllite im nördlichsten Teil des Kartenbereiches. Das Gebiet um die Tappenkarberge, die Umgebung von Großarl, Dorfgastein und der Talabschnitt nördlich Rauris gehören hieher. In dieser oberen Schwarzphyllitzone finden sich sehr mächtige Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Glimmerkalke, deren Metamorphose schwächer ist als in der vorgenannten Serie. Sie zeigen petrographisch bereits Anklänge an die Klammkalke. Der markanteste und mächtigste dieser Kalkglimmerschieferzüge baut den Bernkogel, das Grubereck und den Sladinkogel zwischen Dorfgastein und Rauris auf. Verblüffend mächtig sind auch die wenig metamorphen Kalkphyllite des Aukopfes (zwischen Laderding und Großarl).

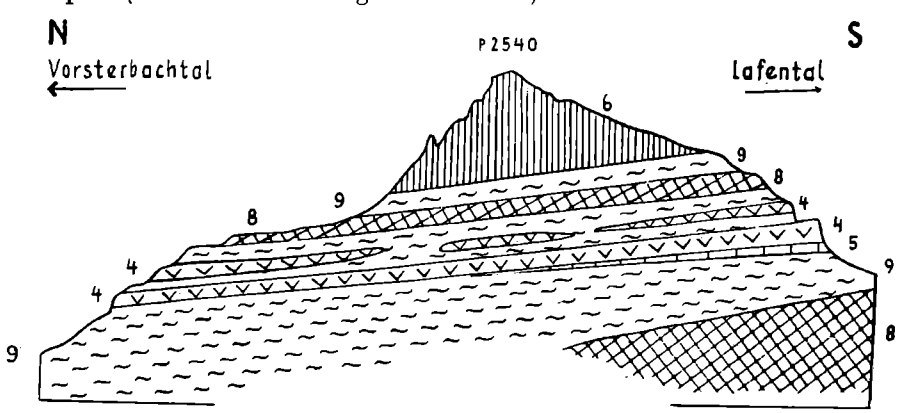


Abb. 5. Profil durch den SW-Vorgipfel der Türchlwand: 4 = Quarzit und Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbänken. 8 = Grünschiefer. 9 = Schwarzphyllit.

Vielfache Einlagerungen von Kalkphylliten, Serpentin, Grünschiefer, Quarzit und Dolomit lassen vermuten, daß die obere Schwarzphyllitzone trotz ihrer Einförmigkeit kompliziert gefaltet ist. Regionaltektonisch liegt sie in der Fortsetzung der Fuscher Phyllite der Glocknergruppe (H. P. Cornelius).

Mallnitzer Mulde

Die Muldenform der Schieferserie zwischen den beiden Gneisantiklinalen (Hochalm-Ankogelmassiv und Sonnblick Kern) ist deutlich. Doch wurde der Sonnblick Kern mit solcher Wucht an die Schiefer angepreßt und teilweise aufgeschoben, daß der Zusammenhang der einzelnen Gesteinsserien der Tauernschieferhülle vor der Stirnzone der Sonnblick Walze kaum mehr rekonstruierbar ist. Gut erhalten blieb nur der Schichtaufbau im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde. Wir unterscheiden hier von oben nach unten:

(5) Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone: Geiselkopf—Sparanger Kopf—Schareck—Grieswies Mähder.

(4) Die Dolomitschollen: Schareckgipfel—Murauer Köpfe—Keesauge; mit Quarzit- und Granitgneislamellen.

(3) Mittlere Schwarzphyllitzone: Jamnig Alm—Tauscher Böden—Höllkar—Riffel Scharte—Grieswies Alm—Wandl Alm.

(2) Quarzit-Dolomit-Marmor-Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone: Hagener Hütte—Teufelskirchen—Wasiger Kopf—Neuwirt Weg—Filzenkempfelsen—Kruml Schlucht.

(1) Basale Glimmerschiefer- und untere Schwarzphyllitzone: Eselkar—Kolmkar Scharte—Kolm Saigurn—Wirtshaus Frohn.

Im einzelnen stellen sich diese Zonen folgendermaßen dar:

(1) Die basalen Glimmerschiefer und unteren Schwarzphyllite bauen die Hänge der Tauernmähder (Mallnitzer Tauerntal) bis zum Ebeneck und der Hagener Hütte auf. Eine Deckkappe (Graphitquarzit) liegt isoliert am Kreuzkogel im Radhausberggebiet. Vom Mallnitzer Tauern streicht die Serie über die SW-Hänge des Naßfeldes zur Kolmkar Spitze und zum Seekopf. Im Kessel von Kolm Saigurn verbreitert sich die Glimmerschieferzone, weil die höheren Einheiten der Mallnitzer Mulde dort der Erosion bereits zum Opfer gefallen sind. Im Hüttwinkl bauen die Glimmerschiefer den Sporn nördlich der Bockhart Scharte auf. Hier liegen Geröllgneise an der Basis der Glimmerschieferserie. Am linken Hang des Hüttwinkls sind die Glimmerschiefer bis zum Frohn Wirtshaus zu verfolgen, wo sie unter die Alluvionen untertauchen. Längs des Weges von Kolm Saigurn zum Neubau gelangt man in den Glimmerschiefern aus dem flachen NE-Schenkel in den steilen SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde. In den Glimmerschieferstreifen des Hohen Goldberges finden sich häufig Schwarzphyllite, die wir im Kartenbild nicht von den Glimmerschiefern abtrennten. In der streichenden Fortsetzung jedoch, auf der Feldseescharte und am Feldseekopf wurden die Schwarzphyllite ausgeschieden.

(2) Quarzit-Dolomit-Marmor-Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone. Hieher rechnen wir das Kalkmarmorband, das innerhalb der obersten Lagen der vorgenannten Glimmerschieferserie vom Mallnitzer Tauern zum Höllkar Wasserfall ins Röck Karl streicht, wo es im Glimmerschiefer auskeilt. Ferner zählen wir das aus Quarzit, vereinzelten Dolomit-

linsen, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern bestehende Gesteinsband hieher, welches zwischen den Glimmerschiefern und der mittleren Schwarzphyllitzone verhältnismäßig regelmäßig anzutreffen ist (Abb. 6).

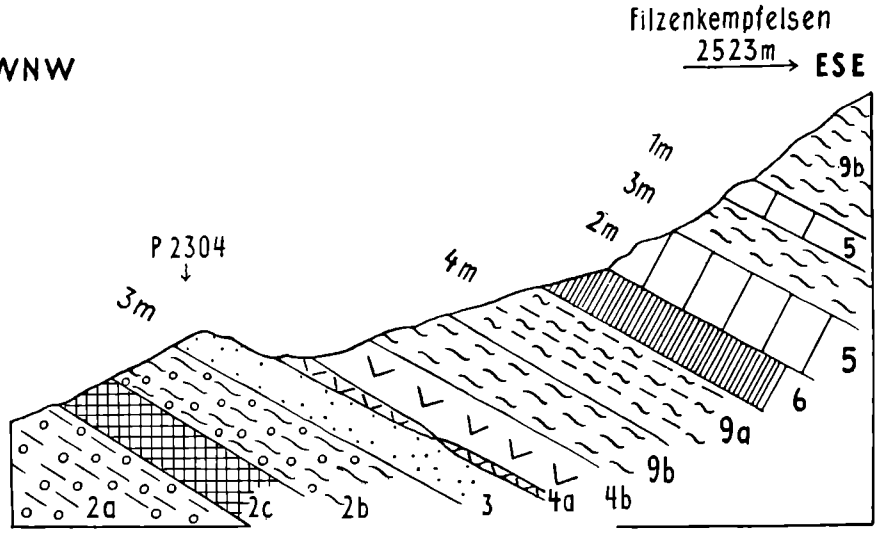


Abb. 6. Profil des Filzenkemp-WNW-Kammes: 2 a = Granatmuskowitglimmerschiefer. 2 b = dunkler Phyllit mit Granat. 2 c = Prasinit und Albitporphyroblastenschiefer. 3 = Quarzit. 4 a = Rauhwacke. 4 b = Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer. 9 a = Kalkphyllit und Schwarzphyllit, wechsellagernd. 9 b = Schwarzphyllit.

(3) Die mittlere Schwarzphyllitzone bildet die Hangleiste der Karböden südwestlich über dem Naßfeld (Höllkar, Silberkarl, Röckkarl, Schlapperebenkar, Bräuwinkel). Das umlaufende Streichen (Muldenform) ist zwischen Riffel Scharte und Neuner Kogel einerseits und über die Tauscher Böden im Halbkreis um den Geisel Kopf anderseits sichtbar. Schwierig wird im steil aufgebäumten SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde mancherorts die Entscheidung, ob die betreffenden, ja massenhaft am SW-Hang der Murauer Köpfe, am Schlappereben und im Gebiete Baumbach Spitze—Schareck vorhandenen Schwarzphyllite zur Gänze der mittleren Schwarzphyllitzone, oder teilweise auch der unteren Schwarzphyllitgruppe zugehören; für die Schieferkappe des Feldseekopfes scheint uns letzteres evident zu sein. Die Fortsetzung der mittleren Schwarzphyllitzone jenseits des Kessels von Kolm-Saigurn ist schön auf den Hangleisten des Grieswies Schafkares, der Ritterkar Alm, Bockstein- und Wandl Alm im linken Hang des Hüttwinkls weiterzuverfolgen.

(4) Sehr deutlich finden wir den tektonischen Leithorizont zwischen mittlerem Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone in der Mallnitzer Mulde entwickelt. Dieser Horizont ist durch reiche Dolomitführung, viel Quarzit und zwei Granitgneislamellen ausgezeichnet. Im Bereiche über dem Naßfeld stellen sich meist Quarzite zwischen dem mittleren Schwarzphyllit und den jäh aufragenden Kalkglimmerschieferwänden ein. Unter dem Keesauge findet sich auch Dolomit; am Riegel zwischen Silberkarl und Höllkar eine Granitgneislamelle. Bei der Riffel Scharte und Riffel-

höhe einerseits und bei den Tauscher Böden anderseits biegt das Band in die SW-Flanke der Mallnitzer Mulde um. Im Gipfelgebiet Schareck—Baumbach Spitze—Murauer Köpfe findet sich zwischen Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer eine reiche Quarzit- und Dolomitentwicklung (Abb. 7). Am Schareck-WNW-Grat treffen wir in dieser Serie abermals eine Granitgneislamelle an.

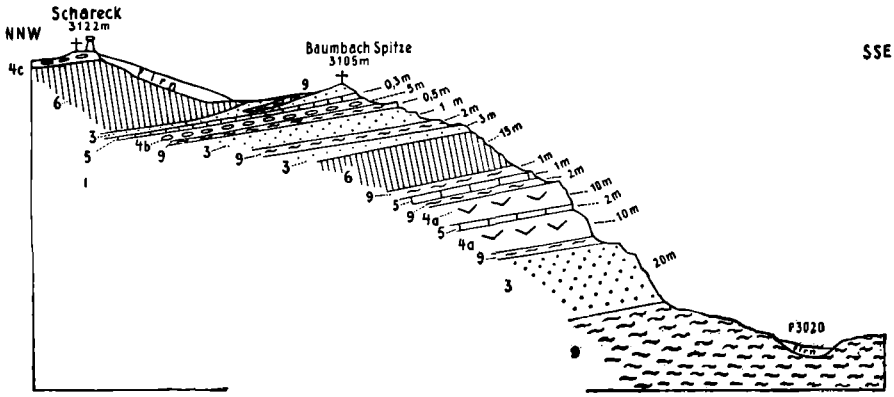


Abb. 7. Profil in der Gipfelregion des Scharecks: 3 = Quarzit. 4 a = Dolomit. 4 b = Kalkphyllit mit Dolomitlinsen („Liasbreccie"). 4 c = Quarzit mit Dolomitlinsen („Liasbreccie"). 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer. 9 = Schwarzphyllit.

(5) Das imponierende, die Landschaft gestaltende Element sind die mächtigen Kalkglimmerschiefer mit den eingelagerten Grünschiefern und Serpentinen (Geisel Kopf, Sparanger Kopf, Aperes Schareck, Ritterkopf- und Edlenkopfgruppe). Sie bilden die Muldenfüllung der Mallnitzer Mulde. Sofern eine obere Schwarzphyllitzone vielleicht einst vorhanden war, ist sie der Abtragung bereits zum Opfer gefallen.

Noch einige Worte zur Stirntektonik des Sonnblick Kernes und des ihm angeschmiegten, steil aufgebäumten SW-Schenkels der Mallnitzer Mulde:

Das nach SW konvexe Muldenscharnier der Mallnitzer Mulde wurde vom Granitgneis des Sonnblick Kernes überrollt. Man sieht das in den Aufschlüssen knapp südlich des Kartenrandes (Mallnitzer Tauerntal), wo die Kalkglimmerschiefer des Zedölnig unter den Granitgneis der Kalten Wand und Astrom Spitze eintauchen (A. Kieslinger).

Der dem Sonnblick-Granitgneiskern anlagernde Muldenschenkel steht steil und ist mit den einzelnen Gneisrollwalzen des Sonnblick Kernes verzahnt. In dieser Grenzregion zwischen Granitgneis-Stirne und steil aufgebäumtem SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde herrscht intensive tektonische Verknetung, die man z. B. am Grat zwischen Herzog Ernst und Schareck vorzüglich studieren kann. Als weitere Komplikation der Stirnzone tritt die Neubaugneis-Lamelle hinzu (A. Winkler-Hermaden). Sie stellt eine vom Dach des Sonnblick Kernes abgelöste, in die Stirnzone hineingeschleppte Decke dar, die hauptsächlich aus Migmatitgneis aufgebaut wird und mit den Schiefern intensiv verfaltet ist. Die Neubaugneis-Lamelle bildet den Gipfel des Herzog Ernst und streicht zur Feldsee Scharte. Komplizierte tektonische Mischserien des steil aufgebogenen SW-Schenkels der

Mallnitzer Mulde finden sich zwischen Duisburg-Hannover Weg und Murauer Köpfen. Westlich über dem Kessel von Kolm Saigurn kann die Verfaltungszone der Neubaugneis-Lamelle mit dem steilen SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde in den Wänden südwestlich über der Lachegg Klamm (zwischen Erfurter Weg und Moräne des Pilatus Keeses) beobachtet werden. Die Schieferzonen in der Sonnblick-N-Wand und auf den weiten Karplatten des Hohen Goldberges bis zum Goldberg Tauern entsprechen den zwischen die einzelnen Granitgneiswalzen des Sonnblick Kernes eintauchenden und eingezwickten basalen Schiefern der Mallnitzer Mulde. Dazu kommen die Amphibolitbänder, welche offenbar Reste eines altkristallinen Daches über dem Sonnblick Kern darstellen und ebenfalls in die Walztektonik einbezogen sind. Sie haben ihre Fortsetzung in den lang hinstreichenden Amphibolitbändern des Wurtentales.

Erst im Hangenden des Sonnblick Kernes stellen sich wieder ruhigere Lagerungsverhältnisse ein. Die Schwarzphyllite des Feldsee Kopfes machen die nach NE konvexe stirnförmige Umbiegung des Granitgneises mit und fallen am Feldseekopf flach gegen NE ein. Wir befinden uns hier schon nahe der Scheitelregion des Sonnblickgneis-Gewölbes. Das kleine Schiefervorkommen bei P. 2909 (südlicher Kartenrand) gehört bereits zum S-Schenkel der Sonnblick-Walze. Diese Schiefer fallen flach südwärts ein und bauen dann die auf unserer Karte nicht mehr erfaßten, weiten Schieferhänge gegen das Mölltal auf.

Gasteiner- und Ankogelmulde

Wie eingangs erwähnt, wird das Hochalm-Ankogelmassiv von Querstrukturen und Quermulden beherrscht (siehe Seite 8), an deren Aufbau sich Glimmerschiefer der zentralen Schieferserie beteiligen. Die Glimmerschiefer der Woisgenzone (Gasteiner Mulde) und der Seebachzone (Ankogelmulde) bilden einen Schiefermantel rings um den Hölltor-Rotgüldenkern, der einen walzenförmigen Teilkörper des Hochalm-Ankogelmassivs darstellt. Woisgen- und Seebachzone verbinden sich miteinander über die Glimmerschieferkappe der Hindenburghöhe bei Mallnitz. Die Einzelheiten dieser Walztektonik haben wir ausführlich beschrieben (Ch. Exner, 1949 b).

Die Glimmerschiefer der Woisgenzone streichen aus der südlichen Tauernschieferhülle bei Mallnitz durch das Mallnitzer Tauerntal ins Woisgen Tal. Sie übersetzen den wasserscheidenden Hauptkamm am Kleinen Woisgenkopf, nehmen im Höhkar bedeutend an Mächtigkeit zu und erreichen über die Haitzing Alm das Naßfelder Achental unweit des Heilstollens. Ferner bauen sie die Flanken des Hohen Stuhls und Graukogels auf und verbinden sich wahrscheinlich nördlich des Kötschachtales mit dem Glimmerschieferband unter den Weißwänden und unter dem Flugkopf.

Die Glimmerschiefer der Seebachmulde streichen von Mallnitz ins Seebachtal und über das Lugge zum Ebeneck, westlich des HannoverHauses. Sie bilden die braunen Schrofen in den N-Wänden unter dem Hannover Haus, die von Böckstein aus sichtbar sind. Dann erreichen sie in der Pletschen das hinterste Anlauftal und setzen nördlich vom Schwarzkopf ins Malta Tal über.

Die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie der südlichen Tauernschieferhülle keilt bei Mallnitz nördlich der Bergflanke zwischen Angermann und Kleiner Maresen Spitze nordwärts aus. Südlich des Kartenrandes nehmen

diese Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer rasch an Mächtigkeit zu und verbinden sich mit den entsprechenden Gesteinen des Mölltales (südliche Tauernschieferhülle) und der Mallnitzer Mulde.

Geröllgneis der Bockhartscharte

Annähernd an der Grenze zwischen Zentralgneis und basaler Schieferserie der Mallnitzer Mulde lagert nördlich der Bockhartscharte ein Konglomeratgneis. Vielleicht handelt es sich um den Rest einer grobklastischen Transgressionsserie der basalen Glimmerschiefergruppe über dem Zentralgneis.

Das Gestein ist bloß an einer Stelle aufgeschlossen. Die Lokalität befindet sich 500 *m* nördlich der Bockhartscharte, in der SE-Flanke der Kuppe P. 2323, etwa in 2300 *m* Seehöhe. Siehe Fig. 1, Tafel VI.

Die Gerölle bestehen aus Aplit und Pegmatit. Das Zwischenmittel ist ein fuchsitführender Hornblende-Biotit-Paragneis mit phyllitischen Linsen. Die Gerölle sind in nordsüdlicher Richtung ausgelängt. Auch die lokale Faltenachse streicht N—S. Die linsenförmige Auswalzung der Gerölle parallel zur Faltenachse ist derart intensiv, daß man Linsen mit langem Durchmesser von 1 *m* und darüber beobachtet, während die zugehörigen kleinen Durchmesser (senkrecht zur Faltenachse) bloß wenige Zentimeter betragen. Am widerstandsfähigsten verhielten sich die Pegmatitgerölle. Einige von ihnen haben die ursprüngliche Geröllform noch gut erhalten. Gegen das Hangende geht der Geröllgneis allmählich in geröllarme und dann geröllfreie Paragneise und Phyllite über.

Eine petrographische Detailbeschreibung des Geröllgneises der Bockhartscharte wurde bereits gegeben (Ch. Exner, 1949 c). Die Untersuchung zeigte, daß sich das Gesteinsmaterial der Gerölle nicht wesentlich von entsprechenden Apliten und Pegmatiten des benachbarten Zentralgneises (Siglitzgneis) unterscheidet. Der Geröllgneis wurde von F. Becke und F. Berwerth im Jahre 1895 aufgefunden. A. Kieslinger und der Verfasser zweifelten an der Geröllnatur der Aplit- und Pegmatitlinsen. Verfasser möchte jedoch, seitdem er die entsprechenden nordischen Geröllgneise (bothnische Serie in Finnland) kennt, die Interpretation aus dem Jahre 1949 widerrufen und sich der alten Meinung von F. Becke und A. Winkler-Hermaden anschließen, daß es sich hier tatsächlich um einen echten sedimentogenen Konglomeratgneis handelt.

Basale und zentrale Schieferserie

Die Zusammensetzung der basalen und zentralen Schieferserie entspricht einem tonig-sandigen sedimentären Ausgangsmaterial. Als basale Schieferserie bezeichnen wir die betreffenden Gesteine, welche an der Basis der Mallnitzer Mulde und teilweise auch der nördlichen Tauernschieferhülle liegen. Zentrale Schieferserie nennen wir die allgemein stark metamorphen und vielfach zu Augengneisen umgewandelten Schiefer der Gasteiner- und Ankogel Mulde.

Sowohl in der basalen, als auch in der zentralen Schieferserie herrschen Glimmerschiefer und Paragneise. Etwas kalkhältige Partien und einzelne Grüngesteinszüge (Prasinite) kommen vor. Charakteristisch ist immer

wieder das Auftreten von Graphitquarzit, Graphitphyllit und Granatquarzit. Typische Glieder dieser Schieferserien sind auch die Serizitphyllite, Serizitquarzite, Chloritserizitphyllite, Granatphyllite und Chloritoidphyllite. Manche Schwarzphyllite dieser Gruppe sind petrographisch ununterscheidbar von Schwarzphylliten der übrigen Tauernschieferhülle.

Häufig wird die Schieferserie in unserem Gebiete recht stark metamorph. Sie liegt also stellenweise im Starkwirkungsbereich der Tauernkristallisation. An der Grenze zum Zentralgneis sind aplitische, pegmatitische und diffuse Feldspatzufuhren mit Umwandlung der Schieferserie in glimmerreiche Schachbrettalbit- und Albitaugengneise keine Seltenheit.

Stellenweise können die Schiefer ähnlich wie die Greiner Schiefer in den Zillertaler Alpen oder die Schiefer der Silbereckmulde im Lungau als „mineralreiche" Schiefer bezeichnet werden; sie führen dann die typischen Minerale der Tauernkristallisation als mehrere Zentimeter große Porphyroblasten: Albit, Biotit, Muskowit, Granat, Chlorit, Chloritoid, Hornblende, Turmalin, Fuchsit, Disthen, Pyrit, Magnetit. Durch die petrographischen Arbeiten von F. Becke und F. Angel sind im Bereiche unserer Karte klassische Vorkommen dieser mineralreichen Porphyroblastenschiefer bekanntgeworden: Zum Beispiel die Albitporphyroblastenschiefer im Großarltal (beim Seebauern im Hangenden der Mureckdecke) oder die Biotit- und Chloritporphyroblastenschiefer vom Bosamer oder Woisgentypus (im Woisgental); ferner die Chloritoidschiefer aus dem Naßfeld und bei Kolm Saigurn, oder die Granatglimmerschiefer, Granatfelse und Granatquarzite der Seebachzone beim Hannover Haus.

Von besonderem Interesse ist der Kontakt zwischen dem Zentralgneis und der basalen und zentralen Schieferserie:

An der Basis der Woisgenzone ist die Durchdringung der Schieferserie mit Apliten und Feldspatwolken (diffuse Feldspatisation, Augengneisbildung) in wenig gestörtem Verbande mit dem Zentralgneis gut erhalten.

In der Seebachzone wurden die auch hier vorhandenen migmatischen Übergänge zwischen Zentralgneis und Glimmerschiefern durch spätere Bewegungs- und Umkristallisationsvorgänge (Phyllonitisation des Zentralgneises und der angrenzenden Schiefer) weitgehend umgeprägt. Eine mit den späteren Durchbewegungsvorgängen zusammenhängende Verquarzung der Gesteine und Ausschmierung der großen Kalifeldspate des Granitgneises zu pappendeckeldünnen Lamellen ist für die Gneisphyllonite an der Grenze zu den Seebachschiefern charakteristisch. Sehr instruktiv kann man das unmittelbar neben dem viel begangenen Tauernhöhenweg beim kleinen Tauernsee unter dem Korntauern, u. zw. am glazial geschliffenen Rundbuckel bei dem Wegweiser P. 2289 sehen.

Die basale Schieferserie der Mallnitzer Mulde ist von Apliten, Pegmatiten und Feldspatwolken aus dem darunter befindlichen Granitgneis durchdrungen und injiziert. Im Siglitz-Unterbaustollen ist die Injektionszone prachtvoll erhalten und kaum durch jüngere tektonische Störungen beeinträchtigt. Auch manche basale Schiefer am Rande gegen den Granitgneis des Sonnblick Kernes und gegen die Migmatite der Neubaugneislamelle sind aplitisch-pegmatitisch injiziert und feldspatisiert: Zum Beispiel Aufschlüsse zwischen Neubau und Knappenhaus am Hohen Goldberg; Aufschlüsse nördlich der Moräne des Pilatus Keeses und migmatische Übergänge zwischen Neubaugneis und Glimmerschiefern.

Keine aplitischen oder pegmatitischen Durchdringungen fanden wir in den Schiefern längs des N-Randes des Hochalm-Ankogelmassivs.

Bezüglich der Kartierung schien es uns nicht ratsam, die Schieferserie für den Maßstab 1 : 50.000 unserer Karte weiter aufzugliedern. Wir haben die Erfahrung gemacht und Detailprofile aufgenommen (z. B. Woisgenzone im Radhausberg-Unterbaustollen oder Mallnitzer Mulde am Neuwirt Weg im Naßfeld bei P. 2457 der österreichischen Karte 1 : 25.000), die zeigen, daß die verschiedenen Schiefervarietäten zu tektonischen Mischkomplexen verknetet sind und hundertfach miteinander wechsellagern. Dabei sind die einzelnen Lagen oft bloß wenige Zentimeter mächtig und gehen letzten Endes in den Millimeterfeinbau der Zeilen im Dünnschliffbereich über. Auch die aplitisch-pegmatitische Durchtränkung und Feldspatung der Serie zu glimmerreichen Augengneisen läßt sich im Maßstabe 1 : 50.000 nicht befriedigend darstellen. Die einzelnen Aplite und Pegmatitlinsen sind höchstens 2 *m* mächtig und keilen im Streichen bald aus. Die Augengneise wechseln mit Paragneisen und Glimmerschiefern mehrfach ab, gehen im Streichen in diese über und sind durch Zwischenstadien diffuser Feldspatung mit ihnen zu einem einheitlichen geologischen Verband verknüpft.

Wir waren bestrebt, durch die Zusammenfassung all der mannigfaltigen Gesteinsglieder der basalen und zentralen Schieferserie zumindest ein tektonisch lesbares Kartenbild zu erreichen.

Bezüglich der Detailbeschreibungen des Gesteinsbestandes sei auf die Arbeiten des Verfassers verwiesen (Ch. Exner, 1949 c und 1950 a). Die basalen Glimmerschiefer der Mallnitzer Mulde enthalten auch Grünschieferzüge, die noch nicht näher petrographisch untersucht sind. Sie finden sich im Mallnitzer Tauerntal und bei Kolm Saigurn. Der Grünschiefer im Mallnitzer Tauerntal ist mit Amphibolit, aplitisch injiziertem Amphibolit und Biotitepidotgneis vergesellschaftet. Die schön gefalteten Bänderquarzite und Graphitquarzite des Kreuzkogels (Radhausberggebiet) haben wir eigens ausgeschieden. Sie entsprechen den Bändergraphitquarziten des Ebenecks.

Kalklagen findet man in der Glimmerschieferserie selten. Nur der fuchsitführende kalkhältige Paragneis im Siglitztal, dem auch das Zwischenmittel des Geröllgneises der Bockhartscharte entspricht, enthält mitunter ganz dünne Kalklagen. Man findet sie im Siglitz-Unterbaustollen (Ch. Exner, 1949 c) und obertags im Fuchsitparagneis nahe dem Touristensteig, der aus dem Naßfeld durchs Siglitz Tal zur Riffelscharte (Niedersachsenhaus) führt. Beim Buchstaben „e" des Wortes „Weg" der geologischen Umgebungskarte von Gastein („Hermann Bahlsen Weg") sind über dem Touristensteig im Wasserriß von oben nach unten folgende Schichten aufgeschlossen:

Granatphyllit,
dunkler Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten,
Fuchsit-Kalkschiefer (10 *m*) mit 8 *cm* dicken Kalklagen, die braun auswittern. Die Lokalität befindet sich im Bachbett, zirka 50 *m* überhalb vom Touristenweg (große Wegkehre),
Amphibolit (30 *m*),
Siglitzgneis mit zahlreichen Weißschieferlagen.

Im nördlichsten Vorkommen der basalen Glimmerschiefer der Mallnitzer Mulde im Hüttwinkl beim Wirtshaus Frohn findet man bei P. 1168

und südlich davon eine reiche Entwicklung von Turmalin- und Albitporphyroblasten. Die Turmaline in den Chloritmuskowitglimmerschiefern und Serizitquarziten werden einige Zentimeter lang. Es ist anzunehmen, daß gar nicht tief unter der Talsohle der Zentralgneis ansteht.

In der E-Flanke des Hubalpentales bei der Hühnerkar Alm sind in die Glimmerschiefer auch Schwarzphyllite eingelagert, welche durch Entpigmentisierung und Porphyroblastenbildung (Granat, Chlorit, Chloritoid und Biotit) petrographische Übergänge zu den hellen Glimmerschiefern aufweisen.

Albitisation und Augengneisbildung in den Glimmerschiefern

Bezüglich der migmatischen Übergänge zwischen dem Zentralgneis des Hölltor-Rotgülden Kernes und den sedimentogenen Glimmerschiefern der Woisgenzone können den bisherigen Beschreibungen (Ch. Exner,1950 a) noch sechs chemische Gesteinsanalysen zugefügt werden. Die Gesteinsproben wählten H. Haberlandt und der Verfasser aus. Prof. H. Haberlandt hatte auch die Freundlichkeit, die Entnahme der Proben aus dem anstehenden Fels im Stollen vorzunehmen. Die chemischen Analysen wurden von Herrn Dipl.-Ing. K. Fabich und Herrn Dr. W. Prodinger im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Es handelt sich um frisches Gesteinsmaterial aus dem Heilstollen bei Böckstein (Radhausberg-Unterbaustollen):

Probe-Nr.:

6 Albitit. Fundort: Heilstollen, Meter 1170.
5 Schachbrettalbitaugengneis. Stollenmeter 700.
4 Granatführender Zweiglimmeralbitgneis. Stollenmeter 1215.
3 Streifengneis. Stollenmeter 1610.
2 Riesenaugengneis. Stollenmeter 1640.
1 Porphyrischer Granitgneis. Durchschnittswert aus dem Mittel zweier Proben von Stollenmeter 2200 und 2300.

Die Proben 1 und 2 gehören dem Zentralgneis im Liegenden der Woisgen-Schieferzone an. Probe 1 entspricht dem gewöhnlichen flasrigen porphyrischen Granitgneis, der weite Gebiete des Hölltor-Rotgülden-Kernes aufbaut und in dem auch die Tunnelröhre des Tauerntunnels zum überwiegenden Teile verläuft. Probe 2 ist der ebenflächig parallelschiefrigen Randzone des Granitgneises entnommen, die durch die großen, streng parallel eingeregelten Kalifeldspataugen charakterisiert ist (Riesenaugengneis).

Die Probe 3 entstammt den untersten Glimmerschiefern und glimmerreichen Gneisen der Woisgen-Schieferzone. In dieser Serie tritt Kalifeldspat neben Albit auf (Zweifeldspatgneise).

Die Proben 4 bis 6 sind Vertreter der Albitgneise der Woisgenzone. Man findet in diesen Gesteinen keinen Kalifeldspat. Wo Kalifeldspat einst vorhanden war, ist er sekundär in Albit (Schachbrettalbit) umgewandelt. Die Schachbrettalbite zeigen ziemlich breite Randsäume ohne Schachbrettmuster (albitische Anwachszonen). Albit wuchs massenhaft als Porphyroblast in den Albitporphyroblastenschiefern, Albit- und Schachbrettalbitgneisen; erkennbar an den unverlegten und verlegten Einschluß-

zügen reliktischer Grundgewebsbestandteile im Körper der neu gebildeten Albitkristalle.

Die Aplite in der Woisgenzone sind Plagiaplite; die pegmatitischen Partien sind Plagipegmatite und interessanterweise finden sich aplitische Gesteine ohne Quarz, also reine Albitite. Ein solcher gelangte als Probe Nr. 6 zur chemischen Analyse.

Die Proben 4 und 5 entsprechen den Zwischentypen zwischen den mehr granitgneisähnlichen Gesteinen und den Glimmerschiefern und Phylliten. Man hat ja im Stollen großartig den geologischen Verband vom typischen Zentralgranitgneis bis zu wenig metamorphen Graphitphylliten, Quarziten, Phylliten und Glimmerschiefern aufgeschlossen. Die im Stollen sichtbaren Grobmengungen, aplitischen Injektionen und Feldspatisationen (diffus ins sedimentogene Gestein eindringende Feldspatwolken und Augengneisbildungen) zeigen folgende Stadien:

Zunächst sprossen in den Phylliten und Glimmerschiefern die Albitporphyroblasten und es entstehen Albitporphyroblastenschiefer. Lagenförmige Abwechslung von porphyroblastenreichen Schieferpartien und gewöhnlichen Glimmerschieferzeilen führen zu dem Typus Streifengneis. Mit weiterer Zunahme des Albitgehaltes wird das Gestein etwas heller und granitgneisartiger und leitet zu den Albitgneisen (Probe Nr. 4) über. In diesen Gesteinen treten bereits zahlreiche Albitite, Albitaplite und Albitpegmatite auf. Schließlich kommen in der Grobmengungsserie Augengneise mit 4 *cm* langen Feldspatkristallaugen vor; diese erweisen sich als Schachbrettalbite, also ursprüngliche Kalifeldspate, welche sekundär zu Albit umgewandelt wurden. Auch die Schachbrettalbitaugengneise sind noch bedeutend glimmerreicher als der eigentliche Zentralgranitgneis und bei einiger Übung makroskopisch von diesen unterscheidbar. Den Schachbrettalbitaugengneis haben mindestens zwei Kristallisationsphasen geprägt: Phase I: Kristallisation der Kalifeldspatkristallaugen. Phase II: Umwandlung derselben in Schachbrettalbit und metasomatisches Weiterwachsen des Albits (Randsaum).

Das Sonderbare ist nun, daß der Zentralgranitgneis selbst nicht die Erscheinungen der Albitvormacht aufweist, sondern im Profile des Radhausberg-Unterbaustollens die auch sonst im Hölltor-Rotgülden Kern für ihn charakteristische Vorherrschaft des Kalifeldspates zeigt. Auch die streng parallelflächig ausgewalzten Randpartien des Zentralgneises im Stollenprofil (Riesenaugengneis) besitzen absolute Vorherrschaft des Kalifeldspates und keine sekundäre Umwandlung des Kalifeldspates zu Albit.

Es erhebt sich daher die Frage: Wie entstand die Albitisation der Woisgenzone?

Dieses Thema steht auch heute noch zur Diskussion. Verfasser meint, daß bei der alpidischen Reaktivierung des Zentralgranits das K weniger weit wanderte als das Na. Das K blieb in den Randpartien des Zentralgneises stecken und bedingte dort porphyroblastische Kalifeldspatung (Riesenaugengneis). Das Na wanderte in die angrenzenden Woisgenschiefer und bewirkte dort die Albitisation. In den Schachbrettalbitgneisen überlagerten sich beide Vorgänge, wobei zuerst Kalifeldspatisation und nachher Albitisation erfolgte.

Chemische Analysen der Gesteinsproben aus dem Radhausberg-Unterbaustollen (Heilstollen) bei Böckstein
(Analytiker: K. Fabich und W. Prodinger)

Probe-Nr.:	1	2	3	4	5	6
Gewichtsprozente:						
SiO_2	72·97	72·08	61·81	65·29	67·72	61·79
TiO_2	0·34	0·33	0·85	0·60	0·63	0·01
Al_2O_3	13·69	14·46	18·18	17·12	16·02	23·73
Fe_2O_3	0·34	1·91	2·22	0·25	0·50	0·02
FeO	1·37	0·22	2·93	3·40	2·15	0·44
MnO	unter 0·01	0·01	0·034	0·05	0·03	unter 0·01
CaO	1·25	1·66	2·58	2·40	3·07	4·35
MgO	0·55	0·34	2·11	2·40	1·92	0·12
K_2O	4·78	4·53	4·09	2·76	2·30	1·30
Na_2O	3·54	3·19	2·79	4·11	4·12	8·15
H_2O bis 110° C	0·20	0·19	0·24	0·13	0·21	0·09
H_2O über 110° C	0·69	0·72	1·78	0·82	1·03	0·34
CO_2	0·07	0·15	0·10	0·04	0·07	0·08
P_2O_5	0·01	0·10	0·02	0·17	0·02	nicht bestimmbar
Gesamt-S	0·02	—	0·08	—	0·04	—
BaO	0·05	0·03	0·026	0·13	0·09	0·04
Cr_2O_3	unter 0·01	—	0·04	—	0·026	—
V_2O_3	0·012	0·01	0·012	0·01	0·019	—
ZrO_2	0·005	unter 0·001	0·005	0·02	0·003	0·03
Cl	unter 0·01	nicht wägbar	nicht nachweisbar	nicht wägbar	nicht nachweisbar	nicht wägbar
U	nicht mit Sicherheit nachweisbar					
	99·89	99·93	99·90	99·70	99·97	100·49
Spezifisches Gewicht licht	2·63	2·64	2·78	2·74	2·72	2·62
Spezifisches Gewicht dunkel	2·65	2·65	2·79	2·75	2·73	
Niggli-Werte:						
si	402·7	392·0	236·8	260·3	291·0	221·9
al	44·4	46·3	41·0	40·1	40·6	50·0
fm	12·3	11·6	28·1	26·6	21·8	2·0
c	7·5	9·8	10·6	10·4	14·2	16·8
alk	35·8	32·3	20·3	22·9	23·4	31·2
k	0·47	0·48	0·49	0·30	0·27	0·09
mg	0·37	0·24	0·43	0·54	0·57	0·32
ti	1·4	1·3	2·4	1·8	2·0	0·02
p	0·03	0·2	0·02	0·3	0·03	—
co_2	0·5	1·1	0·5	0·2	0·4	0·4
h	12·7	13·0	22·8	10·9	14·7	4·0

Der Vollständigkeit halber teilen wir im folgenden das makro- und mikroskopische Bild der chemisch analysierten Gesteinsproben mit:

Probe 1. Porphyrischer Granitgneis. Fundort: Stollenmeter 2200—2300.

Makroskopisch handelt es sich um flasrigen, mittel- bis grobkörnigen Granitgneis. Die bis 3 *cm* Länge erreichenden Kalifeldspatleisten liegen kreuz und quer, senkrecht und parallel zur Hauptschieferung. Die Hauptschieferungsfläche ist nicht streng eben, sondern wellig (flasrig). Häufig sind die großen Kalifeldspatkristalle Karlsbader Zwillinge und als solche makroskopisch kenntlich. Das Gestein ist reich an Biotit, der in schuppigen Flasern ziemlich gleichmäßig verteilt ist. Muskowit bildet zusammenhängende, aus vielen Teilindividuen bestehende Häute, die sich hauptsächlich lidförmig rings um die großen Kalifeldspate anordnen und im Hauptbruche als buckelförmige Aufwölbungen in Erscheinung treten. Mittel- bis kleinkörniger Quarz bildet Zeilen zwischen den genannten Gemengteilen.

Die Hauptgemengteile sind: Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit.

Die quantitative Schätzung des Mineralbestandes ergibt: Kalifeldspat 60—40 Vol.-%; Quarz 40—20; Plagioklas 20—12; Biotit 15—5; Muskowit 6—4 Vol.-%. Dazu: Chlorit, Apatit, Titanit, Granat, Epidot, Erz und Zirkon.

Die Großindividuen des Kalifeldspates (3 *cm*) sind flaue Mikrokline mit Aderperthit. Sie besitzen Einschlußringe von Plagioklas. Obwohl die Leistenform der Kalifeldspate meist deutlich ausgeprägt ist, zeigt im kleinen ihr Rand gegen das Gesteinsgrundgewebe unregelmäßig lappige Formen. Die großen Kalifeldspate weisen am Rande postmikroklinen Myrmekit auf und führen reichlich Einschlüsse aller übrigen Gemengteile.

Der Plagioklas (2 *mm*) ist Albitoligoklas bis Albit. Größere Körner zeigen polysynthetische Zwillingslamellen nach Albitgesetz, automorphe Umrisse und massenhaft Mikrolithe von Hellglimmer und etwas Klinozoisit. Die Randsäume bestehen aus klarem Albit. Kleinere Grundgewebskörner werden ebenfalls von klarem Albit mit wenigen oder keinen Zwillingslamellen gebildet.

Quarz (2 *mm*) ist xenomorph und schwach undulös. Biotit (2·5 *mm*) zeigt Pleochroismus von hellgelb bis dunkelbraun; Querbiotit vorhanden; mannigfache Korrosionsformen; Umwandlung zu Chlorit. Muskowit (2 *mm*, farblos) ist parallel mit Biotit und Chlorit verwachsen; auch Quermuskowit vorhanden. Chlorit: Sekundär aus Biotit; Einschlüsse von Titanit und Erz. Apatit (0·3 *mm*) bildet Säulchen. Titanit (0·4 *mm*) zeigt idiomorphe Einzelindividuen und „Insekteneier"-Aggregate. Granat (0·3 *mm*): Farblos; korrodiert; Umwandlung zu Chlorit. Epidot (0·3 *mm*): Farblos. Ferner: Pyrit und Zirkon.

Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte im allgemeinen die Deformation.

Probe 2. Riesenaugengneis. Fundort: Stollenmeter 1640.

Mehrere Zentimeter lange Kalifeldspat-Kristallaugen sind ebenflächig parallel der Hauptschieferungsfläche angeordnet. Der helle Gneis besitzt ein Zeilengefüge von einerseits glimmerreichen und anderseits quarzfeldspatreichen Lagen. Das Gestein unserer Probe entspricht dem andernorts genau beschriebenen Riesenaugengneis (Ch. Exner, 1951 a). Die schätzungsweise Zusammensetzung unserer Gesteinsprobe beträgt: Kalifeldspat 70—35 Vol.-%; Quarz 45—20; Albit 40—10; Biotit 8—5; Muskowit 5 bis 2 Vol.-%. Ferner: Chlorit, Titanit, Apatit, Epidot, Orthit, Pyrit, Magnetit und Zirkon.

Probe 3. Streifengneis. Fundort: Stollenmeter 1610.

Makroskopisch handelt es sich um einen mittelkörnigen Schiefergneis bis Glimmerschiefer. Es wechseln sehr glimmerreiche Lagen zeilenförmig mit quarzfeldspatreichen Lagen ab. Dieser Zeilenbau in Millimeter- bis Zentimetergrößenordnung bedingt das streifige Aussehen des Gesteines im Längs- und Querbruch.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit.

Zum Zwecke der quantitativen Ermittlung des volumetrischen Mineralbestandes gelangte nur ein Dünnschliff in einer verhältnismäßig glimmerarmen Lage des Streifengneises zur volumetrischen Ausmessung (Indikatrixlänge 10 *cm*): Quarz 39 Vol.-%; Plagioklas 24; Biotit 17; Muskowit 16; Epidot 3; Chlorit und die übrigen Gemengteile 1 Vol.-%. Die letztgenannten sind: Epidot, Chlorit, Apatit, Graphit, Titanit und Pyrit.

Der Plagioklas (1 *mm*) ist xenomorph und zeigt schwach inversen Zonenbau. Kleine Körnchen mit maximal 0·4 *mm* Durchmesser herrschen weitaus vor. Sie sind meist nicht verzwillingt. Nur selten finden sich Einfachzwillinge oder Körnchen mit ganz wenigen polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albitgesetz. Kalifeldspat konnte nicht nachgewiesen werden. Mit dem U-Tisch wurde nach Methode Reinhard (Spaltrisse nach P) ein Anorthitgehalt von 13% An gemessen.

Quarz (1·6 *mm*): In der Schieferungsebene gelängt; zeilenförmige Anordnung und schwach undulös. Biotit (1·5 *mm*): Pleochroismus hellgelb bis dunkelbraun mit einem Stich ins Dunkelgrüne. Auch Querbiotit vorhanden. Muskowit (0·8 *mm*) ist häufig postkristallin deformiert, mitunter parallel mit Biotit verwachsen; auch Quermuskowite sind ausgebildet. Chlorit: Sekundär aus Biotit hervorgegangen. Epidot: Entweder handelt es sich um Einzelkörnchen (0·24 *mm*), oder es sind zahlreiche, winzig kleine Körnchen zu linsenförmigen Aggregaten von 1 *mm* Länge angeordnet (vielleicht Pseudomorphosen nach einem unbekannten Ausgangsmaterial). Graphit ist mit dem Glimmer parallel verwachsen. Ferner: Apatit (0·2 *mm*), Titanit und Pyrit (0·3 *mm*).

Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte im allgemeinen die Deformation. Muskowit macht mit gequälten und verbogenen Scheitern eine Ausnahme.

Probe 4. Granatführender Zweiglimmeralbitgneis. Fundort: Stollenmeter 1215.

Es ist ein mittelkörniger glimmerreicher Schiefergneis mit flächigem und linearem Parallelgefüge.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit.

Volumetrisch ist das Gestein folgendermaßen zusammengesetzt (Indikatrixlänge 15·4 *cm*): Quarz 29·1 Vol.-%; Plagioklas 27·8; Biotit 25·2; Muskowit 17·9 Vol.-%. Die Nebengemengteile sind: Apatit, Granat, Epidot, graphitische Substanz, Chlorit, Titanit, Magnetit und Zirkon.

Der Plagioklas (0·5 *mm*) ist xenomorph und meist nicht verzwillingt. Mitunter kann man einige wenige polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz erkennen. Hellglimmermikrolithe finden sich vor allem in den größeren Plagioklaskörnern angereichert. Mit dem U-Tisch wurde nach Methode Reinhard (Spaltrisse nach P) ein Anorthitgehalt von 15% An gemessen.

Quarz (1·8 *mm*) bildet kaum undulöse, zeilenförmig angeordnete und häufig parallel s gelängte Körner. Biotit (2 *mm*): Hellgelb bis dunkelbraun; Querbiotit kommt vor. Muskowit (0·6 *mm*) ist häufig mit Biotit parallel verwachsen; auch Quermuskowite sind vorhanden. Granat (0·16 *mm*) bildet kleine farblose rundliche Körnchen mit graphitischen Einschlüssen. Epidot (0·15 *mm*): Einzelkörner am Rande der Glimmerscheiter; außerdem finden sich wieder linsenförmige Aggregate, die vielleicht Pseudomorphosen nach einem nicht bekannten älteren Mineral darstellen. Graphit (0·8 *mm*) ist mit den Glimmern parallel verwachsen. Titanit findet sich meist in Begleitung des Biotits. Ferner: Apatit (0·3 *mm*), Chlorit (0·3 *mm*), Magnetit und Zirkon.

Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte die Deformation.

Probe 5. Schachbrettalbitaugengneis. Fundort: Stollenmeter 700.

Makroskopisch handelt es sich um einen Augengneis mit bis 4 *cm* großen Feldspataugen, die ein milchig weißes, körneliges Aussehen haben (Schachbrettalbit). Das Gestein ist reich an Biotit und Muskowit. Muskowitflaserzüge umranden mit Vorliebe die Feldspataugen. Elongation von Biotit und Muskowit bedingt ein deutliches lineares Parallelgefüge, das sich im Querbruch als Faltenachse der Kleinfalten erweist.

Hauptgemengteile sind: Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit.

Das Grundgewebe des Gesteines außerhalb der großen Schachbrettalbitaugen hat folgende volumetrische Zusammensetzung (Indikatrixlänge 20 *cm*): Quarz 32·5 Vol.-%; Plagioklas 30·0; Biotit 18·5; Muskowit 13·5; Epidot und übrige Gemengteile (Apatit, rhomboedrisches Karbonat, Titanit, Orthit, opake Substanz) 5·5 Vol.-%.

Die großen Kristallaugen bestehen aus Schachbrettalbit mit schmalen Randsäumen von Albit. Der Anorthitgehalt des Randsaumes beträgt 9—12%. Der Randsaum zeigt vollständig klares Korn (keine Mikrolithen-Füllung) und nur selten einige Zwillingslamellen nach Albitgesetz. In den großen Schachbrettalbiten finden sich zahlreiche Einschlüsse von Albit, Orthit (0·32 *mm*) mit Epidotsaum, Apatit (0·16 *mm*), Biotit, Chlorit, Quarz, Epidot, Titanit und rhomboedrischem Karbonat. Der im Schachbrettalbit eingeschlossene Albit (2 *mm*) ist automorph leistenförmig oder manchmal auch xenomorph ausgebildet und besitzt reichliche Füllung harmonisch verteilter Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit. Diese Einschlußalbite haben annähernd gleiche Lichtbrechung wie der Schachbrettalbit.

Der Albit des Grundgewebes (2·4 *mm*) besitzt 12—15% An-Gehalt; häufig ist er auch automorph leistenförmig mit reichlicher Hellglimmer- und etwas Klinozoisitmikrolithenfülle ausgebildet. Randlich und in heterokinetischen Zwickeln der großen Körner findet sich kleiner klarer Albit mit 2—9% An-Gehalt; dieser Albit ist auch im übrigen Gesteinsgrundgewebe als Kleinkorn häufig. Die Bestimmungen der angegebenen An-Gehalte der Plagioklase wurden mit dem U-Tisch ausgeführt nach der Auslöschungsmethode senkrecht MP und nach der Methode Köhler (Messung der Zwillinge).

Quarz (1·4 *mm*) ist xenomorph und schwach undulös. Biotit (1·8 *mm*) zeigt Pleochroismus von hellgelb bis hellbraun und Querbiotite. Muskowit (0·8 *mm*) ist auch als Quermuskowit vorhanden. Epidot (0·4 *mm*): Farblos.

Orthit (0·4 *mm*) mit Epidotsaum. Ferner: Apatit (0·24 *mm*), Titanit (0·16 *mm*), rhomboedrisches Karbonat (2·4 *mm*) und opake Substanz (0·24 *mm*).

Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte die Deformation.

Probe 6. Albitit. Fundort: Stollenmeter 1170.

Es handelt sich um eine zunächst makroskopisch als Aplit angesprochene, konkordante, feinkörnige, weiße Gesteinslage im Schiefergneis. Freisichtig erkennt man neben dem farblosen Grundgewebe nur kleine Biotitblättchen im Gestein. Sie sind parallel zur Schieferung des benachbarten Schiefergneises orientiert.

Hauptgemengteile: Plagioklas und Biotit.

Die volumetrische Zusammensetzung des Gesteines (Indikatrixlänge 80 *mm*) beträgt: Plagioklas 97·7 Vol.-%; Biotit 1·5; Chlorit 0·6 und Epidot 0·2 Vol.-%. Ferner: Apatit, Zirkon und Orthit.

Der Plagioklas (0·4 *mm*) ist xenomorph entwickelt und im allgemeinen nicht verzwillingt. Mitunter finden sich Körner mit einigen wenigen polysynthetischen Zwillingslamellen, wobei das Periklingesetz häufiger auftritt als das Albitgesetz. Manche Körner sind parallel s schwach gelängt. Wegen Kleinheit der Körner ist der Anorthitgehalt mit dem U-Tisch schwer bestimmbar. Wir haben auffallend hohe Werte erhalten, die wir bloß als vorläufiges Ergebnis mitteilen, weil eine Bestimmung mittels Immersionsmethode noch aussteht. Wir erhielten Anorthitgehalte zwischen 13 und 22% An. (Messung mit dem U-Tisch nach Methode Reinhard an vier Körnern: 13, 18, 18 und 22% An. Sonderbarerweise wurde der Achsenwinkel $2\,V\alpha = 84—87°$ ermittelt, was mehr zum Oligoklas hinweisen würde. Hingegen ergibt die chemische Analyse, wenn man das im Epidot gebundene Ca vernachlässigt und das gesamte Ca und Na für den Plagioklas aufbraucht, einen normativen Anorthitgehalt von bloß 13·5%.)

Biotit (1 *mm*) zeigt einen Pleochroismus zwischen hellgelb und dunkelbraun. Chlorit mit Sagenit geht sekundär aus Biotit hervor. Die Kristallisation sämtlicher Gesteinsgemengteile überdauerte die Deformation. Kalifeldspat fehlt vollkommen.

Schwarzphyllit (kalkarmer Glanzschiefer usw.)

Im Gefolge der basalen und zentralen Glimmerschiefer treten häufig auch dunkle Phyllite (Schwarzphyllite) auf. Eigens ausgeschieden wurden sie nur am Feldsee Kopf und im Bereich Geiselkopf—Schareck (SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde). Ihre Abgrenzbarkeit gegenüber den Schwarzphylliten der höheren Niveaus ist problematisch, weil der Gesteinsbestand praktisch derselbe ist.

Quarzit, teilweise konglomeratisch (? Perm-Untertrias)

Vorherrschend weiße bis grünlichweiße plattige Quarzite und dünnschiefrige Serizitquarzite. Mitunter dunkle oder gebänderte Graphitquarzite.

Karbonatquarzit wurde bei reichlichem Quarzgehalt mit den Quarziten und bei geringem Quarzgehalt mit den Kalkglimmerschiefern zusammengefaßt. Häufig finden sich quarzitische Lagen in den basalen und zentralen Glimmerschiefern und in den Schwarzphylliten, welche nicht eigens ausgeschieden wurden.

Die Quarzite sind mitunter konglomeratisch ausgebildet, wobei die Quarzgerölle einige Zentimeter Durchmesser erreichen. Auch Graphitquarzit kann konglomeratisch entwickelt sein (z. B. westnordwestlich der Bockhartscharte, in der 5 *m* mächtigen Quarzitlage am Trennungskamm zwischen Filzenkar und Seealpe).

In den basalen Glimmerschiefern dürfte der häufig auftretende Graphitquarzit jungpaläozoisches Alter besitzen (z. B. der schön gefaltete Bänderquarzit des Kreuzkogels und Ebenecks). Permo-triadisches Alter kommt für die Quarzite in Begleitung der Rauhwacken und Dolomite in Betracht. Jüngeres Alter ist für viele Quarzite in den Kalkglimmerschiefern und höheren Schwarzphylliten wahrscheinlich.

Die dem Granitgneis auflagernden Quarzite des Silberpfenniggebietes und Stubner Kogels sind reich mineralisiert. Große Porphyroblasten von Turmalin, Disthen, Granat, Chloritoid, Hornblende und Magnetit zeichnen sie aus.

Turmalin bildet z. B. im Eckelgrubenprofil (Fig. 6, Tafel VI) auf den s-Flächen des Serizitquarzits schwarze Säulchen von 3 *cm* Länge und 2 *mm* Dicke. Solche Bildungen sind auch aus der Schweiz bekannt. H. F. Huttenlocher (1947) beschreibt aus der südlichen Schieferzone des Aarmassivs „sandsteinquarzitische Lagen, für welche extrem hohe Turmalinführung eine ganz besondere Eigenart bedeutet. Offenbar konnten borhaltige Lösungen während der alpinen Metamorphose besonders in diesen lockern, sandigen Horizonten wandern und sich dort absetzen."

Farblosen bis hellgrünen Disthen (Rhätizit) findet man in mehrere Zentimeter langen Säulchen und Garben in den Quarziten und Serizitquarziten, welche unmittelbar dem Granitgneis auflagern: S-Flanke und Gipfel des Kleinen Silberpfennigs (Fig. 2, Tafel VI), auf der Erzwies, in der Lafenschlucht und im Sockel des Stubner Kogels (Fig. 3, Tafel VI).

In den Disthenquarziten des Kleinen Silberpfennigs erreichen Chloritoidporphyroblasten 8 *mm* Durchmesser.

Magnetitporphyroblasten werden im Quarzit des Silberpfennig-SW-Kammes 5 *mm* groß (Fig. 1, Tafel VI).

Auf der Erzwies baut Quarzit mit dünnen Glimmerschieferlagen die Basis der Kalkmarmorplatte über dem Granitgneis auf. An einigen Stellen tritt der Quarzit fensterförmig unter dem Kalkmarmor zutage. Im kleinen Fenster, nordwestlich P. 2531, zeichnen sich die Quarzite und begleitenden Glimmerschieferlagen durch besonderen Mineralreichtum aus: 3 *cm* lange und 3 *mm* breite Disthene, große Porphyroblasten von Chloritoid; in den Glimmerschiefern viel Granat und Hornblendegarben mit 7 *cm* langen und 1 *cm* dicken Hornblendeprismen.

Dolomitmarmor, Dolomit und Rauhwacke (? Mittel- und Obertrias)

Die gelb anwitternden Dolomitmarmore und Rauhwacken bilden den wichtigsten Leithorizont in der Tauernschieferhülle. Stets sind sie mit Quarziten verknüpft; häufig grenzen sie an Bänderkalke und Kalkmarmore.

Das Suchen nach Dolomit- und Rauhwackevorkommen betrachtete der Verfasser als eine der wesentlichsten Aufgaben der geologischen Neuaufnahme. Es wurden diesbezüglich auch sehr viele neue Vorkommen gefunden. Sie reihen sich in der Regel linsenförmig mit größeren oder

kleineren Abständen aneinander und lassen bestimmte Leitlinien im Bau der Tauernschieferhülle erkennen.

Im Gegensatz zu den meist grobkristallinen Kalkmarmoren sind die Dolomitmarmore feinkristallin entwickelt; im frischen Bruch farblos bis hellgelb. Bei der Deformation verhielt sich der Dolomitmarmor spröder als der Kalkmarmor. Die Erscheinung der Boudinage ist weit verbreitet: In perlschnurförmiger Anordnung schwimmen die spröden Dolomitlinsen in der plastischen Matrix der übrigen Schiefer. Häufig sind die Dolomitmarmore massig entwickelt. Wo eine deutliche Schieferung vorhanden ist, stellen sich gerne Serizitschüppchen ein.

Der Kürze halber verwenden wir im folgenden häufig bloß den Ausdruck „Dolomit" und meinen aber Dolomitmarmor. Nicht marmorisierten Dolomit findet man in der Tauernschieferhülle unseres Gebietes eigentlich nur in den höchsten Lagen der Schwarzphyllite unter den Tappenkarbergen und dort handelt es sich wahrscheinlich bloß um tektonisch abgequetschte Splitter des Unterostalpins.

Die Rauhwacke ist durch gelbe und braune Zellenkalke, die häufig Glimmerblättchen führen, charakterisiert. Gips haben wir im Bereiche der Karte nicht gefunden.

Die Mächtigkeit des Dolomit- und Rauhwackehorizontes überschreitet selten 20 *m*. Mehrere Meterzehner mächtige Anreicherungen wie an der Großglockner Hochalpenstraße (Seidlwinklserie) sind in unserem Gebiete um Gastein in der Tauernschieferhülle nicht vorhanden.

Dolomitmarmor in der sedimentären nördlichen Randzone des Hochalm-Ankogelmassivs

Aus dem Silberpfenniggebiet streichen die linsenförmigen Vorkommen von Dolomit und Rauhwacke in Begleitung von Quarzit und Kalkmarmor hinunter ins Angertal. Sie queren das Gasteiner Tal bei Remsach. Weiter lassen sie sich über die Quelltäler des Großarltales zum Murtörl verfolgen.

Silberpfenniggebiet und Angertal: Wir beobachten den Dolomit westlich des Kleinen Silberpfennigs (Kuppe P. 2531, Fig. 2, Tafel VI) und westnordwestlich der Baukarl Scharte (4 *m* mächtig). Das Vorkommen des Wildeckriegels (Fig. 4, Tafel VI) entspricht dem in der Scharte südlich der Nachtkarwand (Fig. 5, Tafel VI). Auch in der Eckelgruben begleitet Rauhwacke (1·5 *m*) den 10 *m* mächtigen Dolomit (Fig. 6, Tafel VI). Die Schichtplatte biegt ins Angertal hinunter und kommt fensterförmig auf der Gadauner Alm und im Lafental zum Vorschein. Dolomitschollen finden sich über der Rettenwand Alm (Fig. 7, Tafel VI); ferner in einem Bachriß südwestlich der Skihütte (8 *m* mächtiger Dolomit zwischen Quarzit und Bändermarmor) und in der Felswand nordöstlich der Skihütte Gadauner Alm (zusammen mit Quarzit an der Basis der 20 *m* hohen, überhängenden Kalkmarmorwand). Im Lafental treffen wir den Dolomit im Bachbett beim Fahrweg, 250 *m* westlich P. 1591 (österreichische Karte 1 : 25.000) und nördlich der Brücke P. 1459 (10 *m* mächtig, zwischen Quarzit). In der wilden Lafenschlucht steht Dolomit am rechten (10 *m* mächtig) und am linken Ufer (Fig. 8, Tafel VI) an. Prächtig ist er am Fahrweg aufgeschlossen, der westlich über dem Schockgut aus dem Anger- ins Lafental führt. Hier erreicht der Dolomit 15—20 *m* Mächtigkeit. An der Mündung des Lafen-

baches ins Haupttal trifft man unter der 2 *m* dicken interstadialen Breccie eine 10 *m* mächtige Rauhwacke mit einzelnen Dolomitstengeln (im Bachbett zwischen Quarzit und Kalkmarmor). Ein kleineres Dolomitvorkommen liegt an der Basis des Kalkmarmors zusammen mit Epidotfels in der N-Flanke des Angertales, westlich P. 1190. Endlich ist die Staumauer des Elektrizitätswerkes Angertal (P. 1107 der österreichischen Karte 1 : 25.000) in den Dolomitmarmor eingebaut.

Östlich des Gasteiner Tales: Im Remsachgraben liegt Dolomit in mehrfachen Schuppen über dem Quarzit und Granitgneis (Fig. 9, Tafel VII). In den einzelnen Schollen der Verwerfungen am Wege vom Café Gamskar zur Poserhöhe (orographisch linke Flanke des Scheibling Grabens) finden sich Rauhwacke (4 *m*) und Dolomit (2 *m*). Beim Stadel auf der Wiese (in 300 *m* Horizontaldistanz südsüdwestlich Gasthaus Poserhöhe) wird der Dolomit 6 *m* mächtig. Er streicht mit Rauhwackebegleitung unter die Weißwand (Fig. 7, Tafel VII). Im Hangenden der Flugkopf Decke finden wir Dolomitmarmor und Rauhwacke im Bett des Scheiblingbaches über der Felsschlucht (Fig. 8, Tafel VII). Dieser Dolomitzug ist dann wieder im Bach nordwestlich der Reiter Alm aufgeschlossen (3 *m*) und findet sich am Flugkopf-N-Kamm (Fig. 6, Tafel VII), von wo er ins oberste Reitalpental hineinstreicht (zahlreiche Dolomitblöcke in der Lokalmoräne südwestlich der Hettegg Alm). In gleicher tektonischer Position finden wir den Dolomit zwischen Roßkarkogel und Hinterkaser (Fig. 5, Tafel VII). Im Bachbett, 300 *m* südsüdwestlich des Hinterkasers, wird die Serie zu einem tektonischen Mischgestein verflößt, das sich aus folgenden Gliedern zusammensetzt: Dolomit (0·2 *m*), Rauhwacke (0·3 *m*), Quarzit, Bändermarmor und Chloritserizitphyllit.

Zu beiden Seiten des Großarltales beim Seebauern treten Dolomite in der sedimentären Randserie des Hochalm-Ankogelmassivs auf. Sie erreichen am linken Ufer 5 *m* (weißer, zuckerkörniger Dolomitmarmor im „Spatgraben" der österreichischen Karte 1 : 25.000) und am rechten Ufer etwa 10 *m* Mächtigkeit (nördlich Grauwand und im „Rabensteingraben"). In der steil nördlich einfallenden sedimentären Randzone längs der Felswände oberhalb des Gehängeschuttes der Talsohle der Großarler Ache wurden folgende Gesteinsbänke von oben nach unten beobachtet.

Linke Flanke des Großarltales beim Seebauern (zwischen der Mündung des Moderegg- und Lienbachgrabens) von N nach S:

Kalkmarmor (3 *m* mächtig),
Glimmerschiefer (12 *m*),
Kalkmarmor (5 *m*),
Glimmerschiefer (15 *m*),
Kalkmarmor (10 *m*),
Glimmerschiefer (30 *m*), anstehend am Ausgange des Spatgrabens,
Dolomitmarmor (5 *m*) im Spatgraben,
Kalkmarmor (40 *m*),
Glimmerschiefer (10 *m*),
grauer feinkristalliner Kalkmarmor (30 *m*),
scharfe Grenzfläche zwischen Kalkmarmor und Aplitgneis ist gut aufgeschlossen; keine Stoffreaktionen zwischen Aplitgneis und Kalkmarmor,
feinschiefriger Aplitgneis der Mureckdecke (300 *m* mächtig),
Kalkmarmor der Silbereckmulde (20 *m*),
Gneisphyllonit (20 *m*),
Forellengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes.

Rechte Flanke des Großarltales beim Seebauern (zwischen Grauwand und Seebauern) von N nach S:

Sehr mächtige Glimmerschiefer beim Seebauern (Albitporphyroblastenschiefer, Muskowitchloritglimmerschiefer, Serizitchloritphyllite mit Einlagerungen von Schwarzphyllit),
Kalkmarmor (25 *m* mächtig),
Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und aplitischen Injektionen,
Kalkmarmor (5 *m*), auskeilend im Glimmerschiefer,
Glimmerschiefer (80 *m*),
Kalkmarmor (15 *m*),
Glimmerschiefer (20 *m*),
tektonisches Mischgestein aus Glimmerschiefer und Kalkmarmorlinsen (2·5 *m*),
Kalkmarmor (20 *m*), darinnen eine 2 *m* mächtige Dolomitlage,
Glimmerschiefer (30 *m*),
feinschiefriger, biotitfreier Aplitgneis der Mureckdecke,
Kalk- und Dolomitmarmor der Silbereckmulde (25 *m*),
Gneisphyllonit (20 *m*),
Kleinkörniger Gneisgranit mit Vormacht des Albits (Hölltor-Rotgülden Kern).

Der Dolomitmarmor im Liegenden der Mureckdecke ist in den Granitgneiswänden westlich unter der Schöderwacht wiederum aufgeschlossen (Wildbachtrichter über dem Jagdsteig P. 1858 der österreichischen Karte 1 : 25.000). Wir finden nordwestlich des Großen Murecks (Schöderhorns) im Kar über der „Salzleckwand" (österreichische Karte 1 : 25.000) folgendes Profil von oben nach unten:

Kalkmarmor der Silbereckmulde,
Dolomitmarmor (0·5 *m*) der Silbereckmulde,
Graphitquarzit (0·5 *m*) der Silbereckmulde,
weißer Tafelquarzit (0·3 *m*) der Silbereckmulde,
Gneisphyllonit des Hölltor-Rotgüldenkernes.

Dann streicht der Dolomit linsenförmig jenseits des oberen Murtörls weiter und baut östlich unseres Kartenbereiches die Dolomitmarmorlinsen des Silberecks (Ch. Exner, 1940) auf.

Dolomitvorkommen in tektonisch höheren Lagen der nördlichen Tauernschieferhülle

In der Grenzregion zwischen mittlerem Schwarzphyllit und der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie stellen sich im Hüttwinkl Dolomitschollen ein. Abb. 3 und 4 zeigen ihre Lagerungsverhältnisse südwestlich der Einödkapelle und südlich unter dem Fröstelberg. Reichhaltig treten die Dolomite in der W- und NNW-Flanke unter der Türchlwand auf. Teils liegen sie als Linsen im Schwarzphyllit, teils im darüber folgenden Kalkglimmerschiefer; sie streichen bis in die SW-Flanke des Gams Kogels. Die Dolomitlinsen kommen in analoger Position wieder südlich unter den Türchlwänden zum Vorschein (Abb. 5). Das östlichste, hieher zu rechnende Vorkommen befindet sich südlich unter dem Siebenspitz.

Innerhalb der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie treffen wir mitunter auf Dolomitschollen, meist in Begleitung von Schwarzphyllit und Quarzit. Am Seitenkamme westlich über dem Bahnhof Bad Hofgastein tritt der Dolomit innerhalb einer solchen höheren tektonischen Schuppe in Erscheinung (Hohe Scharte—Wachtberg, Abb. 8). Auch das Bergsturzmaterial zwischen Hoher Scharte und Brand Alm führt viel Dolomitblockwerk. Östlich des Gasteiner Tales scheint dieser Dolomitzug in die Gegend

der Laderdinger Alm fortgesetzt zu haben; die Moräne der Maiß Mähder ist reich an Rauhwackeblöcken. Anstehend trifft man den Dolomit erst wieder nördlich der Toferer Alm (ostsüdöstlich unter dem Frauenkogel). In der Moräne südlich der Toferer Alm liegen Dolomitblöcke. Zwischen Reitalpen- und Hubalpental steht am Kamm südsüdwestlich Karl Kogel ein 5 *m* mächtiger Dolomitzug an. Hieher gehört die kleine Dolomitlinse in der E-Flanke des Großarltales, südöstlich Kree.

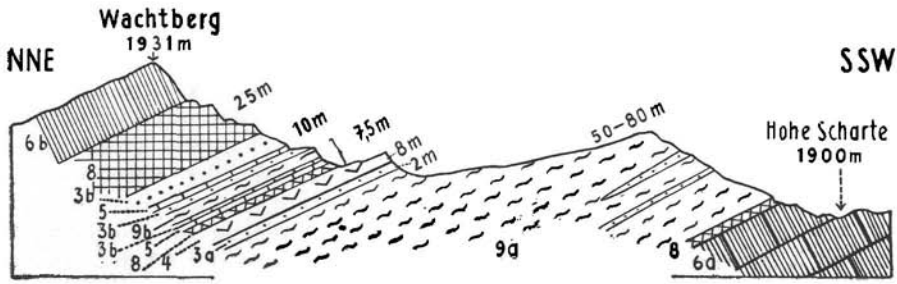


Abb. 8. Profil vom Wachtberg zur Hohen Scharte: 3 a = Serizitchloritquarzit. 3 b = Quarzit. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 6 a = Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorlagen. 6 b = Kalkphyllit. 8 = Grünschiefer. 9 a = Schwarzphyllit mit dünnen Quarzitbänkchen. 9 b = Schwarzphyllit.

Im Hangenden der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe und innerhalb der oberen Schwarzphyllitzone befinden sich mehrere, meist geringer metamorphe Dolomitvorkommen (Tappenkar und Gebiet zwischen Großarl und Dorfgastein). Der Dolomitzug südlich des Wurm Kogels (Tappenkar) ist 15 *m* mächtig.

Dolomitvorkommen in der Mallnitzer Mulde

Einige Dolomitlinsen finden sich in der Grenzzone zwischen basalem Glimmerschiefer und mittlerem Schwarzphyllitzug (siehe Abb. 6). An der Basis des Kalkmarmors bei der Hagener Hütte steht zwischen der Ruine des alten Tauernhauses und der Hagener Hütte Dolomit mit Rauhwacke und Quarzit an.

In der Steilwand unter dem Keesauge (Schlapperebenkar) finden sich intensiv tektonisch ausgewalzte Dolomite in einer tektonischen Mischserie zwischen mittlerem Schwarzphyllitzug und Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe. Das tektonische Mischgestein setzt sich hier zusammen aus: Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, Kalkphyllit, Kalkmarmor, Schwarzphyllit und Grünschiefer. Die streichende Fortsetzung wird durch das recht regelmäßig an der Grenze zwischen mittlerem Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer durchziehende Quarzitband gekennzeichnet. Im Gipfelgebiet des Scharecks und der Baumbachspitze tritt der Dolomit mächtig in Erscheinung (Abb. 7). Er findet sich ferner am Gipfel des Mittleren Murauer Kopfes und südöstlich des Vorderen Murauer Kopfes zusammen mit Rauhwacke und Quarzit in der langen schmalen Rinne zwischen P. 2822 und 2886. Jenseits des Kessels von Kolm Saigurn finden wir den Dolomit wieder nordöstlich des Grieswies Schafkares. In der W-Flanke des Hüttwinkls scheint er zur Ritterkar Alm fortzusetzen; dort

sind nämlich Dolomitblöcke (bis 2·5 *m* Durchmesser) im Bergsturz des Gebietes Ritterkar Alm—Fröstllehen—Bodenhaus vorhanden.

Dolomitbreccie (? Lias)

Feinkörniger grauer Dolomit schwimmt linsenförmig in kalkphyllitischem oder in quarzitischem Bindemittel. Es mag sich tatsächlich in der Mehrzahl der Fälle um sedimentäre Bildungen handeln, die allerdings stark tektonisch ausgewalzt und durchmischt sind. Der in das tonigkalkige bis sandige Einbettungsmittel eingestreute Dolomitschutt wurde während der Faltung und Metamorphose mit seinem Einbettungsmittel mechanisch verknetet und zu torpedoförmigen, parallel zur Faltenachse gestreckten Linsen von einigen Zentimetern Dicke und mit langen Durchmessern bis zu 1 *m* ausgewalzt. Es fällt auf, daß der Dolomit in den Breccien seine graue Farbe behielt, während die Dolomitmarmorzüge außerhalb der Breccien entpigmentisiert sind.

Die Breccien sind in der Glockner- und westlichen Sonnblickgruppe reichlich vorhanden, treten aber im Bereiche der Gasteiner Umgebungskarte nur an wenigen Stellen auf. Bekanntlich wurden sie von L. Kober im Jahre 1925 auf der Pfandlscharte im Glocknergebiet gefunden und dann ausführlich von H. P. Cornelius und E. Clar (1939) in der Glocknergruppe weiterverfolgt und beschrieben.

Das Gipfelkreuz und der Trigonometer des Scharecks stehen auf der Dolomitbreccie; sie findet sich auch im Gipfelbereiche der Baumbachspitze (Abb. 7). Der Gipfel des Vorderen Murauer Kopfes (P. 2881) wird von Dolomitbreccie aufgebaut (bis 15 *cm* lange, graue Dolomitlinsen in kalkhältigem Schwarzphyllit). Reich an Dolomitbreccie sind die zum Mölltal abdachenden Schieferhänge im S der Sonnblickgruppe. Von den letztgenannten fällt nur ein aus Dolomit- und Quarzitlinsen in Kalkphyllit bestehendes Vorkommen bei P. 2909 in den Bereich unserer Karte. Der P. 2909 (beim S-Rand der Karte) gehört dem nördlichen Vorgipfel des Sandfeld Kopfes am Grenzkamm zwischen Wurten- und Kleinem Zirknitztal an.

Als loses Blockwerk im Schutt unter den Schwarzphyllitwänden kommt die Dolomitbreccie nordwestlich unter der Riffelscharte vor (200 *m* südöstlich P. 2207 der österreichischen Karte 1 : 25.000). In der Nachtkarwand (Fig. 5, Tafel VI) steht die Breccie an. Graue Dolomitlinsen in karbonatquarzitischer Grundmasse führt das Blockwerk an der Flanke der Türchlwände gegen das Vorsterbachtal, westlich des Schusterkopfes. In der E-Flanke des Gasteiner Tales finden sich Lesesteine der Breccie (graue Dolomitlinsen in kalkführendem Schwarzphyllit) im rechten Gehänge des Scheibling Grabens neben dem Fahrweg, südöstlich der Almhütte P. 1507 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Anstehende Dolomitbreccie am Flug-Kopf-NNW-Kamm, siehe Fig. 6, Tafel VII.

Kalkmarmor

Entsprechend der ursprünglichen Zusammensetzung der Kalksedimente wurden im Zuge der Metamorphose die reinen Kalke in Kalkmarmore umgewandelt, während aus mergeligen Kalken und Mergeln die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite hervorgingen. Unterscheidendes Merkmal

ist der Glimmergehalt. Es gibt aber zwischen den glimmerarmen und daher mehr kompakten Kalkmarmoren und den glimmerreichen, mehr schiefrigen und phyllitischen Gesteinspartien (Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite) in unserem Gebiete keine sehr scharfen Grenzen, worauf A. Kieslinger (1937) mit Recht hinwies. Im Bereiche von Meterzehnern, Metern und Zentimetern wechseln senkrecht zur Schieferungsfläche die glimmerärmeren Kalkmarmore mit den glimmerreicheren Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten immer wieder ab. Es bleibt mehr oder weniger dem subjektiven Empfinden und der Willkür überlassen, wo man die Grenze zwischen Kalkmarmor und Kalkglimmerschiefer zieht.

Für den Maßstab 1 : 50.000 unserer geologischen Gasteiner Umgebungskarte konnten wir die feinen petrographischen Nuancen im Meterbereich nicht berücksichtigen. Es war nur möglich, eine serienmäßige Gliederung anzustreben. Diesbezüglich hatte schon F. Becke (1906) erkannt, daß in der Karbonatgesteinsserie der Randzone des Hochalm-Ankogelmassivs und des Bandes Hagener Hütte—Höllkarwasserfall der kompakte und glimmerarme Kalkmarmor überwiegt („Angertalmarmor"). Die große Karbonatgesteinsserie der tektonisch höher gelegenen Tauernschieferhülle unseres Gebietes enthält hingegen vorwiegend Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, obzwar auch in ihnen recht mächtige Kalkmarmore vorkommen (Türchlwände, Bocksteinwand) und sehr häufig Kalkmarmorbänke mit den Kalkglimmerschiefern wechsellagern.

Die Signatur „Kalkmarmor" unserer geologischen Karte ist somit als Gesteinsserie aufzufassen. Sie besagt, daß in der betreffenden Serie (z. B. Angertalmarmorzone F. Beckes) der kompakte graue feinkörnige bis farblose grobkörnige Kalkmarmor vorherrschender Gesteinsbestandteil ist und die Kalkglimmerschieferpartien mengenmäßig zurücktreten.

Unmittelbar unter der Angertalbrücke (Eisenbahnviadukt) steht stark verquarzter Gneisphyllonit an. Ihm lagert farbloser bis grauer, teilweise gebänderter, 6 *m* mächtiger Kalkmarmor auf, der eine recht kompakte Bank bildet. Darüber folgen Kalkphyllite mit verquetschten Kalkmarmorlinsen. Ein genaueres Profil auf Grund der Bauaufschlüsse beim Bahnbau hat F. Becke (1906, Seite 10 und 11) gegeben.

Der Kalkmarmor streicht durch das Angertal weiter und ist z. B. an beiden Ufern des Angerbaches in 20 *m* hohen Wänden bachaufwärts des Wehres des Elektrizitätswerkes (P. 1107 der österreichischen Karte 1 : 25.000) aufgeschlossen.

Eine verrutschte, 20 *m* mächtige Kalkmarmorscholle fand Herr Dipl.-Ing. F. Florentin (Böckstein) nordöstlich der Schattbach Alm. Der Verband mit Quarzit, Granitgneis, Schwarzphyllit und Graphitquarzit blieb erhalten. Die s-Flächen liegen horizontal (verrutscht).

Der Kalkmarmor des Stubner Kogels scheint mit dem der Angertalmündung zusammenzuhängen, doch überdecken Moränen den Berghang.

Im Gebiete östlich der Rettenwand Alm (Wegkreuzung Karteisen Wald) ist der Kalkmarmorzug 20 *m* mächtig. Weiter westlich schwillt er im Gebiete Eckelgruben—Erzwies—Mitterasten bedeutend an.

Östlich des Gasteiner Tales steht Kalkmarmor im Wandzug beim Wirtshaus Ardacker (südöstlich Remsachgraben) 10—15 *m* und an der rechten Flanke des Scheiblinggrabens in 1420 *m* Seehöhe bloß 5 *m* mächtig an.

In der östlichen Flanke des Hubalpentales fanden wir drei Kalkmarmorzüge in folgendem Profile von oben nach unten:

Kalkmarmor (3·5 *m*), teilweise mit Glimmerschiefer verschuppt,
heller Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat und Chlorit,
Kalkmarmor (10—15 *m* mächtig), anstehend in der S-Flanke der Bachschlucht, westlich unter der Hühnerkar Alm,
Granosyenitgneis,
Granitgneis,
Kalkmarmor (15 *m*),
Graphitquarzit und Serizitquarzit (1 *m*),
Weißschiefer (Gneisphyllonit), 2 *m* mächtig,
stark geschieferter Granitgneis.

Im Wassergraben nördlich der Moderegg Alm nahmen wir folgendes Profil von oben nach unten auf:

Heller Glimmerschiefer,
Kalkmarmor (2 *m*),
heller Glimmerschiefer (10 *m*),
Kalkmarmor (2·5 *m*),
Quarzit (2 *m*),
Granitgneis (20 *m*),
Granosyenitgneis der Moderegg Alm.

In der Mallnitzer Mulde erreicht das Kalkmarmorband der Hagener Hütte seine maximale Mächtigkeit (40 *m*) in der senkrechten Felswand zwischen Höll- und Silberkar. Dieser Marmor ist rein weiß und grobkörnig. Er endet ziemlich unvermittelt unter der Moräne des Röckkarls, u. zw. südlich P. 2154 der österreichischen Karte 1 : 25.000. Granatmuskowitglimmerschiefer bildet das Liegende, Quarzit mit Magnetitporphyroblasten das Hangende. Epidositfels mit grobblättrigem Biotit wird an dieser Stelle 1 *m* mächtig (kalksilikatisches Reaktionsprodukt des Kalkmarmors mit den Quarziten und Glimmerschiefern).

Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, mit dünnen Quarzitlagen und Kalkmarmorbänken

Kalkspat, Quarz und Muskowit sind die Hauptgemengteile dieser aus mergeligen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine. Die Verwitterungsfarbe ist braun. Im frischen Bruche zeigen sie meist eine blaugraue Farbe. Wenn der Muskowit nach Art der Glimmerschiefer in makroskopisch deutlich sichtbaren Täfelchen auftritt, spricht man von Kalkglimmerschiefer; bildet er jedoch seidenglänzende (serizitische) Häute, so wird die Bezeichnung Kalkphyllit gebraucht.

Kalkphyllite überwiegen im nördlichsten Bereiche unserer Karte. Wenn man von N sich dem Zentralgneis nähert, gelangt man aus dem Gebiete der Kalkphyllite allmählich in das Gebiet vorherrschender Kalkglimmerschiefer. Am Kamme zwischen Rauris- und Gasteiner Tal liegt die Grenze beider Ausbildungen etwa zwischen Hundskopf (vorherrschender Kalkphyllit) und Gamskogel (Kalkglimmerschiefer).

Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite führen Porphyroblasten von Albit, Granat, Fuchsit und Disthen. Biotit ist in den Kalkglimmerschiefern häufig. Porphyroblasten von Mikroklin und Albit kommen in einem tekto-

nisch zwischen Granitgneis eingeschuppten Kalkglimmerschieferband im Siglitz-Unterbaustollen (Ch. Exner, 1949 c und 1951 a) vor.

Glimmerarme Lagen in den Kalkglimmerschiefern bilden steile Felswände und Gipfel (Grieswies Mähder, Bocksteinwand, Türchlwände, Schrattwand und Murwand). Quarzreiche Partien werden als Karbonatquarzite bezeichnet (besonders in der Mallnitzer Mulde und im Grieswies Schafkar häufig). Mitunter ist der Kalkphyllit als Tüpfelkalkschiefer entwickelt (z. B. am Tagkopf, westsüdwestlich Dorfgastein).

Disthenführender Kalkglimmerschiefer am Türchlwand-N-Kamm wurde auf gemeinsamer Begehung mit G. Frasl gefunden. Auf den s-Flächen des Kalkglimmerschiefers sind 2·5 *cm* lange, dunkelgraue bis mattschwarze Säulchen und Garben von Disthen erkennbar.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als schwach postkristallin bezüglich Disthen, Muskowit und Chlorit deformiert. Hauptgemengteile sind: Kalzit, Disthen, Quarz, Muskowit und graphitische Substanz. Die dunkle Farbe der Disthenporphyroblasten rührt von zahlreichen kleinen graphitischen Einschlüssen her, die parallel den Prismenflächen des an und für sich farblosen Disthens eingelagert sind. Die Disthensäulchen liegen parallel s und sind mitunter etwas gequält. Das rhomboedrische Karbonat (2 *mm*) ist xenomorph und weist zahlreiche Einschlüsse der übrigen Gemengteile auf. Quarz zeigt sich xenomorph und schwach undulös; spiegelglatt auslöschende Quarzkörnchen als Einschlüsse in Kalzit (Quarz-in-Kalzit-Gefüge) sind reichlich vorhanden. Muskowit und Chlorit wurden postkristallin gequält. Epidot zeigt bräunliche bis gelbgrünliche Kerne mit farbloser Hülle.

Musterbeispiele für Biegegleitfaltung im Kalkglimmerschiefer beobachtet man in der Mallnitzer Mulde. Im Schnitt senkrecht zur Faltenachse einer Probe aus dem Bräuwinkel sind die vertikalen Abstände zwischen den intensiv gefalteten Gesteinszeilen innerhalb jeder Zeile konstant. In den Kalkphylliten des nördlichen Gebietes unserer Karte herrschen Scherfalten. Die Aufschlüsse längs der neuen Straße im Gaißbachgraben bei Rauris vermitteln zwischen den Punkten 1089 und 1192 der österreichischen Karte 1 : 25.000 einen guten Einblick in die Stauchungen und Scherflächen. Übrigens sieht man hier besonders schön die von B. Sander beschriebenen Anreicherungen grobkörnigen weißen Kalkspates (Kristallisation aus mobilem Lösungsumsatz) an den Faltenscheiteln. Im Laufe weiterer Deformation bilden sich im Kalkphyllit Kalkspataugen, die aus mehreren Kalzitkristallen bestehen. Die dicken weißen Kalkspat-Augen sind untereinander durch feine und feinste Kalkspatschnüre, -linsen und -schwänzchen verbunden. Es herrscht eine Konvergenzerscheinung bezüglich des Bewegungsbildes mit den von uns ausführlich beschriebenen Riesenaugengneisen, in welchen die Augen aus umkristallisierten, größtenteils neu gesproßten Kalifeldspaten bestehen.

Tektonische Mischgesteine finden sich sowohl in den Kalkglimmerschiefern des stark metamorphen Bereiches (z. B. Mallnitzer Mulde), als auch in den Kalkphylliten nahe dem Karten-N-Rand (z. B. Bernkogel). Zwischen Bern- und Sladinkogel sind Quarzite und Schwarzphyllite innigst mit den grauen kristallinen Kalken des Bernkogels verflößt.

Die senkrecht zur Faltenachse orientierten Klüfte (ac-Risse nach B. Sander) sind mit Kalkspat ausgeheilt.

Albitepidotamphibolit (Siebenspitz und Türchlwände)

Im Sockel der Türchlwände wird der gewöhnliche Grünschiefer der Tauernschieferhülle mitunter sehr hornblendereich und nimmt amphibolitisches Aussehen an. Es handelt sich um Albitepidotamphibolit, der seitlich in Grünschiefer übergeht; genetisch vielleicht als Rest hypabyssischer gabbroider Stöcke im Rahmen des Diabasvulkanismus der Tauern-Grüngesteine interpretierbar.

Schon A. Hottinger (1935) fand die Albitepidotamphibolite in der S-Flanke der Türchlwände, besonders südlich P. 2540. Sie erreichen 30 *m* Mächtigkeit (bei P. 2369 der österreichischen Karte 1 : 25.000).

Auch in der E-Flanke der Türchlwände tritt am Kamme zwischen Siebenspitz und Lugenkogel, 300 *m* nordnordwestlich vom Lugenkogel, ein 20 *m* mächtiges Vorkommen des Albitepidotamphibolits zutage. Es befindet sich unmittelbar in der streichenden Fortsetzung des ihm nordwestlich benachbarten Serpentins und Grünschiefers, nahe der Abrißfuge des großen Mauskarkogel-Bergsturzes. Dieser Albitepidotamphibolit besteht größtenteils aus sperriger oder schiefrig angeordneter schwarzer, bis tief dunkelgrüner Hornblende, die sich unter dem Mikroskop als die typische blaustichige Hornblende der Hohen Tauern erweist. Die Zwischenräume zwischen den 1 *cm* langen Hornblendesäulchen werden von einer hellgrünen Substanz eingenommen (Albit und Epidot). Magnetitoktaeder mit 2 *mm* Kantenlänge sind ebenfalls freisichtig erkennbar.

Das Mikroskop zeigt ferner, daß neben dem Magnetit auch viel Ilmenit und Leukoxen vorhanden ist. Albit umwächst die Hornblende und schließt Teile der Hornblende als Einschlußkörper unverlegt ein; meist handelt es sich um Albitrundlinge (1·2 *mm*). In der Regel sind sie nicht verzwillingt. Mitunter kommen Einfachzwillinge nach dem Albitgesetz vor. Epidot und Klinozoisit (0·2 *mm*) sind reichlich anwesend. Häufig bilden sie unregelmäßige Einschlüsse im Albit, welche nicht das Aussehen harmonisch verteilter Mikrolithe der echten Feldspatfülle besitzen. Ferner: Chlorit (sekundär nach Hornblende), Apatit und Titanit.

Serpentin, Talkschiefer, Chlorit- und Strahlsteinschiefer

Der dunkelgrüne, makroskopisch meist brecciös entwickelte und selten ein deutliches Parallelgefüge aufweisende Serpentin bildet linsenförmige Körper in der Tauernschieferhülle. Mit den Grünschiefern ist er aufs engste verknüpft. Es handelt sich um Antigoritserpentin. Er dürfte aus Peridotiten und Pyroxeniten im geologischen Verbande des Diabasvulkanismus (Grünschiefer) hervorgegangen sein. Landschaftlich sind für den Serpentin massige Felswände und dunkle Verwitterungsfarben charakteristisch.

Der Serpentin der Filzmooshöhe (westlich des Draugsteins) führt rhombischen Pyroxen (Bronzit) und Diallag. Im anstehenden Fels sieht man makroskopisch einige Millimeter große Pyroxene, jedoch können im Serpentinblockwerk der Lokalmoräne nördlich der Filzmooshöhe 6 *cm* große Bronzitkristalle gesammelt werden. Auch im Serpentin vom Platteck (Hüttwinkl) ist freisichtig Pyroxen zu erkennen, worauf uns G. Frasl dankenswerterweise aufmerksam machte.

Die Ränder der Serpentinmassen und die Zonen intensiver Zerscherung in den Serpentinlinsen werden häufig von Talkschiefer, Chlorit- und Strahl-

steinschiefer gebildet. Diese charakteristischen Serpentinbegleitgesteine dürften im Zuge der Metamorphose durch umkristallisierende Vorgänge und Stoffwanderungen — besonders längs Gleitbahnen intensiver Gesteinsdurchbewegung — aus dem ursprünglichen basischen Eruptivgestein gebildet worden sein. Leicht kenntlich sind die hübschen Magnetitoktaeder, welche man häufig im Chloritschiefer findet, die weichen Talkschiefer mit den braun anwitternden Karbonatporphyroblasten (Breunnerit) und die schönen Strahlsteinfelse, die teils als monomikte Hornblendefelse (wegen ihrer grünen Farbe als „Smaragditfelse" bezeichnet), teils zusammen mit Talk als Strahlsteinschiefer auftreten. Hieher gehört auch das Vorkommen von Hornblendeasbest des alten Bergbaues gegenüber dem Bahnhof Bad Hofgastein (Bergbau Laderding).

Der Serpentin beim Mundloch dieses Stollens setzt linsenförmig zur Laderdinger Alm fort. Geht man vom Mundloch des Bergbaues in der Schlucht längs des Bachbettes bergwärts, so gelangt man an eine Felsstufe, die den Abschluß des unteren Teiles der Schlucht bildet. Hier ist von oben nach unten folgende Serie aufgeschlossen:

Schwarzphyllit,
Serpentin und Smaragditfels (zusammen 10 *m* mächtig),
Talkschiefer (2 *m*),
Kalkglimmerschiefer (mehr als 20 *m* mächtig),
Grünschieferzug der Maiß Mähder.

In der W-Flanke des Gasteiner Tales ragt weithin sichtbar — westnordwestlich über Bad Hofgastein — die 40 *m* hohe Serpentinwand des Guggensteins auf. In ihrer E-Flanke können die Serpentinbegleiter reichlich aufgesammelt werden: Strahlsteinfels, Talkschiefer, Breunneritschiefer, Chloritschiefer. Der Serpentin grenzt mit Ophikalzitfels an den Kalkglimmerschiefer an. Der größte Teil des Serpentinvorkommens vom Guggenstein liegt als Bergsturzblockwerk unter der Wand und reicht bis zur Ortschaft Wieden hinunter. Der ganze Guggenstein ist eine durch Bergzerreißung verrutschte Scholle. Am oberen Ende des Serpentin-Couloirs steht der Serpentin saiger. Eine Bergzerreißungsspalte trennt ihn hier vom nördlich anschließenden, ebenfalls verrutschten Kalkglimmerschiefer. Im Liegenden des Serpentins lagert Schwarzphyllit, der die Gleitbahn für die Rutschungen abgibt.

Nördlich der Türchlwände setzt das Serpentinvorkommen des Guggensteins im Kirchleiten Kogel fort. Auch die beiden Serpentinlinsen (20—25 *m* mächtig) westlich der Kattstallhütte (südlich der oberen Schloßalm) liegen in gleicher tektonischer Position über dem mittleren Schwarzphyllitzug. Man hat sich schon vielfach Gedanken darüber gemacht, ob die Serpentinlinsen in den Schiefern der Hohen Tauern eine bestimmte Regel in ihrer Anordnung befolgen. Vorläufig läßt sich keine Gesetzmäßigkeit herauslesen, obwohl die Vergesellschaftung mit Schwarzphyllit, besonders in der Nähe der „Trias" oder längs der Grenzen zur Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie auffällt (z. B. in den oberen Schwarzphylliten an der Basis der Tappenkarberge und des Riedinger Weißecks. Oder längs der nördlichen Stirnzone der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe Platteck—Kramkogel—Laderding—Bacher Alm und nordwestlich Hüttschlag).

In der nördlichen Randzone über dem Hochalm-Ankogelmassiv tritt in der Lafenschlucht ein 100 *m* langes und 15 *m* mächtiges Serpentinvor-

kommen auf. Die Hänge dieser Schlucht sind teilweise verrutscht. Aus den Aufschlüssen im Terrain des oberen Teiles der Schlucht haben wir folgendes Profil rekonstruiert. Von oben nach unten:

Kalkmarmor (15 *m* mächtig),
Schwarzphyllit (8 *m*),
Serpentin (15 *m*) mit Talkschiefer,
Schwarzphyllit (20 *m*),
Chloritmuskowitphyllit mit 5 *mm* großen Granatporphyroblasten, welche chloritische Umwandlungsringe aufweisen,
Dolomit, Quarzit und Kalkmarmor,
phyllonitischer Granitgneis.

Ergänzend seien einige Mächtigkeitsangaben hinzugefügt: Das obere der beiden Serpentinvorkommen im östlichen Sockel des Ritterkopfes (westlich P. 2551) ist 25 *m* lang und 15 *m* mächtig und wird von Talkschiefer begleitet. Der Serpentin des Plattecks zeigt 400 *m* Länge und 25 *m* Mächtigkeit. Das Vorkommen westsüdwestlich Dorfgastein, bei der Präer Alm ist winzig (3 *m* lang, 1·5 *m* mächtig; etwas Talkschiefer vorhanden).

Der Serpentin im W-Hang des oberen Reitalpentales (SE-Kamm des Toferer Kreuz Kogels) nimmt eine ähnliche tektonische Position ein wie der des Guggensteins im Gasteiner Tal. Er liegt auch in der Nähe der oberen Grenzfläche des mittleren Schwarzphyllitzuges. Annähernd in der Fortsetzung dieser Zone folgt das Vorkommen über der Talsohle in der E-Flanke des Reitalpentales. Dann fanden wir frisches Serpentinblockwerk im Bergsturzgebiet der W-Flanke des Hubalpentales, u. zw. in 1570 *m* Seehöhe neben dem Fahrweg, der von der Hub Grundalm zum Hinterkaser führt. Das Anstehende hiezu blieb unbekannt; es handelte sich wohl nur um eine kleine Serpentinlinse, die zur Gänze vom Bergsturz mitgerissen wurde. In der weiteren Fortsetzung folgen die mächtigen Serpentine und Serpentinbegleitgesteine des Karkogels und des Gemsbichl-Bergsturzes, welche jenseits des Großarltales in der etwa 40 *m* mächtigen Serpentinlinse der Kree Alm weiterstreichen.

Die Serpentine der Mallnitzer Mulde (Schareck, Geiselkopf) und des Auernig bei Mallnitz (südliche Tauernschieferhülle) liegen in Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer. Auch im altkristallinen Amphibolit (Maresen Spitze) befindet sich Serpentin.

Die Verwendung des Serpentins der Bad Hofgasteiner Gegend im Bauwesen als Ornamentstein — vor allem im 16. Jahrhundert, aber auch in der Neuzeit — hat A. Kieslinger (Badgasteiner Badeblatt, 1948) eingehend an Beispielen geschildert und darauf hingewiesen, daß der Serpentin hauptsächlich aus Blockwerk gewonnen wurde und eigentliche Steinbrüche im anstehenden Serpentinfels in der Gasteiner Gegend nicht bekannt sind. Dazu teilt uns freundlicherweise G. Frasl mit, daß es ihm gelang, im Bereiche des Rauristales einen alten, jetzt bereits von Hochwald überwachsenen Steinbruch im anstehenden Serpentin südsüdöstlich der Penninghof Alm aufzufinden. Die alten Halden dieses Steinbruches reichen bis zum dortigen Bachbett.

Grünschiefer (Prasinit)

Die Gesteine haben ein mehr oder weniger giftgrünes bis gelblichdunkelgrünes plattiges Aussehen und können an dieser Farbe weithin

in der Landschaft erkannt werden, zumal sie wegen ihrer Härte häufig steile Felswände und Grate aufbauen. Kennzeichnende Hauptgemengteile sind Epidot und Albit; dazu kommt als weiterer Hauptgemengteil einerseits Chlorit (Chloritprasinite), anderseits mitunter Hornblende (Hornblendeprasinite). In der Schieferhülle bei Mallnitz findet sich auch reichlich Biotit in den Grünschiefern (z. B. Steinbruch südlich Bahnhof Mallnitz).

Die Grünschiefer der Tauernschieferhülle scheinen durch Metamorphose aus ursprünglichen Diabasen und Diabastuffen hervorgegangen zu sein. M. Stark (1907, 1912, 1939 und 1950) widmete den Grünschiefern unseres Gebietes besondere Aufmerksamkeit und sehr genaue petrographische Untersuchungen. Er zeigte die Übergänge von schwach metamorphen Diabasen der nördlichen Bereiche zu den schon stärker metamorphen Grünschiefern der eigentlichen Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie der nördlichen Tauernschieferhülle bis zu den noch stärker umkristallisierten und biotitreich gewordenen Grünschiefern der südlichen Tauernschieferhülle und teilweise der Mallnitzer Mulde.

Und zwar fand M. Stark nördlich unseres Kartenblattes in den betreffenden Grünschiefern im Grenzbereich zwischen Tauernschieferhülle und Klammkalkzone noch gut erhaltene Reliktstrukturen des primären Diabasvulkanismus (ophitische, porphyrische und fluidale Strukturen). Primärer Augit und primäre Hornblende sind hier häufig; Feldspat ist zwar Albit, jedoch nach Starks Auffassung sekundär aus primärem Andesin-Bytownit unter Ausscheidung von Epidot und Kalzit entstanden.

In den Grünschiefern der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie der nördlichen Tauernschieferhülle beobachtete M. Stark einige primäre Relikte des Diabas-Vulkanismus, die allerdings selten auftreten: Ophitstrukturen und primärer Augit im Grünschieferblockwerk des Luggauer Baches (westlich Luggau im Gasteiner Tal) und Porphyrite mit primärer brauner Hornblende im Grünschiefer bei Hüttschlag und im Bacher Graben (südsüdwestlich Großarl). In der Mehrzahl der von M. Stark untersuchten Grünschiefer unseres Kartenbereiches sind keine primären Reliktstrukturen mehr kenntlich, weil die metamorphe Umkristallisation bereits zu kräftig wirkte. M. Stark untersuchte z. B. die Grünschiefer von Bad Hofgastein, vom Gamskarkogel, Frauenkogel, vom Schareck und Murauer Kopf.

Unglücklicherweise sehen in unserem Gebiete die durch rückschreitende Metamorphose aus altkristallinen Amphiboliten hervorgegangenen Grünschiefer den durch vorschreitende Metamorphose aus Diabasen entstandenen sehr ähnlich. Der Fragenkreis ist schwierig und würde eine gründliche und weit ausgreifende petrographische Untersuchung erfordern. Vorläufig können die auf unserer geologischen Karte gezeichneten Abgrenzungen zwischen regressiv metamorphen altkristallinen Grüngesteinen und den Grünschiefern der „Bündnerschiefer" nur als Deutungen ohne exakte petrographische Unterlage aufgefaßt werden. In erster Linie wäre zu prüfen, ob und welche petrographische Unterschiede zwischen den genannten Grüngesteinen am Hohen Goldberg, bei Kolm-Saigurn, in der basalen Glimmerschieferserie der Tauernschieferhülle und besonders im Mallnitzer Seebachtal vorhanden sind.

Die Gesteinsdeformationen sind im Grünschiefer prächtig beobachtbar (Walzen und Kleinfalten). Der Grünschiefer verhielt sich spröder als die zergleitenden Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Phyllite. Häufig

wurde er als spiralförmiger Körper und in Form von Walzen und Knödeln in den Schieferpaketen eingeschlossen und umhergewirbelt.

Gut ist z. B. die Walztektonik im Grünschiefer am Hörndlkamm („Rastötzengebirge" im einheimischen Sprachgebrauch) nordöstlich über Bad Hofgastein zu sehen. Die gesamte, 1000 *m* mächtige Grünschiefermasse zeigt hier eine intensive Walztektonik. Sie ist aus rotierten Stengeltektoniten zusammengesetzt. Wo s-Flächen trotzdem auf weitere Strecken hin ebenflächig ausgebildet sind, stehen sie saiger. Scheinbar ruhig und jedenfalls ganz flach liegen die Kalkglimmerschiefer der Gaißkarkopf-Frauenkogel-Synklinale über dem steil aufgebäumten Grünschiefer. Schwarzphyllite und Kalkphyllite der Muldenfüllung zeigen wiederum intensive Kleinfaltung.

Interessant ist die Faltung in den Wänden, gleich nordwestlich unter der Laderdinger Gamskarlspitze. Östlich der Laderdinger Alm überwalzt die vorgenannte Grünschiefermasse des Hörndls („Rastötzengebirge") weithin den Schwarzphyllit. In der Felswand oberhalb des Schafsteiges — bei etwa 600 *m* Luftliniendistanz nordnordwestlich des Gipfels der Laderdinger Gamskarlspitze — macht der Grünschiefer eine scharfe Rückfalte nach SE (siehe geologische Karte). Es handelt sich um eine 30—40 *m* mächtige und 250 *m* lange Grünschieferlamelle, die hier rückgefaltet ist. Sie nähert sich dem Grünschieferkörper des Gipfels der Laderdinger Gamskarlspitze, ohne ihn aber zu erreichen. Wir kletterten die Stelle ab und fanden, daß der zwischenlagernde Kalkglimmerschiefer an der schmalsten Stelle zwischen beiden Grünschiefereinheiten bloß 5 *m* dick ist.

Die Walztektonik bei Bad Hofgastein entspricht ja im wesentlichen der bereits von E. Braumüller und S. Prey (1943) erkannten Deckenstirne von Wörth (Rauristal). Dort biegt der Grünschiefer des Plattecks radförmig aus der horizontalen in die senkrechte Stellung um und zeigt östlich unter dem Platteck intensive Kleinfältelung. Noch prächtiger ist die nach N vorgetriebene Walze des Kramkogels mit intensiver Stengelbildung und Kleinfältelung im Grünschiefer, dem sich hier auch ein starrer, über die Schwarzphyllite vorgetriebener Serpentinklotz zugesellt. Auch im Gebiete des Wachtberges und in der Steilwand nördlich der Alm P. 1413 erweist sich der Grünschiefer als intensiv gefältelt (ebenfalls in der streichenden Fortsetzung der Wörther „Deckenstirne", zwischen Kramkogel und Laderding). Die spiralig eingerollten Grünschiefer-Knödel im Kalkglimmerschiefer des Kammes zwischen Tennkogel und Frauenkogel leiten dann zu den großartig aufgeschlossenen, dreifach in der Steilwand nördlich Hüttschlag übereinandergestapelten, grünen Walzen in der braunen Schieferwand über. Das in der geologischen Karte wiedergegebene Bild ist farbenprächtig in der Natur unmittelbar ablesbar. Man sieht daraus, daß die isoklinalen, vielfach sich wiederholenden Grünschieferlagen nördlich des Murtörls gegen die Tiefe und nach W in den Kalkglimmerschiefern als Rollfalten auskeilen. Die größten und prächtigsten Spiralfalten im Grünschiefer haben wir am Ritterkopf beobachtet (westlich außerhalb der Gasteiner Umgebungskarte).

In stratigraphischer und tektonischer Hinsicht für die Interpretion des gesamten Aufbaues der Tauernschieferhülle unseres Raumes wichtig (siehe Seite 153) ist das dünne Grünschieferband, welches zumeist in Begleitung von Kalkglimmerschiefer in den Hängen über dem Naßfeld durchstreicht.

Es folgt recht konstant der Grenze zwischen basaler Glimmerschieferserie und mittlerem Schwarzphyllitzug der Mallnitzer Mulde. Ein Detailprofil durch dieses Band sieht z. B. am NE-Kamm des Filzenkempfelsens folgendermaßen von oben nach unten aus:

Mittlerer Schwarzphyllit der Mallnitzer Mulde; er baut den Gipfel des Filzenkempfelsens und den Kamm zur Riffelscharte auf,
Kalkglimmerschiefer (3 *m*),
Grünschiefer (4·5 *m*),
Basale Glimmerschieferserie der Mallnitzer Mulde, u. zw.:
Chloritserizitphyllit (1·5 *m*),
Quarzit (2 *m*),
Albitporphyroblastenschiefer (2 *m*),
Quarzit (1·5 *m*),
Serizitphyllit (2 *m*),
Muskowitchloritglimmerschiefer usw.

Vom Filzenkempfelsen verfolgten wir den Grünschieferzug über die Steilstufe des Bräuwinkelbaches in die unzugänglichen Felswände des Scharecks, wo er am Neuwirt Weg (bei P. 2457 der österreichischen Karte 1 : 25.000) wieder hervortritt. Epidositlagen stellen sich in ihm an der Karstufe des Schlappereben-Kares ein. Dann streicht er über den Wasigen Kopf in die Abflußrinne des Silberkarls (bei P. 2175). Im Höllkar findet er sich im Bachbett westnordwestlich P. 2246 der österreichischen Karte 1 25.000 als Hornblendeprasinit entwickelt.

Die 1 *cm* großen, makroskopisch dunkelgrünen Hornblenden dieses Gesteines erweisen sich unter dem Mikroskop wiederum als typische blaustichige Tauern-Hornblenden. Sie bilden den wichtigsten Gemengteil. Neben den Hornblenden treten Epidot (farblos und hellgelb), Chlorit und Albit mengenmäßig zurück. Der Albit ist xenomorph entwickelt, zeigt häufig inverse Zonenstruktur und bildet meist Einfachindividuen, mitunter auch Einfachzwillinge nach Albitgesetz. Außerdem sind im Gestein Magnetit, rhomboedrisches Karbonat, Titanit, Hämatit und Biotit vorhanden.

Unser Grünschieferzug streicht bis ins Gebiet der Hagener Hütte weiter und wird in seinem Hangenden von einem bloß 1—2 *m* mächtigen Kalkglimmerschieferband begleitet.

Schwarzphyllit (kalkarmer Glanzschiefer, mit Einlagerungen von Serizitchloritphyllit, Serizitquarzit und Quarzphyllit)

Dunkle kalkarme Phyllite — häufig mit Quarzschwielen und Quarzknauern — erreichen in unserem Gebiete mehrere tausend Meter Mächtigkeit. Die Hauptgemengteile des charakteristischen dunklen bis schwarzen metamorphen Tonschiefers sind Quarz, Serizit und graphitische Substanz. Aus sandigen und kalkigen Einstreuungen in das wahrscheinlich schlecht mit Sauerstoff durchlüftete und in andauernder Senkung begriffene tonige, sehr wahrscheinlich marine Sedimentbecken gingen bei der Metamorphose die hellen Gesteinstypen hervor, welche den dunklen Schiefern häufig zwischengeschaltet sind: Quarzite, Serizitphyllite, Chloritserizitphyllite, Quarzphyllite und blaugraue, braun anwitternde Kalkphyllite, Glimmerkalke und Kalkmarmorbänke.

Den von E. Braumüller (1939) für den eigentlichen schwarzen Phyllit gebrauchten Ausdruck „Schwarzphyllit" wenden wir für die gesamte Ge-

steinsserie als Sammelbegriff an. Die aus dem französisch-italienischen Sprachgebrauch für ähnliche penninische Schiefer entlehnte Bezeichnung „Glanzschiefer" befriedigt weniger, da ja auch die übrigen Glimmerschiefer der Tauernschieferhülle „glänzen"; der vielfach verwendete Ausdruck „dunkler kalkarmer Phyllit" ist gut, aber umständlich. Die Lokalbezeichnungen: Fuscher Phyllit und Riffelschiefer" sind mit gewissen tektonischen Begriffen verknüpft, was wir ja gerade vermeiden wollen.

Die monotone Schieferserie baut im nördlichen Bereich unserer geologischen Karte die zahmen Bergformen mit den breiten Rücken und waldreichen Tälern auf (obere Schwarzphyllitzone). Wo die Schwarzphyllite weiter südlich als Gesteinsbänder zwischen den anderen Teilen der Tauernschieferhülle vorkommen, bilden sie Verebnungen und Hangleisten.

Die wenig metamorphen, noch mehr dem ursprünglichen Tonschiefer angenäherten Phyllite des nördlichen Kartenbereiches haben matte, wenig glänzende, tief dunkle oder ganz schwarze Schichtflächen. Tüpfelschiefer (Feinbreccien) sind häufig. Erst weiter südlich wird die Metamorphose der Gesteine kräftiger. Sie nehmen nun einen stärker durchgekneteten, phyllitischen Habitus an, wobei Serizitbelage die s-Flächen überspannen und das ganze Gestein heller und glänzender wird. Albitporphyroblasten sind häufig. Im Bereiche der Mallnitzer Mulde stellen sich dunkle Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Albit, Biotit, Chloritoid, Disthen und Chlorit ein.

Bezüglich der Abgrenzung der Schwarzphyllitserie von den auf unserer geologischen Karte ausgeschiedenen Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten konnten wir uns auf die vorzüglichen Beobachtungen von E. Braumüller und S. Prey (1943) im Rauristal stützen. Obwohl in der Natur reichlich fließende Übergänge zwischen den beiden Gesteinsgruppen vorhanden sind, so kann man doch die Schwarzphyllitserie im allgemeinen ausscheiden und gesondert von den Regionen vorherrschender Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite auf der geologischen Karte zur Darstellung bringen.

Dabei ergibt sich die wenig exakte, aber für die geologische Betrachtungsweise und praktische Kartierungsarbeit in solchen einförmigen geosynklinalen Schieferserien typische Sachlage: Wir sind einerseits auf Grund des gesammelten Beobachtungsgutes, das wir in eigener Anschauung gewonnen haben, fest davon überzeugt, daß fließende fazielle Übergänge zwischen den Kalkphylliten und Schwarzphylliten in unserem Gebiete vorhanden sind und beide einem räumlich und zeitlich zusammenhängenden Sedimentationstrog entstammen (Bündnerschiefer); anderseits aber lassen sich die beiden Gesteinsgruppen bei Anwendung einiger feldgeologischer Erfahrung und bei einer nicht zu kleinlichen, sondern mehr den Serien-charakter der betreffenden Gesteinsglieder im Auge behaltenden Kartierungsweise doch bis zu einem gewissen Grade trennen und auseinanderhalten. Natürlich ist ein gewisses Schematisieren mit subjektiver Willkür dabei unvermeidlich. Immer wieder sind einem größeren Schwarzphyllitkomplex zahlreiche Kalkphyllit- und Kalkmarmorbänkchen eingestreut, deren Größenordnung von Zentimetern zu Metern und Meterzehnern anwachsen kann. Und umgekehrt finden sich massenhaft kalkarme bis kalkfreie Gesteinspartien in den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten. Wir konnten natürlich für die geologische Karte im Maßstabe 1 : 50.000 bloß die größeren Schichtwechsel berücksichtigen.

Die prächtigsten Aufschlüsse im Schwarzphyllit zeigt derzeit die neue Straße von Großarl ins Elmautal (hohe Anschnitte des Hanges längs des Elmaubaches und Straßentunnel). Bewegungs- und Verformungsbilder im fein gefältelten und sehr bildsamen Gestein können erkannt werden. Der Höhenweg von Badgastein nach Bad Hofgastein verläuft größtenteils im Schwarzphyllit, der hier im trockenen Zustand seine Standfestigkeit unter Beweis stellt (Stützmauern nur an nassen Stellen erforderlich). Im Gadauner Graben baut der Schwarzphyllit 200 *m* hohe Felswände auf.

Wo der Schwarzphyllit den Kamm zwischen Gastein- und Großarleinzugsgebiet zwischen Toferer Kreuzkogel und Flugkopf überschreitet, sind Tüpfelschiefer eingelagert, die mit ihrem feinbrecciösen Charakter Übergänge zu den Dolomitbreccien (?Lias) aufweisen. Südöstlich der Reit Alm finden sich im Schwarzphyllit des Roßkarkogels kleine Albitporphyroblasten in großer Menge. Hier kommt der mittlere Schwarzphyllitzug dem Granitgneismassiv am nächsten. Mit der Entfernung nach E werden die Albitporphyroblasten im Schwarzphyllit wieder seltener (Scharte zwischen Karkogel und Spielkogel, Aschlreitalm, Nebelkareck-S-Kamm).

Im oberen Schwarzphyllitzug sieht man besonders zwischen Rauris- und Gasteintal immer wieder feine und feinste Kalkphyllitlagen in den Schwarzphyllitkomplex eingestreut (z. B. SSE-Wand des Seebach Katzenkopfes, Wetterkreuz, zwischen Mooseck- und Heustadlalm und an der neuen Straße im Gaißbachgraben). Südlich Großarl finden sich quarzreiche Phyllite bei der Brücke P. 893. In den guten Aufschlüssen des Doppelgrabens (Hollerebengraben) erhält man einen Gesamteindruck von der Schwarzphyllitserie: Feinbrecciöse Quarzite, Chloritserizitphyllite, kalkige Schwarzphyllite und Schwarzphyllite mit rostigen Tupfen sind den einförmigen, sehr wenig metamorphen, mehr tonschieferartigen schwarzen Schiefern eingeschaltet (besonders frische Aufschlüsse längs des Fahrweges im Bocksteingraben bei P. 1217, 1292 und 1337 der österreichischen Karte 1 25.000). Im Karteisgraben, im Gebiete der Karteis- und Mittereck Alm sowie im südlichen Tappenkar finden sich häufig Chloritserizitphyllite bis Quarzphyllite in den eigentlichen Schwarzphylliten. Es ist mitunter schwierig, die zuerst genannten Gesteine von diaphthoritischen Grünschiefern zu unterscheiden.

Steigt man am wasserscheidenden Grenzkamm zwischen Gastein- und Rauristal von S auf den Kalkbretter Kopf, so findet man im Schwarzphyllit zahlreiche Kalkphyllitlagen und Albitporphyroblastenschiefer. Die Gipfelplatte bildet Karbonatquarzit. Im Abstieg zur Stanzscharte kann die wiederholte Verzahnung und Abwechslung von Kalkphyllit und Schwarzphyllit beobachtet werden. Die Stanzscharte selbst liegt in einförmigerem Schwarzphyllit, doch befindet sich das Kreuz nördlich der Scharte schon wieder auf einer kalkreichen Zone. Gegen die Türchlwände zu sind Karbonatquarzite eingestreut.

Die subjektiv bedingte, verschiedene Auffassung, was noch als Schwarzphyllit zu gelten hat und was bereits in die Kalkglimmerschieferserie zu stellen ist, wird aus dem Vergleich unserer Kartierung mit der von E. Braumüller (1942) bei der Einödkapelle deutlich. Der Gesteinskomplex westlich der Einödkapelle ist bei Braumüller als Kalkglimmerschiefer, in unserer Karte als Schwarzphyllitserie eingetragen. Unsere Beobachtungsdaten dazu sind folgende:

Die Felswand, welche sich in Richtung N 52° W in der Entfernung 320 *m* von P. 993 der österreichischen Karte 1 : 25.000 befindet, besteht aus stengeligem Schwarzphyllit. Die Stengel streichen E—W und fallen 15° westlich ein. Die felsige Rinne (Lawinenbahn) 250 *m* westlich P. 993 zeigt schwach kalkigen Schwarzphyllit anstehend, den wir nach unserer Arbeitsweise als Schwarzphyllit und nicht als Kalkglimmerschiefer bezeichnen. Er hat ebenfalls Stengeltextur. Die Stengel streichen N 80° W und fallen 18° westlich.

VI/4. Zentralgneis und Altkristallin in den Hohen Tauern

A. Die Granitgneise und metamorphen Ganggesteine

Tektonische Übersicht

Der Granitgneis ist verhältnismäßig härter als die Hauptmasse der Schiefergesteine. Er zeigt jedoch ebenfalls ein Bewegungsbild mit gewaltigen Deformationen. Zu unterscheiden sind die großen Granitgneiskörper (Hochalm-Ankogelmassiv und Sonnblick Kern) und die kleinen dünnen Gneislamellen am Rande und in den Mulden (Schuppen am N- und NW-Rande des Hochalm-Ankogelmassivs, Romatedecke in der Gasteiner Mulde und kleine Gneislamellen und Gneissplitter in der Mallnitzer Mulde). Die großen Granitgneiskörper hatten wenig Platz, gegenseitig auszuweichen, und gehorchen einem dreidimensionalen Beanspruchungsplan mit Bewegungen nach mehreren Himmelsrichtungen und teilweise steilen bis senkrechten Flächenstrukturen (typische Einengungstektonik). Hingegen wurden die kleinen dünnen Gneislamellen skalpförmig vom Rande der großen Granitgneismassen abgetrennt und tangential zusammen mit den gleitfähigen Schiefern verfrachtet (tangentiale Transporttektonik).

Die großen Granitgneiskörper sind durch muldenförmige Einstülpungen der Tauernschieferhülle und der altkristallinen Schieferserie in einzelne Teilbezirke gegliedert, u. zw. im Bereiche der Gasteiner Umgebungskarte: Hölltor Kern, Siglitz Lappen und Sonnblick Kern. Hölltor Kern und Siglitz Lappen hängen bei Badgastein miteinander zusammen. Die trennende Gasteiner Mulde hebt über dem Granitgneis bei Badgastein aus. Der Sonnblick Kern ist durch die Mallnitzer Mulde von den beiden vorgenannten Granitgneiskörpern geschieden. Der synklinale Schichtbau der Mallnitzer Mulde zeigt, daß der Granitgneis des Sonnblick Kernes in geringer Tiefe unter der Gebirgsoberfläche mit dem Siglitz Lappen und Hölltor Kern zusammenhängt.

Das Bewegungsbild der großen Granitgneiskörper kann aus der geologischen Umgebungskarte von Gastein und aus der Strukturkarte (Tafel VIII) abgelesen werden. An vielen Orten unseres Bereiches geben die prachtvollen Hochgebirgsaufschlüsse den unmittelbaren Einblick in das Bewegungsbild (z. B. Stirnwalze des Sonnblick Kernes am Feldseekopf und in der Sonnblick-N-Wand; Ausheben der Ankogelmulde im hintersten Anlauftal und in den Elendtälern über dem Granitgneis des sich vereinigenden Hölltor- und Hochalmkernes; deckenförmiger Aufbau im Gebiete des Radhausberges. Siehe dazu geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch).

Der Sonnblick Kern bildet eine NW streichende Walze mit steiler, auf die Mallnitzer Mulde teilweise aufgeschobener NE-Stirne und flachem SW-Schenkel.

Der Hölltor Kern zeigt eine bei Mallnitz in südwestlicher Richtung untertauchende Walze, die im Gebiete des Anlauf-, Kötschach- und Großarltales an Breite zunimmt und sichelförmig in nordöstlicher Richtung abschwenkt. Die bei Mallnitz unter die Gneiswalze randlich eingepreßte Ankogelmulde hebt nordwestlich des Ankogels über den sich vereinigenden Granitgneisen des Hochalm- und Hölltorkernes aus (jenseits des östlichen Kartenrandes).

Der mit vielen Schieferschollen verunreinigte (hybride) Granitgneis des Siglitzlappens bildet die nordwestliche Fortsetzung des Hölltorkernes und ist im Bereiche des Radhausberges durch die Gasteiner Mulde von diesem geschieden. N—S-Faltenachsen spielen in großen Teilen des Siglitzlappens und der Gasteiner Mulde eine wesentliche Rolle. Der Siglitzlappen greift über die Gasteiner Mulde über (Radhausberg), hingegen fällt der Hölltorkern unter die Gasteiner Mulde ein.

Im Bereiche der geologischen Umgebungskarte von Gastein ist der Granitgneis des Sonnblick Kernes etwa 1000 *m* (Wurtental), der Siglitzlappen 1400 *m* (Gasteiner Naßfeld) und der Hölltorkern etwa 3000 *m* mächtig aufgeschlossen. Tektonische Details, genaue Stollenprofile und feldgeologische Serienprofile durch das Hochalm-Ankogelmassiv im Umgebungsbereiche Gastein sind in älteren Publikationen des Verfassers enthalten (Ch. Exner, 1949 b, c, 1950 a, 1951 b). In Vorbereitung befindet sich eine Darstellung der Tektonik des Sonnblick Kernes und seiner Randserien.

Gangfloitit (metamorphes basisches Ganggestein)

Metamorphe basische Ganggesteine im Zentralgneis unseres Gebietes sind nur dort eindeutig kenntlich, wo sie das Nebengestein diskordant durchschlagen (Vorkommen im Kleinelendkessel südöstlich des Tischlerkar Kopfes und im Gstößkar nördlich der Zwölfer Spitze). Es handelt sich um feinkörnige, graue, massige oder schwach geschieferte Gesteine, deren vorherrschender dunkler Gemengteil Biotit ist und die wahrscheinlich vor der Metamorphose Kersantite waren.

Als Floitit bezeichnete F. Becke (1903) metamorphe Gesteine, die wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Mineralien der Epidot-Zoisitgruppe bestehen, mit etwas Quarz und manchmal auch Hornblende. Ferner können wir nach F. Angel—R. Staber (1952 b) unterscheiden zwischen Gangfloitit einerseits und Schollen- und Lagenfloitit anderseits. Hier interessieren uns zunächst vor allem die Gangfloitite. Die Schollen- und Lagenfloitite sind in der geologischen Karte der Umgebung von Gastein zusammen mit den amphibolitischen Fischen unter der Rubrik: „Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern" zusammengefaßt.

Der Gangfloitit im Kleinelendkessel ist 1 *km* lang und erreicht 10 *m* Mächtigkeit (Seehöhe 2600 *m*, in einer Horizontaldistanz von etwa 800 *m* südöstlich des Gipfels des Tischlerkar Kopfes). Der Gang streicht N 15° E und fällt 60° W. Er schneidet diskordant durch die Bändermigmatite im Zentralgneis dieses Gebietes durch. Die Bändermigmatite zeigen folgende Orientierung: s-Flächen: Streichen N 78° E, Fallen 82° S. Faltenachse: Streichen N 63° E, Fallen 18° W. Ein im ganzen Umkreis dieser Lokalität

häufiges Kluftsystem streicht sonderbarer Weise parallel zum Floititgang (siehe Tafel VIII).

Der Gangfloitit nördlich der Zwölfer Spitze im Gstößkar ist 700 *m* lang, bis 3 *m* mächtig und streicht NW. Er durchschlägt einen feinkörnigen, häufig von Bändermigmatiten durchsetzten, stellenweise augigen, stellenweise jedoch massigen und kreuz und quer von Aplit- und Pegmatitgängen durchzogenen Granitgneis. Der Floitit schneidet die Bändermigmatite und das Geflecht der Aplite und Pegmatite scharf durch. Trotz der im allgemeinen geraden Begrenzung des Floititganges, finden sich doch einige Stellen, wo der Floititkörper seitlich mit dem Nebengestein verzahnt ist (unregelmäßige schlierige Lappen, die apophysenförmig im Nebengestein auskeilen). Vielfach läßt sich im Floitit eine deutliche Schieferung beobachten, die annähernd senkrecht zum Gangstreichen verläuft. Sie entspricht zugleich dem flächigen Parallelgefüge des Nebengesteines mit s-Flächen: Streichen N 55° E, Fallen 58° W. Faltenachse: Streichen N 53° E, Fallen 28° S. Die Bildung des basischen Ganges ist somit jünger als die Migmatit-, Aplit- und Pegmatitbildung, jedoch älter als die Prägung des flächigen und linearen Parallelgefüges im Granitgneis.

Problematisch bleiben im allgemeinen die konkordanten Floititvorkommen im Zentralgneis. Es bestehen Konvergenzerscheinungen zwischen basischen Fischen und konkordanten Lamprophyrgängen. Die konkordanten Lamprophyrgänge können natürlich wiederum entweder primäre Lagergänge oder sekundär eingeschlichtete, ehemals diskordante Gänge sein. Da bleibt es dann vielfach dem persönlichen Geschmack des Beobachters überlassen, was er aus der Mannigfaltigkeit des Erscheinungsbildes noch den Lamprophyrgängen und was er den Resten des unverdauten alten Daches (basische Fische) zuzählen möchte. Feldbeobachtungen führen nur in einigen Fällen, wo man den unmittelbaren Zusammenhang der betreffenden Schollen- und Lagenfloitite entweder mit metamorphen Lamprophyrgängen oder mit Amphibolitfischen beobachten kann, zur Klärung. Wir haben dementsprechend auch die Legende zur geologischen Karte vorsichtig gehalten und nur diejenigen Vorkommen als Gangfloitite ausgeschieden, welche bewiesen sind.

Der von W. Senarclens-Grancy aufgefundene basische Gang in der S-Flanke des Jagerkogels (siehe auch F. Angel—R. Staber, 1952b, Seite 24) liegt konkordant im Zentralgneis. Der basische Gang wird 6 *m* mächtig und ist teils von einem Netz feiner Aplitäderchen, teils von 1 *m* dicken, scharf abgegrenzten Aplittrümern durchsetzt. Besonders die dünnen Aplitadern vermitteln den Eindruck, daß nach der Intrusion des Lamprophyrganges aplitische Säfte mobil waren, welche den basischen Gang injizierten. Herrn Dr. W. Senarclens-Grancy sei für die genaue Beschreibung der Lokalität bestens gedankt.

Das Musterbeispiel eines petrographisch gut untersuchten und sehr bequem zugänglichen Floititvorkommens bildet der von A. Köhler (1925) beschriebene Floititgang an der Naßfelder Achenstraße beim Kesselfall (Straßentunnel am linken Ufer der Ache). Eine 2 *m* mächtige Floititlinse ist dem Granosyenitgneis konkordant eingeschaltet. Hier konnte A. Köhler an den seinerzeit frischen Aufschlüssen beim Straßenbau feinkörnige Salbänder im Floitit beiderseits der etwas gröberen Gangmitte

beobachten und somit dieses Vorkommen als lamprophyrischen Lagergang deuten.

Granitgneis mit Vormacht des Kalifeldspates

Porphyrischer Granitgneis aus dem Tauerntunnel

Typischer Zentralgneis (Typozentralgneis) ist der flasrige, mittel- bis grobkörnige Granitgneis aus dem Mittelabschnitt des Tauerntunnels. Wir bezeichnen ihn auch als porphyrischen Granitgneis in Anlehnung an den Ausdruck: „porphyrartiger Granitgneis" von F. Becke (F. Becke und V. Uhlig, 1906).

Die Kalifeldspatleisten erreichen 5 *cm* Länge und werden lidförmig von Muskowitflasern umzogen. Den sperrig angeordneten Kalifeldspaten entsprechend, ist die Hauptschieferungsfläche des Gesteins nicht eben und glatt, sondern wellig. Im Querbruch herrschen Rotationsformen (Inselstrukturen), im Längsbruch unruhig-flasrige Gleitbahnen. Das Bewegungsbild macht den Eindruck eines wenig straff durchgeformten Augengneises, dessen Kalifeldspate noch mehr oder minder sperrig gelagert sind. „Beinahe fühlt man die Walzbewegungen im Gestein und meint, das Knirschen der Gemengteile zu vernehmen" war der treffende Ausspruch eines Geologen beim Anblick des Gesteines und der vorzüglichen Aufschlüsse, aus denen das tektonische Strömen unmittelbar ablesbar erscheint.

Neben den mehrere Millimeter langen Muskowitflasern bleiben die Biotitschüppchen klein (unter 2 *mm*), xenomorph und häufchenförmig angereichert. Mit freiem Auge erkennt man ferner glasklare Quarzzeilen, die sich von den porzellanweißen Feldspatzeilen des übrigen Grundgewebes abheben. Die großen Kalifeldspate sind farblos, meist verzwillingt (Karlsbader Gesetz) und zeigen häufig zonare Einschlußringe aus Biotit und Plagioklas.

Im Mikroskop erweist sich das Gestein als Blastomylonit.

Der Kalifeldspat tritt in zwei Generationen auf:

Die ältere Generation (Typus Knaf III) bildet die Großindividuen (meist Karlsbader Zwillinge). Es handelt sich um faser- bis aderperthitischen Mikroklin ohne harte Gitterung (sogenannter „flauer" Mikroklin). Die zahlreichen Einschlüsse der übrigen Gemengteile in diesem Kalifeldspat sind teils regellos verteilt, teils folgen sie als zonare Einschlußringe den kristallographischen Wachstumsflächen des Kalifeldspates (Endflächen und aufrechte Prismenflächen).

Die jüngere Generation (Typus Knaf II) bildet den Kalifeldspat des Grundgewebes und die Randsäume der Großindividuen. Die Körner dieser jüngeren Generation sind meist unverzwillingt, perthitarm bis perthitfrei. Es handelt sich stets um xenomorphen Mikroklin mit teils flauer, teils harter Gitterung. Einschlüsse der Mineralien des Grundgewebes wurden vom wachsenden Kalifeldspat der jüngeren Generation nicht desorientiert und blieben daher als helizitische Einschlußzüge erhalten. Man findet die helizitischen Einschlußzüge also mitunter in den Anwachssäumen der großen Kalifeldspate und in den kleinen Kalifeldspatkörnern des Grundgewebes. Zonare Einschlußringe fehlen der jüngeren Kalifeldspatgeneration.

Zu den hysterogenen Bildungen, welche hauptsächlich in Klüften und Zerrüttungszonen (Kluftbreccien) als gesteinsbildende Gemengteile vorkommen, gehört der Adular. Er erweist sich in der Kluftbreccie des

Radhausberg-Unterbaustollens, Stollenmeter 2050, unter dem Mikroskop als monoklin. Sein vielleicht pseudomonokliner Charakter müßte erst durch Röntgenuntersuchung festgestellt werden.

Der Anorthitgehalt des Plagioklas im porphyrischen Granitgneis beträgt 15—0%. Mindestens zwei Generationen sind zu unterscheiden:

Die ältere Plagioklasgeneration (Typus Plag III) ist durch leistenförmige, verhältnismäßig große (maximal 3·5 *mm*) und polysynthetisch nach dem Albitgesetz, selten nach dem Periklingesetz verzwillingte Individuen gekennzeichnet, die meist die charakteristische Feldspatfülle (hauptsächlich Hellglimmermikrolithe; dazu Klinozoisit, größere Muskowit- und Biotitblättchen, Epidote) enthalten. Diese ältere Plagioklasgeneration tritt sowohl im Grundgewebe des Gesteines, als auch in Form von Einschlüssen in den Großindividuen des Kalifeldspates auf. Sie wird von Kalifeldspat korrodiert (schwammförmige Kalifeldspatisation des älteren Plagioklas und schwache Myrmekit I-Bildung).

Die jüngere Plagioklasgeneration (Typus Plag II und I) findet sich sowohl als selbständiges Korn im Grundgewebe und in den Kalifeldspatgroßindividuen, als auch als Randsaum um die Körner der älteren Plagioklasgeneration oder in Zusammenhang mit der Perthitbildung im Knaf III. Ferner verdrängt die jüngere Plagioklasgeneration in Form des Myrmekitplagioklas die älteren Kalifeldspate (Knaf III). Es handelt sich dabei um die in unserem Gestein überaus zahlreichen und sehr großen Warzen (Myrmekit Typus II), welche vom Rande her mit konvexen Formen in den Kalifeldspat hineinwachsen. Es sind regelrecht zapfenförmige Gebilde, die bis 0·7 *mm* groß werden und zweifellos postmikrokliner Entstehung sind, also dem Typus Myrmekit II angehören.

Man erkennt die jüngere Plagioklasgeneration daran, daß es sich in der Regel um xenomorphe, nur wenig verzwillingte Kristalle (Plag II), Einfachzwillinge und nicht verzwillingte Körner (Plag I) mit wenig oder keiner Feldspatfülle handelt. Die Messungen ergaben meist beinahe reinen Albit (0—5% An). In einigen Dünnschliffen unseres Gesteines findet sich aber auch invers zonarer Plagioklas (Kern 4% An; Hülle 15% An), der nach Ausbildung, Auftreten und Größe ebenfalls zur jüngeren Plagioklasgeneration zu rechnen ist. Der invers zonare Plagioklas wächst nicht nur im Grundgewebe, sondern tritt auch randlich in die Kalifeldspate ein. Auch als Einschluß in Kalifeldspat kommt er vor. Am Rande des Kalifeldspates bildet er konvex gegen den Kalifeldspat vordringende Zapfen.

Schachbrettalbit fehlt vollkommen.

Quarz ist in der Regel xenomorph entwickelt und mit Ausnahme der feinen Bläschenzüge einschlußfrei. Stellenweise finden sich idiomorphe Quarzkörner als Einschlüsse in großem Kalifeldspat. Biotit ist korrodiert und zusammen mit Epidot, Titanit, Muskowit, Granat und Apatit putzenförmig angereichert. Muskowit bildet breite Flaserzüge. Pleochroitische Höfe in Biotit um Einschlüsse von Zirkon und Titanit. Monazit konnten wir als Einzelkorn im Grundgewebe beobachten.

Der stoffliche Bestand des Gesteines ist durch die chemischen Analysen (F. Becke, 1912, F. Angel, 1954, und neue Analyse siehe Seite 78, Probe Nr. 1) als granitisch gekennzeichnet. Das volumetrische Verhältnis der Gesteinsgemengteile kann wegen der ungleichmäßigen Korngröße nur geschätzt werden (siehe Seite 79).

Bezüglich der Beziehungen von differentieller Durchbewegung des Gesteines und Kristallisation der Gemengteile läßt sich folgendes aussagen:

Trotz der lebhaften Bewegungsbilder im Gestein sind die Gemengteile wenig gequält. Blastisches Wachstum der Gemengteile und Rekristallisation haben zeitlich die unmittelbaren mechanischen Bewegungsvorgänge überdauert. Es handelt sich also um einen ganz typischen Blastomylonit. Die großen Kalifeldspate zeigen Drehungserscheinungen, Plättung (parallel zur Hauptschieferungsebene) und linsenförmige Ausquetschung. Doch die Ränder dieser großen deformierten Kalifeldspate weisen meist keine scharfen Kanten und Ecken, sondern häufig xenomorphe Verzahnungen mit amöbenförmigen Ausstülpungen ins nachbarliche Grundgewebe auf. Die Kalifeldspate sind also vielfach noch nach der Deformation weitergewachsen. Wo Sprünge und Klüfte während der Deformation im Kalifeldspatkorn aufrissen, haben sie sich wieder geschlossen und sind ausgeheilt (regeneriert).

Der Vergleich mit anderen Gneistypen bringt die kennzeichnenden Merkmale des Typozentralgneis vom Tauerntunnel noch deutlicher an den Tag. So sind z. B. die Kalifeldspate des Granitgneis der Rote Wand-Modereckdecke eckig begrenzte Porphyroklasten, häufig mit harter Mikroklingitterung und optischen Anomalien („Kaltreckung"). Der Mauterndorfer Gneis des unterostalpinen Deckensystems besitzt viel kräftiger zertrümmerte Kalifeldspate, die lamellenförmig gespalten wie Holzscheite sind, die mit der Hacke zerkleinert wurden.

Das charakteristische Merkmal im mikroskopischen Bild des Typozentralgneis vom Tauerntunnel besteht also darin, daß die großen Kalifeldspate verhältnismäßig wenig Rupturen aufweisen, daß die Körner unter gekreuzten Nikols verhältnismäßig nur schwach undulös sind und daß blastische Randsäume häufig die Grenzen zwischen Großindividuen und Gesteinsgrundgewebe markieren. Die Myrmekitwarzen (Myrmekit II), welche randlich in den Kalifeldspat hineinragen, sind nicht oder kaum deformiert. Quarz löscht oft spiegelklar aus, sowohl im Grundgewebe als auch als Einschluß. Dasselbe gilt für Plagioklas. Die Glimmer sind prä- bis parakristallin deformiert.

Im porphyrischen Granitgneis des Tauerntunnels befinden sich zahlreiche, biotit- und granatreiche, fein- bis mittelkörnige basische Fische. Ihre Größen schwanken von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Während des Tunnelbaues wurden sie zu Hunderten beobachtet (F. Becke); wir fanden sie im entsprechenden porphyrischen Granitgneis des Radhausberg-Unterbaustollens wieder. Becke (1912) teilt auch die chemische Analyse eines solchen basischen Fisches aus dem Tauerntunnel (Nordabschnitt, Meter 3780) mit und bemerkt, daß sein Chemismus dem Sedimentfelde bei der Projektion der chemischen Daten nahekommt. Das mikroskopische Bild dieses basischen Fisches vom Tauerntunnel Meter 3780 aus Beckes Gesteinssammlung (Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Wien) zeigt folgendes:

Der Kalifeldspat ist als Knaf II entwickelt. Es handelt sich um nicht verzwillingten, perthitfreien, xenomorphen, flauen Mikroklin, der bis 3 *mm* Größe erreicht und sehr viele Einschlüsse der übrigen Gemengteile enthält. Mitunter sind die Einschlüsse in Form von helizitischen Zügen im Kalifeldspat angeordnet. Am Aufbau der helizitischen Einschlußzüge beteiligen

sich Granat, Muskowit, Plagioklas, Biotit, Chlorit und Epidot. Der Achsenwinkel des Mikroklins beträgt $2\,V\alpha = 66°$. Der Plagioklas (2·5 *mm*) hat 15—18% Anorthitgehalt und ist stellenweise schwach invers zonar. Er ist stets xenomorph und reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile (helizitische Einschlußzüge). Echte Feldspatfülle fehlt. Als Zwillingsgesetz herrscht das Periklingesetz quantitativ sehr stark gegenüber dem Albitgesetz vor. Neben nicht oder einfach verzwillingten Individuen finden sich dicht polysynthetisch verzwillingte Plagioklase mit Einschlußzügen des Grundgewebes. Man wird daher sämtliche Feldspate dieses basischen Fisches der jüngeren Feldspatgeneration des Granitgneis zuordnen dürfen. Quarz (2 *mm*) ist xenomorph entwickelt und zeigt nur dort, wo er in Feldspat eingeschlossen ist, mitunter gerade Kantenabschnitte, welche einer kristallographischen Anwachsfläche des umschließenden Feldspates parallel verlaufen. Myrmekit ist wenig vorhanden. Ferner: Biotit, Muskowit, viel Granat, Epidot, Titanit, Apatit, Chlorit und rhomboedrisches Karbonat.

Aplite und Pegmatite durchschlagen den porphyrischen Granitgneis. Teils sind sie der Hauptschieferungsfläche des Gneis konform angeordnet, teils schlagen sie diskordant durch, ohne allerdings jemals wirklich scharfe Grenzen gegen das Nebengestein zu zeigen.

In den Apliten und Pegmatiten herrscht Kalifeldspat gegenüber Plagioklas vor. In Pegmatit erreichen die großen Kalifeldspate 10 *cm* Länge. Die Muskowitblättchen werden bis 2·5 *cm* groß. Flächiges Parallelgefüge ist sowohl in den Apliten, als auch in den Pegmatiten meist sichtbar und geht mit dem Parallelgefüge des Nebengesteins (Gneis) konform.

Pegmatitproben aus dem Tauerntunnel (alte Tunnelkilometrierung, Nordabschnitt Meter 2700) und Radhausberg-Unterbaustollen (Meter 2335) zeigen aderperthitischen Knaf III, reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Plag III, II und I sind vorhanden. Auffällig ist sehr starke Kalifeldspatisation des Plagioklas. Myrmekit fehlt. Kalifeldspat ist stellenweise idiomorph gegen Quarz ausgebildet. Als gut entwickelte Einschlußringe sind Plagioklase parallel den Endflächen und aufrechten Prismenflächen des Kalifeldspates in demselben eingeschlossen. Radialstrahlige Aggregate von Muskowit und Chlorit kommen vor. Ferner: Biotit, Titanit, Epidot, Apatit und rhomboedrisches Karbonat.

Quarzgänge sind jünger als die Pegmatite. Quarzgänge mit feldspatigen Salbändern hat F. Becke aus dem Tauerntunnel beschrieben.

Obertags baut der porphyrische Granitgneis große Teile des Hölltorkernes auf: Zum Beispiel das Gebiet Gamskarl Spitze—Göttinger Spitze—Grünecker See—Kleiner Tauernsee, das Anlauftal um die Radeck Almen, den Gipfel des Rauchzagl Kogels, Glaserer usw.

Die basischen Fische (Biotitschieferlagen) erweisen sich häufig als spätere Gleitflächen. In der S-Wand der Göttinger Spitze beobachtet man Winkeldiskordanzen zwischen hangendem und liegendem Gneis solcher Biotitschieferlagen (an einer Stelle z. B. beträgt die Winkeldiskordanz 35°; die basischen Fische sind hier bloß einige Zentimeter mächtig). Reichlich sind basische Fische im Gebiet der Gamskarl Spitze, des Grünecker Sees und südlich vom Römer Kopf (Kleiner Tauernsee) vorhanden. Die Kalifeldspatleisten erreichen beim Kleinen Tauernsee 7 *cm* Länge. N—S streichende diskordante Aplite, Pegmatite und Quarzgänge durchsetzen den porphyrischen Granitgneis z. B. in großer Menge im Gebiete der Göttinger Spitze.

Die Aplitadern gehen stellenweise in diffus feldspatisierte Gneispartien über. Diskordante Quarzgänge streichen im Raume um die Gamskarl Spitze N 75° W und stehen saiger. In sekundären Hohlräumen des Gneis finden sich Kalzitschwielen.

Porphyrischer Gneisgranit

In den tektonisch tieferen Lagen der Gneiswalze des Hölltorkernes geht der porphyrische Granitgneis allmählich in ein granitähnliches Gestein über, welches wir als porphyrischen Gneisgranit bezeichnen (Südabschnitt des Tauerntunnels von *km* 8·035 bis 7·811; obertags: SE-Flanke der Hindenburghöhe, Weißenbachkar, Korntauern, Römerkopf, Knallkar, Hölltorkogel, Hintere Prossau, Ochsensteig und Keeskogel).

Ohne scharfe Grenze tritt das flächige und lineare Parallelgefüge zurück, so daß stellenweise wenig geschieferte Typen auftreten. Das Gesteinsgrundgewebe wird gröber, die Anordnung in Feldspat- und Quarzzeilen verschwindet und weicht einer eugranitischen Anordnung der bedeutend größeren und makroskopisch gut erkennbaren Quarz- und Feldspatkörner des Grundgewebes. Die großen Kalifeldspate sind scheinbar mehr oder minder regellos im Gestein orientiert. Muskowit tritt zurück und fehlt mitunter vollkommen. Biotit bildet 2—3 *mm* große, häufig sechseckige Blättchen.

Neben diesen schon makroskopisch deutlichen Merkmalen liefert das mikroskopische Bild des Gesteines wenig zusätzliche Unterschiede gegenüber dem vorgenannten porphyrischen Granitgneis. Im Prinzip sind Ausbildung und Beziehung der Gemengteile zueinander in beiden Gesteinen ganz analog.

Häufiger als im Granitgneis erweist sich der im großen Kalifeldspat des Gneisgranits eingeschlossene Quarz als idiomorph. Die großen Kalifeldspate zeigen im Gneisgranit nur geringe Umlagerung der perthitischen Substanz. Man trifft oft schön regelmäßigen Faserperthit an. Prächtige zonare Einschlußringe aus Plagioklas und Biotit sind in den großen Kalifeldspaten entwickelt. Anorthitgehalt und Ausbildung der Plagioklase entsprechen denen des vorgenannten Granitgneis. Auch die jüngeren Feldspatgenerationen und den postmikroklinen Myrmekit (Myrmekit II) findet man analog wie im porphyrischen Granitgneis. Der Anorthitgehalt von sechs eingemessenen Plagioklaskörnern im Gneisgranit beträgt 0—4%.

Schachbrettalbit fehlt meistens. Nur in der Hinteren Prossau wurde in einer Gesteinsprobe des Gneisgranits beginnende Schachbrettalbitisation der großen Kalifeldspate beobachtet. In dieser Probe fehlt Myrmekit. Ansonsten sind die charakteristischen Reaktionsgefüge des Gneisgranits ebenso wie im porphyrischen Granitgneis durch Kalifeldspatisation des alten Plagioklas (Plag III) und Myrmekitbildung im Kalifeldspat (Myrmekit Typ II) gekennzeichnet.

Schön idiomorphe und verhältnismäßig großkörnige Entwicklung des Biotits und der Nebengemengteile (Granat, Epidot, Titanit, Apatit, Orthit, Zirkon) sind für den Gneisgranit bezeichnend. Der Biotit ist häufig mit einem Schwarm von Titanitkörnchen gefüllt (Entmischung). Um Titanit und Zirkon in Biotit beobachtet man radioaktive Höfe. Die im Grundgewebe des Gesteines recht häufigen und verhältnismäßig groß entwickelten Epidotkörnchen (0·8 *mm*) sind farblos und zeigen schwache bis mittlere Doppelbrechung; idiomorph leistenförmig mit korrodierten Rändern. Die Epidotkörner sind einschlußfrei und mitunter verzwillingt. Ihre Achsenebene

liegt senkrecht zur Hauptzone. Achsenwinkel $2\,V\alpha = 81—89°$. $\alpha/z = 26°$. Es handelt sich also um einen eisenarmen Pistazit. Orthit bildet in ihm große Kerne.

Aplit- und Pegmatitgänge sowie basische Fische und Schollen finden sich im Gneisgranit in ähnlicher Ausbildung wie im porphyrischen Granitgneis. Häufig bildet der Gneisgranit glatte Felswände (z. B. Scheinbretter Kogel, Hölltorkogel, Keeskogel). In ganz ähnlicher Entwicklung wie im Hölltorkern baut porphyrischer Gneisgranit jenseits des östlichen Kartenrandes das mächtige Granitmassiv der Hochalmspitze auf. Die automorphen Kalifeldspate werden dort 10 *cm* lang und zeigen zonare Einschlußringe von Plagioklas und Biotit. Aplite und Pegmatite schlagen in großer Zahl und Dichte kreuz und quer durch (z. B. Elendköpfe und Felsinsel im Firnfeld P. 3115). Steile Klüfte bedingen zackige Gratformen.

Fein- bis mittelkörniger Granitgneis

Nach den Beobachtungen von F. Becke bildet dieses Gestein im Nordabschnitt des Tauerntunnels den allmählichen Übergang zwischen porphyrischem Granitgneis und Forellengneis. Es findet sich im Tunnel zwischen *km* 0·7 und 2·3. Obertags baut solcher fein- mit mittelkörniger Granitgneis mit Kalifeldspat-Vormacht z. B. den Toten Stein nördlich der Gamskarl Spitze und im Gebiete nördlich des Kötschachtales den Plattenkogel und Mandlkopf auf.

Aus der Sammlung F. Beckes haben wir die betreffenden Proben aus dem Tauerntunnel untersucht. Die Kalifeldspate erreichen 1 *cm* Größe. Muskowit bildet Flasern, die bereits an die bedeutend größeren Flasern der Forellengneise erinnern. Biotit ist schuppig im Gestein verteilt. Im allgemeinen ist dieser Granitgneis recht glimmerarm und mitunter eher massig entwickelt.

Die Kalifeldspate der größeren Körner sind flaue, nur schwach perthitische Mikrokline. Der Achsenwinkel ist klein: $2\,V\alpha = 58°$ Quarz, der im Kalifeldspat als Einschluß vorkommt, hat idiomorphe Umrisse und löscht spiegelglatt aus (Schonung vor mechanischer Einwirkung im Gegensatz zum undulös auslöschenden Quarz außerhalb des Kalifeldspates). Amöbenförmige, buchtenreiche Umrisse der größeren Kalifeldspate am Rande zum Grundgewebe zeigen, daß die Kristallisation des Kalifeldspates die Gesteinsdurchbewegung teilweise überdauert hat. Die kleinen Kalifeldspate des Grundgewebes sind stark gegitterte, perthitfreie Mikrokline. Der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 0—11%. Plag III zeigt reichliche Füllung mit Hellglimmermikrolithen. Invers zonarer Plagioklas (Kern 8% An; Hülle 11% An) kommt vor. Die charakteristischen Reaktionsgefüge sind: Kalifeldspatisation des Plag III und Myrmekit Typ II-Bildung im Kalifeldspat. Schachbrettalbit fehlt vollkommen. Biotit und Muskowit sind annähernd zu gleichen Teilen vertreten. Es finden sich korrodierte Granatskelette (0·3 *mm*), in deren Nachbarschaft zahlreiche kleine Epidotkörnchen siedeln. Diese Erscheinung erinnert sehr an den räumlich benachbarten Forellengneis und an linsenförmige Epidotanreicherungen im Riesenaugengneis, welche wir somit wohl richtig als Granatpseudomorphosen gedeutet haben (Ch. Exner, 1951 a). Als Nebengemengteile sind ferner noch Chlorit, Sagenit, Erz, Titanit, Apatit und Zirkon zu nennen.

Nach den Beobachtungen Beckes treten zahlreiche Pegmatite in Form von Gängen, feinen Adern und als Schlieren im fein- bis mittelkörnigen Granitgneis des Tauerntunnels auf. Ein 0·5 *m* mächtiger, diskordanter Pegmatitgang schlägt z. B. bei Tunnelmeter 870/887 durch den Gneis durch. Die Handstücke dieses Gesteines machen ebenso wie der Granitgneis einen mechanisch beanspruchten und verschieferten Eindruck. Die Kalifeldspate dieses Pegmatits sind Mikroklin-Aderperthite und werden 10 *cm* groß; die Muskowittäfelchen erreichen einige Zentimeter Durchmesser. Im Pegmatit finden sich invers zonare Plagioklase mit Kern 2% An und Hülle 5% An. Außerdem gibt es in diesem fein- bis mittelkörnigen Granitgneis auch diskordante, einige Zentimeter dicke Quarzgänge mit Quarz-Feldspat-Salband (Belegstück in der Sammlung F. Beckes).

Feinkörnige aplitische Gneisgranite mit Vormacht des Kalifeldspates findet man im Kötschachtal, wo sie Übergänge zum kleinkörnigen Gneisgranit mit Albitvormacht des Großarltales darstellen dürften. So zeigt z. B. der aplitische Gneisgranit in der NW-Flanke des Böcksteinkogels (Kötschachtal) noch Kalifeldspat-Vormacht auf (hartgegitterter Mikroklin; gefüllter Plagioklas; viel Quarz. Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Muskowit, Epidot, Erz und Titanit. Reaktionsgefüge fehlen). Feinkörniger Gneisgranit mit bläulichem Quarz findet sich in der Kötschachtal-N-Flanke südöstlich der Jagdhütte Glaserer.

Eine sehr große Verbreitung haben Aplitgneise in den Migmatiten. Sie bilden intrusive Lager und Gänge, diffuse Wolken, Band-, Schollen- und Netzmigmatite (F. Angel). Schon von F. Angel immer wieder betont und auch von uns später an vielen Orten unseres Arbeitsbereiches gefunden, ist die interessante Erscheinung, daß in solchen aplitdurchtränkten Schiefern idiomorphe große Kalifeldspate im Schiefergewebe, abseits der aplitischen Substanz, also dort, wo der präexistierende Schiefer dem Eindringen der aplitischen Substanz mehr Widerstand entgegensetzte, aufsprossen. Wo der Schiefer zur Gänze in aplitischen Nebulit umgewandelt wurde, finden sich im allgemeinen keine großen Kalifeldspatkristalle von mehreren Zentimetern Länge. Aber dort, wo unmittelbar neben den Apliten die ursprüngliche Schiefersubstanz bewahrt blieb, finden sich isolierte, mehrere Zentimeter große und automorphe Kalifeldspatkristalle mit regelmäßigen zonaren Einschlußringen. Man hat den Eindruck, hier konnte der Feldspat in Ruhe metasomatisch kristallisieren und wurde nicht von zahlreichen, gleichzeitig metasomatisch wachsenden Feldspaten (aplitischer Bereich) gehindert. Beispiele: Im Forellengneis unmittelbar westlich der Kleinelendscharte gibt es in den Muskowitfischen (Forellen) 2·5 *cm* große, automorphe Kalifeldspatkristalle mit prächtigen Muskowit-Einschlußringen. Sie sind auf die Fische beschränkt; außerhalb der Fische bleiben die Feldspate klein. Eine analoge Ausbildung zeigen die Biotitschiefer-Fische im Aplitgneis um den Kleinen Tauernsee. Auch hier finden sich nur in den Biotitfischen große Kalifeldspatkristalle.

Granitischer Augengneis

Der eingangs geschilderte porphyrische Granitgneis geht dort, wo die großen Kalifeldspate weniger sperrig angeordnet, sondern linsen- und walzenförmig ins lineare und flächige Parallelgefüge des Gesteines eingeschlichtet sind, in die bekannten Augengneise über. Stofflich (Chemismus

und Mineralbestand) haben sie granitische Zusammensetzung, strukturell handelt es sich um Gneise, mineralfaziell gehören sie so wie die übrigen Tauerngesteine der Albitepidotamphibolitfazies bis Grünschieferfazies, also Meso- bis Epizone an. Die Nomenklatur solcher Gesteine ist bisher wenig fixiert und das Grundübel besteht darin, daß häufig schon in die Nomenklatur hypothetische, genetische Vorstellungen hineingenommen werden. Mitunter spricht man von „Augengranitgneis" oder sogar von „Augengranit" Wir benützen den Ausdruck granitischer Augengneis und wollen damit in erster Linie das Gestein als einen Gneis mit Feldspataugen kennzeichnen und durch das Eigenschaftswort granitisch rein beschreibend aussagen, daß Chemismus und Mineralbestand des Gesteines der Zusammensetzung eines Granits entsprechen.

Die granitischen Augengneise mit Vormacht des Kalifeldspates bauen den in unserer Gasteiner geologischen Umgebungskarte enthaltenen Teil des Sonnblick Kernes und verschiedene Bereiche des Hölltorkernes auf. Eine vorzügliche Beschreibung der Augengneise des Sonnblick Kernes lieferte S. Prey (1937). Es konnten verschiedene Deformationsstadien der älteren Feldspate unterschieden werden. Zugleich mit dem Wachsen der jüngeren Plagioklasgeneration erfolgte eine schrittweise Zertrümmerung und Ausheilung (Regeneration) der älteren Feldspate. Angriffe, welche Ch. Exner (1949 e) gegen die Arbeitsmethode von S. Prey und einige Anschauungen von H. P. Cornelius und S. Prey gerichtet hat, nehmen wir heute als übereilt und ungerechtfertigt vollinhaltlich zurück. Tatsächlich bildeten die gründlichen petrographischen Untersuchungen von S. Prey einen wesentlichen Ausgangspunkt, an den unsere eigenen Studien vielfach anknüpften. Eine extreme Ansicht, welche wir vorübergehend wohl hauptsächlich unter dem Einfluß der ausländischen Literatur über Granitisation vertraten (Ch. Exner, 1949 e; Ch. Exner—E. Pohl, 1951), haben wir selbst, besonders unter dem Eindruck der Ergebnisse von G. Frasl, rasch wieder aufgegeben (Ch. Exner, 1951 a, 1953). Wir dachten damals vorübergehend, daß sämtlicher Feldspat im Tauerngneis alpidisch kristallisierte, wobei wir uns das alte Schieferdach und den variszischen Granit zur Gänze alpidisch umkristallisiert und durch alpidische Stoffzufuhr intensiv metasomatisch verändert vorstellten. Heute bauen wir auf den guten Ergebnissen von H. P. Cornelius und S. Prey weiter.

Im Gebiete um Gastein untersuchten wir besonders den wegen seiner über 10 *cm* großen Kalifeldspat-Kristallaugen als „Riesenaugengneis" bezeichneten Augengneis, welcher den W-Rand des Hölltorkernes unter den Schiefern der Woisgenserie (Gasteiner Mulde) aufbaut. Untertags ist er im Radhausberg-Unterbaustollen aufgeschlossen und zeigt dort 160 *m* Mächtigkeit. Chemische Analyse siehe Seite 78, Probe Nr. 2.

Aus der genauen Beschreibung (Ch. Exner, 1951 a) sei hier bloß hervorgehoben, daß auch im Riesenaugengneis die beiden Feldspatgenerationen gut unterscheidbar sind. Der alte Plagioklas (Plag III mit Fülle) blieb stellenweise als Einschluß im alten Kalifeldspat (Knaf III) erhalten und fehlt im Grundgewebe. Das Grundgewebe des Gesteines zeigt straffen Zeilenbau und führt nur Feldspate der jüngeren Generation. Der Plagioklas hat 0—3% Anorthitgehalt. Invers zonarer Albit ist auf das Grundgewebe beschränkt. Idiomorpher Quarz kommt als Einschluß in Knaf III vor. Das Wachsen des jungen Randsaumes (Knaf II) um die alten Karlsbader

Zwillinge (Knaf III) läßt sich besonders deutlich an der Karlsbader Zwillingsnaht verfolgen. Die scharfe Zwillingsnaht des Knaf III geht nach außen in eine krumme, unregelmäßige Verwachsungsfläche über (Knaf II). Die charakteristischen Reaktionsgefüge im Riesenaugengneis sind Kalifeldspatisation des alten Plag III und postmikrokline Myrmekitbildung (Myrmekit II) im älteren Kalifeldspat. Sie entsprechen also den Reaktionsgefügen des porphyrischen Granitgneis und Gneisgranit.

Obertags findet man den Riesenaugengneis gut aufgeschlossen beim Woisgensee. 10 *cm* lange, zerrissene Kalifeldspate zeigen Fugen (ac-Risse), die von Quarz ausgeheilt sind. Riesenaugengneis setzt auch den E-Kamm des Hohen Stuhles unter den Woisgenschiefern zusammen. Dort wurden Steinbrüche im Riesenaugengneis im Zuge der Lawinenverbauung angelegt. Anstehend trifft man Riesenaugengneis auch im sogenannten „Loch" (tiefes Trogtal des Höhkarbaches südsüdwestlich vom Nordportal des Tauerntunnels), u. zw. in der Nähe des zum Höhkar führenden Steiges in der Rinne, welche von P. 1849 der österreichischen Karte 1 : 25.000 herunterkommt. Man kann hier so wie im Radhausberg-Unterbaustollen die Übergänge vom Riesenaugengneis zum porphyrischen Granitgneis sehen.

Granitgneisphyllonit und Weißschiefer

Lokale Zonen besonders intensiver Durchbewegung im Granitgneis unter physikalischen Bedingungen, bei denen die ältere Feldspatgeneration (Knaf III und Plag III) bereits instabil war, jedoch die Kristallisation von Muskowit, Chlorit, Quarz und der jüngeren Feldspatgeneration (Plag II, Plag I, Knaf II) noch vor sich ging, sind durch die eigenartigen Gneisphyllonite gekennzeichnet. Feldgeologisch beobachtet man Übergänge von den bisher besprochenen Granitgneisen, Gneisgraniten und Augengneisen zu dünnschiefrigen phyllitischen Gesteinen, in denen vor allem Muskowit und Quarz angereichert sind.

Die großen Kalifeldspatleisten der porphyrischen Granitgneise können zu pappendeckeldünnen Lagen ausgeplättet sein, die häufig die ursprüngliche Leistenform in ihren Umrissen noch erkennen lassen. Kleinfältelungen, enge Zeilen im Längsbruch, Rotationsformen im Querbruch, mit Muskowit und Chlorit ausgeschmierte Flächen des Hauptbruches, Verschwinden der älteren Feldspatgeneration, Anreicherung von Quarz und Muskowit, Porphyroblastenbildung von Albit (Plag II, Plag I) und selten Kalifeldspat (Knaf II) mit helizitischen Einschlußzügen ergibt Gesteine von glimmerschiefrigem, phyllitischem bis quarzitischem Aussehen. In vielen Fällen ist es nicht einfach, die Gneisphyllonite (sekundär aus Granitgneis infolge Durchbewegung, Stoffwechsel und Umkristallisation entstandene Gesteine phyllitischen, glimmerschiefrigen oder quarzitischen Aussehens) von primären Glimmerschiefern (sedimentäre oder konkretionäre alte Fische im Granitgneis) zu unterscheiden, welche natürlich ebenfalls im Zuge junger Durchbewegung und Umkristallisation vielfach ein phyllitisches Aussehen und phyllitischen Mineralbestand angenommen haben. Das gleiche gilt auch für primäre sedimentäre Phyllit- und Quarzitfische im Zentralgneis.

Das Endprodukt der phyllonitischen Umprägung des Granitgneis, Gneisgranit und Augengneis sind reine Quarz-Muskowitschiefer (Weißschiefer) und Quarzite. Beide könnte man ohneweiters nach makro- und mikroskopischem Aussehen und chemischer Beschaffenheit für einfache,

progressiv metamorphe Umwandlungsprodukte aus tonigen bis reinen Sanden halten. Das wäre aber vollkommen danebengegriffen. Denn wir haben in unserem Gebiete an vielen Stellen schöne und deutliche feldgeologische Übergangsreihen vom Granitgneis bis zum Weißschiefer und Quarzit. Von den zahlreichen Stellen, wo man Rucksäcke voll mit eindeutigen Übergangsserien (Handstückproben, die schrittweise den Übergang zeigen) wegschleppen kann, empfehlen wir besonders den Hohen Goldberg (nördlich der „Wintergasse" in 2600—2700 *m* Seehöhe) und außerhalb des Kartenbereiches das Kleine Fleißtal bei Heiligenblut (hinter dem „Alten Pocher" am Fuße der Felswand P. 2035 der österreichischen Karte 1 : 25.000).

Es sind nicht nur viele Scherzonen innerhalb der Granitgneiskörper mit Phylloniten, Weißschiefern und tektonischen (nicht sedimentogenen) Quarziten ausgekleidet, sondern ganz besonders natürlich auch die Randstreifen der Massive gegen die viel beweglichere und gleitfähigere Schieferhülle. Die besseren Ausweichmöglichkeiten erzeugten weithinstreichende, den Rand des Granitgneis begleitende Quarzit- und Phyllonitzonen. Zum Unglück beginnt auch die sedimentogene Serie der Schieferhülle über dem Granitgneis häufig mit Quarzit (z. B. Stubner Kogel). Es wird dann für den Beobachter innerhalb einiger Meter Gesteinsmächtigkeit in dieser Grenzserie derzeit unmöglich, zu entscheiden, wo der phyllonitisierte Granitgneis aufhört und der sedimentogene Quarzit (vielleicht stellenweise auch Arkose) beginnt. Diese Problematik kann man sehr gut studieren, wenn man von der Bergstation der Stubnerkogel-Seilbahn (Gondellift) am bequemen Fußsteig zur Zitterauer Scharte geht. Im Abstieg zur Scharte quert man die Grenze der sedimentären Hülle zum Granitgneis (Siglitzgneis), die durch Quarzite teils sedimentogener, teils gneisphyllonitischer Herkunft durchgeht. In der Scharte selbst befindet man sich bereits im Granitgneisareal, das von phyllonitischen Bewegungshorizonten durchschert ist, wobei sich wiederum im Zuge der Phyllonitisation reine Quarzitlagen (Platten in der Scharte) einstellen.

Gneisphyllonite finden sich längs des N- und W-Randes des Hochalm-Ankogelmassivs angereichert. Sie spielen im Bereiche der Mallnitzer Walze (Hölltorkern) bei Mallnitz und an der Grenze des Granitgneis zu den Glimmerschiefern der Seebachzone (Ankogelmulde) eine bedeutende Rolle. Sie prägen weithin die Stirnfront des Sonnblick Kernes und können z. B. im Gebiete der Jamnig Alm (N-Wände der Astrom Spitze) gut beobachtet werden. Das sind ziemlich willkürlich herausgegriffene Beispiele. Es wird später einmal im Zuge einer großmaßstäblichen Detailkartierung eine interessante und dankbare Aufgabe sein, die Phyllonitzonen ebenfalls in der geologischen Karte darzustellen.

Zu welchen Fehlschlüssen man bei Nichtberücksichtigung des Erscheinungsbildes der phyllonitischen Scherzonen im Zentralgneis gelangen kann, zeigt das Beispiel des Viehzeitkogels (zwischen Anlauftal und Korntauern). Dieser Berg hat eine ziemlich steile, kegelförmige Gestalt und besteht aus gefaltetem porphyrischem Granitgneis mit Weißschieferlagen. Angeregt durch die magmatistischen Hypothesen in der „Geologie von Österreich" (Schaffers Handbuch 1938 und diesbezüglich leider unveränderte zweite Auflage 1951) hat der um die Erforschung des Gasteiner Raumes sehr verdiente Physiker G. Kirsch dann in Unkenntnis der phyllonitischen Bewegungsvorgänge im Gneis den Kegel des Viehzeitkogels als

morphologisch erhaltenen Eruptionsschlot der jüngsten granitischen Magmaeruption gedeutet. Das gehört zum selben Kapitel wie die ebenfalls durch keine geologischen Tatsachen gestützten Annahmen eines Ausflusses des Granosyenit-Magmas aus Gasteiner Quellspalten (G. Kirsch) oder der Schwinnerschen Konstruktion von drei Magmaschüben aus der „Gasteiner Spalte". Man findet aber nicht nur bei Physikern, sondern auch bei den der geologischen Sachlage doch näherstehenden Mineralogen mitunter Tendenzen, einfach mit Scheuklappen an den Phylloniten im Zentralgneis vorbeizusehen und die Phyllite, Quarzite und glimmerschieferartigen Gesteine im Zentralgneis — je mehr, desto lieber — als vom Magma umschlossene, reliktische Reste des Schieferdaches samt und sonders aufzufassen. Es mag dies vor allem darauf zurückgehen, daß bisher zu wenige phyllonitische Gesteinsproben und Übergangsserien beschrieben und abgebildet wurden.

Chemische Analyse liegt erst von einem Vorkommen unseres Gebietes vor. Es handelt sich um die 5 *m* mächtige Weißschieferlinse im Granitgneis am Weg, der durch das sogenannte „Loch" zum Höhkar hinaufführt (F. Becke). Der Steig ist dort, wo der Weißschiefer gequert wird, versichert. Es handelt sich um Disthen führenden Quarzmuskowitschiefer. Die chemische Analyse hat U. Grubenmann 1907 in seinem Buche über die kristallinen Schiefer (II. Teil, Seite 61) mitgeteilt. Der Weißschiefer vom „Loch" zeigt unter dem Mikroskop 1·4 *mm* lange Disthenleisten mit sehr schwachem Pleochroismus (farblos bis hellgelblich). Quarz und Muskowit sind die Hauptgemengteile des Gesteines. Daneben finden sich kleine Körnchen von Epidot und Zirkon. Um die Disthenkristalle treten Streckungshöfe mit regellos angeordneten Muskowit- und Quarzkriställchen auf.

Das Auftreten von Disthen in den Weißschiefern ist auch aus anderen Teilen der Tauern und der penninischen Zone der Westalpen bekannt. Als Erklärung wird Tonerdeüberschuß infolge Abwanderns der Alkalien angegeben (P. Bearth, 1952 b). Die chemische Analyse des Gesteins vom „Loch" (U. Grubenmann, 1907) zeigt bloß 1·17 Gew.-% Na_2O. Es ist sehr gut denkbar, daß das aus den Gneisphylloniten abwandernde Na die Albitisierung der Tauernschieferhülle verursacht (F. Becke).

Anderseits kommen auch Kalifeldspatporphyroblasten in Gneisphylloniten vor. So zeichnet sich ein Muskowit-Biotitschiefer im Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens durch 2·2 *mm* große Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen von Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit und Titanit aus (siehe genaue Beschreibung: Ch. Exner, 1951 a).

Muskowitgneis

Streng planparallelflächige Muskowitgneise von granitischer bis aplitischer Zusammensetzung finden sich zusammen mit Gneisphylloniten besonders in den dünnen Gneislamellen (z. B. Mureckdecke und Gneislamellen in der Mallnitzer Mulde). Die ältere Feldspatgeneration ist häufig deformiert. Porphyroblasten der jüngeren Feldspatgeneration (Plag II und Plag I), wenig undulöser Quarz und parakristallin deformierter Muskowit zeigen, daß die Durchbewegung des Gesteines noch von Kristallisationsvorgängen überdauert wurde (Blastomylonit). Vielleicht beteiligen sich neben dem granitischen und aplitischen Ausgangsmaterial auch Arkosen an der ur-

sprünglichen Zusammensetzung der Muskowitgneise. Wir geben hier bloß wenige Beispiele:

Der Gneis des Murecks nördlich des Oberen Murtörls (siehe Fig. 1, Tafel VII) ist ein Muskowitgneis mit wenig Biotitresten. Kleine Kalifeldspataugen treten häufig auf. Am Gipfel des Murecks ist der Granitgneis porphyrisch entwickelt. G. Frasl (1954) hat vom Grat zum Gipfel besonders deutliche Großindividuen des Kalifeldspates mit vorzüglichen, vom Zentrum des Kristalles bis an die Peripherie reichenden zonaren Einschlußringen aus Plagioklas und chloritisiertem Biotit beschrieben, deren magmatische Kristallisation somit sehr wahrscheinlich ist. Nordwestlich unter dem Oberen Murtörl befinden sich Weißschieferlagen mit einigen Zentimeter großen Disthenkristallen.

Aus der streichenden Fortsetzung im Großarltal wurde eine typische Probe des Muskowitgneis der Mureckdecke im chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt analysiert. Siehe Seite 119, Probe Nr. 8. Fundort: Neuer Forstweg (Güterweg) vom Großarltal ins Gstößkar, u. zw. an der Wegkehre, welche am weitesten nach N ausgreift (südwestlich „Eben", linke Flanke des Großarltales). Makroskopisch handelt es sich um einen mittelkörnigen Muskowitgneis mit ebenflächiger Abwechslung von 1 bis 2 *mm* dicken Quarzfeldspatlagen und dünnen Muskowitlagen. Lineares Parallelgefüge ist auf s vorhanden. Die Mineralzusammensetzung des Gesteines beträgt: Muskowit 32 Vol.-%; Quarz 27; Kalifeldspat 27; Plagioklas 14 Vol.-% (Länge der Indikatrix: 89 *mm*). Dazu: Epidot, Titanit, Apatit und rhomboedrisches Karbonat. Der Kalifeldspat bleibt unter 1·5 *mm* Größe. Er zeigt keine Zwillinge, schwache oder fehlende Perthitbildung und flaue Mikroklingitterung. Plagioklas (1 *mm*) ist als Plag III leistenförmig entwickelt. Die polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz erweisen sich als teilweise verbogen. Hellglimmermikrolithenfülle ist vorhanden. Die Typen Plag II und I bilden kleine xenomorphe Körner. Quarz ist xenomorph. Die Muskowitscheiter (1·6 *mm*) sind parakristallin deformiert; auch Quermuskowit tritt auf. Reaktionsgefüge fehlen.

Das Gneisvorkommen in der Mallnitzer Mulde am Schareck-WNW-Grat befindet sich 15 *m* über P. 3005 am Grat. Auf unserer geologischen Umgebungskarte von Gastein entspricht ihm der nur mit einer Lupe sichtbare dünne hellrosa Streifen zwischen den beiden Quarzitbändern über dem „h" des Wortes „Schareck". Das Gestein ist ein feinschiefriger Muskowitgneis mit 2 *mm* großen Feldspataugen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspataugen als scharf gegitterte Mikrokline, perthitarm bis perthitfrei, mit scharfen Kanten. Sie stellen typische Porphyroklasten dar, die postkristallin deformiert im umgebenden Grundgewebe schwimmen. Zwillinge blieben erhalten. Der Albit ist als Plag I entwickelt. Muskowit wurde parakristallin deformiert. Quarz ist schwach undulös. Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Epidot, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat. Reaktionsgefüge fehlen.

Ein anderes Muskowitgneisvorkommen in der Mallnitzer Mulde befindet sich am Fuße des Murauer Kopf-NE-Grates zwischen Höllkar und Silberkarl. Man findet es auf unserer geologischen Karte östlich des Buchstabens „l" von „Silberkarl" eingetragen. Makroskopisch handelt es sich um mittelkörnigen, parallelschiefrigen Muskowitgneis mit etwas Biotit und Chlorit. 4 *mm* große Feldspataugen erweisen sich unter dem Mikroskop

als stark postkristallin deformierte, scharf gegitterte Mikrokline. Sie zeigen eckige Kanten und sind scharf gegen das umgebende Gesteinsgewebe abgegrenzt. Sie sind perthitarm bis perthitfrei und mitunter verzwillingt. Der Plagioklas beschränkt sich auf das Grundgewebe und ist bloß in der Ausbildung der Typen Plag II und Plag I vorhanden. Muskowit findet sich reichlich. Er ist schwach pleochroitisch (farblos bis schwach apfelgrün). Der Quarz bleibt xenomorph. Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Apatit, Erz und Epidot. Reaktionsgefüge fehlen.

Forellengneis

Im unteren Anlauftal und Umgebung tritt kleinkörniger Granitgneis mit sonderbar regelmäßig im Gestein verteilten Muskowitflasern auf, denen auch etwas Biotit zugesellt ist. Siehe die vorzügliche Beschreibung mit guten photographischen Abbildungen von F. Angel—R. Staber (1937).

Der Name „Forellengneis" für dieses Gestein wurde von F. Berwerth geprägt. Im Längsbruch erinnern die Muskowitflasern an Fischschwärme. Es handelt sich um wenige Millimeter dicke und einige Zentimeter lange Flasern, die aus zahlreichen einzelnen Muskowittäfelchen und wenigen Biotitschuppen bestehen.

Im Hauptbruch des Gesteines zeigen die einzelnen Muskowitflasern in der Regel elliptischen Umriß, wobei die Elongation der Glimmertäfelchen nur in einigen örtlichen Vorkommen parallel zur langen Achse der Ellipse orientiert ist (z. B. S-Flanke des Roßkarkogels im Höhkar). Andernorts folgt die Glimmerelongation der kurzen Achse der elliptischen Fische (z. B. Lawinenblockwerk aus dem Vorderen Lainkar bei Weidmannsheil im Anlauftal oder Bergsturzblockwerk am N-Ufer des Anlaufbaches gegenüber dem Tauerntunnelportal). Häufig werden die Ellipsen der Fische schief von der Glimmerelongation gekreuzt (Beispiele im Vorderen und Hinteren Lainkar).

Im Querbruch (senkrecht zur Elongation der Glimmer) beobachteten wir stellenweise zwei mit Muskowitfischen markierte ebene Flächenscharen, die sich unter einem Winkel von annähernd 30° schneiden (z. B. Bergsturzblockwerk am N-Ufer des Anlaufbaches gegenüber Tauerntunnelportal und an der Scharte P. 2408 südöstlich Roßkarkogel). Eine eigens auf die strukturellen Beziehungen ausgerichtete Untersuchung des Forellengneises wäre wünschenswert und würde eventuell dazu führen, daß man die Gesteinsprägungen im Gneis zeitlich auseinanderhalten könnte. Vielleicht war die Prägung der Muskowitfische ein älterer Vorgang (Schollenmigmatit-Bildung) und die Prägung der heute beobachtbaren Hauptfaltenachse (= Glimmerelongation) ein jüngerer Akt.

Die Korngröße der Gesteinsgemengteile des Forellengneis bleibt hauptsächlich unter 1—2 *mm*. Kalifeldspat und Plagioklas sind häufig in annähernd gleichem Mengenverhältnis vorhanden; dazu kommt viel Quarz. Chemische Analyse siehe F. Becke (1912) und F. Angel (1954). Die Kalifeldspate erreichen stellenweise 2 *cm* Länge (z. B. Höhkar und Kleinelendscharte). Im Forellengneis des Bergsturzblockwerkes am N-Ufer des Anlaufbaches gegenüber dem Tunnelportal finden sich freisichtig erkennbare rote Granatzeilen im hellen Grundgewebe des Forellengneis. Auch das mikroskopische Bild zeigt, daß Granat keineswegs auf den Bereich der

Muskowitfische beschränkt ist, sondern stellenweise auch ein wichtiger Bestandteil des Gesteinsgrundgewebes sein kann. Charakteristisch sind die korrodierten idiomorphen Granatkristalle (0·6 *mm*), die in Form von Skeletten vorliegen und in deren Umgebung kleine Epidotkörnchen siedeln. Größere Granatkristalle stellen sich am Rande von Quarzadern ein, die als jüngere Mobilisate deutbar sind.

Die Großindividuen des Kalifeldspates (mehrere Millimeter bis 2 *cm* Größe) bestehen aus leistenförmigem perthitischem flauem Mikroklin (Knaf III) mit zonaren Einschlüssen von Plagioklas. Der große Kalifeldspat ist häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die kleinen Kalifeldspate des Grundgewebes erweisen sich als xenomorphe, hart gegitterte und perthitfreie Mikrokline (Knaf II). Plagioklas ist so wie im Typozentralgneis in allen drei Ausbildungsformen (Plag III, II und I) vorhanden. Der Anorthitgehalt beträgt 0—12%. Die großen leistenförmigen Individuen (Plag III) erreichen 1·6 *mm* Korngröße und sind polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Die Lamellen können mitunter sekundär gequält sein. Es ist reichlich echte Feldspatfülle aus Hellglimmermikrolithen vorhanden. Plag II und Plag I sind mitunter invers zonar (Kern 2% An; Hülle 11% An). Als Reaktionsgefüge treten Kalifeldspatisation des Plag III und Myrmekitbildung Typus II auf. Letzterer bildet teils Zapfen im Knaf III, teils kleine Körnchen im Grundgewebe. Der Quarz des Gesteines ist xenomorph und schwach undulös. Als Einschluß in Knaf III zeigt Quarz mitunter gerade Kanten parallel zu den Wachstumsflächen des Kalifeldspates. Muskowit und Biotit sind parakristallin deformiert. Der farblose Epidot besitzt häufig Zonenbau. Ferner: Chlorit, Sagenit, Titanit, Apatit und Orthit.

Aplitgänge, welche den Forellengneis diskordant durchschlagen, findet man z. B. im Bergsturzblockwerk am N-Ufer des Anlaufbaches gegenüber dem Tunnelportal. Die Aplitgänge zeigen biotitfreie Salbänder und Anreicherung großer Biotitschuppen jeweils im Inneren des betreffenden Ganges. Das flächige Parallelgefüge der Biotite in den diskordanten Apliten folgt nicht den Begrenzungsflächen der Gänge, sondern dem flächigen Parallelgefüge des Nebengesteines. Diskordante Aplitgänge im Forellengneis des Vorderen Lainkares sind 10 *cm* dick, wobei wiederum die Regelung der Glimmer im Aplit konform zu der des Nebengesteines verläuft und nicht den Grenzflächen des Ganges angepaßt ist.

Am Kamm zwischen Kötschach- und Großarltal steht zwischen Keesnickel Kogel und Keesnickel Scharte feinkörniger Gneisgranit mit 1·5—2 *cm* großen rundlichen Glimmerputzen an, die nach Art der Forellengneise sehr gleichmäßig im Gestein verteilt sind. Das Vorkommen wurde von F. Angel—R. Staber gefunden. Es erstreckt sich nach S ins Kesselkar und nach N ins Gstößkar. Abbildung dieses Gesteines siehe Fig. 20 in der Arbeit von F. Angel—R. Staber (1937).

Forellengneis steht am Weg vom Anlauftal zur Tauernalpe beim „Ankogelblick" SSW P. 1347 an. Im Höhkar lagert der Forellengneis unter dem dort bloß zirka 400 *m* mächtigen Granitgneis der Gamskar Spitze, der Göttinger Spitze und des Großen Woisgen Kopfes. Südwestlich des Oberen Höhkarsees kann man die Grenze zwischen beiden Einheiten bequem studieren.

Auf der Scharte P. 2408 findet sich 4 *m* mächtiger Weißschiefer, der durch Phyllonitisation aus dem spitz gefältelten Forellengneis hervorgeht. Bemerkenswert sind nebenbei die E—W streichenden Quarzgänge im Forellengneis des Höhkares westlich des Grates Grasleitenkopf—Roßkarkopf.

Klein- bis mittelkörniger Gneisgranit mit Vormacht des Albits

Im Hintergrund des Großarltales und in angrenzenden Gebieten (Schödertal, Kleinelend, Hühnerkar, Kesselkar) steht ein klein- bis mittelkörniger, heller massiger Gneisgranit an. Das mikroskopische Bild zeigt, daß es sich um einen metamorphen Granodiorit handelt. Kalifeldspat tritt mengenmäßig sehr zurück. Das Zurücktreten des Kalifeldspates ist weniger durch sekundäre Vorgänge bei der Metamorphose (Schachbrettalbit) bedingt, sondern hauptsächlich schon im ursprünglichen granodioritischen Mineralbestand des Gesteines vorgezeichnet. Plagioklas mit sehr dichter Feldspatfülle ist der weitaus herrschende Gemengteil.

Die genaue Abgrenzung zu den Forellengneisen und echten Granitgneisen (Kalifeldspat-Vormacht) ist vorläufig noch unsicher und würde ein genaueres Studium erfordern. Das wäre insofern wichtig, um die Altersbeziehung zwischen Granodioritgneis, Forellengneis und Granitgneis zu klären, über die wir vorläufig keine exakten Aussagen machen können. Es ist natürlich wahrscheinlich, daß der Granodioritgneis aus dem Hintergrund des Großarltales zu den ältesten Teilen der Zentralgneise des Hochalm-Ankogelmassivs gehört, weil Analoges aus vielen Kristallingebieten, in denen älterer Granodiorit von jüngerem Granit durchsetzt wird, bekannt ist. Außerdem ist das Schödertal die einzige Stelle unseres Arbeitsbereiches, wo sehr massiger und reiner (absolut nicht hybrider) Granit (genauer müßte man sagen: Gneisgranodiorit) nur durch ein schmales gneisphyllonitisches Band von den darüber folgenden Quarziten, Dolomitmarmoren und Kalkmarmoren der Tauernschieferhülle getrennt ist (westliches Auskeilen der Silbereckmulde nördlich vom Großen Mureck, bei der Schöderwacht und nördlich der Grauwand). Siehe geologische Umgebungskarte von Gastein! Als wir in der Natur das sahen (Sommer 1952), mußten wir unsere Vorstellung aus dem Jahre 1949, die sich nur auf die Beobachtungen im südlichen Hölltorkern zwischen Mallnitz und Gastein stützte, endgültig fallen lassen (Gneisgranit des Hölltorkernes als alpidisches Granitisationsprodukt) und erkannten, daß der Gneisgranit des Großarltales jedenfalls älter ist als die Sedimentation der auflagernden Tauernschieferhülle. Später fanden wir in der Literatur, daß schon F. Angel—R. Staber viel früher dieses Gestein als einen Sondertyp des Zentralgneis erkannt hatten, den sie mit Einbeziehung mehrerer anderer Vorkommen unter dem Sammelbegriff: „Normalgranite" fixierten. Nach ihrer Definition sind es „massige bis angedeutet schiefrige Gesteine, in Körnung und Mineralbestand noch am ehesten hellen außeralpinen Graniten vergleichbar. Chemismus yosemitgranitisch bis granodioritisch ..." (F. Angel—R. Staber, 1952 b, Seite 13).

Es dürfte jedenfalls von Interesse sein, dieses Gestein hier näher zu beschreiben und auch in Zukunft dem granodioritischen Gesteinstypus im Hochalm-Ankogelmassiv weiter nachzuspüren, zumal gerade bezüglich des Gesteinskomplexes Granodioritgneis—Forellengneis am ehesten Aussicht besteht, auch in struktureller Hinsicht den zeitlichen Ablauf der verschiedenen Gesteinsprägungen zu entziffern.

Darum seien hier auch die stofflichen petrographischen Detailbeobachtungen etwas ausführlicher angeführt:

Das granodioritische Gestein von der Grauwand und vom Hühnerkarkogel-E-Grat bleibt meist feinkörnig (Korngröße unter 1—2 *mm*); in den mittelkörnigen Varietäten erreichen die Feldspatleisten (Plagioklas) 5 *mm* Länge. Biotit und Muskowit können mit freiem Auge erkannt werden und finden sich mehr oder minder regellos angeordnet. Die Farbe des Gesteines ist dem hohen Quarz- und Feldspatgehalt entsprechend sehr hell (grauweiß gesprenkelt). Mitunter tritt flächiges Parallelgefüge mit zusammenhängenden Muskowitflasern, gelblichgrünen Epidot- und roten Granatzeilen kräftiger hervor.

Eine chemische Analyse des mittelkörnigen, massigen, granodioritischen Gesteines aus der Grauwand (Schödertal) wurde im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt ausgeführt. Siehe Seite 119, Probe Nr. 7. Der Mineralbestand beträgt: Plagioklas 46 Vol.-%; Quarz 34; Kalifeldspat 11; Muskowit 5; Biotit 2·5 und Epidot 1·5 Vol.-% (Länge der Indikatrix bei der volumetrischen Bestimmung nach Rosiwalmethode: 201 *mm*). Das mikroskopische Bild dieser Probe zeigt nur kleine, xenomorphe Kalifeldspate. Sie treten gegenüber den großen leistenförmigen, polysynthetisch verzwillingten, dicht mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer gefüllten Plagioklasen mengenmäßig sehr zurück. Der Plagioklas (3 *mm*) ist weitaus vorherrschend als Plag III entwickelt, schön leistenförmig automorph, sehr dicht gefüllt mit Klinozoisit (hauptsächlich im Kern) und Hellglimmer (besonders in den äußeren Partien des Plagioklaskornes). Die polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albit- und selten nach dem Periklingesetz sind dicht angeordnet und überziehen das gesamte Korn. Der Anorthitgehalt beträgt 1—5%. Der Randsaum ist füllungsfrei. Randsaum und kleinere Grundgewebskörner finden sich als Plag II und Plag I entwickelt. Inverszonaren Plagioklas haben wir nicht beobachtet. Quarzeinschlüsse im Plagioklas sind mitunter idiomorph und löschen spiegelklar aus. Der übrige Quarz ist xenomorph und schwach undulös. Kalifeldspat bildet maximal 1·4 mm große, jedoch stets xenomorphe Individuen. Diejenigen Körner, welche solche maximale Größen erreichen, sind mitunter nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, zeigen schwache Perthitbildung und erweisen sich als flaue Mikrokline mit Einschlüssen von Plagioklas und Erscheinungen der Kalifeldspatisation des Plagioklas. Viel häufiger bleibt der Kalifeldspat klein, xenomorph und einschlußfrei im Grundgewebe, ohne Zwillinge, ohne erkennbare Perthitäderchen und mit harter Mikroklingitterung. Schachbrettalbit kommt vor. Myrmekit fehlt absolut. Er wurde in keiner Probe des granodioritischen Gesteins aus unserem Gebiete gefunden. Biotit und Muskowit sind annähernd gleich groß (etwa 1 *mm*); mitunter parallel verwachsen. Große Muskowittäfelchen finden sich im Plagioklas (sekundäre Sammelkristallisation aus den Hellglimmermikrolithen). Auch größere Epidotkörnchen (1 *mm*) sieht man im Plagioklas angereichert; stets sind sie zahlreich im Grundgewebe vertreten. Ferner: Chlorit mit Sagenit; Orthit; Apatit; Titanit und Erz. Kleine Granatkörnchen (mitunter Skelettformen wie im Forellengneis) sind häufig vorhanden. Granat beteiligt sich stellenweise auch an der Feldspatfüllung des Plagioklas.

Chemische Analysen

(Analytiker: K. Fabich)

Probe Nr. 7: Mittelkörniger massiger Granodioritgneis, Fundort: Grauwand, Schödertal.

Probe Nr. 8: Mittelkörniger feinschiefriger Muskowitgneis, Fundort: Forstweg ins Gstößkar (Mureckdecke), Großarltal.

Probe Nr. 9: Granosyenitgneis, Fundort: Romatespitze-Nordwand. Gesammelt von H. Haberlandt.

Probe-Nr.		8	9
Gewichtsprozente			
SiO_2	71·98	73·94	61·55
TiO_2	0·20	0·10	0·84
Al_2O_3	14·72	14·00	14·88
Fe_2O_3	0·64	0·83	1·38
FeO	0·98	0·41	1·98
MnO	0·013	0·015	0·11
CaO	1·46	0·54	4·03
MgO	0·78	0·92	2·27
K_2O	4·25	4·81	7·18
Na_2O	3·63	2·11	2·73
H_2O bis 110°	0·26	0·33	0·31
H_2O über 110°	0·75	1·30	0·89
CO_2	0·06	0·32	1·02
P_2O_5	0·18	0·08	0·70
Gesamt-S	0·07	0·03	0·08
BaO	0·10	0·22	0·22
Cr_2O_3	0·01	0·02	0·01
V_2O_3	0·004	0·02	0·016
ZrO_2	0·02	0·02	unter 0·01
Cl	kaum wägbare Spur	kaum wägbare Spur	0·05
U	nicht mit Sicherheit nachgewiesen		
	100·11	100·02	100·24
Spezifisches Gewicht	2·70	2·70	2·66
Niggli-Werte:			
si	379·0	445·0	231·0
al	45·7	50·3	32·8
fm	13·1	14·4	23·2
c	8·5	4·1	16·8
alk	32·7	31·2	27·2
k	0·44	0·60	0·63
mg	0·47	0·59	0·55
ti	0·8	0·5	2·4
p	0·4	0·2	1·1
co_2	0·4	2·6	5·2
h	13·2	26·5	11·2

In stärker verschieferten Gesteinsproben findet man die großen Plagioklase postkristallin deformiert mit Kornzerkleinerung und Vertriftung

parallel s. In einer verschieferten Gesteinsprobe aus der Grauwand ist der Biotit größtenteils in Chlorit und der gesamte Kalifeldspat in Schachbrettalbit umgewandelt.

In der Grauwand im Schödertal treten in feinkörnigem granodioritischem Gestein Pegmatite mit makroskopisch graublauen, wie zerhackt aussehenden, mehrere Zentimeter großen Feldspaten auf, die sich unter dem Mikroskop durchwegs als Schachbrettalbite erweisen. Die Muskowittäfelchen des Pegmatits erreichen 1·5 *cm* Durchmesser und mehrere Millimeter Dicke. Der Plagioklas des Pegmatits zeigt unter dem Mikroskop bedeutend schwächere Fülle als der Plagioklas des granodioritischen Nebengesteins. Und zwar finden sich im Pegmatit hauptsächlich Hellglimmermikrolithe als Plagioklasfüllung. Im Grundgewebe tritt etwas Mikroklin auf (perthitfrei, einschlußfrei, xenomorph), während die großen Kalifeldspate des Pegmatits — wie schon oben erwähnt — gänzlich in Schachbrettalbit umgewandelt sind. Myrmekit fehlt vollkommen. Vorhanden sind: Quarz, Muskowit, Epidot, Titanit und Apatit.

Im Gebiete des Hühnerkares kommen im kleinkörnigen Gneisgranit mitunter nußgroße Muskowit-Forellen vor, was auf Beziehungen zum Forellengneis schließen läßt.

Der beinahe regellos körnige Gneisgranit nördlich des Kemettegrückens enthält einige Floititlagen und mitunter auch Feldspatporphyroblasten. Westlich unter dem Kemettegrücken finden sich Migmatite und Weißschiefer im kleinkörnigen Gneisgranit. In der Scharte südlich des Elferkogels ist der Gneisgranit in Weißschiefer umgewandelt. Am Zwölferkogel-N-Kamm wird der kleinkörnige Gneisgranit stellenweise hybrid. Der Gipfel wird von hybriden Augengneisen mit Floititlinsen aufgebaut. Auch Weißschiefer mit jungen Quarzgängen sind östlich unter dem Gipfel vorhanden.

Die vom Gletscher polierten Karplatten nördlich unter dem Gstößkees setzt kleinkörniger Gneisgranit zusammen, der wohl im Handstück mehr oder weniger regellos körnig aussieht, jedoch in den prächtigen Aufschlüssen deutliche Strukturen zeigt: Lineares Parallelgefüge (Elongation des Biotits und lineare Anordnung floititischer Fische). Das lineare Parallelgefüge streicht nördlich der Zwölfer Spitze und nordöstlich des Keeskogels in der Richtung ENE bis NE. Im Gebiete Keesnickelkogel—Keesnickelscharte schwenkt das lineare Parallelgefüge in die NNE- bis N—S-Richtung ein. Im gesamten Raume des Gstößkares folgen die jungen Gneisphyllonite (Weißschiefer, Chloritserizitphyllite und Harnischklüfte) vorwiegend der Richtung NNE bis N—S.

Der kleinkörnige Gneisgranit der Grauwand wird nur durch eine 20 *m* mächtige Gneisphyllonitlage vom Kalk- und Dolomitmarmor der Silbereckmulde getrennt (siehe Seite 86). Am Kamm östlich des Großarltales reicht kleinkörniger Gneisgranit vom Marchkareck bis zur Moritzenscharte. Das Gestein ist massig und größtenteils frei von Migmatiten. Einige Glimmerschieferbänder mit Biotitporphyroblasten (z. B. Schmalzschartel) sind vorhanden. Mehrere Gneisphyllonitzonen kommen vor.

Im Aufstieg vom Kleinelend zur Kleinelendscharte herrscht kleinkörniger Gneisgranit. Er ist wenig migmatisch. Mitunter führt er kleine Muskowitforellen und basische Fische.

Siglitzgneis und Neubaugneis

Der Siglitzgneis ist typisch im Siglitz-Unterbaustollen entwickelt, wo er eingehend von uns beschrieben wurde (Ch. Exner, 1949 c). Es handelt sich um einen mittelkörnigen plagioklasreichen Augengneis, dessen Hauptbruch von Muskowitflasern überzogen wird, dem spärlich verstreute Biotit- und Chloritschüppchen aufsitzen. Der Längs- und Querbruch zeigt deutliches Lagengefüge von Feldspat-, Quarz- und Muskowitzeilen. Die Feldspataugen bleiben klein (einige Millimeter Größe) und bestehen in der Regel aus Schachbrettalbit (sekundär albitisiertem Kalifeldspat) und Plagioklas (Typus Plag III, Plag II und Plag I). Der Anorthitgehalt des Plagioklas beträgt 0—6%. Inverszonarer Plagioklas kommt vor. Das charakteristische Reaktionsgefüge ist Schachbrettalbitisation des Kalifeldspates. Myrmekit tritt selten auf. Das Gestein ist reich an Kalzit (auch in frischen, nicht verwitterten Proben). Die volumetrische Gesteinszusammensetzung beträgt: Plagioklas 35—55 Vol.-%; Quarz 24—29; Kalifeldspat 7—12; Muskowit 5—23; Biotit 0·1—6·5; Epidot 0·0—6·0; Chlorit 0·2—5·5; Kalzit 0·0—3·5; Apatit 0·2—1·0 Vol.-%. Dazu: Titanit, Orthit, Zirkon, Rutil, Pyrit, Magnetit und Eisenglimmer.

Charakteristisch für den Siglitzgneis sind reichliche Einlagerungen von Glimmerschiefern und basischen Gesteinen (Amphibolite und floititische Fische). Injektionen aplitischer und pegmatitischer Art (grobe Feldspatung) vom Siglitzgneis in die Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite sind vorhanden. Anderseits fehlen auch nicht die typischen Erscheinungen der Phyllonitisation und Weißschieferbildung. Besonders die alten Schieferlagen im hybriden Granitgneis dienten später als Gleitbahnen und sind häufig phyllonitisch durchbewegt. Vom Reichtum der im Siglitzgneis steckenden alten Schieferschollen kann man sich gut überzeugen bei einem Besuch des Gipfels des Radhausberges oder am Wege vom Angertal über die Schattbach Alm zur Miesbühel Scharte. Es dürften auch verwalzte Gangfloitite im Siglitzgneis vorhanden sein, die jedoch in die Hauptschieferungsfläche eingeschlichtet sind und nicht deutlich von den konkordanten floititischen Schollen derzeit unterschieden werden können.

Die interessanteste Entdeckung, die beim Vortriebe des Siglitz-Unterbaustollens gemacht wurde, ist das 5 *m* dicke Kalkmarmorband, welches den beinahe 100 *m* mächtigen Hangendteil des Siglitzgneis vom eigentlich liegenden Hauptkörper des Siglitzgneis, der über 1000 *m* mächtig ist, sondert. Dieses Marmorband (Stollenmeter 3175—3220) besteht aus Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit, Kalkmarmor und feldspatisiertem Kalkmarmor mit Porphyroblasten von Mikroklin (Knaf II) und neuerdings von G. Frasl auf gemeinsamer Exkursion gefundenem monoklinem Kalifeldspat, der nach G. Frasl wahrscheinlich als Adular anzusprechen ist. Nachdem uns G. Frasl freundlich auf diese Tatsache hingewiesen hatte, konnten wir uns von der Richtigkeit seiner Beobachtung überzeugen. Es handelt sich um perthitfreien, teilweise idiomorphen Kalifeldspat mit Achsenwinkel 2 Va = = 61—68°. Ein obertätiger Ausbiß dieser Marmorlage konnte nicht gefunden werden. Wir sind daher auf bloße Vermutungen angewiesen, dieses Kalkmarmorband tektonisch zu deuten. Angesichts der obertags gut aufgeschlossenen Durchgangalm Decke, welche eine vom Siglitzgneis abgespaltene Gneislamelle darstellt, die um NNW bis N—S-Achsen gefaltet (siehe Tafel VI, Fig. 4) und mit der sedimentären Randserie des Massivs

verschuppt ist (Tafel VI, Fig. 6), kann es gut möglich sein, daß das Marmorband des Siglitz-Unterbaustollens den Deckenscheider zwischen dem eigentlichen Siglitzlappen und der Durchgangalm Decke darstellt. Diese Vermutung haben wir als Hypothese im Profil der Tafel IV angedeutet, indem wir die Deckengrenze zwischen Siglitzlappen und Durchgangalm Decke hypothetisch unter der Kolmkarspitze und unter dem Schareck weiterzeichneten, in freier Form das im Siglitz-Unterbaustollen aufgefundene Marmorband in die streichende Fortsetzung seitlich unter das Schareck hineinprojezierten und dazu noch sehr übertrieben mächtig eintrugen.

Im Siglitz-Unterbaustollen sieht man die schon den alten Geognosten in unserem Gebiete bekannten zwei Generationen von Quarzgängen (J. Russegger, 1832). Die älteren E—W streichenden Quarzgänge werden von jüngeren NNE streichenden Quarzgängen gekreuzt. An den Kreuzungsstellen ist deutlich zu erkennen, daß die jüngeren Quarzgänge die älteren auslöschen.

In Badgastein steht an der Straße vom Bahnhof zum Mozartplatz (vor allem an der Abzweigung zum Bellevue-Skilift gut aufgeschlossen) Siglitzgneis mit Schieferzwischenlagen (Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten) an.

Der Gipfel des Lukasstuhls besteht aus flasrigem hybridem aplitischem Gneis mit viel Glimmerschieferpartien. Wir rechnen ihn ebenfalls zum Siglitzgneis. Er erstreckt sich am Kamme in Richtung Hoher Stuhl bis zu P. 2138 der österreichischen Karte 1 25.000.

Man findet den Siglitzgneis in der Kötschachtal-N-Flanke, wo er z. B. als augig-flasriger Gneis mit viel Muskowit und ohne Kalifeldspatgroßindividuen unter den Glimmerschiefern im Wildbachtrichter südlich des Flug Kopfes ansteht. Zwischen Schönweid Kogel und dem Kalkmarmorband südlich Heidentempel bildet der Siglitzgneis eine etwa 200 *m* dicke Lamelle. Das weithin sichtbare Kalkmarmorband südlich vom Heidentempel schwillt lokal zu 20 *m* Mächtigkeit an. In der Scharte südöstlich Heidentempel ist es bloß 8 *m* dick und zeigt vom Hangenden zum Liegenden folgenden Aufbau:

Flasriger Siglitzgneis (tektonische Lamelle),
phyllonitischer Gneis (20 *m*),
Serizitphyllit (0·2 *m*),
Serizitquarzit (0·2 *m*),
Quarzlagergang (0·05 *m*),
farbloser Kalkmarmor (1·0 *m*),
grauer Kalkmarmor mit Zwischenlagen farblosen Kalkmarmors (7·0 *m*),
Serizitphyllit (1·0 *m*),
porphyrischer Granitgneis des Hölltorkernes.

Die Gneislamelle des Heidentempels streicht bei der Pitzach Alm vorbei (Fig. 5 und 4, Tafel VII) durch das Hubalpental (Fig. 3, Tafel VII) bis ins Großarltal (Tafel VII, Fig. 2).

Der Neubaugneis (beschrieben und benannt von A. Winkler-Hermaden, 1926) besteht vorwiegend aus migmatisch verunreinigten feinkörnigen Gneisen bis Aplitgneisen. Der Gneis ist häufig granatführend. Zahlreiche, meist durchäderte und migmatisch veränderte Schieferschollen (Glimmerschiefer und amphibolitische Gesteine) sind dem Neubaugneis eingelagert. Der Neubaugneis liegt in Form einer tektonischen Lamelle vor,

die aus dem Dache des Sonnblick Kernes abgespalten und in die Mallnitzer Mulde eingefaltet wurde. Prächtige Falten mit steilen s-Flächen sind im Gebiete des Herzog Ernst und südlich vom Grieswies Schafkar zu sehen. Im derzeit nicht mehr zugänglichen Augustinstollen (eingebrochenes Mundloch knapp westlich vom Neubau) fanden wir bei einer Befahrung des Stollens gemeinsam mit Herrn Dipl.-Ing. F. Florentin am 26. September 1946 den Neubaugneis bis Stollenmeter 222 (Liegendgrenze der Neubaugneisdecke) vorzüglich aufgeschlossen (migmatische, teilweise granatführende, feinkörnige Gneise, Streifengneise und Bändermigmatite mit Floititfischen). Die Hangendgrenze befindet sich unmittelbar beim Mundloch und ist durch Injektionen und migmatische Übergänge zwischen Neubaugneis und basaler Glimmerschieferserie gekennzeichnet. Tiefer im Stollen folgt der schwarze Schiefer (unterer Schwarzphyllit), den wir in Abwechslung mit Granitgneis (Knappenhausstreifen) bis Stollenmeter 1250 im Querschlag verfolgten. Da vorzeitig der Sauerstoff in unserem Sauerstoffgerät zu Ende ging, mußten wir noch vor Erreichung des Feldortes, welcher sich bei Stollenmeter 1380 befindet, umkehren. Der Augustinstollen ist extrem sauerstoffarm (siehe dazu G. Hiessleitner, 1928). Die Kerze geht bei Meter 430 und die Karbidlampe bei Stollenmeter 900 aus.

Granosyenitgneis

Schwarzweiß gesprenkeltes mittelkörniges, teils massiges, häufiger jedoch geschiefertes und sehr viele basische Fische enthaltendes Gestein, das von F. Becke als „Syenitgneis" und von F. Angel als Granosyenit bezeichnet wurde. Chemische Analysen siehe bei F. Becke (1912), L. Schurk (1915) und F. Angel (1954). Eine neue Gesteinsanalyse wurde im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt ausgeführt und ist auf Seite 119 (Probe Nr. 9) mitgeteilt. Wie schon F. Angel und R. Staber (1937) beobachteten, erweist sich das granosyenitische Gestein stellenweise als Ergebnis einer Grobmengung zwischen amphibolitischen Schollen und aplitisch-pegmatitischen Substanzen.

A. Köhler wies uns müdlich vor einigen Jahren darauf hin, daß die feldgeologisch beobachtbare Mischgesteinsnatur des Granosyenitgneis auch aus den chemischen Analysen ersichtlich sein müßte, sofern mehrere neue Gesteinsanalysen durchgeführt würden. Die Analyse Nr. 9 (Seite 119) wurde von H. Haberlandt und Ch. Exner gemeinsam ausgewählt. Sie liefert tatsächlich bereits ein sehr abweichendes Ergebnis gegenüber den bisher bekannten Analysen und stellt somit einen ersten Schritt dazu dar, den Granosyenitgneis auch chemisch genauer kennenzulernen. Absichtlich wurde eine von H. Haberlandt gesammelte Probe mit dessen Einverständnis analysiert, um damit den subjektiven Charakter in der Auswahl der Gesteinsproben möglichst auszuschalten. Die genaue petrographische Kennzeichnung der Probe Nr. 9 wird später erfolgen, wenn uns dann schon mehrere neue Analysen vorliegen werden.

Wir haben im Anschluß an die Untersuchungen von F. Angel-R. Staber eine Beschreibung des Gesteines, der in ihm enthaltenen basischen Fische, der Grobmengungen, der Aplite und Phyllonitisationszonen und postkristallinen Reibungsbreccien (Gangmylonite) geliefert, wobei der Assistent am physikalischen Institut der Universität Innsbruck, Herr Dr. E. Pohl seine Messungen der Gesteinsradioaktivität mitteilte (Ch. Exner-E. Pohl,

1951). Schon G. Kirsch (1939) hatte die Feststellung gemacht, daß der Granosyenitgneis das am stärksten radioaktive Gestein ist, das man im Raume um Gastein antrifft (mit Ausnahme gewisser, lokal beschränkter Kluftbreccien). Die Meßwerte von E. Pohl (1951) geben die Uranäquivalentzahlen für die verschiedenen Granosyenitgneisvarietäten und für benachbarte Gesteinsserien.

Charakteristisch für den Granosyenitgneis ist der geringe Quarzgehalt und das Vorherrschen des Kalifeldspates gegenüber dem Plagioklas. Der Anorthitgehalt des Plagioklas beträgt 1—14%. Die Plagioklase sind reichlich mit Mikrolithen von Klinozoisit, Epidot und Hellglimmer gefüllt. Unter den dunklen Gesteinsgemengteilen herrschen Biotit und Epidot. Sie sind zu Häufchen gruppiert, die jeweils aus mehreren hundert Biotit- und Epidotkörnchen bestehen. Stellenweise stellen diese Häufchen Pseudomorphosen nach Hornblende dar (G. Tschermak, 1862). Übergangsserien von Amphibolit über geaugten Amphibolit zu Granodiorit (mit 1 *cm* großen Hornblenden) und zu Granosyenit (mit Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende) wurden feldgeologisch und mikroskopisch studiert. Eigenartig ist der hohe Gehalt des Gesteines an Kalzit in nicht verwitterten Proben. Die beiden Feldspatgenerationen (älterer Knaf III und Plag III; jüngerer Knaf II, Plag II und Plag I) sind auch im Granosyenitgneis vorhanden. Auf Anregung von Dozent Dr. G. Frasl haben wir neuerlich Prüfungen des Kalifeldspates in Pulverpräparaten vorgenommen und konnten einige wenige Körner von monoklinem Kalifeldspat finden, wodurch unsere alte Meinung, daß kein Orthoklas vorhanden sei und die damit zusammenhängende Kritik gegenüber A. Weber (1942), der bereits Orthoklas im Hochalm-Ankogelmassiv gefunden hatte, entkräftet ist.

Der Granosyenitgneis mit Orthoklas wurde von uns im Sigismundstollen am Radhausberg gesammelt. Das Gestein ist annähernd regellos körnig und besitzt sehr schöne Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende. Der Orthoklas ist ein zonarperthitischer Kalifeldspat vom Typus Knaf III mit Achsenwinkel $2\,V\alpha = 55—65°$

Auch bezüglich der Deutung der Epidoteinschlüsse im Plagioklas (siehe Abb. 4 und Tafel XIV, Fig. 2, in Ch. Exner-E. Pohl, 1951) hat sich die Meinung des Verfassers seither geändert. Das fahnen- und fetzenförmig aus dem Gesteinsgrundgewebe in die Albitporphyroblasten hineinragende Epidotgewebe kann sehr wohl auch postalbitischer Entstehung sein. Wir meinten in unserer Publikation aus dem Jahre 1951, es müsse sich um ein präalbitisches Gewebe handeln, weil es ohne Störung von Albit umschlossen wird nach Art „echter" Einschlüsse. Die neueren Erfahrungen zeigen aber, daß auch nach der Kristallisation der Feldspate recht kräftige Umkristallisationen und Metasomatosen im Körper des Feldspatkristalles stattfinden können (siehe z. B. die neueren Arbeiten von G. Frasl, 1953 b, c, 1954, und die Bearbeitung einer ähnlichen Fragestellung im Mauthausener Granit von Ch. Exner, 1954; ferner Erfahrungen der Schweizer Petrographen, besonders H. Huttenlocher, der übrigens vor einigen Jahren die Liebenswürdigkeit hatte, die betreffenden Dünnschliffe bei uns anzusehen und auch sein Urteil in dieser Richtung hin abgab; ebenso auch die Helsinkite Finnlands!). Daraus ergibt sich, daß die Deutung des Granosyenitgneis (Seite 40 und 41 in der Arbeit von Ch. Exner-E. Pohl, 1951) nicht aufrechterhalten werden kann. Verfasser kehrt reumütig wieder zur alten Auffassung F.

Beckes, die ja auch von F. Angel niemals ganz verlassen wurde, zurück. Diese besagt, daß sich Gesteinsprägung und Grobmengungen bei hohen Temperaturen vollzogen (Amphibolitfazies) und der Epidot sich bei niedrigeren Temperaturen (Epidotamphibolitfazies bis Grünschieferfazies) sekundär gebildet hat.

Das vorherrschende Reaktionsgefüge im Granosyenitgneis ist Kalifeldspatisation des Plagioklas, Myrmekit kommt sehr selten vor. Schachbrettalbit bleibt auf stark verschieferte Partien beschränkt.

Zwischen Böckstein und Mallnitz baut der Granosyenitgneis eine maximal 400 *m* mächtige und 15 *km* lange Gesteinslage auf, die wir als Romatedecke bezeichnen (Romatespitze 2695 *m*). Im Bereiche unseres Kartenblattes fällt diese Serie flach nach W ein. Die Liegendgrenze (Glimmerschiefer der Woisgenzone) ist durch Migmatite markiert und feldgeologisch recht deutlich ausgeprägt. Die Hangendgrenze bleibt im südlichen Teil (Tauern Mähder—Ebeneck—Veit Alm) ebenfalls klar, wird jedoch im nördlichen Teil dort, wo der Granosyenitgneis gegen den Siglitzgneis angrenzt, verschwommen, indem sich stellenweise flasrige Übergangsserien zwischen Siglitzgneis und Granosyenitgneis einstellen. Im hintersten Weißenbachtal kommt der Glimmerschiefer der Woisgenzone fensterförmig unter dem Granosyenitgneis an den Tag (A. Kieslinger). Einer nach E verengten, faltenförmigen Ausstülpung scheint der Granosyenitgneis des Kreuzkogel-SW-Kammes anzugehören. Der Teil des Siglitzgneis im Kar südlich des Kreuzkogels ist hier offenbar unter den Granosyenitgneis eingewickelt. Die Graphitquarzite des Kreuzkogels liegen flach über dem Granosyenitgneis und entsprechen den Graphitquarziten des Ebenecks. Am Gipfel des Kreuzkogels liegt als Deckkappe Siglitzgneis. Im Kar des Radhausberges (westlich der Grubach Alm) bildet der Granosyenitgneis ein Halbfenster unter dem Siglitzgneis. An der Naßfelder Straße oberhalb des Bärenfalles bezeichnen Migmatite (Grobmengungen zwischen Aplit und Floitit) die Grenze zwischen Granosyenitgneis und Siglitzgneis. Wo im Naßfelder Achental an der Straße schräg gegenüber vom Schleierfall im Stein die Buchstaben „Wilhelm I" (zur Erinnerung an eine Rast des Kaisers) eingraviert sind, ist im Blick auf die Wand des Schleierfalles der Kontrast zwischen dem dunklen Granosyenitgneis (unten) und dem hellen Siglitzgneis (oben) bemerkbar. Die Grenze zieht im unteren Drittel der Felswand des Schleierfalles durch. Am Weg von Böckstein zur Böckfeld Alm (W. H. 1536 der Gasteiner geologischen Umgebungskarte) ist der Granosyenitgneis 80 *m* mächtig. Unter ihm bilden Granatglimmerschiefer der Woisgenserie eine markante morphologische Terrasse. Über ihm liegt typischer Siglitzgneis. Das nördlichste Vorkommen des Granosyenitgneis der Romatedecke sieht man im Wassergraben nördlich des Weges zur Böckfeld Alm. Weiter nördlich sind nur noch Augengneise mit floititischen Einlagerungen und mit Apliten vorhanden.

Nördlich des Hochalm-Ankogelmassivs befinden sich zwischen Gasteiner und Großarltal zwei Gneislamellen, die ebenfalls aus Granosyenitgneis mit basischen Fischen (Diorite, Floitite, Amphibolite) und Apliten bestehen. Es handelt sich um die Flugkopf- und Pitzachalm Decke. F. Becke hatte diese Zonen bereits feldgeologisch verfolgt (siehe F. Becke-V Uhlig, 1906) und sein Schüler L. Schurk (1915) gab eine wertvolle Detailbeschreibung der Flugkopfdecke (Flugkogelgneis). Größtenteils ist das Gestein stark

verschiefert und der Kalifeldspat in Schachbrettalbit umgewandelt. Es finden sich auch die typischen, beinahe regellos körnigen Granosyenitgneise wie sie in der Romatedecke vorhanden sind (z. B. am Kamme zwischen Heidentempel und Roßkar Kogel und bei der Moderegg Alm). Die Übergänge vom gewöhnlichen Granosyenitgneis zu feinschiefrigen Biotit-Epidotgneisen, in denen der gesamte Kalifeldspat schachbrettalbitisiert ist, können an vielen Stellen beobachtet werden und wurden z. B. von uns in Proben aus dem Scheiblinggraben mikroskopisch geprüft. Besonders instruktiv und von L. Schurk bereits beschrieben, sind die beiden Hornblendegenerationen, welche sich in den dioritischen und amphibolitischen Schollen aus dem Gebiete um den Roßkarkogel und Flugkopf mikroskopisch zu erkennen geben. Die ältere braune bis dunkelgrüne Hornblende ist dicht gefüllt und wird von der jüngeren blaugrünen, ungefüllten Hornblende umwachsen und verdrängt.

Die tektonische Verbindung zwischen Romatedecke und Flugkopf Decke ist nicht unmittelbar aufgeschlossen und wahrscheinlich infolge der Querfaltung (NNE Faltenachsen bei Badgastein) auch einigermaßen kompliziert. Jedenfalls keilt der Granosyenitgneis der Flugkopfdecke mitsamt dem basalen Glimmerschiefer (Chloritserizitschiefer) im Schwarzphyllit des Gebietes zwischen Remsach- und Scheiblinggraben nordnordöstlich Badgastein aus. Moräne verdeckt diese westliche Auskeilstelle. Die östliche Auskeilstelle der Flugkopfdecke befindet sich oberhalb des Almweges zwischen Pitzach Alm und Hinterkaser Alm. Dort stellt sich dann weiter südlich die Granosyenitgneis-Lamelle der Pitzachalm Decke ein, die in den basalen Glimmerschiefern des Moderegg Grabens ihr östliches Ende findet.

B. Mischgesteine und altkristalline Schieferreste

Es ist nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen verunreinigten (hybriden) Granitgneisen, Granosyenitgneisen, Tonalitgneisen usw. und den eigentlichen Mischgesteinen (Migmatiten) zu ziehen. Jedenfalls bestehen die kleinen Tonalitgneisvorkommen unserer Karte (Steinkar Scharte, Kleinelend südlich der Stultkarspitze und Seebachtal südlich Ankogel) bereits überwiegend aus amphibolitischen Schollen mit allen Übergängen zu Metadioriten (Metatonaliten). Durch Feldspatung lockert sich der amphibolitische Gesteinsbestand auf und geht allmählich in ein tonalitisches Gestein über. So ist es auch im Falle der Schollen- und Bändermigmatite, die mannigfache Übergänge zu Mischgesteinen (Metadiorite, Metagranite) zeigen. Diese Übergänge, das gegenseitige Mengenverhältnis, Mineralbestand und Strukturen sind von F. Angel eingehend untersucht, wobei auch die eigentlichen Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern feldgeologisch herausgearbeitet und petrographisch gekennzeichnet wurden.

Sinngemäß beenden wird die Erläuterungen der Flächenfarben in der Umgebungskarte von Gastein mit dem Hinweis auf die geologische Karte und Monographie von Franz Angel und Rudolf Staber: „Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe", erschienen als Wissenschaftliches Alpenvereinsheft Nr. 13, Innsbruck 1952. In dieser modernen petrographischen und geologischen Darstellung findet der Leser die Beschreibung der Tonalitgneise, Migmatite und altkristallinen Schieferreste sowie die umfassenden Ergebnisse der geologischen und petrographischen Erfor-

schung des zentralen Raumes, also des eigentlichen Herzstückes des Hochalm-Ankogelgebietes. Unsere geologische Umgebungskarte von Gastein stellt im Raume Maresen Spitze—Seebachtal—Hannover Haus—Ankogel—Tischler Spitze—Hölltorgrat—Arlscharte nur eine stark schematisierte, etwas ergänzte und unzulängliche Kopie der Originalkarte von F. Angel-R. Staber dar. Wer sich für dieses Gebiet näher interessiert, greife daher nach der Originaldarstellung (F. Angel-R. Staber, 1952).

VI/5. Strukturen

Schieferung und Schichtung. Orientierung der Hauptfaltenachsen

Angeregt durch die Arbeiten von B. Sander am Tauernwestende (B. Sander, 1939, 1940, 1942 und Zusammenfassung 1948) wurden mit besonderer Aufmerksamkeit durch 10 Jahre hindurch vom Verfasser systematische Messungen der makroskopischen Haupt-s-Flächen und Hauptfaltenachsen des Gebietes der Hohen Tauern im Abschnitt Gastein bis zum Mölltal und teilweise auch in der Kreuzeckgruppe durchgeführt. Das Ergebnis findet sich in der Strukturkarte Tafel VIII zusammengestellt.

Methodisches

Nur wenige Messergebnisse wurden in die geologische Karte der Umgebung von Gastein eingezeichnet, um das Kartenbild nicht mit Strukturzeichen zu überladen. Sie zeigen infolge des technischen Druckvorganges (Aufkleben der Strukturzeichen auf die Matrize) mitunter kleine Winkelabweichungen gegenüber unserem Original. Die genauen Werte können der Strukturkarte (Tafel VIII) entnommen werden.

Seit dem Jahre 1946 hielten wir uns rigoros an das Prinzip, nur solche Strukturen zu berücksichtigen, die verläßlich an anstehendem Fels beobachtbar sind. Indem wir ausnahmslos die von sekundären Bergzerreißungen, Felsgleitungen oder sonst irgendwie verrutschten Gebieten verstellten Flächen- und Achsenlagen ausschlossen, haben wir das Ziel vor Augen, das Felsgerüst der Hohen Tauern unabhängig vom jüngeren Beiwerk der bloß der Morphologie gehorchenden Schweregleitungen strukturell zu inventarisieren. Vorbildlich in dieser Hinsicht waren uns die Achsenpläne von Prof. E. Wenk (Basel), die wir unter seiner liebenswürdigen Führung im Jahre 1948 im Tessin (Tiefpenninikum) näher kennenlernten und auch in der Natur nachprüfen konnten. Natürlich klaffen dementsprechend in einer solchen Strukturkarte viele leere Felder, die durch Bergstürze, Bergzerreißungen, Rutschgebiete, Gletscher, Moränen, Schutt und Alluvionen bedingt sind. Dazu kommt noch in unserer Strukturkarte das weiß gelassene Areal des Gebietes Hochalmspitze, Ankogel, Hölltorkogel, welches vom Verfasser bloß auf einigen Übersichtsbegehungen durchstreift wurde und über das die Strukturkarte von F. Angel-R. Staber (1952) Auskunft gibt (Deckpause zur geologischen Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes von F. Angel-R. Staber).

Die Messungen wurden sämtlich vom Verfasser selbst durchgeführt, wobei die Winkel auf den Grad genau notiert wurden und die zeichnerische Übertragung in der Regel noch am Abend desselben Tages mit Tusche auf eigens zu diesem Zwecke stets auf der neben der farbigen geologischen

Aufnahmskarte mitgeführten, ebenfalls auf Leinwand gespannten Strukturkarte im Maßstabe 1 : 25.000 erfolgte. Die Originale der planmäßig, durch 10 Jahre mit gleicher Genauigkeit und im gleichen Arbeitsgange erstellten Strukturkarte wurden dann in den Maßstab 1 : 100.000 der synoptischen Strukturkarte (Tafel VIII) umgezeichnet, wobei sich jeweils mehrere dicht nebeneinander liegende und ähnliche Werte anzeigende Strukturmessungen mitteln und zu einem Strukturzeichen vereinen ließen. An fremden Ergebnissen haben wir nur die aus technischen Gründen nicht wiederholbaren Messungen von F. Becke während des Tunnelbaues im Tauerntunnel (Beckes unveröffentlichte Tagebücher im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien) und die Messungen von W. Hammer während der Bauarbeiten im Stollen des Kraftwerkes Mallnitz-Obervellach (publiziert im Jahrb. Geolog. Bu.-Anstalt Wien, 77, 1927) in unsere Strukturkarte aufgenommen. Bei den Zeichenarbeiten für die synoptische Karte und erst recht für die in ungenauem Anklebeverfahren nach althergebrachter Gewohnheit der Kartographen ausgearbeitete geologische Karte der Umgebung von Gastein wäre es gar nicht erst nötig gewesen, die Messungen auf den Grad genau auszuführen und in die strukturellen Originalkarten im Maßstabe 1 : 25.000 möglichst auf den Grad genau mit Winkeltransporteur einzuzeichnen. Es hätte genügt, mit freier Hand im Gelände die Messung bloß auf 5 zu 5 Grade abgerundet, sofort in die strukturelle Aufnahmskarte einzutragen und hätte uns viel Zeit erspart. Dieser kleine Hinweis mag für andere Geologen, die vor ähnliche Aufgaben gestellt sind, nicht ganz unwesentlich sein. Immerhin besitzen wir nun einen vollständigen Satz der Aufnahmskarten 1 : 25.000 des gesamten Gebietes, das auf Tafel VIII dargestellt ist und es könnte sein, daß die an und für sich zu genauen Originalkarten später bei gefügekundlichen Detailarbeiten noch Verwendung finden.

Die zahlreichen kleinen, besonders in den Phylliten der Tauernschieferhülle und in den Gneisphylliten der Tauerngneise häufigen Fältelungen, Scherungen und Überprägungen, die für gefügekundliche Untersuchungen so ungemein wichtig sind, berücksichtigten wir bei unserer Aufnahme im allgemeinen nicht. Bloß einige wenige Sekundärachsen und Faltenüberprägungen, die uns ganz besonders auffielen, finden sich in der Strukturkarte (Tafel VIII) vermerkt. Wir waren von Anfang an der Meinung, daß uns das Eingehen auf diese Art von Kleintektonik zeitlich so behindern würde, daß die Herausgabe unserer geologischen Umgebungskarte von Gastein noch auf viele Jahre hinaus in Frage gestellt wäre. Darum beschränkten wir uns darauf, die jeweils markanten Haupt-s-Flächen und Hauptfaltenachsen zu notieren.

Allerdings besteht das Fazit unserer Erfahrungen darin, daß wir es heute anders machen würden. Besser die Winkelmessungen weniger genau (auf 5° abgerundet und gleich im Feld in die Strukturkarte eingezeichnet), dafür aber möglichst weitgehende Erfassung der Sekundärflächen, Sekundärachsen und Überprägungen. So wird man aus Schaden klug. Immerhin wird eine zukünftige gefügekundliche Forschung im Raume um Gastein durch unsere feldgeologische Vorarbeit wesentlich erleichtert sein, da die Gebiete interessanter Probleme sofort beim Anblick unserer Strukturkarte in die Augen springen. Dort wird man dann im Kleinbereich mit Erfolg die übrigen wichtigen gefüglichen Daten aufnehmen und damit mehr über

die Deformationen, ihre zeitlichen Gliederungen und den gesamten Beanspruchungsplan erfahren.

Allgemeine Beobachtungen

In den östlichen Hohen Tauern stimmt das auf den Schieferungsflächen der Gesteine beobachtbare lineare Parallelgefüge der Gesteinsgemengteile (Striemung; Flaserung; Elongation der Glimmer, Hornblenden usw.; parallele Anordnung der Quarz-Feldspat- und Glimmerzeilen) mit der Richtung der Faltenachse überein. Häufig trifft man rotierte Schieferungsflächen, Walzen, Stengel, Griffel und torpedoförmige Rollen, deren Achsen ebenfalls mit den beobachtbaren Faltenachsen ident sind. Die Falten haben eine Amplitude von Millimetern, Metern oder mehreren hundert Metern. Die Lagen der Faltenachsen bleiben weithin konstant. Innerhalb ein und desselben geologischen Deformationskörpers trifft man weithin homogene Faltenachsen an, gleichgültig um welche Größenordnung der Faltung es sich dabei handelt. So gruppiert sich z. B. die 1000 *m* hohe Stirnwalze des Sonnblick Kernes um ebendieselbe NW streichende und mehr oder minder flache Achse, der auch alle Kleinfältelungen des Sonnblick-Gneiskörpers in der Stirnzone zugeordnet sind, wobei die im Millimeter-Bereich sichtbaren Bewegungsbilder denen des Kilometer-Bereiches durchaus ähnlich sind.

In Kalkglimmerschiefern und Granitgneis sind häufig an ein und demselben Felskörper sowohl Faltenbilder als auch eine Schar sich spitzwinklig schneidender Scherflächen deutlich sichtbar. Die Schnittgerade der Scherflächen stimmt mit der Richtung der Faltenachse überein. Gleichzeitig sind beide ident mit der auf den einzelnen s-Flächen sichtbaren Linearen. Senkrecht zur Faltenachse finden sich häufig Querklüfte, Zugrisse und Quernähte, die oft mit Quarz, Kalzit, Chlorit usw. ausgeheilt wurden.

Die s-Flächen (Schieferungsflächen, mitunter ursprüngliche Schichtflächen) zeigen umlaufendes Streichen rings um die Gneiskuppeln. Die feinen, aber regelmäßig sich vollziehenden Richtungsänderungen des Streichens und Fallens können am besten aus den Stollenprofilen entnommen werden. Steile s-Flächen herrschen in der Stirnzone des Sonnblick Kernes, im Bereiche der Mallnitzer Walze und in der Nördlichen Tauernschieferhülle abseits der Gneiskuppeln. Überhaupt bedingen die Gneiskuppeln in ihren breiten Dachregionen sehr flache Strukturen, so wie man sie sonst selten in den zentralen Ostalpen antrifft.

Die Faltenachsen sind im gesamten Gebiet nur wenig gegen die Horizontale geneigt. Selten überschreitet ihr Neigungswinkel 30°. Nur im Bereiche der Mallnitzer Walze und am N-Rande des Hochalm-Ankogelmassivs (zwischen Großarltal und Kötschachtal) beobachteten wir etwas steilere Faltenachsen, die jedoch niemals über 60° geneigt sind.

Bei Betrachtung der Strukturkarte (Tafel VIII) erkennt man, daß die nördlichen und südlichen Bereiche unseres Gebietes den allgemeinen alpinen Leitlinien strukturell folgen, während das Hochalm-Ankogelmassiv und seine unmittelbare Randzone Querfalten aufweisen.

Im Süden herrscht die NW Streichrichtung. Hieher gehören die Mallnitzer Mulde, der Sonnblick Gneiskern, die Südliche Tauernschieferhülle mit der Rote Wand-Modereckgneisdecke und die Matreier Zone.

In der Nördlichen Tauernschieferhülle dominiert WNW bis E—W Streichen.

Hingegen zeigen das Hochalm-Ankogelmassiv und die zugehörige unmittelbare Dachregion der Tauernschieferhülle fremdartige Querstrukturen mit den Streichrichtungen N—S, NNW, NNE und NE.

Im Süden und Westen des Hochalm-Ankogelmassivs gehen die Querstrukturen in der Regel bogenförmig homogen in die SW-Richtung des südlich anschließenden Bereiches allmählich über. Bloß über dem First der steil SSW eintauchenden Mallnitzer Walze des Hölltorkernes treffen Sonnblick-Richtung (NW) und Ankogelrichtung (NE) recht unmittelbar aneinander. Die tiefere Einheit (Hölltorkern) wird von der Ankogelrichtung, die höhere Einheit (Sonnblick Kern) von der Sonnblickrichtung strukturell beherrscht. Hier liegen zwei Baupläne übereinander (Ch. Exner, 1949 b).

Neu gefunden haben wir nun in den letzten Jahren eine Achsendiskordanz im Norden des Hochalm-Ankogelmassivs (siehe Tafel VIII). Sie befindet sich zwischen der aus Schiefern bestehenden Randzone des Hochalm-Ankogelmassivs einerseits und der Hauptmasse der Nördlichen Tauernschieferhülle anderseits.

Zwischen der Achsendiskordanz und dem N-Rande des Hochalm-Ankogel-Gneismassivs erstreckt sich die Randserie der Tauernschieferhülle. Sie stellt das unmittelbare Schieferdach des Massivs dar und ist strukturell dem Massiv angeglichen. Sie wird von den charakteristischen Querstrukturen des Hochalm-Ankogelmassivs beherrscht.

Im Gebiete zwischen Bad Hofgastein und Bucheben-Wörth sieht man auf der Strukturkarte die um N—S orientierten Querstrukturen des flachen Schieferdaches über dem, im tieferen Untergrund nach NW absinkenden Gneisdom. Man kann aus dem strukturellen Bild eine seichte NW-Fortsetzung des Gneisdomes bis nach Bucheben im Hüttwinkl vermuten, obwohl der Gneis oberflächlich in diesem Bereich nicht mehr aufgeschlossen ist. Westlich des Hüttwinkels vollzieht sich in den mächtigen Schiefern der Ritterkopf- und Edlenkopfgruppe ein harmonischer Zusammenschluß zwischen Mallnitzer Mulde und Nördlicher Tauernschieferhülle.

So wie die Schiefer des eben betrachteten Bereiches: Naßfeld—Silberpfennig—Angertal—Türchlwände als flaches seichtes Dach über dem Hochalm-Ankogelmassiv quergefaltet sind, so kann man auch die Gasteiner Mulde und die Ankogelmulde als Querfalten im Dach des Massivs ansprechen, wobei die Schiefer als echte Mulden ins Massiv von oben her eingepreßt sind. Und auch die sedimentäre Randzone im Norden des Hochalm-Ankogelmassivs zwischen Gasteiner Tal, Großarltal und Murtörl zeigt Konformität mit den Internstrukturen des Gneismassivs. Für alle diese genannten randlichen Schieferserien gilt, daß sie strukturell mit dem Massiv übereinstimmen. Die Internstrukturen des Gneismassivs setzen ohne strukturellen Hiatus in die randlichen Schieferserien fort, wobei auch die Gneisdecken und Gneisschuppen in den Schiefern konform eingeregelt sind und dieselben Querstrukturen aufweisen wie das Massiv und die umhüllenden Schiefer. Die Achsendiskordanz stellt sich erst weiter nördlich ein, nämlich offenbar dort, wo das Massiv im Untergrund steiler nach Norden in die Tiefe absinkt.

Natürlich interessiert es nun den Geologen, wie diese sonderbaren Querstrukturen im Massiv und seiner unmittelbaren Randzone zustandekamen, welches Alter ihnen zukommt und wie ihr Verhältnis zu den gewöhnlichen alpinen Leitlinien des nördlichen und südlichen Bereiches zu deuten ist.

Zur Beurteilung dieser Frage wäre in erster Linie eine genaue Inventarisierung der vorhandenen Achsenüberprägungen im Bereiche der Achsendiskordanz nördlich des Hochalm-Ankogelmassivs und seiner Randzone erforderlich. Wir haben jetzt erst einmal die Existenz der Achsendiskordanz gefunden. Der erforderliche zweite Arbeitsgang wäre eine nochmalige genaue Begehung dieser Randzone des Massivs mit Hauptaugenmerk auf beobachtbare Achsenüberprägung. Unsere bisherigen sporadischen Einzelbeobachtungen sind vieldeutig und weisen auf eine Vergitterung der annähernd meridionalen Querfalten mit den annähernd WNW bis E—W streichenden Strukturen der Nördlichen Tauernschieferhülle hin. Überprägungen im Gebiete des Großarl-Talschlusses (Mündung des Spatgrabens beim Seebauer, siehe Seite 132) zeigen, daß dort die meridionale Faltenachse älter ist als die Faltung der Nördlichen Tauernschieferhülle; hingegen ist das Verhältnis am Flugkopf-NNW-Kamm und im Gasteiner Tal bei der Ortschaft Gadaunern (siehe Seite 132) gerade umgekehrt. Das sind Unstimmigkeiten, die vielleicht durch weitere Studien zu klären sind. Die Ausrede einer „Faltenvergitterung", bei der sich eigentlich kein Mensch etwas vorstellen kann und die mitunter in länderkundlich regionalen geographischen und auch geologischen Publikationen aufscheint, wollen wir vorläufig nicht als deus ex machina heranziehen, sondern lieber die Sache nochmals genauer zum Studium empfehlen.

Deutlicher scheint sich hingegen — allerdings auch noch auf viel zu wenigen und nicht systematisch betriebenen Beobachtungen beruhend — eine etwas jüngere Achsenprägung der Sonnblickrichtung (NW streichende Achse) gegenüber der etwas älteren Querfaltung des Hochalm-Ankogelmassivs und seiner Randzone abzuzeichnen (siehe Seite 156). Doch wäre auch diesbezüglich eine spezielle Untersuchung der beobachtbaren Achsenüberprägungen sehr erwünscht.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß sich die Tappenkarberge in den Bau der Nördlichen Tauernschieferhülle konform einfügen, wobei zwischen den zerrissenen spröden Dolomitklötzen wiederum ein eigenes System von Querstrukturen auftritt.

Einige Details

Die im folgenden Text eingeklammerten Nummern (1), (2) usw. entsprechen den von Kreisen umgebenen Ziffern in der Strukturkarte, Tafel VIII.

Im Gebiete um die Hochalmspitze herrschen N—S-Achsen. Untergeordnet finden wir hier auch westlich einfallende Achsen (1), deren Bedeutung uns noch unklar ist.

Im Bereiche der Ankogelmulde und in den angrenzenden Gneisgebieten fallen die Achsen nach SW ein. Diskordant setzt der 1 *km* lange Floititgang nördlich des Kleinelendkees (2) durch. Eine junge Kluftschar (3) zeigt dieselbe Orientierung wie der von uns als alt betrachtete Floititgang. Darin liegt eine Unstimmigkeit, deren Wesen erst zu erforschen ist.

Wie schon erwähnt, fällt bei Betrachtung des N-Randes des Hochalm-Ankogel-Massivs auf, daß die Querstrukturen des Massivs in die randliche

Schieferzone noch ein beträchtliches Stück weiter fortsetzen. Stellenweise reichen die Querstrukturen nach oben bis in die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzone (z. B. Großarltal bei Stockham und Hausstein; ferner Hinterkaser nördlich Roßkarkogel; sowie Kirchleitenkogel nördlich Türchlwand). Jedenfalls sind in der Regel die Glimmerschiefer, Quarzite, Dolomite, Kalkmarmore und der mittlere Schwarzphyllitzug der Randserie in den Querfaltenbau des Hochalm-Ankogel-Massivs miteinbezogen. Eine große flächenmäßige Entwicklung erfährt die quergefaltete Schieferdachserie des Hochalm-Ankogel-Massivs am NW-Rand des Massivs, wo dieses im Gebiete Silberpfennig—Angertal unter die Schiefer nordwestlich eintaucht.

Geologisch besonders interessant wäre eine gefügekundliche Untersuchung der geometrischen und zeitlichen Verhältnisse zwischen den Querfalten und den gewöhnlichen WNW-Falten im Bereiche der Achsendiskordanz. Einige deutliche Achsenüberprägungen haben wir gefunden und auch in der Strukturkarte eingetragen. Es lassen sich aber vorläufig keine geologisch brauchbaren Folgerungen aus ihnen ableiten.

So beobachtet man im Spatgraben beim Seebauern im Großarltal in Muskowitquarzit (4 a), der den basalen Glimmerschiefern an der Mündung des Spatgrabens zwischenlagert, eine jüngere Knitterung (Achse II: Streichen N 70° E, Fallen 13° E), welche der stofftektonischen Hauptfaltenachse (Achse I: Streichen N 12° W, Fallen 57° N) aufgeprägt ist. Bei Horizontierung der s-Fläche um die Achse II ergibt sich für die Lage der Achse I kein sonderlich verschiedenes Azimut.

Im Quarzit des Flugkopf-NNW-Kammes (4 b) überprägen jüngere Scherflächen (Schnittgerade: Streichen N 27° E, Fallen 20° N) die stofftektonische Achse (Streichen N 77° W, Fallen 10° E).

Im Quarzit, der dem Schwarzphyllit an der Mündung des Gadauner Grabens in das Gasteiner Tal oberhalb der Ortschaft Gadaunern bei den letzten Häusern eingelagert ist (4 c), erweisen sich Prägungen nach einer NE streichenden Achse II (Streichen N 45° E, Fallen 17° N) als jünger wie die stofftektonische Hauptfaltenachse I (Streichen N 85° E, Fallen 6° E).

Auf dem Kirchleitenkogel im Kalkglimmerschiefer nördlich der Türchlwand (4 d) und am N-Kamm des Kalkbretterkopfes im Schwarzphyllit (4 e) ist eine E—W streichende, bzw. NW streichende phyllitische Kleinfältelung bemerkbar. Am Kirchleitenkogel ist die E—W-Achse jünger als eine Querachse, die N 15° E streicht und 5° nördlich einfällt. Jedoch im Gebiete des Kalkbretterkopfes (4 e) dreht die jüngere E—W streichende Achse in eine NW-Lage ein (Streichen N 42° W) und entspricht somit bereits der Sonnblickrichtung. Ähnliches beobachtet man westlich des Silberpfennigs und bei der Häusler Alm oberhalb Mallnitz.

Im großen ist die Achsendiskordanz des nördlichen Randsaumes des Hochalm-Ankogel-Massivs gegen die darüber folgenden mächtigen übrigen Schiefer der Nördlichen Tauernschieferhülle recht hübsch gleich östlich unseres Kartenblattes, u. zw. bei der Murquelle ausgeprägt. Bei Morgenbeleuchtung überblickt man vom Murtörl die Diskordanz. Man sieht, daß die Querfalten des Hochalm-Ankogelmassivs bis an den Kalkmarmor der Silbereckmulde heranreichen. Dieser wird mitsamt der darüber folgenden Schieferserie und Mureckdecke von annähernd E—W streichenden Achsen beherrscht. Bei Begehung des Hanges östlich der Murquelle ergibt sich folgendes: Die Querfalten des Massivs streichen vom Schmalzschartel

über den Frauennock bis an einen 30 *m* mächtigen Gneisphyllonit heran (Faltenachse: Streichen N 22° E, Fallen 25° N). In diesem Phyllonit treffen sich die Querachsen mit einer Achsenrichtung, welche folgendermaßen orientiert ist: Streichen N 70° W, Fallen 15° E. Diese Achsenrichtung herrscht im darüber folgenden Kalkmarmor der Silbereckmulde (10 *m* mächtig) und in den darüber liegenden Schwarzphylliten. Eine genauere Untersuchung wäre noch erforderlich!

Wir haben uns natürlich bei den Begehungen auch immer wieder die Frage vorgelegt, ob vielleicht irgendwo in der N-Randzone des Hochalm-Ankogel-Massivs eine Diskordanz der Schichtflächen bzw. Schieferungsflächen aufzuspüren ist. Das Ergebnis war negativ. Eine deutliche Diskordanz der s-Flächen ist nicht vorhanden. Wohl fallen die Gneisbänke an der Grenze zu den Schiefern in der Regel steiler nach N ein als die Schiefer, aber diese Erscheinung geht unter allmählicher Angleichung der s-Flächen und ohne deutlichen Hiatus vor sich. Stratigraphische Diskordanzen mögen einst vorhanden gewesen sein. Sie sind heute nicht mehr kenntlich, weil sie im Zuge der Gesteinsverformung und Durchbewegung zu tektonisch erzwungenen Konkordanzen umgeprägt wurden.

Die Auflagerung des Quarzit- und Kalkmarmorbandes in der S-Flanke des Silberpfennigs über dem Granitgneis des Bockhart Tales sieht landschaftlich verblüffend einer Diskordanz ähnlich. Vor allem wenn man diese Struktur aus der Ferne betrachtet, z. B. von der Kolmkarspitze, vom Radhausberg, von den Hängen über dem Naßfeld oder vom Unteren Bockhart See. Man hat nämlich den Eindruck, daß der Kalkmarmor in der S-Flanke zwischen Kleinem und Großem Silberpfennig schräg den darunter befindlichen wohlgebankten Granitgneis abschneidet. Der Eindruck wird auch gewonnen, wenn man von Osten, aus dem Ankogelgebiet, zum Kleinen Silberpfennig hinschaut. Es war uns trotz mehrfacher Bemühungen nicht möglich, diesen subjektiven Eindruck — den nach freundlicher mündlicher Mitteilung vor uns auch schon Herr Prof. A. Winkler-Hermaden hatte — irgendwie durch exakte Messungen und Zeichnungen objektiv zu realisieren, obwohl wir mit besonderer Sorgfalt den in Frage stehenden Steilhang mehrmals aufsuchten, nachdem wir zwischendurch stets wieder aus der Ferne die betreffende Stelle vormerkten, wo die Diskordanz doch so offensichtlich vorhanden zu sein schien. Vielleicht ist das letzte Wort darüber noch nicht gesprochen.

In der S-Flanke der Kuppe P. 2498 (siehe Tafel VI, Fig. 1) ist jedenfalls keine Diskordanz mehr vorhanden. Hier lautet das Profil durch die Grenze des Granitgneis zur sedimentären Randzone folgendermaßen von oben nach unten:

Glimmerschiefer, s-Fläche: Streichen N 5° E, Fallen 40° N,
Kalkmarmor (2 *m* mächtig),
Quarzit mit Magnetitporphyroblasten, s-Fläche: Streichen N 12° E, Fallen 25° W,
Gneisphyllonit (10 *m* mächtig), s-Fläche: Streichen N 10° E, Fallen 55° N,
Granitgneis (Siglitzgneis) s-Fläche: Streichen N 10° E, Fallen 20° W; Faltenachse: Streichen N 10° E, horizontal.

Verwerfung

Allgemeines

Jünger als die bisher betrachteten geologischen Strukturen ist die Entstehung der offenen Klüfte, Mineralklüfte, Erzgänge, Zerrüttungs-

zonen („Fäulen"), Ruschelstreifen, Lettenklüfte und Verwerfungen. In der Regel schneiden diese Fugen diskordant durch den Gebirgskörper durch. Häufig stehen sie steil und streichen NNE.

Eingehende Untersuchungen des jungen Kluft-, Zerrüttungs- und Verwerfungssystems führte besonders A. Kieslinger (1936, 1937, 1938, 1940) durch. Ihm gelang es z. B., den Richtungssinn der Verwerfungen des Kalkmarmorbandes aufzuzeigen, das von der Hagener Hütte nach WNW in die südlichen Hänge des Naßfeldes streicht und an Verwerfungen nach W absinkt. Ob es sich am Stubner Kogel um echte Verwerfungen handelt, oder um Bergzerreißung, ist unserer Meinung nach fraglich. Siehe geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch. Das Kalkmarmorband des Stubnerkogels ist in mehrere Staffeln zerlegt, die nach N absinken. A. Kieslinger deutete auf Grund seiner Studien im Zentralgneis (Imhof-Unterbau = Siglitz-Unterbaustollen) auf die Möglichkeit hin, daß manche der steilen diskordanten Zerrüttungszonen bogenförmig nach unten flacher werden und allmählich in phyllonitische Gleitbahnen parallel zur Hauptschieferungsfläche der Gneisbänke übergehen.

Die steilen Zerrüttungszonen im Zentralgneis sind oft mehrere Meterzehner mächtig und bestehen aus zertrümmertem und teilweise wiederverkittetem Gesteinsgrus (Mylonite, Reibungsbreccien). Sie können dicht geschart auftreten. Ein altbekanntes Beispiel dafür stellt die Radhausberg-Hauptfäule mit den von ihr fiederförmig abzweigenden und dann weithin annähernd parallel verlaufenden Nebenfäulen dar.

Die bisher teils untertags im Bergbau, teils obertags an beobachtbaren Schichtverstellungen nachgewiesenen Beträge für die Sprunghöhen der Verwerfungen sind verhältnismäßig klein. Sie überschreiten nicht 120 *m*. Meist handelt es sich nur um Sprunghöhen von wenigen Meterzehnern.

Für das morphologische Erscheinungsbild der Gipfelformen, Grate und Felswände im Zentralgneis kommt — wie A. Kieslinger ebenfalls zeigen konnte — den spättektonischen Fugen und Bewegungszonen eine überragende Bedeutung zu. Viele Scharten und Schuttrinnen folgen den jungen steilen Mylonitstreifen. Die Absonderungsflächen, auffallenden Bänder und Gliederungen in den Gneiswänden entsprechen sehr häufig den spättektonischen Gleitflächen im Zentralgneis. Die Sonnblick-N-Wand liefert eines der vielen prächtigen Beispiele (siehe A. Kieslinger, 1937 a und 1940).

Besonders für die Belange der Baugeologie und natürlich auch für den Bergbau ist eine möglichst eingehende Kenntnis des Verlaufes der zahlreichen Klüfte, Gänge, Zerrüttungszonen und Verwerfungen von praktischem Nutzen. Es wäre auch für das Verständnis des gesamten Ablaufes der spättektonischen Bewegungsvorgänge in unserem Gebirgsabschnitte sehr interessant, diese Erscheinungen systematisch auf einer entsprechenden großmaßstäblichen Kartenunterlage eigens geologisch zu kartieren. Wir konnten uns bei der Aufnahme der Umgebungskarte von Gastein in ein Detailstudium der spättektonischen Strukturen nicht vertiefen. Bei der Zeichnung der Karte wurde auf die Eintragung der zahlreich beobachteten Klüfte, Gänge, Zerrüttungs- und Ruschelzonen verzichtet, weil wir hauptsächlich die Gesteinsgrenzen in übersichtlicher Form zur Darstellung bringen wollten. Man wird spezielle Kartierungen der Gänge,

Fäulen, Ruschelzonen usw. am besten im Maßstabe 1 : 10.000 nach dem Vorgange von A. Kieslinger (1936, 1937) durchführen.

Einige Details

Im Gebiete Silberpfennig—Erzwies—Angertal—Lafental wurden auf der Karte zwei NNE streichende Verwerfungen ausgeschieden. Die eine streicht von der Erzwies zur Rettenwand Alm. Die andere parallel dazu, vom Nachtkar zur Gadauner Alm. Die Verwerfung auf der Erzwies kann nördlich von der Silberkarlscharte gut beobachtet werden. Der E-Flügel der Verwerfung ist etwa um 30 *m* abgesunken, so daß sein Kalkmarmor unmittelbar an den Granitgneis des W-Flügels anstößt. Der durch die zahlreichen alten Bergbauhalden (Schächte) markierte Erzgang („Erzwiesgang") folgt der Verwerfung. Auch bei der Rettenwand Alm sieht man, daß das Kalkmarmorband an der Verwerfung östlich absinkt. An der Störung der Nachtkarwand ist der W-Flügel abgesunken. Ihre Fortsetzung streicht am Plateau östlich vom Kalkbretterkopf durch. Im dazwischen befindlichen Eckelgruben-Gebiet konnte die Störung nicht beobachtet werden.

An den Verwerfungen im Scheiblinggraben ober Café Gamskar (nördlich Badgastein) ist jeweils der NW-Flügel abgesunken.

Aus der großen Menge der vielen Quetschzonen im Zentralgneis wurde nur eine einzige in die geologische Umgebungskarte von Gastein eingetragen. Sie befindet sich nördlich vom Hohen Tauern (Korntauern) und streicht aus der Scharte östlich des Römer Kopfes über den Rücken nördlich vom Mindener Weg in die E-Flanke des Toten Steins. Der zugehörige Harnisch streicht N 57° W und fällt 52° S.

Bezüglich der Schilderung der bekannten Fäulen des Gebietes Radhausberg—Radhausbergkar—Mallnitzriegel sei auf die Ausführungen von A. Kieslinger (1936, 1937) und Ch. Exner (1950 a) verwiesen. Die beiden Rinnen östlich des Mallnitz Riegels stellen Fäulen mit mächtigen Myloniten dar. Auf tektonische Verstellungen im Gasteiner Tal im Zuge der jungen Klufttektonik weist ein NNE streichender und W fallender, 50 *m* langer und 10 *m* hoher Harnisch im Zentralgneis südlich der Patschgstuhlalm hin. Eine Fäule streicht an der Scharte zwischen Hohem Stuhl-Feuersang durch. Die zugehörige Harnischfläche streicht N 42° E und fällt 32° W. Hier ist die Zerrüttungszone 100 *m* breit und dürfte die Fortsetzung der Fäule des Abfallgrabens darstellen. Eine andere Störungszone ist durch die Schuttrinne markiert, welche von der Miesbühel Scharte schnurgerade nach NNE ins Schattbachtal (Angertal) hinabzieht. Die Mylonite stehen an der Scharte im Hang zum Bockhart Tal an. Eine Verwerfung geht auch durch die Scharte östlich vom Heidentempel durch; die westliche Scholle ist hier um 50 *m* abgesenkt. Es gäbe noch ungemein viel anderes zu berichten, da beinahe durch jede Scharte eine junge Störung durchgeht und beinahe jeder kleine Wassergraben einer Zerrüttungszone folgt. Besonders markant und geradezu klassisch ist die NNE streichende Störungszone nordwestlich der Arlscharte morphologisch entwickelt. Sie verursacht einen tiefen schmalen Graben im Zentralgneis, den sogenannten „Kolmgraben". Ihre Fortsetzung scheint die mächtige Mylonitzone in der Scharte südsüdöstlich des großen Murecks (Schöderhorns) zu sein. Es wäre denkbar, daß auch die NNE streichende mylonitische Kluft westlich

unter dem Gipfel des Riedinger Weißecks, in welcher das bekannte Flußspatvorkommen auftritt, diesem Störungssystem angehört. Schließlich sei noch eine besonders hohe Harnischfläche, die zugleich als Verwerfungsfläche funktionierte, genannt: Nördlich der Paßhuber Alm streicht durchs Bachbett des Woisgentales bei P. 1856 der österreichischen Karte 1 : 25.000 eine Verwerfung zwischen porphyrischem Granitgneis (Hölltorkern) und graphitquarzitführendem Glimmerschiefer (Woisgenzone) durch. Die zugehörige Harnischfläche ist 40 *m* hoch aufgeschlossen. Sie streicht N 5 ° W und fällt 50 ° W.

Rand der tektonisch verstellten Schollen

Im Radhausbergkar (beim Sigismundstollen) und in Badgastein (Wasserfall, Pirkerhöhe, Bahnhof, Nordende der Elisabethpromenade) sind örtlich die Gneisbänke ganz abweichend von den sonst regelmäßigen geologischen Strukturen der Umgebung orientiert. Diese Areale wurden durch zahlreiche Messungen des Streichens und Fallens der Schieferungsflächen und der Lineationen ermittelt und ihre Umrisse in die geologische Karte eingetragen. Es dürfte sich um spättektonische Verstellungen im Zuge der jungen Zerrüttungen und Verwerfungen handeln.

Die Scholle beim Sigismundstollen im Radhausbergkar wird tatsächlich ringsum von Fäulen (Verwerfungen bzw. Zerrüttungszonen) umgeben. Hingegen sind die Aufschlüsse im Felsgerüst in Badgastein wesentlich spärlicher und es gelingt nicht, den unmittelbaren Zusammenhang der aberrant gelagerten Gneisbänke mit Verwerfungen zu beweisen, so daß auch noch die alte Theorie von W. v. Gümbel (1890), der annahm, daß nicht Verwerfungen, sondern eine „Schichtaufbiegung" (sozusagen ein kleiner Tumor) im Zentralgneis die aberrante Lagerung bedinge, eine gewisse Berechtigung hat. Im Bereiche des berühmten Badgasteiner Wasserfalles liegen die Gneisbänke söhlig. Auf der Pirkerhöhe neigen sich die Schieferungsflächen des Granitgneis nach S und SW. Im alten Steinbruch beim Bahnhof und in den Felswänden an der Elisabethpromenade findet man S fallende Schieferungsflächen im Gneis mit S fallenden Lineationen. Für die unmittelbare Geologie der Thermalquellen ist dieses Phänomen von entscheidender Bedeutung. Wir meinen, daß die heißen Wässer an Klüften und Verwerfungen aus der Tiefe kommen, die mit dieser großen tektonischen Verstellung genetisch zusammenhängen. Der ganze Talabschnitt zwischen Badgastein und Böckstein scheint durch junge Verwerfungen vorgezeichnet zu sein, die mit den Klüften und Fäulen am Radhausberg zusammenhängen. Darum auch der geradlinige NNE streichende Talverlauf zwischen Böckstein und Badbruck. Durch Einsatz geophysikalischer Apparate könnte man diese Frage einer Klärung näherbringen.

VI/6. Thermalquellen, Heilstollen, alter Bergbau usw.

Thermalquellen

Die folgenden Ausführungen bringen kaum etwas neues, sondern wollen bloß dem geologisch interessierten Benützer unserer Umgebungskarte von Gastein einen kurzen Überblick bieten. Die hochinteressante ältere Erforschungsgeschichte der Zusammensetzung und Wirkung der Gasteiner Heilquellen ist in dem reizenden Büchlein von O. Gerke (1941), mit Be-

rücksichtigung auch neuerer naturwissenschaftlicher Daten im lesenswerten Buche von A. Windischbauer (1948) und historisch untermauert in der umfassenden, ein Gesamtverständnis für Land und Leute vermittelnden „Geschichte Gasteins und des Gasteiner Tales" von H. v. Zimburg (1948) gegeben. Die neuesten Untersuchungsergebnisse finden sich in den bisher 135 Publikationen des Forschungsinstituts Gastein der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Leitung Univ.-Prof. Dr. F. Scheminzky, Innsbruck). Besonders die zusammenfassenden Jahresberichte aus der Feder von F. Scheminzky seien zur Einführung in den gesamten Fragenkreis empfohlen. Das Forschungsinstitut Gastein wurde im Jahre 1936 gegründet und betreibt auf weiter naturwissenschaftlicher Basis die wissenschaftlich-balneologische Forschung, indem Naturwissenschaftler aller Sparten (Physik, Chemie, Mineralogie, Geologie, Botanik, Zoologie und der diversen medizinischen Fächer) hier zusammenarbeiten.

Die Thermalquellen treten an der Badgasteiner Talstufe aus. Das Felsgerüst in Badgastein zeigt steile, NNE streichende Klüfte und enthält auch einige Quarzgänge mit Erzspuren. Die NNE streichenden Klüfte im Granitgneis sind besonders deutlich von der Schreckbrücke aus im felsigen Bachbett der Ache zu erkennen. Das typische Erscheinungsbild der diskordanten Quarzgänge bietet sich an der Quelle Nr. X (siehe Thermalquellenkarte), wo man in dem unter Naturschutz stehenden „Fledermausstollen" den pyritführenden Gangquarz mit wohlausgebildetem Hangend- und Liegendblatt und die der Kluft entströmende Fledermausquelle mit Kalksinter- und Eisenblüteabsätzen unmittelbar beisammen sieht. Solche und andere Beobachtungen (z. B. Hitzeklüfte im Böcksteiner Heilstollen, siehe Seite 141) weisen darauf hin, daß die Gasteiner Thermalquellen sehr wahrscheinlich längs des NNE streichenden Kluftsystems aus der Tiefe aufsteigen und die Oberfläche dort erreichen wo die junge Erosion sich am tiefsten in das Kluftsystem vorgearbeitet hat (Badgasteiner Talstufe).

Im einzelnen ist der Austritt der Thermalquellen (insgesamt 19 Quellen, die bei genauerer Untersuchung aus mehr als 80 gesonderten Warmwasseraustritten bestehen) an lokale Verhältnisse in unmittelbarer Nähe der Gebirgsoberfläche gebunden, wobei wahrscheinlich eine unregelmäßige Verzweigung des im Spaltensystem aufdringenden Thermalwassers erfolgt. Verschiedene Klüftigkeit, Zerrüttung und Bankung des Granitgneis sowie Bedeckung des Granitgneis durch Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen verursachen jeweils den Sondercharakter der einzelnen Quellen. Die ergiebigsten Thermalquellen sind in Quellfassungsstollen gefaßt. Der unmittelbare Austritt aus den NNE streichenden Klüften kann außer im Fledermausstollen auch an der Franz-Josef-Quelle und Wasserfall-Quelle beobachtet werden. Hingegen treten die Elisabeth-, Rudolf-, Doktor- und Grabenbäcker-Quelle in Bankungsfugen und an sekundären Klüftchen und Ruschelzonen des Granitgneis aus. Die erste, wenn auch primitivste Quellfassung in Gastein wurde im Jahre 1794 vorgenommen. Beobachtungen, welche bei den weiteren Quellfassungen angestellt wurden, sind in dem Büchlein von K. Reissacher (1865, wieder abgedruckt im Jahre 1940) und in der Arbeit von F. Scheminzky (1951 b) mitgeteilt. Die heißen Quellen machen sich im Winter durch mächtige Dampfentwicklung im Landschaftsbild bemerkbar. Seit dem Jahre 1829 wird Thermalwasser von Badgastein nach Bad Hofgastein geleitet. Die unserer geologischen

Umgebungskarte als Nebenkärtchen beigegebene Thermalquellenkarte nahm dankenswerterweise Herr Univ.-Dozent Dr. G. Mutschlechner im Rahmen der Forschungsarbeiten des Gasteiner Institutes auf. Als Grundlage diente der Katasterplan des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. Die Originalaufnahme wurde auf den Maßstab 1 : 2000 verkleinert.

Die Temperatur des Thermalwassers beträgt bis 48 ° C. Die Schüttung sämtlicher Badgasteiner Thermalquellen zusammen macht durchschnittlich 50—60 Liter in der Sekunde aus, wobei sehr geringe jahreszeitliche Schwankungen beobachtbar sind. Die im Jahre 1904 gleichzeitig von P. Curie-A. Laborde (Paris) und H. Mache (Wien) entdeckte Radioaktivität des Gasteiner Thermalwassers ist für die verschiedenen Thermalquellen variabel und erreicht bis $142 \cdot 10^{-9}$ Curie pro Liter. Dieser Wert entspricht 390 Mache-Einheiten. Die Menge an gelösten festen Stoffen im Gasteiner Thermalwasser ist gering und beträgt rund 0·4 *g* im Liter. Daher wird das Gasteiner Heilwasser zu den radioaktiven Akratothermen gerechnet. Und zwar haben die heißen Quellen von Badgastein „den chemischen Charakter von Natrium-Calciumsulfat-Hydrogencarbonat-Wässern (im wesentlichen hochverdünnten Glaubersalz-Wässern), die sich durch einen besonderen Reichtum an Spurenelementen, darunter die radioaktiven Stoffe Radium, Radium-Emanation (Radon), Thorium und Thorium-Emanation (Thoron) sowie Uran auszeichnen. In erster Linie in Form des Bades, aber auch in der Trinkkur und in der Ausnützung des Quelldunstes gebraucht, hat sich aus der kurärztlichen Erfahrung im Laufe von Jahrhunderten das Indikationsbereich der Gasteiner Therme abgegrenzt: rheumatische, insbesondere schmerzbetonte Affektionen (Arthralgien, Myalgien, Neuralgien, Restneuritiden, Ischias) sowie echte Gicht; Kreislaufstörungen; Nervenkrankheiten; Störungen der innersekretorischen Drüsen; Alters- und Aufbrauchskrankheiten, Trinkkuren bei urologischen Erkrankungen und der echten Gicht (Gasteiner Heiltafelwasser auch im Versand)“ (F. Scheminzky, 1952).

„Einige der Quellen sind im Besitz bestimmter Kurhäuser und werden nur dort genützt; die meisten Quellen gehören aber heute der Gemeinde Badgastein und laufen in einem Sammelbecken unter dem Elektrizitätswerk zusammen, von wo das Heilwasser durch Pumpen zu Hochbehältern gebracht wird. Diese enthalten sowohl Reservoirs für das naturwarme Quellwasser als auch für gekühltes Thermalwasser, da das erstere für die unmittelbare Verwendung zu Bädern noch viel zu heiß wäre und die ärztlich jeweils vorgeschriebene Badetemperatur nur durch Mischen von naturheißem und gekühltem Thermalwasser in der Badewanne erreicht werden kann. Es ziehen daher von den Hochbehältern zu den einzelnen Hotels und Kurhäusern stets zwei parallele Leitungsstränge, von denen der eine das heiße, der andere das gekühlte Thermalwasser führt. Die Kühlung erfolgt in den Hochbehältern in eigenen Rohrsystemen nach dem Gegenstromprinzip, ohne jede Berührung von Heilwasser und Kühlwasser. Nur eine der genützten Quellen, die Quelle Nr. IX (Elisabeth-Quelle) ist nicht vollständig in das Ortsnetz von Badgastein einbezogen; von den täglich emporquellenden 2,500.000 Liter Wasser werden 950.000 Liter pro Tag an den Schwesterkurort Bad Hofgastein abgegeben und dorthin durch eine rund 8 *km* lange Thermalwasserleitung befördert. Die Leitungsnetze in Badgastein und in Bad

Hofgastein erstrecken sich über eine Länge von mehreren Kilometern und bestehen aus innen emaillierten Gußeisenrohren; die das naturheiße Wasser führenden Leitungen sind gegen Wärmeverlust außen mit einer 5 *cm* starken Korksteinschicht isoliert und unter Terrain in Betonkanälen verlegt" (F. Scheminzky, 1952).

Charakteristisch für die Gasteiner Thermen ist das stark manganhältige Quellsediment, das W. Haidinger (1856) zu Ehren des Entdeckers „Reissacherit" genannt hat. In ihm sind Radium, Thorium, Uran und andere Elemente angereichert. „Der Absatz des Reissacherits bildet sich sehr rasch stets wieder neu, besonders reichlich an den Spaltenaustritten der Rudolf- und Elisabeth-Quelle. Der Reissacherit besitzt nach H. Mache die Eigenschaft, Spuren von Radium und Thorium, welche das aufsteigende Thermalwasser mit sich führt, zu adsorbieren und im Laufe der Zeit so weit anzureichern, daß der Schlamm bedeutende Mengen Emanation an das Thermalwasser abgeben kann, wodurch es erst seine hohe Aktivität erhält.... Der Absatz des Reissacherits erfolgt nicht überall gleichmäßig. Auf senkrechtem Fels ist der Belag sehr rein, aber höchstens 1 *mm* dick. In Becken mit geringerer Strömungsgeschwindigkeit ist die Menge des Sedimentes oft beträchtlich, dieses aber durch vom Wasser mitgeführtes Gesteinsmaterial stark verunreinigt. Da das Thermalwasser von Badgastein nicht wesentlich größere Mengen zweiwertigen Mangans enthält als andere Thermalquellen, so müssen ganz besondere Verhältnisse die Ausfällung eines so reichen Manganschlammes begünstigen (Bakterien, Algen usw.). Daß der Reissacherit so sehr viel reicher an Mangan als an Eisen ist, erklärt sich zwanglos aus dem Umstande, daß aus Bikarbonatlösungen, welche Eisen und Mangan führen, das Eisen sehr viel früher ausgefällt wird als das Mangan. Diese Eigenschaft führt zu einer weitgehenden Trennung der beiden Metalle in der Oxydationszone. Das Mangan kommt erst durch den Zutritt des Luftsauerstoffes zur Ausfällung.... Die im Reissacherit in beträchtlichen Mengen aufgefundenen Elemente: Cu, Pb, Zn, As, Ag und Au finden sich auch in den Erzmineralien der benachbarten Gänge des Zentralgneises. Die Thermen von Gastein und die Golderzgänge der Hohen Tauern sind an ein Kluftsystem gebunden, das N 15° E streicht. Die Thermen steigen heute noch im gleichen Kluftsystem auf, aus welchem die Erzlösungen kamen." (E. Dittler und E. Abrahamczik, 1938.)

In der Zottelau fanden wir, daß die Klüfte im Gneis N 20° E streichen und 80° in östlicher Richtung einfallen. Es sind 20—30 *m* hohe glatte Kluftwände sichtbar. Der Fels ist zerrüttet. Häufig fallen auch hier die Gneisbänke aberrant nach S. Die Klüfte im Gneis beim unteren Ende des Badgasteiner Wasserfalles (beim Elektrizitätswerk) streichen N 15° E und fallen 80° östlich ein. Die Kluft des Fledermausstollens streicht N 20° E und fällt 75° westlich. In den Steilfelsen am Bach unter der Solitude streichen die Klüfte N 20° E und stehen saiger. Systematische Kluftmessungen in großer Zahl hat auch J. Stini (1951 b) mitgeteilt.

Was die Deutung der Herkunft der Gasteiner Therme betrifft (Übersicht siehe J. Stini, 1954 a, 1954 b), so muß gesagt werden, daß wir über die unterirdischen Wasserwege bisher herzlich wenig wissen. Wahrscheinlich handelt es sich größtenteils um vadoses Wasser. Es fällt als Schnee und Regen auf die weiten Gneisregionen des Hölltorkernes, vielleicht auch des Siglitzlappens und sammelt sich längs unbekannten unterirdischen

Bahnen unserer Meinung nach in der tektonischen Mulde zwischen diesen beiden Einheiten (Gasteiner Mulde). Die Frühsommerschneeschmelze der Hochgebirgsregion scheint sich mit Verzögerung von einigen Monaten in einer etwas stärkeren Ergiebigkeit der Gasteiner Thermen im Winter auszuwirken. Auf dem Wege erwärmt sich das Wasser wahrscheinlich bloß durch die ganz gewöhnliche Wärmezunahme mit fortschreitender vertikaler Entfernung von der Erdoberfläche (geothermische Tiefenstufe). Das Wasser dürfte dann in der Gasteiner Mulde unter Spannung stehen und wird deshalb längs NNE streichenden Klüften auf ziemlich direktem und kurzem Wege in die Höhe gedrückt, so daß es keine Zeit hat, sich entsprechend abzukühlen. Es tritt an der tiefsten Stelle, wo das Spaltensystem von der Gebirgsoberfläche (junge Erosion) angeschnitten ist, zutage. Das ist eben die Gasteiner Talstufe.

Vielfach wird vermutet, daß auch juvenile Zutaten in der Gasteiner Therme vorhanden sind (juveniler Wasserdampf eines erstarrenden hypothetischen Plutons der Tiefe; Fluor-, Borgehalt und andere Spurenelemente im Gasteiner Thermalwasser; ein mystisches „Atomgas" nach L. Kober [1953] direkt aus der atomaren Kernreaktionszone des Planeten; und andere derartige Hypothesen). Der Gehalt des Thermalwassers an radioaktiven Stoffen läßt sich nach H. Mache (1941), dem wir die bisher gründlichsten Forschungen auf diesem Gebiete verdanken, hinreichend durch Lateralsekretion aus dem Granitgneis der Badgasteiner Umgebung erklären. Mit der Bezeichnung „juvenil" sollte man unseres Erachtens heute recht vorsichtig umgehen. Im Sinne der neueren geologischen Anschauungen (z. B. Remobilisation eines alten Zentralgranits zum Granitgneis) meinen wir, die Stoffumsätze der alpinen Metamorphose, Erzgänge und Kluftmineralbildungen eher im Zusammenhang mit tiefvadosem Stoffkreislauf betrachten zu dürfen und es wird sich kaum nachweisen lassen, daß ausgerechnet das Gasteiner Thermalwasser und seine Dämpfe (Hitzeklüfte, siehe Seite 141) davon ausgeschlossen sind. Darüber zu diskutieren, ist aber eigentlich nur ein Spiel um Worte, nämlich um die Definition des Anwendungsbereiches der termini technici: „juvenil" und „tiefvados".

Für die in der Literatur mehrfach aufscheinende Angabe, daß Thermalwasser auch bei der Ortschaft Rauris, u. zw. im Berghange des Gruberecks austrete, haben unsere Erhebungen an Ort und Stelle keine Bestätigung gebracht. Die Thermalquellen im Klammkalkzug (Liechtensteinklamm und neuerdings bei Lend) liegen außerhalb unseres Kartenbereiches.

Heilstollen (Radhausberg-Unterbaustollen) bei Böckstein

Der Stollen wurde in den Jahren 1940 bis 1944 vorgetrieben. Nach Geheimrat Pasel im ehemaligen Reichswirtschaftministerium in Berlin wird er mitunter auch als „Paselstollen" bezeichnet. Man wollte die Goldquarzgänge unter den mittelalterlichen Gruben des Radhausberges untersuchen und fand im wesentlichen taube Klüfte in der Fortsetzung des Kluftsystems der Radhausberggänge. Es sind E-fallende und NNE streichende Klüfte. Die Hauptkluft (konstruktive Fortsetzung des Radhausberg-Hauptganges) befindet sich bei Stollenmeter 1888 und wurde in den Jahren 1942 bis 1944 auf einer Strecke von 1100 *m* im Streichen verfolgt. Der Verlauf dieses nördlichen und südlichen Querschlages längs der Hauptkluft ist ebenfalls aus unserer geologischen Umgebungskarte von Gastein

ablesbar. Der schon ursprünglich projektierte Durchschlag nach N soll bald erfolgen, um einen zweiten Ausgang für den Stollen zu erhalten. Der Ausbiß des E-fallenden Kluftsystems wird im Gelände südlich Böckstein durch den erzarmen Kniebeiß-Gang (Wildbachschlucht bei P. 1433 der österreichischen Karte 1 : 25.000) gekennzeichnet.

Den E-fallenden Klüften im Radhausberg-Unterbaustollen entströmt Wärme, Radium-Emanation und wahrscheinlich auch Wasserdampf. Die Gesteinswärme im Bereiche der E-fallenden Klüfte erreichte während des Stollenvortriebes bis 43 ° C und beträgt auch heute noch über 41 ° C. In der geraden Hauptstrecke des Radhausberg-Unterbaustollens nimmt die Wärme bergeinwärts der Kluftzone wieder ab, obwohl die Gebirgsüberlagerung zunimmt. Der Feldort der geraden Hauptstrecke unter dem Honigleitenkopf (siehe geologische Umgebungskarte von Gastein) hat bereits eine Gebirgsüberlagerung von 1080 *m*, jedoch zeigte er während des Stollenvortriebes bloß 32·5 ° C Gesteinstemperatur. Die Untersuchungen des Forschungsinstitutes Gastein unter der Leitung von Prof. F. Scheminzky erbrachten den Nachweis, daß sowohl die Wärme als auch die hohe Radioaktivität der Stollenluft dem E-fallenden Kluftsystem entweichen, welches wir auch kurz „Hitzeklüfte" (Ch. Exner, 1950 a) nannten. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Radiumemanation vor allem bei fallendem Luftdruck aus den Hitzeklüften ausströmt (E. Pohl und J. Pohl-Rühling, 1954 a). Die relative Feuchtigkeit der Stollenluft beträgt 90 bis 100%. Die besonderen mineralogischen Daten der Hitzeklüfte wurden von H. Haberlandt und A. Schiener (1951) beschrieben.

Das Niveau des Radhausberg-Unterbaustollens befindet sich etwa 300 *m* über dem Austritt der Gasteiner Thermen (Badgasteiner Talstufe) und etwa 5 *km* von diesen entfernt. Die Hitzeklüfte des Radhausberg-Unterbaustollens streichen den im Felsgerüst von Badgastein sichtbaren Klüften parallel. Alle folgen der NNE-Richtung. Allerdings trifft die Haupt-Hitzekluft, wenn man sie sich nach NNE fortgesetzt denkt, nicht genau die Thermalquellen in Badgastein, sondern zieht östlich von Badgastein durch (siehe geologische Umgebungskarte von Gastein). Dementsprechend meint J. Stini (1951 a), daß die Badgasteiner Thermen ursprünglich weiter östlich austraten und erst später durch den Graukogel-Bergsturz (Talzuschub) nach W in ihre heutige Lage abgedrängt worden wären. Den Untersuchungen von F. Scheminzky und Mitarbeitern ist es zu danken, daß der Radhausberg-Unterbaustollen heute als Heißluft-Emanatorium (Kombination der Radium-Emanationstherapie mit Überwärmung) zu einem wertvollen zusätzlichen Gasteiner Heilmittel geworden ist. Der Stollen wird deshalb auch als Heilstollen — eine Zeit lang nannte man ihn auch „Thermalstollen" — bezeichnet. Näheres möge in den zusammenfassenden Berichten von F. Scheminzky (1951 a, 1952, 1955, 1956) nachgelesen werden. Die geologischen Daten mit geologischem Profil wurden von Ch. Exner (1950 a) in Übersicht gebracht und eingehend beschrieben. Im großen und ganzen besteht heute Einmütigkeit in der Auffassung, daß zwischen Gasteiner Thermen und Hitzeklüften im Radhausberg enge Zusammenhänge wahrscheinlich in dem Sinne bestehen, daß in tieferen Teilen der Hitzeklüfte Gasteiner Thermalwasser zirkuliert und Wärme, Radium-Emanation und wahrscheinlich auch Dampf in den Radhausberg-Unterbaustollen abgibt.

Angeblicher ehemaliger Heißluft-Austritt im unteren Naßfelder Achental

An der Straße im Naßfelder Achental, „knapp 100 *m* vor der scharfen Wegkehre beim Kesselfall bemerkt man eine leichte Senkung des Fahrweges und im rechts befindlichen Hang gegen die Ache hinunter läßt sich unter der Straße eine Art von Grube erkennen. Diese Grube in der Seehöhe von 1280 bis 1290 *m* ist der letzte Rest eines unter der Straße im Jahre 1932 gegrabenen Stollens, der heute nun verbrochen ist; ihn legte der Gendarmerieinspektor Gnies an, um einem dort vermuteten Thermalwasservorkommen nachzuspüren. Denn oberhalb des Fahrweges, aber auch unterhalb neben dem Stolleneingang treten im Winter immer apere Stellen auf, es können mitunter auch Dampfaustritte beobachtet werden und die Temperatur unter dem Gerölle zeigt dort meist viele Plusgrade, auch wenn die Lufttemperatur weit unter null liegt" (F. Scheminzky, 1951 a).

Alter Bergbau auf Gold und Unterbaustollen des Goldbergbaues

Der alte Goldbergbau bildet mit seinen vielen historischen Andenken aus dem Mittelalter bis zu den neueren Bergwerksanlagen, die zuletzt im Jahre 1944 stillgelegt, aber weiterhin auch heute noch teilweise im Stande gehalten werden (Gewerkschaft Radhausberg, Böckstein), geradezu das Wahrzeichen der Hohen Tauern bei Gastein. Es handelt sich um Goldquarzgänge, die im wesentlichen auf das Gebiet des Zentralgneis beschränkt sind. Sie schneiden diskordant die Schieferungsflächen des Zentralgneis durch und sind also jedenfalls jünger als die alpine Hauptorogenese (W. Petraschek, 1926 und 1947).

Man kann sich das heute etwa folgendermaßen vorstellen: Die junge Hebung des Gebirgskörpers der Hohen Tauern erfolgte erst nach der alpinen Hauptorogenese, also nach der Prägung der Hauptschieferung und nach den großen Einengungs- und Gleitbewegungen des Zentralgneis. Am höchsten emporgehoben im Zuge der jungen Hebung wurde die Firstregion der Zentralgneisgewölbe. Ihre Verbindung stellt die Achse der jungen Hebung dar. Sie streicht bei regionaler Betrachtung der gesamten östlichen Hohen Tauern etwa WNW (siehe Tafel II). Da zur Zeit der Heraushebung des Tauernkörpers die während der alpinen Hauptorogenese über dem Tauernkörper lagernden Gesteinsmassen schon teilweise abgetragen (erodiert) waren und daher der allseitige Druck und die Plastizität im Tauernkörper sich verminderten, konnten Spalten und Klüfte aufreißen. Und zwar entstand ein sehr regelmäßig NNE streichendes steiles Spaltensystem. Man kann diese NNE streichenden Spalten mit großer Wahrscheinlichkeit als Zerrungsklüfte (ac-Klüfte) auffassen, die annähernd senkrecht zur Achse der jungen Emporwölbung des Tauernkörpers orientiert sind und sich in dem nicht mehr ganz plastischen, sondern bereits spröd werdenden Zentralgneis bildeten. Die Restlösungen der Stoffmobilisationen, welche während der alpinen Hauptorogenese wirksam waren, sammelten sich in den Hohlräumen (Spalten) und kristallisierten als Quarz, alpine Kluftminerale und Erze (Ergänge). Während der langsamen Ausfüllung der Spalten hielten Spannungen und Relativbewegungen im Gebirgskörper an. Die Seitenwände stießen örtlich aneinander und dabei entstanden Reibungsbreccien, die wiederum von den Mineral- und Erzlösungen mit mehrfacher Interferenz von mechanischer Zerreibung und Kristallisation durchtränkt

wurden. Verschiedene Vererzungsphasen lösten einander ab. Die Erzlösungen scheinen sich besonders in den höchsten Lagen der Zentralgneisgewölbe unter dem abdichtenden Dach der Tauernschieferhülle (F. Becke, 1909) wie in einer „Fangglocke" (W. E. Petrascheck, 1947) angereichert zu haben.

„Auch das Gold ist nicht fix und unbeweglich an ein bestimmtes Vorkommen festgelegt. Es kommt sowohl als Freigold in einem schon äußerlich kenntlichen (fettglänzenden, oft graublauen, manchmal auch eisenschüssigen ‚rotrahmigen') Quarz oder in feinster, dem Auge unsichtbarer Verteilung im Schwefelkies, Arsenkies, Zinkblende oder Kupferkies vor. Interessante erzmikroskopische Untersuchungen von A. Tornquist haben gezeigt, daß das Gold von einem Erz in das andere wandern kann, daß es wahrscheinlich vom Pyrit in den Arsenkies, weiters in die Zinkblende wandert und schließlich vom Kupferkies und Bleiglanz übernommen wird, wobei ein Teil des freigewordenen Goldes durch die Therme gelöst und fortgeführt wird. Es ist daher kein Wunder, wenn noch heute in der Gasteiner Therme Edelmetalle und andere Metalle in geringen Spuren auftreten" (H. Haberlandt, 1948). Die Erzgänge erreichen kaum größere Mächtigkeit als 1 *m*.

Die wichtigsten Reviere des alten Goldbergbaues unseres Kartenblattes sind das Radhausbergrevier, das Revier: Siglitz—Bockhart—Erzwies und der Hohe Goldberg zwischen Wurten Kees und Vogelmaier Ochsenkar Kees.

Die Ausbisse der Erzgänge des Radhausberges (Hauptgang und zwei Hangendgänge) sind durch morphologische Rinnen gekennzeichnet und daher von weitem sichtbar (siehe geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch). Der Radhausberg-Hauptgang streicht N 30—35° E und fällt etwa 50—55° E. Durch eine Schar junger Zerrüttungszonen (Radhausberg-Hauptfäule und diverse Nebenfäulen im Radhausbergkar), welche NNE streichen und westlich einfallen, werden die Erzgänge des Radhausberges gegen unten abgeschnitten. Die Hitzeklüfte im Radhausberg-Unterbaustollen sind — soweit bisher aufgeschlossen — praktisch erzfrei und liegen in der unteren Fortsetzung der Radhausberg-Erzgänge (siehe Seite 140). Die Baue am Radhausberg gehörten im Mittelalter zu den reichsten Goldgruben Europas. Die Gesamtlänge der Stollen im Radhausberg soll über 50 *km* betragen. Das Gold tritt hier als Freigold in Quarz auf. Die reichste Goldführung war — abgesehen von der wahrscheinlich schon vor dem Mittelalter abgebauten Oxydationszone — besonders an die Scharung sich verästelnder Gangteile (Bogentrumbildung) gebunden. Südlich des Radhausberges kann im Ödenkar das Weiterstreichen des Hauptganges und der Hangendgänge bis über den Kreuzkogel-SW-Kamm ins Weißenbach Tal längs der alten Halden (Schächte und Stollen) überblickt werden.

Das Revier: Siglitz—Bockhart—Erzwies besitzt ein ganzes Bündel NNE streichender, meist steil östlich einfallender Erzgänge. Siehe Profil des Siglitz-Unterbaustollens (Ch. Exner, 1949 c). Die Quarzgänge sind hier reich an Pyrit, Arsenkies, Zinkblende und Kupferkies, in denen sich das Gold feinst verteilt verbirgt. Im Naßfeld war eine Flotationsanlage in Betrieb und es wurden nach amtlichen Berichten z. B. im Jahre 1942: 27·3 *kg* Gold; 97·1 *kg* Silber; 150 Tonnen Schwefel und 36 Tonnen Arsen gewonnen. Nach W. und W. E. Petrascheck (1950) ergab der Probebetrieb in den Jahren 1940 bis 1944, daß bei einer Bauwürdigkeit von

¼ der Gangflächen der mittlere Goldgehalt nur 7 *g* pro Tonne betrug. Im Gebiet um den Oberen Bockhart See sind durch Haldenzüge (Stollen und Schächte) zwei Erzgänge sehr hübsch oberflächlich markiert, die aus der Seekopf-NE-Flanke in die S-Flanke des Silberpfennigs und der Baukarlscharte weiterstreichen. Die Gänge werden vom Bockhart-Unterbaustollen unterfahren; sein Mundloch befindet sich beim Zeichen „Bgw." unserer Karte, zwischen Oberem und Unterem Bockhart See. Der Siglitz-Unterbaustollen (= Imhofstollen) hat sein östliches Mundloch im Naßfeld (beim Zeichen „Gold Bgw." unserer Karte) und seinen westlichen Ausgang in der Nähe des Tauernhofes (Kolm-Saigurn). Vorübergehend diente der Stollen zu Beginn dieses Jahrzehnts dem Personenverkehr zwischen Rauris- und Gasteintal.

Am Hohen Goldberg war das Gold anscheinend besonders dort angereichert, wo die im Zentralgneis eingequetschten alten Schiefer (Amphibolite und Schwarzphyllite) von NNE streichenden Erzgängen gekreuzt werden. Das Gebiet nördlich der „Wintergasse" bis zur Fraganter Scharte ist reich an alten Bergbauhalden. Über eine Befahrung des Augustinstollens beim Neubau siehe Seite 123. Die Ruinen des alten Schrägaufzuges, Radturmes und Knappenhauses nahe der Gletscherregion bleiben wohl jedem Touristen, der den Sonnblick von der Rauriser Seite her kennengelernt hat, in nachhaltiger Erinnerung. Tatsächlich waren auch die Erfahrungen, welche die Knappen im Schneesturm hier im Winter durch Jahrhunderte durchmachten, ausschlaggebend für die zweckmäßige Auswahl des Platzes, Anlage und Bauart des Sonnblick-Observatoriums (Zittelhaus), wobei der letzte bodenständige Gewerke am Hohen Goldberg, Ignaz Rojacher, besonders tatkräftig seine praktischen Kenntnisse zur Verfügung stellte. Das Projekt eines modernen Unterbaustollens gelangte nicht mehr zur Ausführung. Der Stollen blieb schon nach wenigen Meterzehnern stecken; sein Mundloch befindet sich oberhalb des Buchstabens „K" vom Worte „Kolm-Saigurn" unserer Karte. Es war geplant, von Kolm-Saigurn aus den Hohen Goldberg zu unterfahren und eine Verbindung mit dem Mölltal (Zirknitztal) herzustellen.

Wer sich näher mit der gesamten Sachlage und dem sehr umfangreichen Tatsachenmaterial und Problemkreis des Tauerngoldes, soweit es den Bereich unserer Karte betrifft, vertraut machen will, sei auf folgende Literatur besonders hingewiesen:

Die grundlegende Monographie ist auch heute noch das Buch von F. Posepny (1879) mit den beigegebenen Stollenplänen, Aufrissen, Angaben des Goldgehaltes, alten Förderziffern usw. Unveröffentlichte Begehungsberichte und eine zugehörige Bergmannskarte im Maßstab 1 : 25.000 von F. Florentin und F. Florentin-K. Zschocke (Gewerkschaft Radhausberg) orientieren über den gegenwärtigen Stand der Bergbauobjekte obertags und, soweit heute noch befahrbar, auch untertags. Diese Begehungsberichte und Bergmannskarte umfassen das gesamte, hier in Frage stehende Gebiet (Reviere: Radhausberg, Siglitz—Bockhart—Erzwies, Hoher Goldberg und kleinere Vorkommen). Die Zeichen auf unserer geologischen Karte der Umgebung von Gastein sind betreffs alten Bergbaues auf Gold, Silber, Blei und Zink bloß schematische Generalisierungen der sehr genauen Daten dieser Bergmannskarte. Wir durften mehrmals Herrn Bergverwalter Dipl.-Ing. F. Florentin auf seinen Begehungen begleiten

und es wäre nur zu wünschen, daß die exakten Aufnahmsdaten der Bergmannskarte und die erläuternden Begehungsberichte auch der Öffentlichkeit als Druckwerke zugänglich gemacht werden könnten.

Die ältere Geschichte des Tauerngoldbergbaues möge der interessierte Leser den ausgezeichneten übersichtlichen Darstellungen von F. Florentin (1937) und H. v. Zimburg (1948) entnehmen. Zwei eindrucksvolle Skizzen vom Leben der Knappen und dem Zustand des Bergbaues am Hohen Goldberg und Radhausberg in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts stammen von K. Reissacher (1863, 1864). Äußerst lesenswert ist der Bericht von F. Florentin (1948) über den alten Bergbau am Radhausberg und die vielen Ruinen, die man dort noch sieht. Schließlich gab der verstorbene Bergdirektor K. Imhof, auf dessen Initiative zu Beginn dieses Jahrhunderts der Bergbau im Naßfeld (Siglitzrevier) wieder auflebte, einen kurzen und inhaltsreichen Bericht über die von ihm geleitete Arbeitsperiode und ihre Erfahrungen (K. Imhof, 1936). Die letzte Betriebsperiode des Gasteiner und Rauriser Goldbergbaues 1938 bis 1945 schildert F. Florentin (1953).

Nicht in unser Literaturverzeichnis aufgenommen, haben wir die unabsehbare Flut der übrigen Schriften, die sich mit der sagenumwobenen und immer wieder frisch geschmückten Historie des Tauerngoldes beschäftigen. Es findet sich auch darin viel wertvolles und gediegenes Quellenmaterial neben zweitrangigen, nur popularisierenden und unkritischen Darstellungen.

Wissenschaftliche Neubearbeitungen, die über das grundlegende Werk von F. Posepny (1879) in lagerstättenkundlicher und mineralogischer Hinsicht hinausreichen, knüpften an die Bergbauaufschlüsse der Arbeitsperiode Imhof an: A. Winkler-Hermaden, H. Hiessleitner und besonders A. Kieslinger (1936, 1937, 1940); ferner in mineralogischer Beziehung H. Michel (1924, 1925), A. Tornquist (1933) und A. Schiener (1936). Endlich sind die Publikationen zu nennen, die schon die neuen Aufschlüsse der Betriebsperiode 1938 bis 1945 mitberücksichtigen, u. zw. in montangeologischer Hinsicht: K. Stier (1944) und im mineralogischen Bereiche: H. Haberlandt, A. Schiener und W. Siegl (siehe Literaturverzeichnis). Außerdem liegen kleinere Veröffentlichungen von Fachleuten anläßlich kurzer Exkursionen und auch wertvolle Mitteilungen von mineralogischen Sammlern vor. Es wäre wohl sehr an der Zeit, daß ein Lagerstättenkundler und Mineraloge die neueren Beobachtungen bezüglich der alpinen Kluftminerale und Erzgänge unseres Bereiches in übersichtlicher Form zusammenstellt.

Über Waschgold-Gewinnung aus dem Sand der Talalluvionen und Bäche des Bereiches der geologischen Umgebungskarte von Gastein sind uns keine positiven Ergebnisse bekannt. Von privater Seite wurde ein Versuch in den Talalluvionen südlich des Wirtshauses Frohn im Hüttwinkl angestellt. Bekannt sind die immer wieder unternommenen Aktionen zur Waschgold-Gewinnung im Salzachtal außerhalb unseres Kartenbereiches. So wurden z. B. nach amtlichen Angaben südlich der Kirche von Bischofshofen am rechten Salzachufer im Jahre 1940 1816 m^3 Kies und Sand gewaschen. Der Goldgehalt betrug durchschnittlich weniger als 1 g pro Tonne. Die Goldflitterchen treten von mikroskopischer Größe bis zu 7 mm Länge auf.

Alte, allerdings unbestätigte Meldungen erwähnen in der Schieferhülle des Rauristales westlich über dem Weiler Moosen (südlich der Ortschaft Rauris) ein Goldvorkommen. Einen Stollen konnten wird dort bei einer Begehung auffinden und wir haben seine Lage in unsere geologische Karte vorsichtshalber eingetragen. Nähere Untersuchung steht aber noch aus.

Alter Bergbau auf Silber und Blei

Beim Eintritt eines Goldquarzganges aus dem Granitgneis in den Kalkmarmor der Tauernschieferhülle stellt sich örtlich ein charakteristischer Wechsel in der Erzführung des betreffenden Ganges ein. Das klassische Beispiel dafür bietet der westliche der beiden Goldquarzgänge des Bockhart Tales, u. zw. südlich unter der Baukarl Scharte. Da der Verlauf des Erzganges oberflächlich durch die alten Bergwerkshalden, die vom Oberen Bockhart See zur Baukarlscharte ziehen,gut markiert ist, kann man sich auch heute noch, obwohl die alten Stollen und Schächte längst verbrochen sind, gut von der Sachlage überzeugen. Steigt man vom Oberen Bockhart See (P. 2070), am „Giftbrünnl" vorbei, die Bergflanke direkt zur Baukarlscharte längs alten Wegresten des einstigen Knappenweges an, so trifft man unter der Baukarlscharte den charakteristischen Wechsel in der Zusammensetzung der Bergwerkshalden. An Stelle des Pyrit und Arsenkies des bis hieher im Granitgneis verlaufenden Goldquarzganges treten nun Siderit, Manganspat und Galmei, die metasomatisch den Kalkmarmor bei der Baukarlscharte verdrängen. Siderit und Manganspat wandeln sich in der Oxydationszone zu Brauneisenstein und Pyrolusit um. Der Pyrolusit bewirkt die auffallende Schwarzfärbung der alten Bergwerkshalden (F. Florentin-K. Zschocke). Weiter ist dieser Vererzungstypus dann jenseits der Baukarlscharte in der streichenden Fortsetzung des Ganges im Kalkmarmor der Erzwies längs der alten Schachthalden vorzüglich beobachtbar. Hier sowie am Seekopf und bei der Schmoranz Alm (Naßfeld) dürfte im Mittelalter hauptsächlich Silber und Blei gewonnen worden sein, wobei das Blei als Zuschlag beim Schmelzen der Golderze gebraucht wurde. Auf den Silbergehalt der in der Schieferhülle auskeilenden Goldquarzgänge scheinen sich auch die Namen „Silberpfennig" und „Silberkarl" zu beziehen.

Alter Bergbau auf Zink

Galmei des vorgenannten Vererzungstypus wurde im 18. Jahrhundert auf der westlichen Erzwies im Gebiete unter der Nachtkarwand in geringen Mengen abgebaut (nach F. Posepny, 1879).

Alter Bergbau auf Kupfer

Der alte Kupferbergbau in der Schieferhülle des Großarltales folgt den metamorphen konkordanten Kieslagern in den Grünschiefern und deren unmittelbarer Nachbarschaft. Diese Kieslager sind in recht großer Menge vorhanden. Sie beschränken sich nicht allein auf die Grünschiefer, sondern kommen auch in den die Grünschiefer unmittelbar begleitenden Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllitbändern vor. Es handelt sich hauptsächlich um Pyrit mit Beimengungen von Kupferkies.

O. M. Friedrich (1936) hat die Vorkommen sehr umfassend und ins Detail gehend beschrieben. Nach seinen Forschungen ist der Pyrit mecha-

nisch zerdrückt (Porphyroklasten, Mörtelkränze, Zerreibsel) und zeigt beginnende Rekristallisation. „Die Form dieser Kieslager neigt im allgemeinen zu langen, aber dünnen Linsen, die einerseits in schmale, aber dafür oft recht weit sich hinziehende Platten-Lager, anderseits in Erznester und -putzen übergehen. ... Vom Großbild, d. h. vom Auftreten der Erzlager als Gesteinskörper, hinweg über die einzelnen Aufschlüsse, bzw. Ortsbilder und den Handstücken bis herab zum mikroskopischen Gefügebild ließ sich eine weitgehende Durchbewegung Schritt für Schritt verfolgen. ... Diese mechanische Durcharbeitung der Lagerstätte wird von einer Kristallisation der Erze und der Gangarten unter Stoffzufuhr (Quarz-Karbonatgänge mit Kupferkies, Albit) ausgeheilt, bzw. überdauert. Diese Kristallisation schuf das heute vorliegende Gepräge eines metamorphen Kieslagers. ... Die Mineralfazies der Lagerstätten (Albit, Chlorit, Quarz, Titanit, Apatit, Epidot), u. zw. sowohl der Lager als der Gangnester, stimmt mit der Metamorphose der Nebengesteine, die durch die Tauernkristallisation gegeben ist, überein. Der Zustand, in dem die Kieslager heute vorliegen, entspricht dem eines kristallinen Schiefers erststufiger Kristallisation. Dadurch lassen sich naturgemäß über einen allfälligen vormetamorphen Zustand der Erzkörper kaum durch streng gültige Beweise Schritt für Schritt belegbare Ableitungen geben und alle Deutungsversuche sind mit größeren oder geringeren Unsicherheiten behaftet" (O. M. Friedrich, 1936).

Während des zweiten Weltkrieges wurden im Sommer 1941 die Kieslager des Großarltales nochmals von J. Wiebols untersucht und die betreffenden Beobachtungen in einer ebenfalls wertvollen, auch mit einer geologischen Karte und Profilen versehenen Arbeit niedergelegt (J. Wiebols, 1948). Das Studium der alten Berichte über den Bergbau ergab: „Das Durchschnittsausbringen an Kupfer betrug nach den vorhandenen Produktionszahlen aus den Jahren 1787 bis 1816 1¼%. Die totale Produktion an Kupfer in der gesamten Betriebsperiode aller Kiesbergwerke im Großarltal läßt sich auf etwa 6500 *t* berechnen" (J. Wiebols, 1948). Die ursprüngliche (vormetamorphe) Bildung der Kieslager deutet J. Wiebols als submarine Exhalationen des Diabasvulkanismus, die durch Faulschlammschwefel sulfidisch gebunden wurden. Diese Deutung paßt gut ins erdgeschichtliche Bild und verträgt sich auch mit den Tatsachenbeobachtungen von O. M. Friedrich. Man kann nämlich annehmen, daß die ursprünglich sedimentären Kieslager des submarinen Diabasvulkanismus (Ausgangsmaterial der Grünschiefer) zusammen mit der ganzen Tauernschieferhülle bei der alpinen Orogenese metamorph wurden.

Ergänzend zu den Detailbeschreibungen von O. M. Friedrich (1936) sei die Lage eines Stollens mitgeteilt, der sich beim Buchstaben „t" des Wortels „Karteis" unserer Karte befindet (Großarltal, gegenüber dem Gehöft Süß). Das Mundloch dieses Stollens befindet sich in Kalkglimmerschiefer. Der Stollen scheint noch befahrbar zu sein. Auf der Halde liegt viel Grünschiefer mit Erz.

Bei der Toferer Alm wurde noch in den Jahren 1946/47 geschürft (Stollen beim Worte „Kupfer" unserer Karte).

Nach Aussage einiger Personen in der Ortschaft Rauris befinden sich im Gebiete des Gaißgrabens alte Stollen, die wir jedoch bei unseren Begehungen bisher noch nicht wiedergefunden haben.

Alter Bergbau auf Magnetit

Die Stollen südsüdöstlich unter dem Mallnitzer Tauern (Niederer Tauern, Hagener Hütte) sollen nach H. Credner (1850) Magnetit (in körnigem Kalk) für die Eisenhütte in Flattach geliefert haben.

Alter Bergbau auf Hornblendeasbest und Talk

Zwischen Bad Hofgastein und Laderding sieht man schon von der Eisenbahn aus die Reste eines vor wenigen Jahren betriebenen kleinen Schurfes auf Hornblendeasbest und Talk. Das Stollenmundloch im östlichen Bergfuß des Gasteiner Tales, südlich Laderding, befindet sich in gefaltetem Kalkglimmerschiefer mit 1 *m* mächtigen Talkschieferlinsen. Konkordant darüber folgt Serpentin mit Talkschiefer, Ankerit und Hornblendeasbest.

Nach A. Kieslinger (1953) wurden aus dem Gebiete von Bad Hofgastein—Rastötzen Talkschiefervorkommen (mit Übergängen zu Serpentin) als Hochofensteine für das Hüttenwerk in Werfen abgebaut. U. zw. betrug der jährliche Bedarf an Gasteiner Hochofensteinen für Werfen gegen Ende des 18. Jahrhunderts etwa 22.500 *kg*.

Bergwerkshalde und Tunneldeponie

In der Gebirgsregion über der Baumgrenze sind die mittelalterlichen Erzhalden des Bergbaues weithin sichtbar. Ihre Aneinanderreihung zeigt z. B. im Landschaftsbild des Ödenkares, Oberen Bockhart Sees und der Erzwies den Ausstrich der Erzgänge.

In der Talregion werden die mitunter recht großen Flächen der künstlichen Gesteinshalden rasch von der Vegetation zurückerobert. Das sieht man z. B. beim N- und S-Portal des Tauerntunnels, im Naßfeld (Siglitz-Unterbaustollen) und im Naßfelder Achental (Radhausberg-Unterbaustollen).

Schlackenhalde der alten Schmelzöfen

Ein unveröffentlichter Bericht über die alten Schmelzplätze des Bergbaues im Gasteiner- und Rauristal wurde von K. Zschocke (Gewerkschaft Radhausberg) ausgearbeitet. Gewöhnlich handelt es sich um homogene plattenförmige Schlacken, die sich in unmittelbarer Nähe der Plätze der alten Schmelzöfen befinden. Diese Schlacken werden derzeit im Gasteiner Tal zur Schotterung der Promenaden und im Rauristal als Schotter für die Landstraße im Hüttwinkl verwendet.

In der Bergregion findet man neben den alten Gruben mitunter flach halbkugelige Schlackenreste mit Durchmesser bis zu 30 *cm*, die auf ein Schmelzen in kreisrunden Vertiefungen oder Tiegeln hinweisen. Diese Schlacke ist grobblasig und enthält mitunter unaufgeschlossene Schmelzzuschläge; wahrscheinlich stammt sie von Schmelzversuchen in der einstigen Schmiede beim Stollen. Wir kennen diesen Typus z. B. vom Kleinen Sonnblick (2722 *m* Seehöhe), einem der höchstgelegenen Bergbaue unseres Kartenbereiches, den man wegen der Schneeverhältnisse am besten erst im September aufsucht.

Wir haben auf der geologischen Karte der Umgebung von Gastein nur diejenigen Schlackenhalden eingetragen, die uns als besonders auffällig in der Natur begegneten. Aus den Untersuchungen von K. Zschocke geht hervor, daß sich bedeutend mehr Plätze alter Schlackenhalden finden ließen.

Steinbruch

Gasteiner Tal

Bei dem Bahnhof Bad Hofgastein (Buchstabe „s" des Wortes „E. St. Hofgastein"): Biotitführender Grünschiefer mit Quarz-Epidotadern und Pyrit. Zur Zeit unserer Aufnahme nicht in Betrieb.

Bei Stein, nördlich Wieden: Mehrere alte verwachsene Steinbrüche in Kalkglimmerschiefer. Nicht in Betrieb.

Südlich Lafen: Kalkmarmor. In Betrieb.

An der Straße nördlich Badgastein, bei der Straßenabzweigung nach Kötschachdorf: Granitgneis. Zur Zeit unserer Aufnahme nicht in Betrieb.

Passau bei Böckstein: Granitgneis. Zeitweise in Betrieb.

Seebachtal bei Mallnitz

Großer Steinbruch beim Stappitzer See: Gefeldspateter Biotitgneis (Migmatitgneis). Nicht in Betrieb.

Rauristal

Östlich der Ortschaft Rauris: Grünschiefer. Zeitweise in Betrieb.

Südsüdöstlich Wörth: Kalktuff. In Betrieb. Siehe Seite 30.

Elmautal bei Großarl

Bei Klein Elmau: Dolomitblockwerk des Bergsturzes beim Kasbichl. Zeitweise in Betrieb.

Sand- und Schottergrube

Im Gasteiner Tal zwischen Badgastein und Bad Hofgastein bei der Lokalität Bertahof, welche sich in der Nähe des Wortes „Neuweg" unserer Karte befindet (siehe dazu Seite 28).

Im Rauristal sehr kleine Anschnitte der alluvialen Kiese und Sande an der Straße, südlich Wirtshaus Frohn.

VII. Zur Interpretation der Beobachtungen

Wie schon eingangs erwähnt, steckt die geologische Kenntnis von den erdgeschichtlichen Ereignissen in den Zentralalpen noch in den allerersten Anfängen. Es gibt viel mehr Rätsel als gesicherte Ergebnisse. Darum ist es auch besonders wichtig, daß man möglichst sauber zwischen objektiven Beobachtungsergebnissen (z. B. Petrographie und sichtbare Tektonik) und subjektiven Interpretationen (z. B. intrakrustale Petrogenese; Stratigraphie ohne Fossilien; großtektonische Spekulationen und kinematische Rekonstruktionen) trennt.

Wenn mehrere Geologen auf einem Berggipfel beisammensitzen, hat erfahrungsgemäß jeder eine andere Meinung, wie die fossilleeren Schichten zeitlich in die Erdgeschichte einzureihen sind und auf welche Art und Weise man sich die sichtbaren geologischen Strukturen teils in unbekannte Tiefen der Erdkruste, teils in den Luftraum hinaus fortgesetzt denken soll (Rekonstruktion des bereits der Erosion zum Opfer gefallenen einstigen Gebirgskörpers über uns).

In den neueren, regional zusammenfassenden geologischen Werken über die österreichischen Ostalpen wird der Versuch gemacht, die Mannigfaltigkeit der beobachtbaren Tatsachen durch gewisse Leitgedanken zu

ordnen: Z. B. Kontraktion der Erde und große Deckfalten mit Gleitbewegung in den Alpen (L. Kober, 1955); magmatische Ströme in der Erdtiefe mit Verschluckungszonen (E. Kraus, 1951); oder z. B. Magmaströme aus der „Gasteiner Spalte" mit „syntektonischer Intrusion" und „Diapir-ähnlichem Granitstiel im Untergrund am Nordrand bei Badgastein" als Beitrag zur Geologie von Österreich (R. Schwinner, 1951).

Natürlich liegt beinahe der Hauptreiz der Geologie in den Zentralalpen darin, daß die Phantasie bei der Interpretation noch freien Lauf hat. Es geht hier dem Bergwanderer und dem Geologen ähnlich wie es einst den jonischen Naturphilosophen gegangen sein mag, als sie über die Grundlagen der Chemie und Physik nachdachten. Denn man weiß derzeit tatsächlich noch nicht genau, wie die alpine Gesteinsmetamorphose im Gneisbereich wirkte und welche Minerale und Mineralteile älter sind als die Metamorphose und welche erst während der Metamorphose ihren heute beobachtbaren Zustand erlangten. In den Hohen Tauern gilt das besonders für Altkristallin und Zentralgneis. Wir sind jetzt erst damit beschäftigt, die Inventaraufnahme in unserem prächtigen Gebirgslaboratorium, als welches sich die Hohen Tauern für den beobachtenden Geologen darstellen, vorzunehmen. Das heißt, es müssen erst einmal die verschiedenen Typen von Mineralausbildungen (z. B. alter und junger Kalifeldspat; alte und junge Hornblende; inverser Zonenbau der Plagioklase; räumliche Verteilung und regelmäßige Vergesellschaftung von Myrmekit einerseits, Schachbrettalbit anderseits usw.) festgestellt werden, bevor man überhaupt daran denken kann, zu einer halbwegs vernünftigen Synthese vorzuschreiten. Gleichzeitig damit laufen ja in verschiedenen mineralogischen Laboratorien der Welt (besonders Amerika) erst seit einigen Jahren die Hochdruckexperimente, wo in kleinen Zylindern mit 2000—4000 Atmosphären Druck die Kristallisationsbedingungen, welche bei der alpinen Metamorphose herrschten, in den entsprechenden Temperaturbereichen nachahmbar werden. Das steckt alles noch in den Anfängen.

Es gibt eine lange Litanei von Diskussionen über das Alter der Tauernschieferhülle (siehe Literaturverzeichnis). Exakt wissen wir faktisch überhaupt nichts. Der Angertalmarmor kann ebenso gut in das Devon (nach Th. Ohnesorge) wie in den Oberjura (unsere Auffassung, auf Grund des Vergleiches mit dem Hochstegenkalk, der aber auch noch einige Schönheitsfehler besitzt) eingereiht werden. Hingegen arbeitet man bereits im deutschen Variszikum intensiv und scheinbar mit einigem Erfolg an der Altersbestimmung der Granite (z. B. Schwarzwald) mittels radioaktivem Kalium-Isotop. Es liegt im Bereiche der Möglichkeit, daß die Behandlung stratigraphischer Fragen in fossilleerem Gebirge bald erfreuliche Wandlungen erfährt.

Mit den berühmten Analogieschlüssen auf Grund benachbarter (z. B. Schwarzphyllit der Tauernschieferhülle und Schwarzphyllit der Grauwackenzone des Salzachtales) oder entfernter Gesteinsserien (Schwarzphyllit der Tauernschieferhülle und kalkarme Bündnerschiefer der Westalpen in gotthardmassivscher Fazies) steht es nicht besser. Verbindungen solcher Art sind reine Hypothesen. Wie man sich dazu stellt, bleibt subjektiven Empfindungen überlassen. Der eine meint, weil Grauwackenzone und Tauernschieferhülle so nahe sind und manche Gesteinstypen in beiden Serien ganz gleich aussehen, müßten sie gleich alt sein. Der andere beruft

sich auf großtektonische Zusammenhänge und ist so wie der Verfasser überzeugt, daß viel eher die Schwarzphyllite zu den Bündnerschiefern gehören. Diese hypothetischen Annahmen sind aber dann wieder das Fundament, auf denen unsere Gedankengebäude beruhen. Man sieht daraus, wie wackelig alle unsere Interpretationen der Erdgeschichte in den Zentralalpen bei Gastein noch sind.

Die Phantasien und Wortmalereien der geologischen Hypothesen mögen glänzen! Bei genauerer Durchsicht steckt nicht viel dahinter, was man als gültiges und daher bleibendes Ergebnis werten könnte.

Wenn wir daher im folgenden auch noch in herkömmlicher Weise, so ein phantasiebeladenes Gedankenprodukt liefern und darzustellen versuchen, wie sich die Erdgeschichte in unserem Gebirge der Umgebung von Gastein etwa abgespielt haben könnte, so geschieht dies nur, um die alte Tradition aufrechtzuerhalten, daß ein Geologe nach Mitteilung der Beobachtungen auch sagt, was er sich dabei gedacht hat. Für den Leser ist das immer wertvoll. Er kann sich dann eher ein Bild machen und muß nicht das Gefühl haben, daß der Autor vor ihm Verstecken spielt.

Verfasser neigt zur Auffassung eines gemäßigten alpinen Deckenbaues, so wie er in großen Linien von H. P. Cornelius (1940) vorgezeichnet ist, wobei heute natürlich schon wieder einiges überholt erscheint und neue Beobachtungen und Gedanken im Vordergrund stehen (E. Clar, 1953 a). Der Blick auf die Westalpen ist besonders erfreulich und gereinigt durch die 2. Auflage des Werkes von J. Cadisch (1953).

Um in der Legende zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein die Deutungen (Interpretationen) unmißverständlich als solche zu kennzeichnen, damit sie nicht mit den objektiv gültigen, rein beschreibenden Bezeichnungen verwechselt werden, haben wir sie stets durch Klammern markiert: Zum Beispiel „Pennin", „Bündnerschiefer", „Trias", „Metamorpher Zentralgranit, variszisch intrudiert, alpidisch metamorphosiert und remobilisiert" usw. Eine Einführung in den Gedankenkreis dieser Interpretation lieferten wir in unserem Aufsatze: „Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern" in der Radex-Rundschau (Radenthein, Kärnten) 1953. Die folgenden Ausführungen wenden sich mehr an den Fachkollegen und sparen nicht mit Fachausdrücken, welche eben nur dem Geologen verständlich sind. Das möge entschuldigt werden, zumal wir ja bereits am Ende unserer Erläuterungen angekommen sind. Den erdgeschichtlichen Entwicklungsvorgang des Gebirges der Umgebung von Gastein stellt sich der Verfasser — anknüpfend an viele gute Vorgänger und Vorbilder — etwa folgendermaßen vor:

Präkambrium, Altpaläozoikum bis Unterkarbon: Sedimentation hauptsächlich toniger Sedimente. Basischer Vulkanismus. Vielleicht mehrere Orogenesen und Metamorphosen im Präkambrium. Näheres derzeit noch unbekannt.

Variszische Orogenese und Intrusion des Zentralgranits: Es herrschten vielleicht pt-Bedingungen der Amphibolitfazies (Katabis Mesozone). Die präexistierenden kristallinen Schiefer und hauptsächlich tonigen Sedimente und basischen Vulkanite werden in Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite des Altkristallins umgewandelt. In dieses wahrscheinlich teilweise polymetamorphe alte Schieferdach intrudiert das

zentralgranitische Magma. Es differenziert sich zu tonalitischen, granosyenitischen, granodioritischen, granitischen und aplitischen Gesteinen und entsendet Aplite, Pegmatite und basische Gänge (Kersantite). Weithin wird das alte Schieferdach injiziert und granitisiert, so daß sich Schollen-, Bänder-, Netzmigmatite, gefeldspatete Schiefer und diffuse Migmatite mannigfaltiger Art (Metatonalite, Metagranosyenite usw.) bilden. Es kristallisieren im Zentralgneis die ältere Plagioklasgeneration (Plag III), die ältere Kalifeldspatgeneration (Knaf III), die ursprünglichen großen Hornblenden des Granosyenitgneis (Matrix der Biotit-Epidotpseudomorphosen), die braune Hornblende der Gangfloitite und der Amphibolite. Im Zuge der variszischen Orogenese bilden sich Strukturen im Hölltorkern, welche dann posthum bei der alpidischen Orogenese teilweise wiederauflebten. Vielfach blieben alte Strukturen auch dort erhalten, wo der Stoffbestand später bei der alpinen Orogenese weitgehend verändert wurde. Das vortrefflichste Beispiel dafür sind die Kersantite, deren diskordante Gangnatur z. B. ostnordöstlich der Tischlerspitze auf 1 *km* Länge rein erhalten blieb, während ihr Stoffbestand zu einem Floitit (metamorphes Gestein der Epizone) alpidisch umgewandelt wurde. Die E—W streichenden Bändergneise dieses Gebietes, die vom Kersantit diskordant durchschlagen werden, können dementsprechend auch als alte, variszische oder vorvariszische Strukturen gedeutet werden. Ferner gilt dies für die im Talschluß des Großarltales nach N scheinbar diskordant unter die Triasauflage weiterstreichenden Gneisgranodiorite und Forellengneise. Wahrscheinlich alte, variszische oder ältere Strukturen sind in den regellos verdrehten, im granitischen Magmabrei schwimmenden Schieferschollen erhalten, welche als Schollen der Schollenmigmatite zwischen Weinschnabel und Moritzenscharte, vor allem in der Nähe der Moritzenscharte, massenhaft zu beobachten sind (nordöstlich Arlscharte, schon außerhalb unseres Kartenblattes).

Erosion nach der Variszischen Orogenese: Das Altkristallin (Dach des Zentralgranits) wird während der nun folgenden Erosionsphase nördlich und über dem Hochalm-Ankogelmassiv abgetragen. Es bleibt nur im Süden des Massivs und teilweise auch südlich des Sonnblick Kernes erhalten und liegt dort auch heute noch in Form der Randgneise stellenweise unmittelbar und in primärem Intrusions- und Granitisationsverband über dem Zentralgneis. (Große Mengen dieser Randgneise wurden dann später im Zuge der alpinen Orogenese als Decken von S nach N verfrachtet: Mureckdecke, Romatedecke, Flugkopfdecke, Neubaugneisdecke.)

Jungpaläozoikum (Oberkarbon und Perm): Ablagerung von Geröllbänken, geröllführendem Sand, Arkosen, Sanden, tonigen Sedimenten mit organischer Substanz usw. Es handelt sich um die Ablagerungen, die dann später bei der alpinen Metamorphose zu Geröllgneis, geröllführendem Quarzit, Graphitquarzit, Graphitphyllit, Schwarzphyllit der unteren Schwarzphyllitzone, Glimmerschiefer und Paragneis (basale und zentrale Schieferserie) umgewandelt wurden.

Prätriadische Erosion: Ausbildung der prätriadischen Fastebene. Sie schneidet im Norden den Granit. (So lagert z. B. im Gebiete Angertal—Stubnerkogel—Erzwies Triasquarzit unmittelbar auf Granit. Hingegen blieb im Gebiete zwischen Gasteiner- und Großarltal, ferner längs der S-Flanke des Hochalm-Ankogelmassivs und im Gebiete der Mallnitzer Mulde und des Sonnblick Kernes die jungpaläozoische Schichtserie

mit Glimmerschiefer, Paragneis, Geröllgneis, Graphitquarzit usw. erhalten und die Trias liegt dort nicht unmittelbar auf dem Zentralgranit.)

Trias: Transgression. Ablagerung der Triassedimente in penninischer Fazies im Gebiete der Tauernschieferhülle (Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, vielleicht auch Teile des Schwarzphyllits und Kalkmarmors). Südlich des penninischen Ablagerungsraumes schließt der unterostalpine Sedimentationsbereich an. Über Gneis und Quarzphyllit wird die unterostalpine Trias (Quarzit, Rauhwacke, Diploporendolomit, fossilfreie Dolomite, vielleicht auch Teile der Tonschiefer, Sandsteine und Kalkmarmore) sedimentiert und später im Zuge der alpinen Orogenese als Decke über den penninischen Bereich geschoben, wo sie heute in Form der Tappenkarberge als von oben eingepreßte Deckscholle auf den Jura-Kreideschiefern (Schwarzphylliten) der penninischen Zone schwimmt.

Altkimmerische Vorläuferphase der alpinen Orogenese: Auftauchen von Inselzügen (Deckenembryonen). Detritäre Einstreuung von Triasdolomitbrocken in feinbrecciöse sandige, tonige und mergelige Liassedimente, die dann später bei der alpinen Metamorphose in Dolomitbreccie mit quarzitischem, schwarzphyllitischem und kalkphyllitischem Bindemittel umgewandelt wurden.

Jura bis Unterkreide: Penninischer Geosynklinalbereich mit andauernder Senkung des Sedimentationstroges. Die mächtigen Bündnerschiefer werden abgelagert. Dazwischen schalten sich Diabase (Ausgangsmaterial der Grünschiefer) mit kleinen subvulkanischen Gabbro- und Peridotitstöcken (Ausgangsmaterial der Albitepidotamphibolit- und Serpentinlinsen) ein. Es sind zwei penninische Faziesbereiche zu unterscheiden: Im Gebiete über dem Zentralgranit (autochthoner und parautochthoner Sedimentmantel des Hochalm-Ankogelmassivs und Sonnblick Kernes, siehe Tafel VIII) folgen auf der Trias nur wenig Mergel (Kalkglimmerschiefer), dafür aber ein kompakter Oberjura-Kalk (Angertalmarmor, stratigraphisch dem Hochstegenkalk mit *Perisphinctes spec.* vergleichbar) und mächtige kalkarme Tonschiefer (mittlere Schwarzphyllitzone), die vielleicht vom Lias bis in die Unterkreide reichen. Der Diabasvulkanismus ist in diesem autochthonen und parautochthonen Faziesbereich gering. Der zweite penninische Faziesbereich liegt südlich der heutigen Gneiskuppeln; aus diesem zweiten Faziesbereich geht dann später, im Zuge der alpinen Orogenese, das Deckensystem der oberen Schieferhülle hervor (siehe Tafel VIII). Es herrschen über der Trias mächtige Mergel mit vielen Kalkbänken (die Hauptmasse der heutigen Kalkglimmerschiefer), gewaltige Diabasdecken (Grünschiefer) mit subvulkanischen Stöcken (Albitepidotamphibolit und Serpentin) und darüber mächtige tonreiche Serien (obere Schwarzphyllitzone). Noch weiter südlich liegt der unterostalpine Sedimentationsraum, in dem die Jurakalke der Tappenkarberge zur Ablagerung gelangen. Sie wurden während der alpinen Orogenese — wie schon oben erwähnt — mitsamt der Trias und den Resten des Grundgebirges als unterostalpine Decke nach N verfrachtet (Tappenkarberge).

Alpine Hauptorogenese und alpine Metamorphose: Tiefenversenkung des Gebirgskörpers der Hohen Tauern unter etwa 10 *km* mächtige Gesteinsmassen der ostalpinen Decke. Aufsteigen eines Wärmestromes aus einem in unbekannter Tiefe steckenden Granitpluton. Es herrschen im eigentlichen Bereiche der Massive und ihrer sedimentären Randzonen

pt-Bedingungen der Epidotamphibolitfazies (Meso- bis Epizone); hingegen im nördlichen Bereiche unseres Kartenblattes bloß pt-Bedingungen der Epidotamphibolit- bis Grünschieferfazies (Epizone). Prägung der kristallinen Schiefer der Hohen Tauern. Umformung des Zentralgranits zu Zentralgneis. Rückschreitende Metamorphose des Altkristallins. Progressive Metamorphose der jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimente. Kornzertrümmerung und Rekristallisation. Blastomylonitbildung. Entstehung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase. Umlagerung der Albitsubstanz im Perthit der älteren Kalifeldspatgeneration. Neubildung der jüngeren Plagioklas-, Kalifeldspat- und Hornblendegeneration (blaugrüne Hornblende). Bildung der Biotit-Epidotpseudomorphosen im Granosyenitgneis. Bildung des Myrmekits (Typus II) im Granitgneis des Hölltorkernes. Remobilisation aplitischer Säfte (Ichor) im Granitgneis des südlichen Hölltorkernes und des Siglitzlappens. Aplitische Injektion und Feldspataugung in der basalen und zentralen Schieferserie der Woisgenzone und des Naßfeldes. Turmalinisierung und Albitisation der Tauernschieferhülle, besonders intensiv in der Nähe vom Zentralgneis. Ebenfalls in Zentralgneisnähe besonders reichliche Porphyroblastenbildung der Tauernschieferhülle (Turmalin, Albit, Biotit, Muskowit, Hornblende, Granat, Disthen, Chlorit, Chloritoid, Fuchsit, Pyrit usw.). Schachbrettalbitbildung im Granitgneis des Siglitzlappens und im granodioritischen Gneisgranit des Großarltalschlusses.

Gleichzeitiges Wirken von Einengungstektonik im Hochalm-Ankogel-Sonnblickgebiet und Tangentialtransporttektonik in der Dachregion der Massive und in der Schieferhülle. Kompliziertes, nur bei dreidimensionaler Betrachtung und nicht in ebenen Parallelprofilen erfaßbares Bewegungsbild des Hochalm-Ankogelmassivs. Wiederaufleben variszischer Strukturen mit Querfalten um N—S- und NE-Achsen. Skalpierung der südlichen Randgneise und Verfrachtung nach N (Mureckdecke, Pitzachalmdecke, Flugkopfdecke, Neubaugneisdecke usw.). Anschub und Walzenbildung des Sonnblick Kernes um NW-Achse mit Vergenz nach NE. Gleichzeitig mit der Anpressung der Sonnblickwalze dauert die Querfaltung im Hochalm-Ankogelmassiv an. Die westliche, stark hydride und daher besonders gleitfähige Granitgneispartie des Hochalm-Ankogelmassivs wird um NW- und N—S-Achsen gefaltet und schiebt sich mit E-Vergenz auf den Hölltorkern. Dabei wird die schon vorher nach N transportierte Romatedecke eingewickelt und es entsteht die Gasteiner Mulde. Faltung um N—S-Achsen im Silberpfenniggebiet. Entstehung der Durchgangalmdecke. Verfaltung des autochthonen Sedimentmantels im N des Hochalm-Ankogelmassivs mit den parautochthonen Decken und Schuppen, welche aus der Firstregion des Granitgneisdaches abgequetscht und nach N angeschoppt werden. Gleichzeitig spielen sich die großtektonischen Tangentialverfrachtungen in der höheren Tauernschieferhülle ab. Aus dem Gebiete südlich des Bereiches unseres Kartenblattes schiebt sich eine gewaltige Deckenmasse vor (Deckensystem der oberen Schieferhülle). An ihrer Basis besitzt sie Schüblinge aus Granitgneis (Schareck-WNW-Grat; Murauerkopf-NE-Kamm) und Triaslinsen (Schareck—Baumbachspitze—Murauerköpfe—Keesauge—Einöd—Fröstelberg—Basis der Türchlwände: siehe Tafel VIII); darüber setzt sich ihre Hauptmasse aus den Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern und oberen Schwarzphylliten zusammen. Dieses Deckensystem

bewegt sich nach NE und N mit Prägung der NW streichenden Falten und Walzen der Mallnitzer Mulde und Formung der NW-, WNW- und E—W streichenden Falten und Walzen der nördlichen Tauernschieferhülle. Komplizierte Einwickelungen der härteren Grünschieferpartien kommen vor. Gleichzeitig wandern die Tappenkargesteinsmassen (Unterostalpines Deckensystem) nach N und werden mit NW-Achse in die Schieferhülle von oben eingepreßt, wobei es zu disharmonischer Zerreißung und Querfaltung um N—S-Achsen kommt.

Ein Aufdringen von Magma findet während der alpinen Orogenese im Gebirgskörper, welcher uns heute in den östlichen Hohen Tauern zugänglich ist, nicht statt. In größeren Tiefen (Sialtiefenwulst) mag es zu einer Steigerung des alpinen Lösungsumsatzes bis zu magmatischen Ausmaßen gekommen sein und es ist auch möglich, daß ein solcher magmatischer Tiefenkörper Wärme und gelöste Stoffe in unseren Raum abgab. In der näheren und weiteren Umgebung von Gastein erreichten nur in der Kreuzeckgruppe der Tonalitgang vom Wöllaner Kopf (siehe Tafel II) und vielleicht noch einige andere Gänge der Kreuzeckgruppe als Ausläufer des alpinen Magmatopfes (periadriatische Eruptiva) den heute aufgeschlossenen Gebirgskörper der Zentralalpen. Die Annahme wäre aber plausibel, daß die Menge und Verbreitung solcher alpiner Intrusivkörper gegen die Tiefe hin rasch zunimmt, worauf auch die alpinen Aplite und Feldspatungen in der zentralen Schieferhülle des Hochalm-Ankogel-Gebietes (Melnikkar, Radhausberg-Unterbaustollen, Siglitz-Unterbaustollen) hinweisen. Im Tiefpenninikum des Tessins haben wir unter der liebenswürdigen Führung von E. Wenk ein Stockwerk des alpinen Deckengebäudes kennengelernt, das kräftiger als die zentralen Teile des Hochalm-Ankogel-Massivs von alpidischen Mobilisaten umgeprägt ist. Von den Tessiner Querstrukturen gibt es stoffliche Übergänge zu den periadriatischen Plutonen. Die neuen Tiefenaufschlüsse im sächsischen Erzgebirge zeigen, daß der Erzgebirgsgneis in geringer Tiefe von großen variszischen Granitkörpern unterlagert wird (A. Watznauer). Auch hier sind die alten Gneise remobilisiert. Auch hier gibt es die typischen flachen Gneisdecken und Querstrukturen. Es wird mit der Zeit möglich werden, im Zuge einer vergleichenden Kristallingeologie die einzelnen Temperaturbereiche und Stockwerkverschiedenheiten der Erdkrustenteile und die Zusammenhänge zwischen altem Grundgebirge, Remobilisation und Magmenbildung bei jüngerer Orogenese schärfer zu fassen (E. Wegmann). Dazu kommt als wichtiger Indikator die Feldspatausbildung. So zeigt der Tonalit vom Wöllaner Kopf (Kreuzeckgruppe) seine unmittelbare magmatische Herkunft dadurch an, daß seine Plagioklase den typischen oszillierenden Zonenbau (basische Rekurrenzen) besitzen, welcher dem Zentralgneis der Hohen Tauern absolut fehlt. Das ist ein exaktes und sehr einfaches Unterscheidungsmittel. Es zeigt unmittelbar den Unterschied zwischen Magmatiten und Metamorphiten.

Abklingen der alpinen Orogenese: Beginnende Abtragung der auflastenden Gesteinsmassen infolge oberflächlicher Erosion und relativer Auftriebstendenz des Alpenkörpers. Abkühlung. Es herrschen im Bereiche der Massive nur noch pt-Bedingungen der Grünschieferfazies (Epizone). Doch dauern örtliche Scher- und Rollbewegungen weiterhin an. Auch ist der Gebirgskörper noch von Porenlösungen durchtränkt. In den örtlichen Scher- und Walzzonen sind daher neben Kornzertrümmerungen auch

Rekristallisationen und Neukristallisationen, vor allem von Muskowit, Chlorit, Albit und Quarz möglich. Bildung der Gneisphyllonite. Biotit ist instabil und wird in den Phylloniten zu Chlorit unter Ausscheidung von Sagenit und Erzstaub umgewandelt. Die alten Feldspate werden ausgeplättet, zertrümmert und verglimmern weitgehend. Natrium wandert in die Schieferhülle ab und bewirkt hauptsächlich in Gneisnähe das Sprossen sehr großer Mengen von Albitporphyroblasten in den Schiefern. Die Granitgneisphyllonite werden zu Quarzmuskowitschiefern (Weißschiefer), wobei vereinzelt noch kleine perthitfreie Kalifeldspate vom Typus Knaf II kristallisieren.

Es erfolgt ein letzter Vorstoß der Sonnblickgneis-Walze auf die Mallnitzer Mulde und ein Rückstau des Hölltorkernes auf die Seebachschiefer der Ankogelmulde. Westlich vom Silberpfennig (Quarzit nördlich P. 2524) wird die ältere N—S-Faltenachse von einer jüngeren NW-Achse (Sonnblickrichtung) überprägt. Im Schwarzphyllit der Gadauner Höhe wird eine ältere E—W-streichende Faltenachse von der jüngeren NW-Faltenachse (Sonnblickrichtung) überprägt. Im Quarzit und Serizitchloritphyllit am Weg vom Winklerbalfen zur Häusler Alm bei Mallnitz (außerhalb unseres Kartenbereiches) wird eine ältere N—S-Faltenachse von der jüngeren NW-Faltenachse (Sonnblickrichtung) überprägt. Am Kleinen Tauernsee und in der SE-Flanke des Scheinbretterkogels wird der Injektionsverband zwischen Granitgneis und zentraler Schieferserie der Seebachzone phyllonitisch umgeprägt. Hingegen bleiben die Injektionen und Migmatite am W-Rande des Hölltorkernes im Grenzbereiche zwischen Granitgneis und zentraler Schieferserie der Woisgenzone ziemlich ungestört und es treten nur vereinzelte phyllonitische Scherzonen auf (Profil des Radhausberg-Unterbaustollens).

Bildung der Goldquarzgänge und Mineralklüfte: Die Abtragung der auflastenden Gesteinsmassen schreitet weiter. Der allseitige Belastungsdruck des Gebirgskörpers wird geringer und es können sich die ersten Hohlräume bilden. Es sind größtenteils Reißklüfte, welche annähernd senkrecht zur Hebungsachse des Gebirgskörpers orientiert sind. In diesen Klüften sammeln sich Lösungen, aus denen die Erzgänge und Kluftminerale zur Ausscheidung gelangen.

Miozäner subtropischer Wald an der Erdoberfläche: Oberflächlich sind die Hohen Tauern im Miozän noch kein Hochgebirge. Es herrscht subtropisches Klima. Die aus Konglomeraten, Sandstein und Schieferton bestehenden Miozänschichten bei Tamsweg im Lungau (siehe Tafel II) liefern eine Flora, die ähnlich zusammengesetzt ist wie die Pflanzenreste in den Ablagerungen nahe der miozänen Meeresküste am Alpenostrande. (Hingegen liegen heute infolge der jüngsten Hebung der Alpen die Schichten des Lungauer Miozäns in 1000—1250 *m* Seehöhe.)

Von den Pflanzenresten im Lungauer Tertiär heißt es noch im Jahre 1925 bei A. Aigner: „Pflanzenreste finden sich häufig, doch sind bisher keine Funde gemacht worden, die eine genaue Bestimmung erlauben würden". Erstmals im Jahre 1932 hat die Paläobotanikerin E. Hofmann Bestimmungen von Pflanzenresten aus dem Lungauer Tertiär (Material in der Geologischen Bundesanstalt, Fundort: Wölting bei Tamsweg) durchgeführt mit dem Ergebnis: Miozän. In der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Wien befindet sich eine Kollektion (Sandsteine und Schiefer-

tone) mit Pflanzenresten von Tamsweg (genauer Fundort und Name des Sammlers unbekannt). E. Hofmann hatte die Freundlichkeit, auf unseren Wunsch hin das Material zu bearbeiten und teilte dem Verfasser in einem Briefe vom 29. September 1946 folgendes mit:

„Von dem Material konnte ich nur 18 Stücke bestimmen, da die anderen infolge ihres wenig guten Erhaltungszustandes keine Bestimmung mehr zuließen. Folgende Pflanzen konnte ich feststellen: *Castanea atavia* Ung., *Fagus ferruginea* Ait., *Fagus sp.*, *Alnus Kefersteini* Goepp., *Ulmus sp.*, *Ficus sp.*, *Laurus primigenia* Ung., *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer., *Cinnamomum sp.*, *Acer trilobatum* Sternberg und *Viburnum sp.* Leider läßt sich aus den vorliegenden Blattresten kein Schluß auf eine nähere Altersbestimmung innerhalb des Miozäns ziehen."

A. Winkler-Hermaden (1928, 1940) untersuchte die Gerölle der inneralpinen Miozänvorkommen des Ennstales und fand in ihnen keine charakteristischen Leitgesteine der Hohen Tauern. Auch in den Konglomeraten des Tamsweger Miozäns fehlen die typischen Gesteine der Hohen Tauern. A. Winkler-Hermaden kommt auf Grund seiner Beobachtungen zur Schlußfolgerung, daß der Gesteinskörper der Hohen Tauern zur Zeit der Ablagerung der inneralpinen Miozänschichten noch intrakrustal verborgen lag.

Dann folgt — wahrscheinlich in mehreren Etappen — die jüngste Heraushebung des Tauernkörpers. Weiterwirken der Erosion. Entstehung der Hochgebirgsformen. Einsetzen der quartären Vereisungen, womit wir wieder beim Anfang der Erläuterungen zu den Signaturen der geologischen Karte der Umgebung von Gastein (Seite 25) angelangt sind.

Wir betonen nochmals, daß diese ganz kurz skizzierte Interpretation des Ablaufes der geologischen Vorgänge im Gebirge um Gastein bloß eine von vielen Denkmöglichkeiten ist, nämlich diejenige, die uns auf Grund unserer gegenwärtigen Erfahrungen am meisten zusagt.

Wenn man nach Erläuterungen zu einer geologischen Karte greift, will man im allgemeinen Auskunft über Beobachtungstatsachen bekommen. Wir haben den theoretischen Teil daher absichtlich kurzgehalten. Es wurde sowieso in den letzten Jahren mancherorts zu viel theoretisiert. Phantasievolle Hypothesen, harte Polemik und witzige Wortspiele im nun schon 50jährigen wissenschaftlichen Streit um die Tauernprobleme und die Theorie des Tauernfensters sind keine Mangelware. Darum nahmen wir hier von solchen Diskussionen Abstand. Maßstabgetreue, tatsächlich sichtbare geologische Profile zwischen Berggipfel und Talsohle und richtige Feldspatbestimmungen gehören zum täglichen Brot des Geologen. Sie sind immer nützlich und daher dem Nur-Theoretisieren vorzuziehen.

Das folgende Literaturverzeichnis gibt dem wissenschaftlich Interessierten die Möglichkeit, in den betreffenden Bibliotheken sich selbst weiter zurechtzufinden. Auf ungemein reichhaltiges Tatsachenmaterial von bleibendem Werte wird er dort stoßen. In theoretischer Hinsicht wird er auch in die Vielseitigkeit der Denkmöglichkeiten, teils befruchtenden, teils in öde Hypothesen und leere Phrasen ausartenden Meinungen der Forscher und Gegenmeinungen, sogenannte „grundsätzliche Stellungnahmen" und bescheidene Diskussionsbemerkungen, heroische Kathederweisheiten oder geradezu liebenswürdig naive Originalideen Einblick nehmen. Gemeinsam ist allen diesen Bestrebungen der Drang nach Wahrheit und nach dem Erkennen der natürlichen Zusammenhänge.

VIII. Literaturverzeichnis

Aigner, A., 1925: Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *74.*

Angel, F., 1954: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *97.*

Angel, F. und Heritsch, F., 1931: Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zentralbl. f. Mineral., Abt. B, Jahrg. *1931.*

Angel, F. und Staber, R., 1937: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). Mineralog. u. Petrogr. Mitteil., *49.*

Angel, F. und Staber, R., 1952 a: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes. Maßstab 1 : 50.000. Aufgenommen und herausgegeben im Auftrage des Deutschen Alpenvereins. Erste, durch Kriegseinwirkung beinahe gänzlich vernichtete Auflage erschien im Jahre 1942. Die Karte ist dem folgenden Werke beigeheftet:

Angel, F. und Staber, R. †, 1952 b: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, *13.*

Arnberger, E., 1952: 100 Jahre Veränderungen des Goldberggletschers in der Sonnblickgruppe. Mitteil. Geograph. Ges. Wien, *94.*

Bearth, P., 1952 a: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beiträge zur Geolog. Karte d. Schweiz, N. F., *96.*

Bearth, P., 1952 b: Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schweiz. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *32.*

Becke, F., 1895—1899: Berichte über die Aufnahmen der Kommission für die petrographische Erforschung der Zentralkette der Ostalpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Jahrgänge *1895—1899.*

Becke, F., 1902: Die kristallinen Schiefer der Alpen (Vortragsbericht). Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *21.*

Becke, F., 1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, *75,* I. Teil.

Becke, F., 1906: Geologisches von der Tauernbahn. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, Jg. *1906.*

Becke, F., 1908 a: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *117.*

Becke, F., 1908 b: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherk., *3.*

Becke, F., 1909: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, Jg. *1909.*

Becke, F., 1912: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, *75,* IV. Teil.

Becke, F., 1923 (1925): Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *36.*

Becke, F. und Berwerth, F., 1902—1908: Geologische Beobachtungen beim Bau des Tauerntunnels und der Tauernbahnstrecke. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jahrgänge *1902—1908.*

Becke, F. und Uhlig, V., 1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *115.*

Bederke, E., 1953: Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. Geol. Rundschau, *41.*

Berwerth, F., 1900: Über die geologischen Verhältnisse von Gastein. Kurze Mitteilung, enthalten in: Ludwig, E. und Panzer, Th.: Über die Gasteiner Thermen. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *19.*

Beust, v., 1867: Riesentöpfe in Bad Gastein. Berg- und Hüttenmänn. Zeitschr., *26.*

Boué, A., 1868: Über die jetzige Teilung der wissenschaftlichen Arbeit, sowie über Granit und Metamorphismus-Theorien. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Jg. *1868.*

Braumüller, E., 1938: Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann i. Pg. (5050). Kristallin- und Grauwackenzone. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1938.*

Braumüller, E., 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *30.*

Braumüller, E. und Prey, S., 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. R. A. f. Bodenf. (Geol. Bu. A. Wien), Jg. *1943.*

Buch, L. v., 1802: Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. I. Band, Berlin.

Cadisch, J., 1953: Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., Basel.

Christa, E., 1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *81.*

Clar, E., 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *146.*

Clar, E., 1953 a: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1953.*

Clar, E., 1953 b: Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. Carinthia II, *63.*

Cornelius, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., *92.*

Cornelius, H. P., 1953: Grundzüge der allgemeinen Geologie. Herausgegeben von M. Cornelius-Furlani. Wien.

Cornelius, H. P. und Clar, E. 1935: Geologische Karte des Großglocknergebietes. Maßstab 1 : 25.000. Herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein im Einvernehmen mit der Geolog. Bu. A. Wien. Verlag Geol. Bu. A. Wien.

Cornelius, H. P. und Clar, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abhandl. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A. Wien), *25.*

Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., 1932: Die Breccien auf dem Gipfel des Weißecks in den Radstädter Tauern. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1932.*

Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., 1943: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. Vorläufige Mitteilung. Ber. Reichsamt f. Bodenf. Wien (Geol. Bu. A. Wien), 1943.

Cotta, B., 1850: Geologische Briefe aus den Alpen. Leipzig.

Credner, H., 1850: Geognostische Bemerkungen über die Zentralkette der Alpen in Oberkärnten und Salzburg. Neues Jahrb. Mineral., Jg. *1850.*

Dal Piaz, G., 1939: La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguence nei riguardi della storia geologica delli Alpi. Boll. Soc. Geol. Italiana, *58.*

Del-Negro, W., 1950: Geologie von Salzburg. Innsbruck.

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

Dittler, E. und Abrahamczik, E., 1938: Über die mineralischen Absätze der Gasteiner Thermen. Zentralbl. f. Mineral., Abt. A, Jg. *1938.*

Drescher-Kaden, F. K., 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer Verl. Berlin.

Eskola, P. E., 1949: The problem of mantled gneiss domes. Quaterly Journ. Geol. Soc. London, Jg. *1949.*

Exner, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. Mitteil. Reichsstelle f. Bodenf. Wien (Geol. Bu. A. Wien), *1.*

Exner, Ch., 1949 a: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *1.*

Exner, Ch., 1949 b: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *93.*

Exner, Ch., 1949 c: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gasteiner- und Rauristal. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, *158.*

Exner, Ch., 1949 d: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitteil. Geograph. Ges. Wien, *91.*

Exner, Ch., 1949 e: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Jg. *1949.*

Exner, Ch., 1950—1955: Berichte über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern Bad Hofgastein und Rauris. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1950—1955.*

Exner, Ch., 1950 a: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. *95.*

Exner, Ch., 1950 b: Ein geologischer Ausflug zu den Schieferplatten am Hüttenkogel-Graukogel. Badgast. Badebl., Jg. *1950.*

Exner, Ch., 1951 a: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *2.*

Exner, Ch., 1951 b: Tauernfenster (Gastein-Mallnitz). Mit einem Beitrag von S. Prey. In: Geolog. Führer zu den Exkursionen, Hundertjahrfeier der Geol. Bu. A. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Sonderheft A.

Exner, Ch., 1951 c: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *39/41.*

Exner, Ch., 1952 a: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Sonderheft C.

Exner, Ch., 1952 b: Prähistorischer Bergsturz des Mauskarkogels bei Bad Hofgastein. Badgast. Badebl., Jg. *1952.*

Exner, Ch., 1953: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rundschau, Jg. *1953.*

Exner, Ch., 1954 a: Erratische Blöcke am Gasteiner Höhenweg. Badgast. Badebl., Jg. *1954.*

Exner, Ch., 1954 b: Eine geologische Forschungsreise nach Gastein vor 150 Jahren. Badgast. Badebl., Jg. *1954.*

Exner, Ch., 1956: Geologische Karte der Umgebung von Gastein. Maßstab 1: 50.000. Im Anschluß an die Aufnahme von F. Angel—R. Staber und mit einem Beitrag von G. Frasl. Geol. Bu. A. Wien.

Exner, Ch., 1957: Geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch, SW Stubnerkogel. Badgastein. Salzburg. Geol. Bu. A. Wien.

Exner, Ch. und Pohl, E., 1951: Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *94.*

Fabich, K. und Prodinger, W., 1955: Chemische Analyse der wichtigsten Gesteinstypen des Radhausberg-Unterbaustollens. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1955.*

Fiala, H., 1950: Eine Plauderei um die Gondelbahn auf den Stubnerkogel. Badgast. Badebl., Jg. *1950.*

Fisch, W., 1932: Zur Geologie der Gasteiner Klamm. Eclogae Geol. Helv., *25.*

Florentin, F., 1937: Der Goldbergbau der Hohen Tauern. Badgast. Badebl., Jg. *1937.*

Florentin, F., 1948: Auf den Spuren des alten Goldbergbaues am Radhausberg. Badgast. Badebl., Jg. *1948.*

Florentin, F., 1953: Die letzte Betriebsperiode des Gasteiner und Rauriser Goldbergbaus 1938 bis 1945. Badgast. Badebl., Jg. *1953.*

Florentin, F., 1954: Notizen über den Paselstollen (Thermalstollen). Badgast. Badebl., Jg. *1954.*

Florentin, F.: Unveröffentlichte Bergmannskarte im Maßstabe 1: 25.000 mit Legende und Begehungsberichten. Gewerkschaft Radhausberg in Böckstein.

Frasl, G., 1952—1955: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt Rauris. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1952—1955.*

Frasl, G., 1953 a: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *96.*

Frasl, G., 1953 b: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Jg. *1953.*

Frasl, G., 1953 c: Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen. Skizzen zum Antlitz der Erde, Wien.

Frasl, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *97.*

Fresacher, W., 1952: Aus dem Bericht über die Gletschermessungen in der Ankogel-Hochalmspitz-Gruppe im Jahre 1950. Zeitschr. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., *2.*

Fresacher, W. und Pacher, H., 1953: Bericht über Gletschermessungen in der Ankogel-Hochalm-Gruppe 1951/1952. Zeitschr. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., *2.*

Friedrich, O. M., 1936: Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *145.*

Friedrich, O. M., 1953: Lagerstättenkarte der Ostalpen (Erze und einige nutzbare Minerale). Maßstab 1: 500.000. Radex-Rundschau, Jg. *1953.*

Gerke, O., 1941: Gasteiner Badebüchlein. Eine historisch-medizinische Studie. Wien.

Götzinger, G., 1948: Der Doppelgletschertopf bei Badgastein und seine Geschichte. Badgast. Badebl., Jg. *1948.*

Grubenmann, U., 1907: Die kristallinen Schiefer. II. Spezieller Teil. Berlin.

Gümbel, W. v., 1889: Geologische Bemerkungen über die warmen Quellen von Gastein und ihre Umgebung. Sitzber. Bayr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., *19.*

Haberlandt, H., 1948: Die Thermalquellen von Badgastein und die Goldbergbaue der Hohen Tauern. Badgast. Badebl., Jg. *1948.*

Haberlandt, H., 1952 a: Neue geochemische Untersuchungen im Gebiet von Badgastein. Mikrochemie, vereinigt mit Mikrochimica acta, *39*.

Haberlandt, H., 1952 b: Über die Genesis der alpinen Kluftmineralien (Vortragsbericht). Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *3*.

Haberlandt, H. und Schiener, A., 1951: Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *2*.

Haberlandt, H. und Schroll, E., 1954: Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *5*.

Haidinger, W., 1862: Der rote Schnee in Salzburg am 5. und 6. Februar 1862. Schreiben des k. k. Bergmeisters Reissacher. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, *14*.

Hammer, W., 1927: Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *77*.

Hauer, F. v., 1847: Versteinerungen aus der Gegend von Dienten, südwestlich von Werfen im Salzburgischen. Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien; gesammelt und herausgegeben von W. Haidinger, Band *I*.

Heissel, W., 1932: Quartärgeologie des Silltales. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *82*.

Heissel, W., 1951: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. In: Geolog. Führer zu den Exkursionen, Hundertjahrfeier der Geol. Bu. A. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Sonderheft A.

Heissel, W., 1954: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *97*.

Heissel, W., 1955: Aufnahmsbericht 1954. Kartenblätter 124-Saalfelden und 125-Bischofshofen. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, 1955.

Hiessleitner, G., 1928: Nichtatembare Luft im hochalpinen Erzbergbau. Mont. Rundschau, Jg. *1928*.

Hiessleitner, G., 1937: Alter Goldbergbau am Grieswies-Schwarzkogel (Ritterkar) im Sonnblick-Hocharn-Massiv, Hohe Tauern. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., Jg. *85*.

Hofmann, E., 1932: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. Mit einem Beitrage von Dr. H. Beck. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *25*.

Horninger, G., 1955: Zur Baugeologie des Margaritzenspeichers und des Möllstollens. In: Festschrift „Die Oberstufe des Tauernkraftwerkes Glockner-Kaprun" der Tauernkraftwerke A. G.

Hottinger, A., 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae Geol. Helv., *28*.

Huttenlocher, H. F., 1947: Über Verschiedenheiten im Verlauf magmatischer und metamorpher Prozesse. Naturforsch. Gesellsch. Bern, *4*.

Imhof, K., 1936: 500 Jahre Gastein und sein Goldbergbau. Festschrift zur 500-Jahr-Feier Badgastein.

Jaksch, K., 1953: Vortrag über die Vergletscherung des Gasteiner Tales (Referat W. Del-Negro). Mitteil. Naturw. Arbeitsgemeinsch. v. Haus d. Natur in Salzburg, Jahrg. *3/4*.

Jaksch, K., 1955: Beiträge zur Glazialgeologie des Gasteiner Tales. Gneisgeschiebeobergrenze und stadiale Lokalvergletscherung im äußeren Gasteiner Tal. Mitteil. Naturw. Arbeitsgemeinsch. v. Haus d. Natur in Salzburg, Jahrg. *6*.

Karl, F., 1954: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *97*.

Kieslinger, A., 1936—1938: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt Hofgastein. Verhandl. Geol. Bu. A., Jg. *1936—1938*.

Kieslinger, A., 1936: Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *86*.

Kieslinger, A., 1937 a: Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern. Festschrift d. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. (Leobner Bergmannstag), Wien.

Kieslinger, A., 1937 b: Verwitterungsstudien im Sonnblickgebiet. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines, *46*.

Kieslinger, A., 1940: Das Tauerngold. Zeitschr. d. Deutsch. Alpenver., Jg. *1940*.

Kieslinger, A., 1948: Die Bausteine des Gasteiner Tales. Badgast. Badebl., Jg. *1948*.

Kieslinger, A., 1953: Feuerfeste Natursteine. Montan-Zeitung, Jg. *1953*.

Kinzl, H., 1928: Die Gletscher der Sonnblickgruppe in den Jahren 1896—1928. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines, *37*.

Kinzl, H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherk., *17*.

Kirsch, G., 1939: Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Badgastein. Badgast. Badebl., Jg. *1939*.

Klebelsberg, R. v., 1948/49: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien.

Klebelsberg, R. v., 1949: Ein alter Gletscherstand bei Badgastein. Badgast. Badebl., Jg. *1949*.

Klebelsberg, R. v., 1950: Die Lienzer Dolomiten. Bau und Bild. Jahrb. Österr. Alpenver., *75*.

Klebelsberg, R. v., 1951: Über die Tiefe der Alpentäler. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges., Jg. *1951*.

Klimpt, H., 1943: Morphogenese der Sonnblickgruppe. Geograph. Jahresber. Wien.

Klipstein, A. v., 1845: Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen. Mitteil. aus dem Gebiete d. Geologie und Pal., Gießen, *I*.

Kober, L., 1912 a: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *121*.

Kober, L., 1912 b: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *121*.

Kober, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *98*.

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

Kober, L., 1928 a: Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. Zentralbl. f. Mineralog., Abt. B, Jg. *1928*.

Kober, L., 1928 b: Mesozoische Breccien in der oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Jg. *1928*.

Kober, L., 1928 c: Bau der Erde, 2. Aufl. Berlin.

Kober, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.

Kober, L., 1953: Gastein. Geologie, Tektonik, Lagerstätten und Radioaktivität. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, *98*.

Kober, L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. Wien.

Koch-Sternfeld, J. R. v., 1820: Die Tauern, insbesondere das Gasteiner Tal und seine Heilquellen. 2. Aufl. München.

Köhler, A., 1923: Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *36*.

Köhler, A., 1948: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis (ein Versuch und eine Anregung). Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *1*.

Kölbl, L., 1932: Das Nordostende des Großvenedigermassivs (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters). Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *141*.

Kontrus, K., 1950: Neuere Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *2*.

Kraus, E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen. Berlin.

Kraus, E., 1956: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *47*.

Ladurner, J., 1932: Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubaier Alpen). Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *82*.

Leitmeier, H., 1956: Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einiger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenelement-Analysen zu ihrer Lösung. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitt. (III. F.), *5*.

Leonhard, K. C. v., 1823: Charakteristik der Felsarten. Heidelberg.

Lichtenecker, N., 1935: Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines, *44*.

Lipold, M. V., 1854 a: Vorlage der von M. V. Lipold gefertigten geologischen Aufnahmskarte über das Großarler, Gasteiner, Rauriser und Fuscher Tal von der Salzach bis zu der Grenze Kärntens. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *5*.

Lipold, M. V., 1854 b: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *5*.

Lipold, M. V., 1854 c: Geologische Profile aus der Gasteiner Gegend. Tafel III im Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *5*.

Lipold, M. V., 1854 d: Allgemeiner Bericht über die geologische Aufnahme der I. Sektion der k. k. geologischen Reichsanstalt im Sommer 1853. Jahrb. Geol. Reichsanst., *5*.

Mache, H., 1904: Über die Radioaktivität der Gasteiner Thermen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. II a, *113*.

Mache, H., 1941: Über die Entstehung radioaktiver Quellen. Mitteil. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), *34*.

Mache, H. und Bamberger, M., 1914: Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauerntunnels und über die Gasteiner Thermen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. II a, *123*.

Mader, K., 1952: Die Schwerkraftmessungen des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Sonderheft C.

Mehnert, K. R., 1953: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. Neues Jahrb. f. Mineral. Abh., *85*.

Meixner, H., 1956: Die Uranmineralvorkommen Österreichs. Art und Verteilung, wirtschaftliche Bedeutung und Aussichten. Atompraxis, *2*.

Metz, K., 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rundschau, *40*.

Michel, H., 1924: Die Erze der Goldgänge der Hohen Tauern. Österr. Monatshefte Baudienst u. Berg- u. Hüttenwesen, Jg. *1924*.

Michel, H., 1925: Die goldführenden Erze des Siglitz-Bockhart-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *38*.

Mojsisovics, E. v., 1872: Zur Altersbestimmung der krystallinischen Formationen der Alpen. Verhandl. Geol. Reichsanst., Jg. *1872*.

Murchison, R. J., 1850: Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen, namentlich um einen Übergang aus senkundären Gebilden in tertiäre darzutun, und über die Entwicklung eozäner Ablagerungen im südlichen Europa (Übersetzung von G. Leonhard). Stuttgart.

Nabholz, W. und Christ, P. †, 1955: Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 7 (Tessin). Maßstab 1 : 200.000. Schweiz. Geol. Kommission.

Paulitsch, P., 1948: Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *1*.

Paulitsch, P., 1952: Das schwarze Band der Tischlerspitze (Ankogelgruppe). Mitteil. Naturw. Ver. Steiermark, *81/82*.

Penck, A., 1897: Gletscherstudien im Sonnblickgebiete. Zeitschr. D. u. Ö. Alpenver., *28*.

Peters, K., 1854: Die geologischen Verhältnisse der Nordseite des Radstädter Tauern. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *5*.

Peters, K., 1864: Über die Zentralkette der östlichen Alpen. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, *3*.

Petrascheck, W., 1926: Das Alter alpiner Erze. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1926*.

Petrascheck, W., 1947: Die alpine Metallogenese. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *90*.

Petrascheck, W. und Petrascheck, W. E., 1950: Lagerstättenlehre. Wien.

Petrascheck, W. E., 1947: Ursachen der Anhäufung von Erzgängen in bestimmten Revieren. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. *92*.

Pippan, Th., 1956: Vergleichende geologisch-morphologische Untersuchungen in den drei Klammen des östlichen Tauernnordrandes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Klamm- und Stufenbildung. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *47*.

Pohl, E. und Pohl-Rühling, J., 1954 a: Der Emanationsgehalt der Luft des Radhausberg-Unterbaustollens (Pasel-Stollens) bei Badgastein/Böckstein und seine Abhängigkeit von Luftdruck und Temperatur. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. *99*.

Pohl, E. und Pohl-Rühling, J., 1954 b: Die physikalischen Grundlagen und Meßmethoden der Radioaktivität von Heilquellen. Badgast. Badebl., Jg. *1954*.

Posepny, F., 1879: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges. Archiv f. prakt. Geol. *I*, Wien.

Prey, S., 1936: Zur Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Jg. *1936*.

Prey, S., 1937: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *29*.

Prey, S., 1951: Tauernfenster (Großglocknerstraße). Mit einem Beitrag von W. Heissel. In: Geolog. Führer zu den Exkursionen, Hundertjahrfeier der Geol. Bu. A. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Sonderheft A.

Pröll, A., 1950: Der Stubnerkogel und seine Bergbahn. Badgast. Badebl., Jg. *1950*.

Reinhard, M., 1943: Über die Entstehung des Granits. Rektoratsrede. Basler Universitätsreden, *16*.

Reissacher, K., 1848 a: Die Gold führenden Gangstreichen der Salzburgischen Zentral-Alpenkette. Haidinger's Naturwiss. Abhandl., *2*.

Reissacher, K., 1848 b: Geologische Karte der Umgebungen von Gastein und Rauris. Haidinger's Naturwiss. Abhandl., *2.*

Reissacher, K., 1862 a: Einiges über die geognostischen Verhältnisse des Gasteiner Tales mit besonderer Bezugnahme auf die Erzlagerstätten des Radhausberges und die Thermen des Wildbades. Mitteil. Ges. f. Salzburger Landeskunde, *2.*

Reissacher, K., 1862 b: Der Bockhartsee in Gastein. Mitteil. Ges. f. Salzburger Landeskunde, *2.*

Reissacher, K., 1863: Mitteilungen aus dem Bergbaurevier Gastein und Rauris. Mitteil. Österr. Alpenver., *1.*

Reissacher, K., 1864: Der Rathauskogel und Kreuzkogel in der Gastein. Mitteil. Österr. Alpenver., *2.*

Reissacher, K., (1865) 1940: Geschichte der Gasteiner Heilquellen. Badgastein.

Rosthorn, F. v., 1841: Brief an den Geh. Rat v. Leonhard. Neues Jahrb. Mineralog., Jg. *1841.*

Rosthorn, F. v. und Canaval, J. L., 1853: Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. Jahrb. naturhistor. Landesmus. Kärnten, *2.*

Russegger, J., 1830: Über das Vorkommen des Goldes im salzburgischen Erzgebirge. Zeitschr. f. Physik u. Mathem. Wien, *8.*

Russegger, J., 1832—1834: Über den Bau der Zentralalpenkette im Herzogtume Salzburg. Zeitschr. f. Physik u. verw. Wissensch. Wien, *1—3.*

Russegger, J., 1835: Über den Nordabhang der Alpen in Salzburg und Tirol. Neues Jahrb. f. Mineralog., Jg. *1835.*

Sander, B., 1912 a: Westende der Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen. Geol. Rundschau, *3.*

Sander, B., 1912 b: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *62.*

Sander, B., 1914: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *64.*

Sander, B., 1921: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. Jahrb. Geol. Staatsanst. Wien, *70.*

Sander, B., 1939: Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., *91.*

Sander, B., 1940: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrogr. Institut der Universität Innsbruck. Mitteil. Reichsst. f. Bodenforsch. (Geol. Bu. A. Wien), *1.*

Sander, B., 1941: Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie. Ber. Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A. Wien), Jg. *1941.*

Sander, B., 1942: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitteil. Reichsamt f. Bodenf. (Geol. Bu. A. Wien), Jg. *1942.*

Sander, B., 1947: Die allotigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. Jahrb. Naturwiss.-Medizin. Ver. Innsbruck, Jg. *1947.*

Sander, B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien.

Scheminzky, F., 1937: Forschungsinstitut Gastein. Wiener medizinische Wochenschrift, Nr. *35.*

Scheminzky, F., 1951 a: Der Radhausberg-Unterbaustolln bei Badgastein (Thermalstolln) und seine unterirdische Therapiestation (zweite, ergänzte und erweiterte Fassung). Badgast. Badebl., Jg. *1951.*

Scheminzky, F., 1951 b: Die älteste Fassung der Heilquellen von Badgastein. Badgast. Badebl., Jg. *1951.*

Scheminzky, F., 1952: 15 Jahre Forschungsinstitut Gastein. Badgast. Badebl., Jg. *1952.*

Scheminzky, F., 1955: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Badgastein im Jahre 1954. Badgast. Badebl., Jg. *1955.*

Scheminzky, F., 1956: Die Tätigkeit des Forschungsinstitutes Gastein der Österreichischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1955. Badgast. Badebl., Jg. *1956.*

Schiener, A., 1936: Das Tauerngold. Bericht über sein Vorkommen auf primärer und sekundärer Lagerstätte. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *48.*

Schiener, A., 1950: Neuere Mineralfunde aus den Salzburger Alpen. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *2.*

Schmidegg, O., 1950—1956: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiete der Großvenedigergruppe und der östlichen Zillertaler Alpen. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1950—1956.*

Schmidt, W., 1924: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *99.*

Schroll, C. M., 1786: Grundlinien einer Salzburgischen Mineralogie oder kurzgefaßte Anzeige der bekanntesten Fossilien des Salzburgischen Gebirges. Nach der Werner'schen Übersetzung von Cronstedt's Mineralogie geordnet. Salzburg.

Schurk, L., 1915: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogel-Massiv. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (N. F.), *33.*

Schwinner, R., 1930 a: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., *81.*

Schwinner, R., 1930 b: Das Transversalbeben vom 14. Mai 1930 und der (variszische) Tiefbau der Hohen Tauern. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1930.*

Schwinner, R., 1931: Das Schwereprofil der Tauernbahn. Gerlands Beitr. z. Geophysik, *29.*

Schwinner, R., 1933 a: Variszisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau, *24.*

Schwinner, R., 1933 b: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges. (Eine tektonische Verknüpfung zwischen Nord- und Zentralalpen.) Centralbl. f. Mineral., Abt. B, Jg. *1933.*

Schwinner, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich, 2. Aufl. Wien.

Senarclens-Grancy, W. v., 1935: Stadiale Moränen im Hochalmspitz-Ankogel-Gebiet. Zeitschr. f. Gletscherk., *23.*

Senarclens-Grancy, W. v., 1939: Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *89.*

Siegl, W., 1951: Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil. (III. F.), *2.*

Stache, G., 1874: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jahrb. Geol. Reichsanst., *24.*

Stark, M., 1907 a: Grünschiefer usw. aus dem Großarl- und Gasteiner Tal. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *26.*

Stark, M., 1907 b: Grünschiefer mit Reliktstruktur. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *26.*

Stark, M., 1911: Bericht über die geologische Aufnahme im Hochalm-Sonnblickgebiet in den Jahren 1909 bis 1910. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jg. *1911.*

Stark, M., 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *121.*

Stark, M., 1936: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit. Chemie der Erde, *10.*

Stark, M., 1939: Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteiner Tal. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. II a, *148.*

Stark, M., 1940: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Großarl- und Gasteiner Tal. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *149.*

Stark, M., 1950: Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie des Großarl- und Gasteiner Tales. Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *159.*

Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, *52.*

Stier, K., 1944: Ergebnisse einer montangeologischen Untersuchung der Goldvorkommen der östlichen Hohen Tauern. Bericht d. Freiberger Geol. Ges., *20.*

Stini, J., 1942: Nochmals der „Talzuschub". Geologie u. Bauw., Jg. *14.*

Stini, J., 1951 a: Beiträge zur Frage der Bildung der Gasteiner Heilquellen. Badgast. Badebl., Jg. *1951.*

Stini, J., 1951 b: Baugeologische Fallwinkelmessungen und ihre Auswertung. Geologie u. Bauw., Jg. *18.*

Stini, J., 1952: Vom Messen der Gasteiner Heilquellen. Badgast. Badebl., Jg. *1952.*

Stini, J., 1954 a: Wie entstehen warme Quellen? Badgast. Badebl., Jg. *1954.*

Stini, J., 1954 b: Gedanken über die Bildung von Warmquellen (Thermen). Geologie u. Bauw., Jg. *20.*

Studer, B., 1849: Über eine Reise in die österreichischen Alpen im Herbst 1848. Neues Jahrb. f. Mineral., Jg. *1849.*

Studer, B., 1851: Geologie der Schweiz, I. Band. Bern und Zürich.

Stur, D., 1854: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, *5.*

Sueß, E., 1890: Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jg. *1890.*

Termier, P., 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. France (IV. sér.), *3.*

Thiele, O., 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). Mitteil. Ver. d. Geol- u. Bergbaustudenten Wien, *2.*

Till, A., 1906: Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, Jg. *1906.*

Tollner, H., 1952: Die Sonnblickgletscher in den Jahren 1938 bis 1951. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines, *48.*

Tornquist, A., 1929: Die geologische Position der Golderzgänge der Hohen Tauern und des Thermengebietes von Wildbad Gastein. Führer zur montangeologischen Exkursion in die Salzburger Alpen und Kärnten. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *20.*

Tornquist, A., 1933: Die Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *142.*

Trauth, F., 1925—1927: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *100* und *101.*

Trener, G. B., 1949: Die Radioaktivität des Bodens und der Quellen in der Umgebung von Meran. Zeitschr. f. physikal. Therapie, Bäder- u. Klimaheilkunde, *2.*

Tschermak, G., 1862: Einige Pseudomorphosen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, *46.*

Vacek, M., 1884: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jahrb. Geol. Reichsanst., *34.*

Watznauer, A., 1954: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie, *3.*

Weber, A., 1936: Der Radiumgehalt der Gesteine aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. II a, *145.*

Weber, A., 1942: Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *53.*

Wegmann, E., 1951: Méthodes d'analyse tectonique des socles cristallins. Archives des Sciences, *4.*

Wegmann, E., 1953: Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. Geol. Rundschau, *41.*

Wegmann, E. und Kranck, E. H.: Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland. Bull. Com. géol. Finl., *89.*

Wenk, E., 1943: Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *23.*

Wenk, E., 1948: Ostalpines und penninisches Kristallin. Schweiz. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *28.*

Wenk, E., 1950: Exkursionsbericht Verzascatal. Schweiz. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *31.*

Wenk, E., 1953: Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv., *46.*

Wenk, E., 1955: Eine Strukturkarte der Tessineralpen. Schweiz. Mineralog. u. Petr. Mitteil., *35.*

Wiebols, J., 1948: Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales. Jahrb. Geol. Bu. A., *93.*

Windischbauer, A., 1948: Die natürlichen Heilkräfte von Badgastein. Wien.

Winkler-Hermaden, A., 1921—1926: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiete des Kartenblattes Hofgastein. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jahrgänge *1921* bis *1926.*

Winkler-Hermaden, A., 1923: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, Jg. *1923.*

Winkler-Hermaden, A., 1924: Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Geol. Rundschau, *15.*

Winkler-Hermaden, A., 1926 a: Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. Jahrb. Geol. Bu. A. Wien, *76.*

Winkler-Hermaden, A., 1926 b: Die Golderz führenden Massive der Salzburger Tauern und ihr geologisches Entwicklungsbild. Der Pflug, Jg. *1926.*

Winkler-Hermaden, A., 1928: Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *137.*

Winkler-Hermaden, A., 1929: Der geologische Bau des Goldbergbaugebietes in den östlichen Hohen Tauern. Führer zur montangeologischen Exkursion in die Salzburger Alpen und Kärnten. Mitteil. Geol. Ges. Wien, *20*.

Winkler-Hermaden, A., 1933: Unveröffentlichtes geologisches Gutachten, betreffend Quellschutzmaßnahmen für Badgastein. Forschungsinstitut Gastein.

Winkler-Hermaden, A., 1950: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, *159*.

Zimburg, H. v., 1948: Die Geschichte Gasteins und des Gasteiner Tales. Wien.

Zschocke, K.: Unveröffentlichter Bericht über die Schmelzplätze im Gasteiner und Rauriser Tal, mit einer Übersichtskarte. Gewerkschaft Radhausberg.

Zeichenerklärung zu den Detailprofilen (Tafel VI und VII)

Tafel VI

Fig. 1. Silberpfennig-SW-Kamm: 1 a = Granitgneis (Augengneis und Aplitgneis). 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 2 a = Geröllgneis der Bockhart Scharte. 2 b = Paragneis, Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und Serizitchloritphyllit. 3 a = Quarzit mit Magnetitporphyroblasten. 3 b = Quarzit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer.

Fig. 2. Silberpfennig-E-Kamm: 1 a = Granitgneis (Augengneis und Aplitgneis). 1 b = Weißschiefer (phyllonitisierter Granitgneis) mit Porphyroblasten von Disthen und Chloritoid. 1 c = phyllonitisierter Granitgneis. 2 = Paragneis und Biotitglimmerschiefer. 3 a = Quarzit mit Chloritoidporphyroblasten und Disthenschiefer. 3 b = Quarzit. 4 = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 6 a = Karbonatquarzit. 6 b = Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit.

Fig. 3. Stubner Kogel: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 2 a = Chloritoidphyllit. 2 b = Chlorit-Serizitphyllit. 3 a = disthenführender Quarzit. 3 b = Quarzit und Paragneis. 3 c = Quarzit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 4. Kamm zwischen Mitterasten- und Seealm (Wildeck-Riegel): 1 = Granitgneis. 2 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und Paragneis. 3 = Quarzit. 4 = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 5. Nachtkar Wand (südlich der Gasteiner Höhe): 1 = Granitgneis. 2 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten. 3 = Quarzit. 4 a = Rauhwacke mit den charakteristischen grünlichen Glimmerflasern. 4 b = Dolomit. 4 c = Gangquarz im Dolomit. 5 a = grauer glimmerreicher feingebankter Kalkmarmor. 5 b = grauer Kalkmarmor. 5 c = grobkörniger weißer Kalkmarmor. 6 a = Kalkphyllit mit ausgewalzten grauen Dolomitlinsen („Liasbreccie"). 6 b = Kalkglimmerschiefer. 6 c = Kalkphyllit. 9 a = Schwarzphyllit mit Quarzitlagen. 9 b = Schwarzphyllit.

Fig. 6. Eckelgruben—Gasteiner Höhe: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 2 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten. 3 a = Quarzit mit Turmalinporphyroblasten. 3 b = Quarzit. 4 a = Rauhwacke. 4 b = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 7. Rettenwand Alm: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Gneis mit Weißschieferlagen. 3 a = Quarzit. 3 b = Graphitquarzit. 4 = tektonische Mischserie in kalkphyllitischem Gewande. Die Gesteinskomponenten der einzelnen, tektonisch ausgewalzten Linsen und Flasern sind: flasrige Kalkphyllite, Serizitquarzit, Rauhwacke, Dolomit, Kalkmarmor mit Tremolit, fuchsitführender Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit. 5 = Kalkmarmor. 9 = Schwarzphyllit. 10 = Moräne.

Fig. 8. Lafenschlucht (linkes Bachufer): 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 3 = Quarzitschiefer. 4 a = mehrfach gebänderter und marmorisierter Kalk-Dolomitschiefer. 4 b = gelber Dolomitmarmor.

Tafel VII

Fig. 1. Oberes Murtörl: 1 a = Granitgneis. 1 b = porphyrischer Granitgneis (mit Kalifeldspateinsprenglingen). 1 c = phyllonitisierter Granitgneis. 3 a = Graphitquarzit mit Biotitporphyroblasten. 3 b = Quarzit mit Graphitquarzitlagen. 3 c = weißer Tafelquarzit. 5 = Kalkmarmor. 9 = Schwarzphyllit mit Graphitphyllitlagen.

Fig. 2. Kamm zwischen Großarl- und Hubalpental: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 1 c = Granosyenitgneis. 2 = heller Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Granat, Chlorit, Chloritoid und Biotit. In dieser Serie sind auch Schwarzphyllite enthalten, die im Zuge allmählicher Entpigmentisierung und Porphyroblastenbildung kontinuierliche Übergänge zum hellen Glimmerschiefer auf-

weisen. 3 = Quarzit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 3. Pitzachgraben (Hubalpental). Die Lokalität des Pitzachgrabens ist auf der österreichischen Karte 1 : 25.000 eingetragen: 1 a = Granitgneis. 1 b = Granitgneis (Aplit- und Augengneis). 1 c = Granosyenitgneis. 2 = Muskowit-Chloritglimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Chloritoidporphyroblasten und Schwarzphyllitlagen. 5 = Kalkmarmor.

Fig. 4. Pitzach. Alm (Hubalpental): 1 a = Granitgneis. 1 b = Granitgneis (Aplit- und Augengneis). 1 c = phyllonitisierter Granitgneis. 1 d = Granosyenitgneis. 2 = Chloritmuskowitglimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Chlorit, Chloritoid und Biotit; Chloritserizitphyllit. 3 a = Serizitphyllit. 3 b = Quarzit. 4 = Rauhwacke und Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 5. Kamm zwischen Hubalpen- und Reitalpental: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granit- und Aplitgneis. 1 c = Granosyenitgneis. 1 d = Amphibolitschollen im Granosyenitgneis. 2 = Muskowitglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Chlorit, Chloritoid und Albit; Serizitphyllit, Serizitchloritphyllit und Graphitphyllit. 3 a = Quarzit. 3 b = Serizitchloritquarzit. 4 = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 6 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer. 9 a = Schwarzphyllit mit Albitporphyroblasten. 9 b = Schwarzphyllit. 9 c = Schwarzphyllit mit Graphitphyllit.

Fig. 6. Kamm zwischen Reitalpen- und Kötschachtal: 1 a = Granosyenitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granosyenitgneis. 3 a = Serizitquarzit mit Chlorit- und Magnetitporphyroblasten. 3 b = Serizitchloritquarzit. 3 c = Serizitquarzit. 3 d = Karbonatquarzit. 4 a = Rauhwacke. 4 b = gelber Dolomitmarmor. 5 a = grau-weiß gebänderter Kalkmarmor. 5 b = weißer Kalkmarmor. 5 c = gelb anwitternder, fein gebankter Kalkmarmor und Kalkschiefer. 6 a = Kalkglimmerschiefer mit Geröllen von grauem Dolomit („Liasbreccie"). 6 b = Kalkglimmerschiefer. 9 = Schwarzphyllit mit Lagen von Quarzit und Dolomitbreccie.

Fig. 7. Kötschachtal. Unter der Weißwand: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 2 a = Chloritserizitphyllit. 2 b = Glimmerschiefer mit Albit-, Chlorit- und Biotitporphyroblasten; Graphitquarzit und Chloritserizitphyllit. 3 = Quarzit. 4 a = Rauhwacke. 4 b = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor.

Fig. 8. Gasteiner Tal. Scheiblinggraben: 1 a = Granosyenitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granosyenitgneis. 1 c = Gangquarz. 2 = Chloritserizitphyllit. 3 a = Quarzit mit Lagen von Chloritserizitphyllit. 3 b = Quarzit. 3 c = Quarzit mit dünnen Kalklagen und Rauhwackebändern. 4 a = Rauhwacke. 4 b = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 9 = Schwarzphyllit.

Fig. 9. Gasteiner Tal. Remsachgraben: 1 a = Granitgneis. 1 b = phyllonitisierter Granitgneis. 3 a = Quarzit. 3 b = Quarzit und Quarzitschiefer mit Kalkmarmorlagen. 4 = Dolomitmarmor. 5 = Kalkmarmor. 6 a = Kalkglimmerschiefer. 6 b = Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Schwarzphyllit mit dünnen Lagen von Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor. Die Dolomitlinsen erreichen 0·5 *m* Mächtigkeit; sie sind verschiefert und teilweise rauhwackig, häufig mit Quarzitschiefer und Kalkmarmor verschuppt. 9 = Schwarzphyllit.

Druckfehlerberichtigung zur Karte 1: 50.000

Infolge eines Versehens beim Ausdruck einiger Exemplare der geologischen Karte der Umgebung von Gastein ging die Signatur: „Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen" (Häkchen) dort, wo sie auf Kalkmarmor aufgedruckt war, in der vollen blauen Farbe (Kalkmarmor) unter und wurde unleserlich. Es sind bei diesen Exemplaren daher auf folgenden Parzellen des Kalkmarmors die Häkchen zu ergänzen:

Im Gebiete des Rauristales: a) Die große Kalkmarmorfläche nördlich Mitterasten Nachtkar. b) NE Mitterasten Alm. c) 3 Parzellen rings um die Adelkar Alm. d) südlich P. 1367.

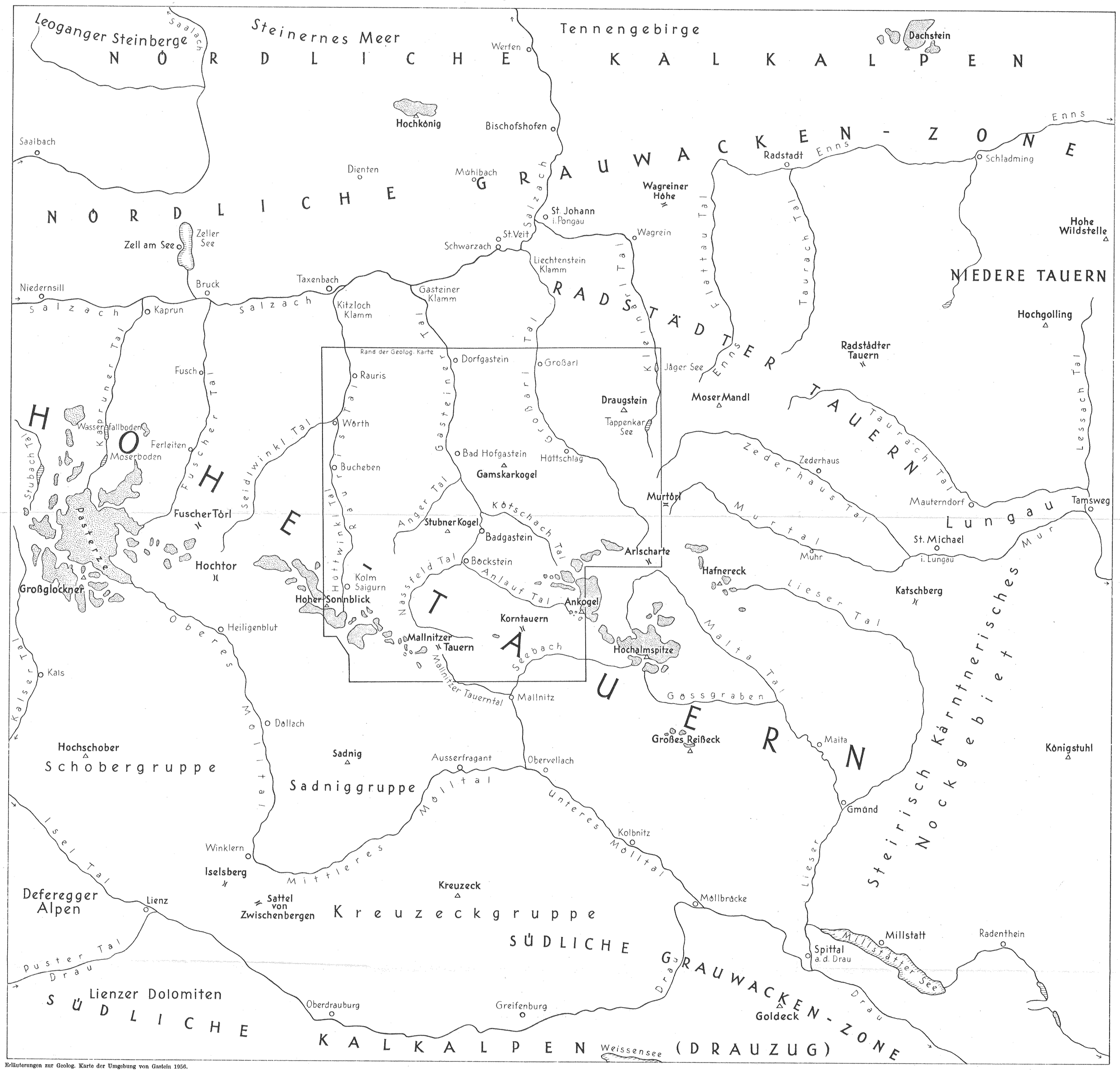
Im Gebiete des Anger- und Lafentales: a) 2 Parzellen nordöstlich Schattbach Alm. b) Parzelle nördlich Skihütte Gadauner Alm.

Ferner gehört das Zeichen für abgerutschte Gesteinsmassen auch auf jene Parzelle des Serpentins, welche sich über den Buchstaben „ch" des Wortes „Kirchleiten Kogel" befindet. Es handelt sich um die E-Flanke des Kirchleiten Kogels (Kamm zwischen Rauris- und Gasteiner Tal).

In die sehr kleine, irrtümlich weiß gebliebene Parzelle überhalb des zweiten Buchstabens „e" des Wortes „Keesauge" (Gasteiner Naßfeld) gehört die Signatur für Quarzit (braune Farbe).

GEOGRAPHISCHE ÜBERSICHT der Zentralalpen bei Gastein

Tafel I



Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.

Maßstab 1 : 200.000

0 5 10 15 km

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE der Zentralalpen bei Gastein

Tafel II

Zeichenerklärung:

- **Miozän** (Konglomerate, Sandsteine, Schieferton und Braunkohle)
- ++ **Tonalitischer Intrusivgang** des Wöllaner Kopfes in der Kreuzeckgruppe
- **Perm, Trias, Jura** u. **Neokom** der nördlichen und südlichen Kalkalpen und des Gebietes von Innerkrems
- **Paläozoikum** der nördlichen und südlichen Grauwackenzone u. d. Stangalpendecke
- **Altkristallin** (Paragneise, Amphibolite Glimmerschiefer etc.)
- **Unterostalpines Deckensystem** (Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum)
- **Schieferhülle** der Hohen Tauern
- **Altkristallin** u. **Randgneise** in den Hohen Tauern
- **Zentralgneis** (vorwiegend Granitgneis) der Hohen Tauern

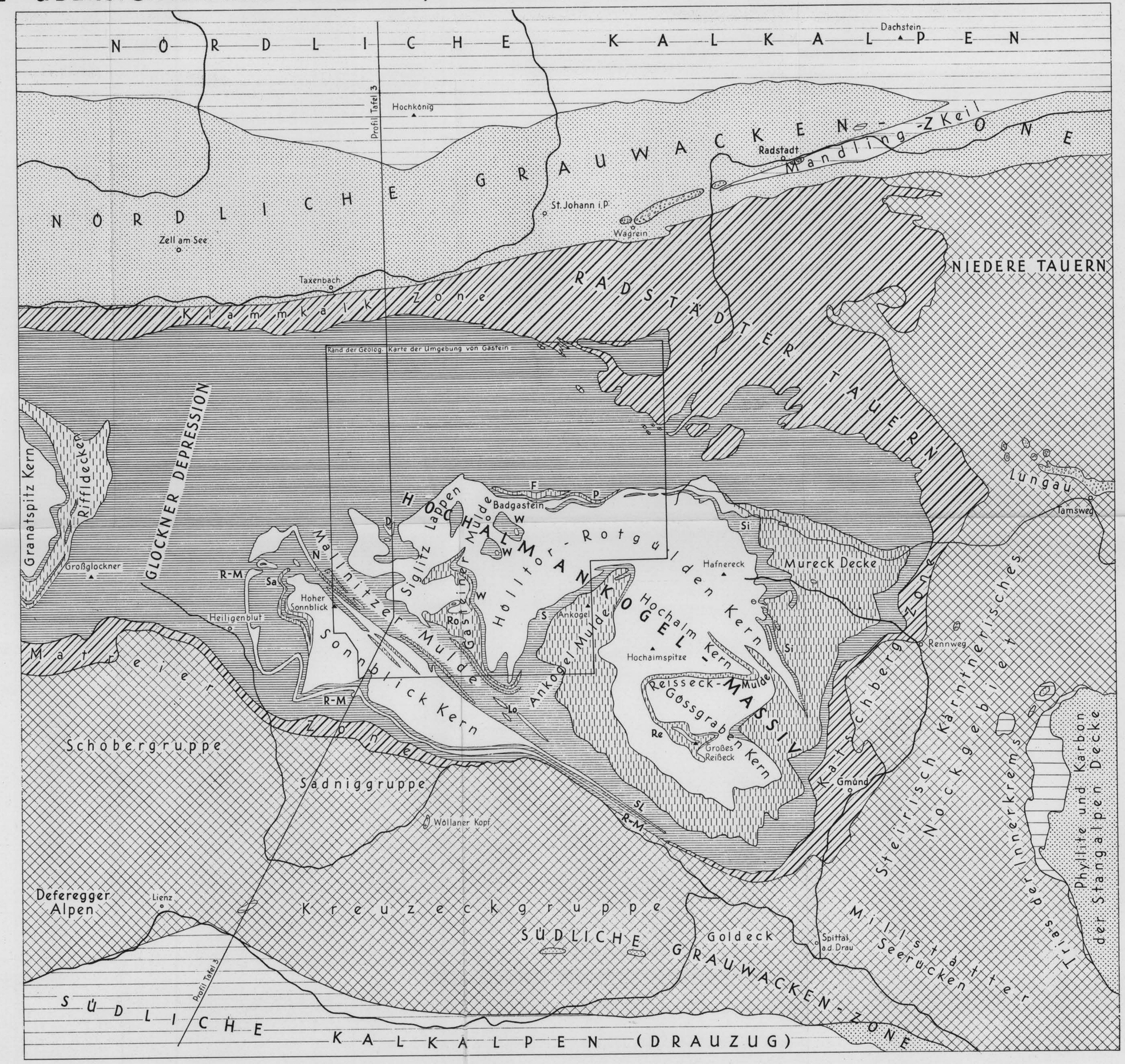
Abkürzungen:

- D = Durchgangalm Decke
- F = Flugkopf Decke
- Lo = Lonza Lamelle
- N = Neubaugneis Decke
- P = Pitzachalm Decke
- Re = Reißeckmulde
- Ro = Romate Decke
- R-M = Rote Wand - Modereck Decke
- Sa = Sandkopf Decke
- S = Seebach Schieferzone
- Si = Silbereckmulde
- SL = Sonnblick Lamelle
- W = Woisgen Schieferzone

Maßstab 1 : 200.000

0 5 10 15 km

Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.



GEOLOGISCHER QUERSCHNITT
durch die
Zentralalpen bei Gastein

Die Darstellung der nördlichen Kalkalpen, Grauwacken- und Klammkalkzone beruht auf teilweise unveröffentlichten Beobachtungen von **W. Heißel** *(Verhandlg. Geol. Bundesanstalt Sonderheft A 1950/51 Tafel XII, Fig. 2). Die Lienzer Dolomiten sind nach* **H. P. Cornelius - M. Furlani Cornelius** *(1943) und* **R. v. Klebelsberg** *(1950) wiedergegeben. Die Zeichnung der Zentralalpen und der Entwurf des Gesamtprofiles wurden von* **CH. EXNER** *ausgearbeitet.*

Der Verlauf des Querschnittes ist aus Tafel II ersichtlich.

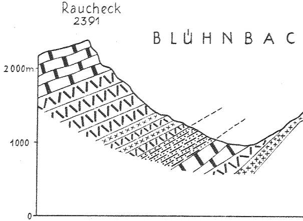
Maßstab 1:50.000

0 1 2 3 4 5 km

Zeichenerklärung:

NÖRD

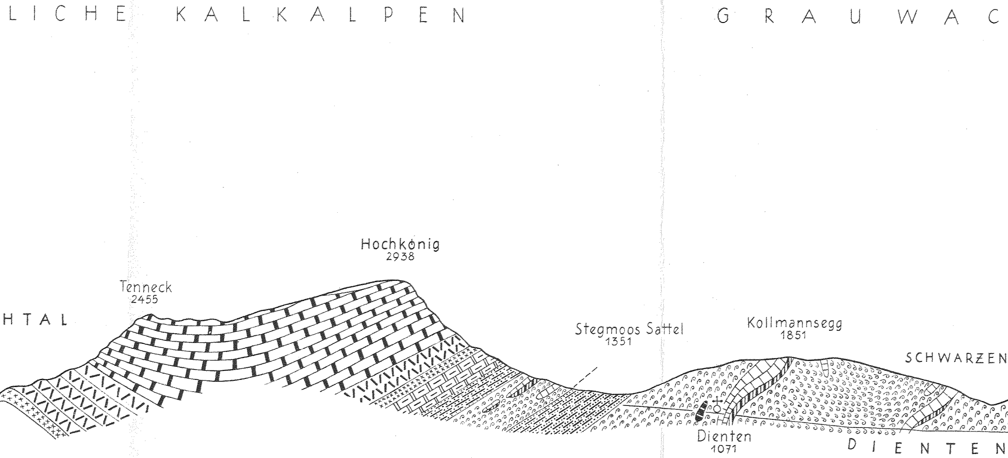
N



Raucheck
2391
BLÜHNBAC
2000m
1000
0

☐ *Firn der Gipfelgletscher (Hoch*

⁘ *Talalluvionen*

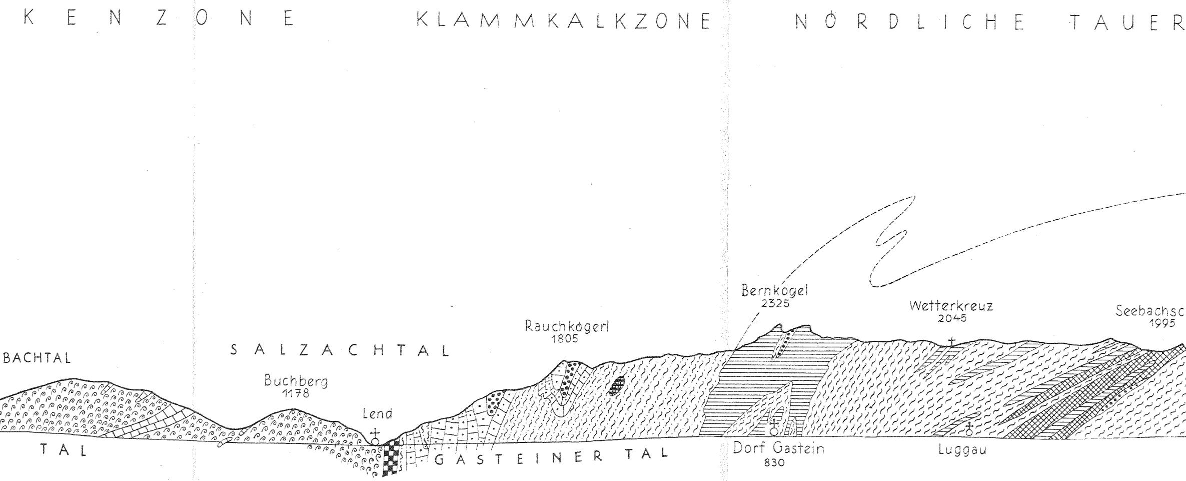

LICHE KALKALPEN
GRAUWAC
HTAL
Tenneck
2455
Hochkönig
2938
Stegmoos Sattel
1351
Kollmannsegg
1851
SCHWARZEN
Dienten
1071
DIENTEN

---

könig und Schareck)

Nördliche und Südliche Kalkalpen

▨ *Jura bis Neokom*
▨ *Rhät*
▨ *Dachsteinkalk*
▨ *Hauptdolomit*
▨ *Raibler Schichten*
▨ *Wettersteinkalk*


KENZONE
KLAMMKALKZONE
NÖRDLICHE TAUER
BACHTAL
TAL
SALZACHTAL
Buchberg
1178
Lend
Rauchkögerl
1805
GASTEINER TAL
Bernkogel
2325
Dorf Gastein
830
Wetterkreuz
2045
Luggau
Seebachsc
1995

Muschelkalk

Werfener Schiefer

Verrukano und Grödener Sandstein

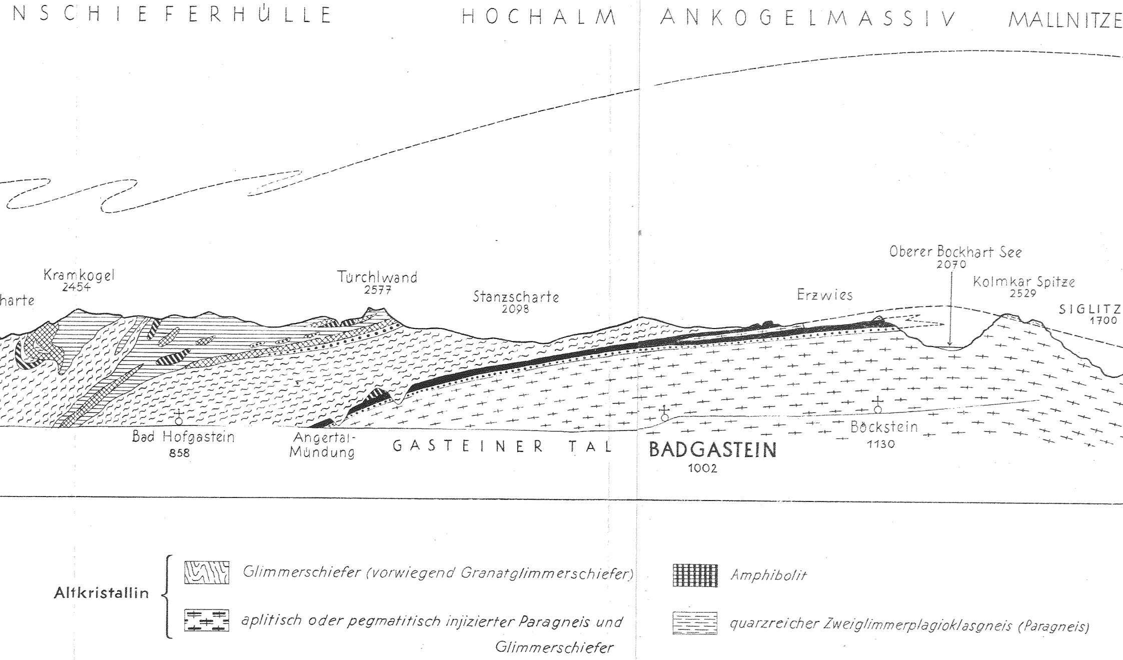
Nördliche Grauwackenzone

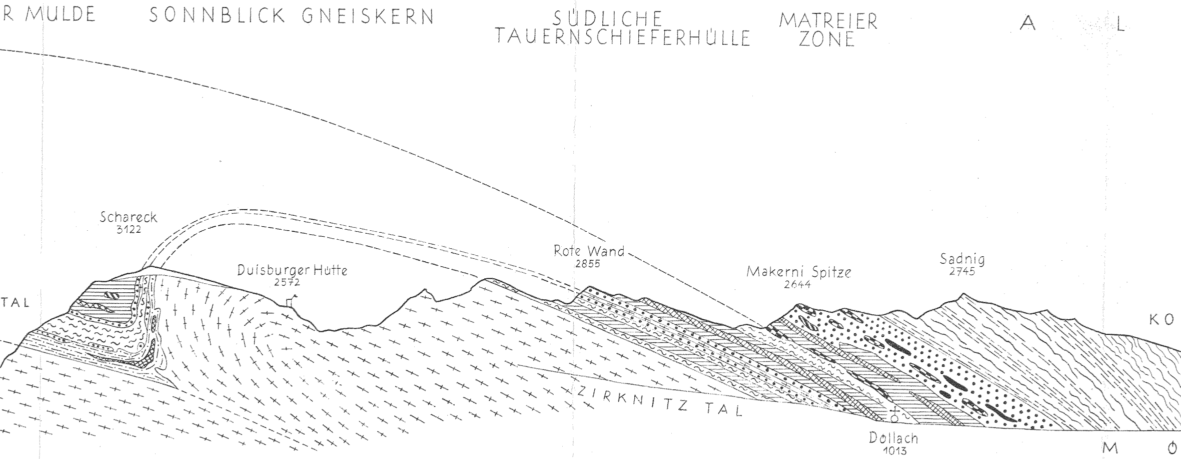
▨ *Paläozoischer Kalk und Dolomit*
(z.T. Eisendolomit und Magnesit)

▥ *fossilführender, obersilurischer Kalk*
(Nagelschmiedbalfen bei Dienten)

▥ *Lydit (Kieselschiefer)*

▨ *Grauwackenschiefer*


NSCHIEFERHÜLLE
HOCHALM ANKOGELMASSIV
MALLNITZE
harte
Kramkogel
2454
Türchlwand
2577
Stanzscharte
2098
Erzwies
Oberer Bockhart See
2070
Kolmkar Spitze
2529
SIGLITZ
1700
Bad Hofgastein
858
Angertal-Mündung
GASTEINER TAL
BADGASTEIN
1002
Böckstein
1130
Altkristallin
Glimmerschiefer (vorwiegend Granatglimmerschiefer)
aplitisch oder pegmatitisch injizierter Paragneis und Glimmerschiefer
Amphibolit
quarzreicher Zweiglimmerplagioklasgneis (Paragneis)

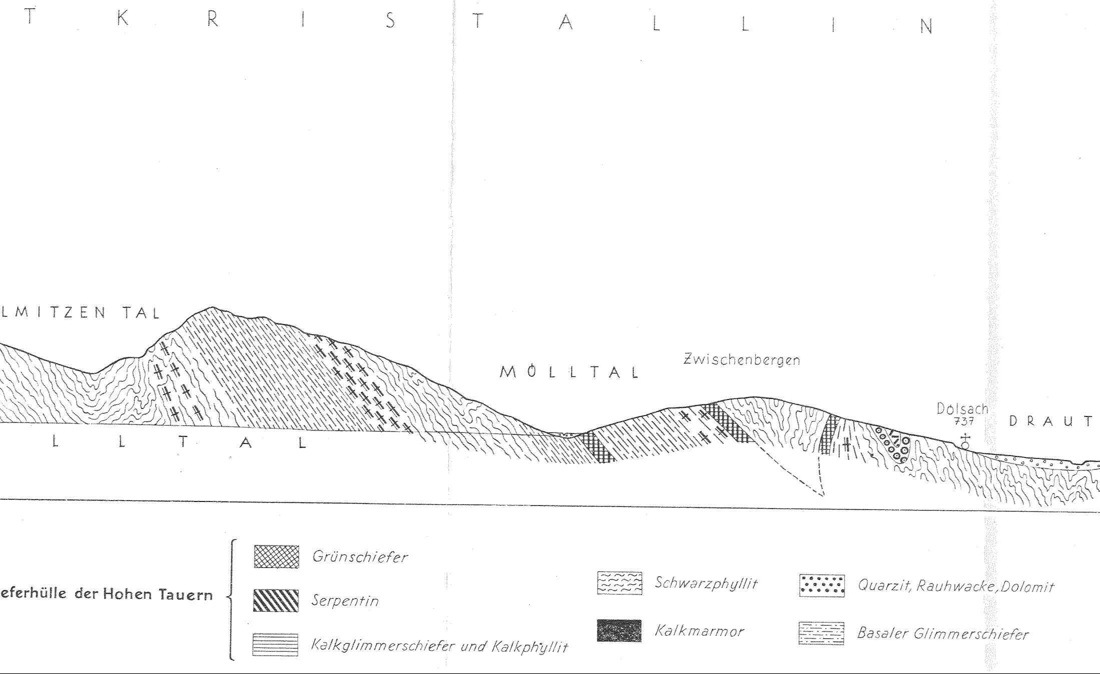

R MULDE
SONNBLICK GNEISKERN
SÜDLICHE TAUERNSCHIEFERHÜLLE
MATREIER ZONE
A L
TAL
Schareck 3122
Duisburger Hütte 2572
Rote Wand 2855
Makerni Spitze 2644
Sadnig 2745
KO
ZIRKNITZ TAL
Döllach 1013
M Ö

Klammkalkzone und Matreierzone
- ▧ *Serpentin*
- ▤ *Amphibolit*
- ▦ *„Klammkalk"* *(Alter unsicher)*

- ■ *Kalkmarmor*
- ▚ *Dolomit und Rauhwacke*

- ∴ *Quarzit und Quarzphyllit*
- ≈ *Schwarzphyllit und Serizitschiefer* *(z.T. Arkose führend)*

Schi

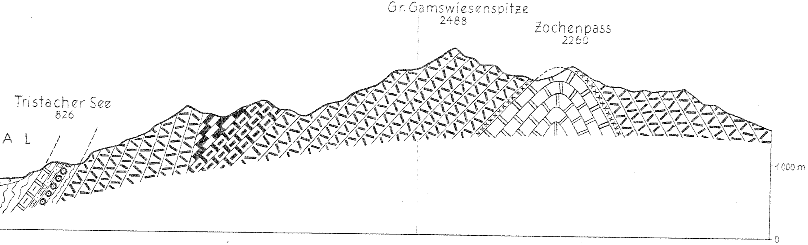

TKRISTALLIN
LMITZEN TAL
LLTAL
MÖLLTAL
Zwischenbergen
Dölsach
737
DRAUT
eferhülle der Hohen Tauern
Grünschiefer
Serpentin
Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit
Schwarzphyllit
Kalkmarmor
Quarzit, Rauhwacke, Dolomit
Basaler Glimmerschiefer

Tafel III

SÜDLICHE KALKALPEN

Lienzer Dolomiten

S 20° W

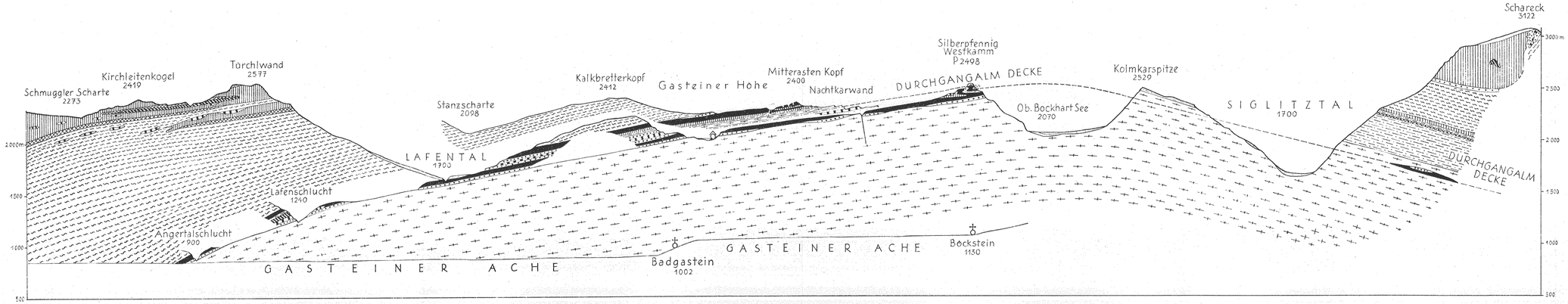

Gr. Gamswiesenspitze
2488
Zochenpass
2260
Tristacher See
826
A L
1000 m
0

Zentralgneis

▨ *Zentralgneis der Hohen Tauern*

N

S



Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.

Tafel IV

Profil des Gneisdomes und seiner Sedimenthülle am Westrande des Hochalm-Ankogelmassivs

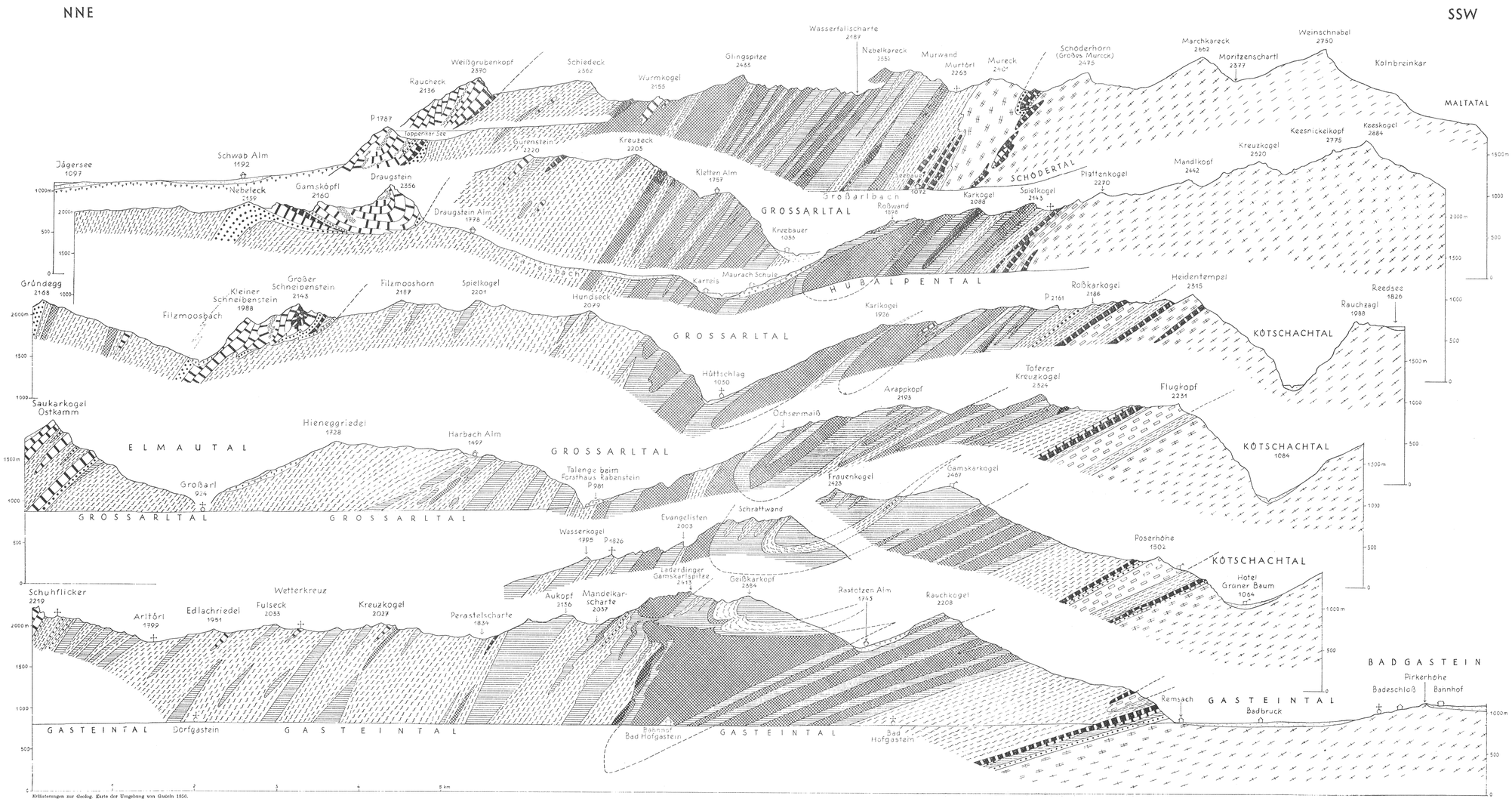
Maßstab 1:25.000

0 1 2 Km

- Moräne und Gehängeschutt
- Schwarzphyllit
- Grünschiefer
- Serpentin
- Kalkglimmerschiefer u. Kalkphyllit
- Kalkmarmor
- Dolomitmarmor u. Rauhwacke
- Quarzit
- Glimmerschiefer u. Paragneis
- Granitgneis

Tafel V

Profile durch die Nordflanke des HOCHALM-ANKOGELMASSIVS und seine Sedimenthülle



Kriftsterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.

Zeichenerklärung:

- Moräne und Alluvium
- Bergsturz und Sackung

Unterostalpin:

- Kalkmarmor (teilweise Jura)
- Tonschiefer („Pyritschiefer") mit Sandsteinbänken und Rauhwacke (teilweise Rhät, teilweise Karnisch)
- Triasdolomit (hauptsächlich Diploporenführender Wettersteinkalk, eventuell ist auch Hauptdolomit vorhanden)
- Quarzit und Quarzphyllit (Jungpaläozoikum und untere Trias)
- Diaphthoritischer Gneis (Altkristallin, ähnlich dem „Tweger Kristallin")

Pennin:

- Schwarzphyllit („Fuscher Phyllit")
- Grünschiefer
- Serpentin
- Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit
- Kalkmarmor
- Dolomit und Rauhwacke (wahrscheinlich Trias)
- Quarzit
- Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Chloritoid, Chlorit, teilweise auch Biotit, Turmalin, Granat und Paragneis
- phyllonitisierter, granitischer Gneis
- Granitgneis
- Granosyenitischer Gneis und phyllonitisierter granosyenitischer Gneis („Flugkogelgneis")
- Hybride Gneise, Schollen- und Bändermigmatite der Maltatal-Mulde

Maßstab 1 : 25.000

0 1 2 km

DETAILPROFILE aus der sedimentären Randzone im NW des Hochalm-Ankogelmassivs

Fig.1 Silberpfennig-SW-Kamm

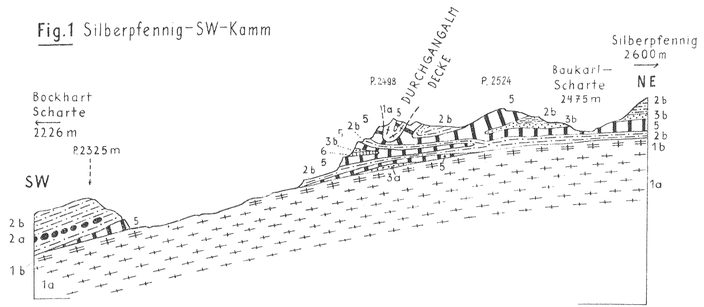
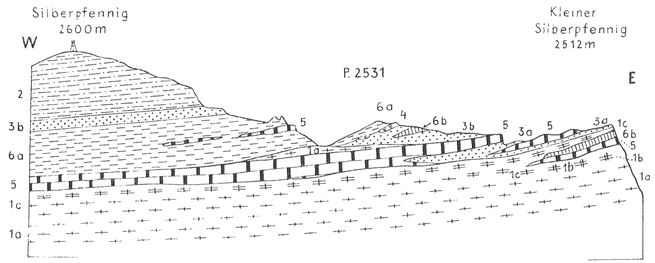


Fig.2 Silberpfennig-E-Kamm



Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.

Fig.3 Stubner Kogel

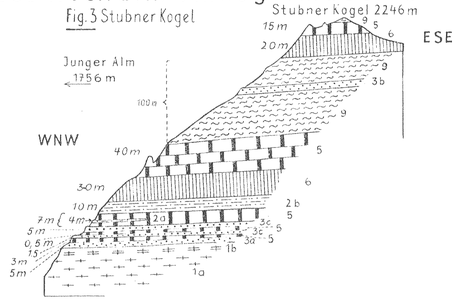


Fig.4 Kamm zwischen Mitteraster- und Seealm (Wildeck-Riegel)

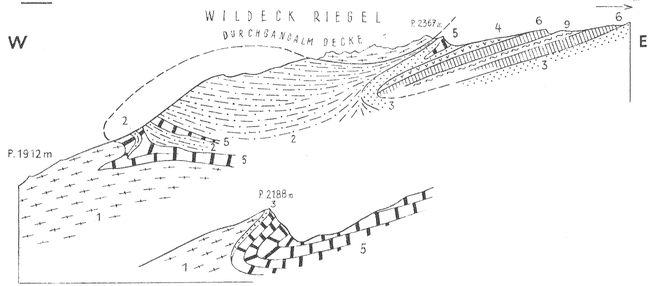


Fig 5 Nachtkar Wand (südlich der Gasteiner Höhe)

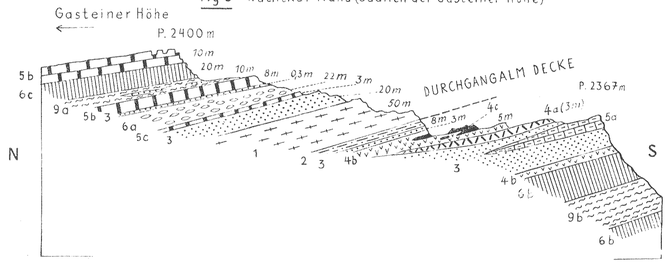


Fig.6 Eckelgruben - Gasteiner Höhe

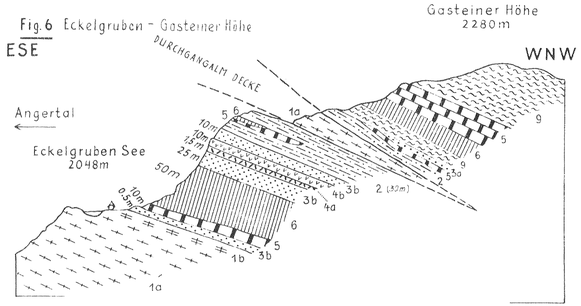


Fig.7 Rettenwand Alm

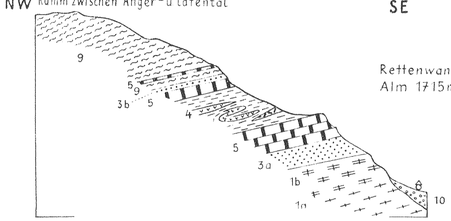
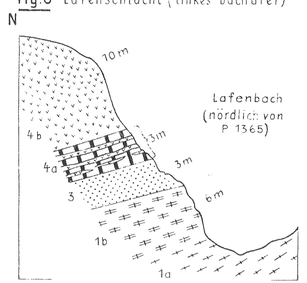


Fig.8 Lafenschlucht (linkes Bachufer)



DETAILPROFILE aus der sedimentären Randzone im Norden des Hochalm—Ankogelmassivs

Fig.1 Oberes Murtörl

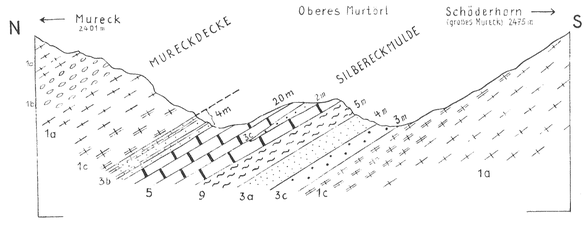
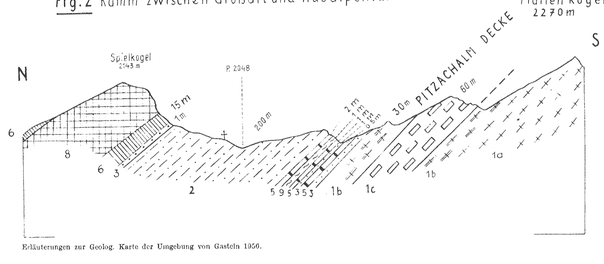


Fig.2 Kamm zwischen Großarl- und Hubalpental



Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.

Fig.3 Pitzachgraben (Hubalpental)

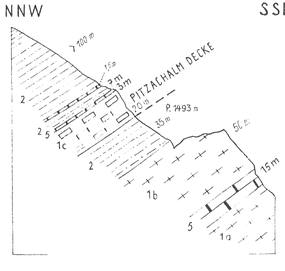


Fig.4 Pitzach Alm (Hubalpental)

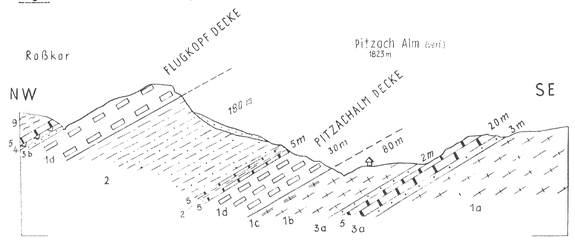


Fig.5 Kamm zwischen Hubalpen- u. Reitalpental

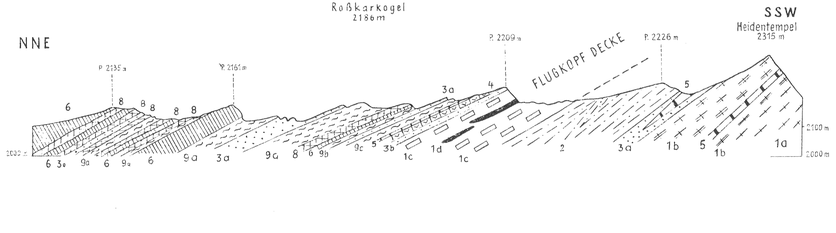


Fig.6 Kamm zwischen Reitalpen- und Kötschachtal

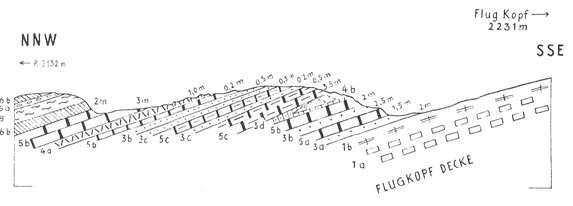


Fig.7 Kötschachtal: Unter der Weißwand

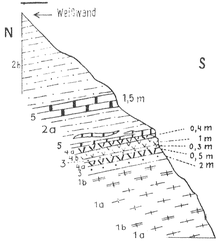
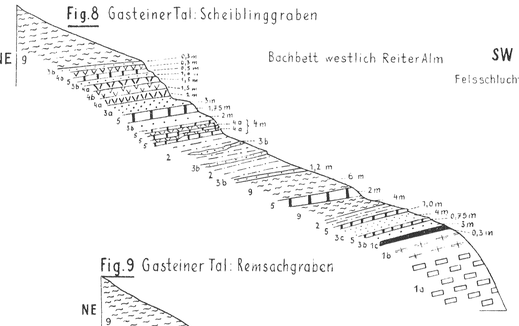
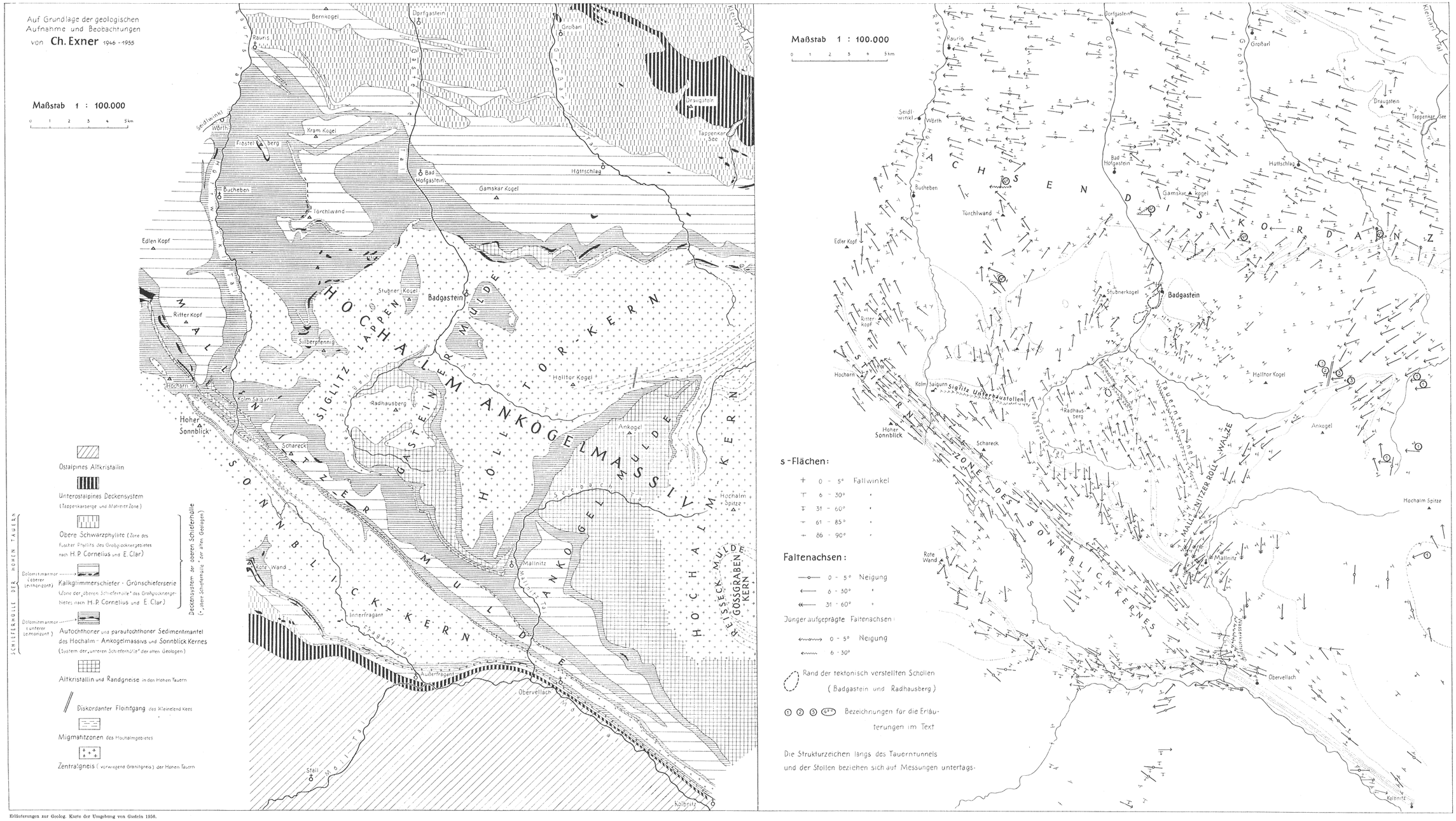


Fig.8 Gasteiner Tal: Scheiblinggraben


NE
SW
Bachbett westlich Reiter Alm
Felsschlucht
9
1b
4a
5
3b
4a
3a
5
1b
5
2
3b
2
3b
9
5
9
2
3c
5
3b
1c
1b
1a
0,3 m
0,5 m
1,5 m
2m
1,5 m
2m
1,5 m
2

TEKTONISCHE SKIZZE der Hohen Tauern im Abschnitte von Gastein

STRUKTURKARTE der Hohen Tauern im Abschnitte von Gastein



Erläuterungen zur Geolog. Karte der Umgebung von Gastein 1956.