

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT IN WIEN

Erläuterungen

zur

Geologischen Spezialkarte

der

Republik Österreich

Blatt Ötztal

(5146)

Von Wilhelm Hammer

(Mit einer Profiltafel)



Wien 1929

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt,
Wien, III., Rasumofskygasse 23

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei

Einleitung.

Das Blatt Ötztal stellt einen Ausschnitt aus dem kristallinen Grundgebirge der Westtiroler Zentralalpen dar.

Mannigfaltige Gneise, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine bauen hier ein Hochgebirge auf, dessen Formen durch die eiszeitliche Umformung charakterisiert sind, die insbesondere in der starken Ausbildung der Kare zum Ausdruck kommt. Großenteils sind diese noch gegenwärtig mit Gletschern erfüllt, sonst zeugen mächtige Blockmoränen von ihrer früheren Vereisung.

In der Gestaltung der Kämme und Grate kommt der Einfluß der Gesteinsart deutlich zur Geltung. So tritt die weite Ausbreitung von Glimmerschiefer im Sellraintal durch die Ausbildung sanfter begrünter Bergrücken in dem Gebiet zwischen dem Lisenzer Tal und den Kalkkögeln augenfällig hervor. Im Gneisbereich formen die Granitgneise rauhe, steile und größere Berggestalten als die Schiefergneise, und ebenso treten die Amphibolite als steilwandige schroffe Felsgrate hervor.

Die drei Haupttäler des Kartenbereiches sind in ihrer Ausformung verschieden: Das Ötztal ist durch einen stark ausgeprägten Stufenbau gekennzeichnet; schluchtige, unwegsame Talriegel wechseln mit breiten, flachsohligen Anschwemmungsbecken. Die äußeren beiden Talriegel werden von großen Bergsturzmassen gebildet, unter denen in der Maurachschlucht ein das obere Talbecken hoch überragender Felskern zutage kommt. Die Talstufe zwischen Huben und Sölden wird durch eine Felsschlucht gebildet. Mit hohen Stufenmündungen öffnen sich die Seitentäler gegen das Ötztal (z. B. Pollestal, Breitlehn, Sulztal, Niedertal u. a.). Das Sellraintal besitzt einen fast durchwegs schluchtigen Tallauf mit einem stärker ausgeglichenen Gefälle, so daß Talstufen erst im Oberlauf der Seitentäler noch deutlich erhalten sind, während sie sonst schon mehr oder weniger zerstört sind. Auch im

Stubaital tritt der Stufenbau erst in den obersten Talstücken — hier in ausgezeichneter Ausprägung z. B. Alpeinertal, Sulzenau u. a. — in Erscheinung; das Haupttal ist flach und breit, Ober- und Unterbergtal bis hoch hinauf im Gefälle schon weitgehend ausgeglichen oder durch Schuttkegel beeinflusst.

Die für das Inntal (Nordostecke des Blattes) so charakteristischen Talterrassen sind in den genannten Tälern und ihren Seitentälern infolge der Enge und Steilwandigkeit nur als schmale, oft unterbrochene Leisten zu erkennen und fehlen auf weite Talstrecken. Im Stubai ist im Haupttal eine ältere Schutterrasse auf größere Erstreckung erhalten, im Ötztal einzelne schöne Felsterrassen als Reste alter Talböden (Burgstein bei Längenfeld u. a.).

Dem aus kristallinen Schiefeln aufgebauten Grundgebirge sind am östlichen Rand des Gebietes Reste einer früheren Überdeckung mit mesozoischen Schichten, hauptsächlich von triadischen Kalken und Dolomit aufgelagert: die Kalkkögel, der Pinniserkamm mit dem Elfer und die Garklerin, die schon landschaftlich und morphologisch als lichtgraue, kahle, zersplitterte Kalkgrate sich auffällig abheben von dem dunklen, begrünnten Gneis- und Glimmerschiefersockel.

Eine erste übersichtliche geologische Kartendarstellung des Gebietes gab Michael Stotter auf der 1852 vom geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg herausgegebenen geologischen Karte von Tirol. 1858 bereiste Adolf Pichler im Auftrag der k. k. geologischen Reichsanstalt das Stubai- und Wipptal und veröffentlichte die Ergebnisse 1859 auf seiner Karte der Umgebung von Innsbruck. Eine kleine Übersichtskarte der Ötztaler Gruppe brachte er 1864 zur Veröffentlichung.

Die erste amtliche geologische Aufnahme der Ötztaler Gruppe führte Guido Stache 1872—1875 durch, in den westlichen Teilen unter Mitarbeit von Gustav Adolf Koch. Auf der von Stache entworfenen Manuskriptkarte des Blattes Ötztal 1:75.000 ist die Stubai-Gruppe hauptsächlich nach den Angaben Pichlers und Stotters gezeichnet. Auf dieser fußt auch die geologische Übersichtskarte des Stubaitals von J. Blaas in dem Werk „Das Stubaital“ (siehe Literaturverzeichnis).

In den Jahren 1891—1894 unternahm Fritz Frech unter Mitarbeit von R. Michael, A. v. Kraft und W. Volz geologische Aufnahmen im Wipptal, die hauptsächlich die jüngeren Formationen (Karbon bis Jura) betrafen. Die von Frech herausgegebene Karte 1:75.000 reicht westlich des Wipptals bis ins oberste Stubaital und ins untere Sellraintal. Hinsichtlich des kristallinen Grundgebirges bietet sie aber weniger als die älteren Karten.

1904 nahm Theodor Ohnesorge im Auftrag der k. k. geologischen Reichsanstalt die Birkkogel-Hocheder-Gruppe am Nordrand des Blattes Öztal (nördlich der Melach und des Stuibebachs) im Anschluß an die Aufnahme des nördlich angrenzenden Blattes neu auf.

In den Jahren 1919—1928 führte dann Wilhelm Hammer für die geologische Bundesanstalt die Neuaufnahme des Blattes Öztal im Maßstab 1:25.000 durch. Auf der vorliegenden, auf 1:75.000 umgezeichneten Ausgabe des Kartenblattes ist die Bergkette Birkkogel—Roßkogel vom Narrenkopf bis St. Quirin und vom Nordrand des Blattes bis zur Talsohle bei Ochsegarten—Kühtai—Rotenbrunn im Sellrain nach den Aufnahmen Ohnesorges dargestellt. Für die Triasdecke der Kalkkögel stellte Bruno Sander seine im Privatauftrage durchgeführte Aufnahme (1:25.000) zur Verfügung; die Triasauf lagerung östlich des Pinnistals wurde von Fritz Kerner-Marilaun gelegentlich seiner Aufnahmen des ganzen Pinniserkammes (1915) aufgenommen; schließlich wurde der kleine Ausschnitt aus dem Hang des Tschirgant nördlich des Inn in der Nordwestecke des Blattes von Otto Ampferer bei der Aufnahme des Blattes Zirl—Nassereit (1903) kartiert.

Geologische und montanistische Schriften über das Kartengebiet.

- Ampferer O. Die Bergstürze am Eingang des Öztals und am Fernpaß. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1908.
 — Studien über die Inntalerrassen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1904.
- Blaas J. Geologische Übersicht des Stubaitales in „Stubai. Tal und Gebirge, Land und Leute“. Herausgegeben von der Gesellschaft von Freunden des Stubaitales. Leipzig 1891.
 — Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, Wagner 1902.

- Blaas J.** Über ein Eisenerzvorkommen im Stubaital. Zeitschrift für praktische Geologie 1900.
- Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1890, mit Karte.
- Burchard A.** Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen. 25. Bd., Heft 2, der „Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde“, Stuttgart 1927.
- Erdmannsdörffer O. H.** Über Disthen-Andalusitparagenesen (Vorkommen von Liscuz im Sellrain u. a.). Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften 1928, 16. Abhandlung.
- Frech Fr.** Der Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, II. Bd., 1. Heft mit Karte 1 : 75.000.
- Über Muren (Ötzer Mure, Farster Mure u. a.). Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines 1898.
- Gemböck.** Die Cordieritpinite der Ötztaler Alpen. Zeitschrift für Kristallographie 1898 und 1899.
- Grubenmann U.** Bericht über die Aufnahmen im Ötztal. Akademischer Anzeiger. Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 35. Bd., 1898.
- Hammer W.** Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929.
- Über die granitische Lagermasse des Achlerkogels im vorderen Ötztal und ihre Tektonik. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1921.
- Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen. 38. Bd., 1925.
- Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal und ihr Alter. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 132 Bd., 1923.
- Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschrift für Vulkanologie, VIII. Bd., 1924.
- Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1926.
- Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai und seine Vererzung. Verhandlung der Geologischen Bundesanstalt 1928.
- Hezner L.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite des mittleren Ötztals. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen 1903.
- Hradil G.** Über Gneise der Ötztaler Masse. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1911.
- Kerner Fr.** Reisebericht aus Nader im Stubaital. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1915.
- Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztal. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1910.

- Kraus M. Über einige alpine Erzlagerstätten. Bergbau und Hütte, Wien 1916.
- Lichtenecker N. Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XIV. und XV. Bd., Wien 1929.
- Meier O. Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitteilungen der Wiener Geologischen Gesellschaft, XVIII. Bd., 1925.
- Ohnesorge Th. Die vorderen Kühltaler Berge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1905.
- Penck A. Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztal. Sitzungsberichte der preußischen Akademie der Wissenschaften in Berlin 1925.
- und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, I. und III. Bd., 1909.
- Pichler A. Zur Geognosie Tirols (Hochedergruppe, Bimsstein von Köfels). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1863.
- Der Ötztaler Stock in Tirol (Kalk bei Längenfeld u. a.). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1864.
- Beiträge zur Geognosie Tirols (mit Übersichtskarte der Ötztaler Alpen). Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1864.
- Beiträge zur Geognosie Tirols (Stubai Kalkberge). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1868.
- Ein Aufschluß in der Gneisformation zwischen Kematen und Sellrain. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1888.
- Sander B., Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1915.
- Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1921.
- Schmidt A. R. Erzvorkommen im Stubaital. Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Leipzig 1873, Nr. 1.
- Sonklar. Die Ötztaler Gebirgsgruppe. Gotha 1861.
- Spitz A. Über Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikum. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1918.
- Stotter M. Die Ötztaler Masse, aus dem Nachlaß herausgegeben von A. Pichler. Zeitschrift des Ferdinandeums 1859, mit Karte des Stubai-Sellrain- und Gschnitztals.
- Trientl. Die Bimssteine von Köfels. Tiroler Landzeitung 1895, Nr. 50.
- Trinker. Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol, Innsbruck 1853, Wagner,
- Zehetner M. Die Mineralquellen Tirols. Zeitschrift des Ferdinandeums. 37. Heft, 1893.

I. Kristallines Grundgebirge.

Biotitplagioklasgneis und Gneisglimmerschiefer (*gb₁*).

Die verbreitetste Gesteinsart in den ganzen Ötzaler Alpen und so auch im Bereich des Blattes „Öztal“ ist ein durch Umwandlung aus tonigen und sandigen Ablagerungen hervorgegangener kristalliner Schiefer, der zu meist gneisigen Charakter besitzt, häufig aber auch Übergänge zu Glimmerschiefern aufweist.

Dementsprechend sind als Bestandteile stets Quarz und Glimmer in beträchtlicher, Feldspat in wechselnder Menge vorhanden. Der Glimmer ist stark vorherrschend Magnesia-glimmer (Biotit), bei großem Glimmerreichtum stellt sich meist in zunehmendem Maße auch Kaliglimmer (Muskovit) ein. Der Feldspat gehört zur Gruppe der sauren Kalknatronfeldspäte (Albit bis Oligoklas). In glimmerreichen Abarten stellt sich Granat, seltener Staurolith ein (Daunkogel, Wetterspitzen, Gaisschneid, Axlehen u. a.).

Das Gefüge des Gesteins ist ein ausgeprägt schiefriges, das Korn von mittlerer bis geringer Größe. Die Schieferungsflächen sind mit Glimmer bedeckt, Quarz und Feldspat treten in der Regel nur im Querbruch hervor, manchmal entwickelt sich eine Art Lagenstruktur durch Sonderung der Gemengteile. Die Schiefergneise verwittern rostrot bis braun und unterliegen dem Zerfall unter Einfluß der Witterung um so mehr, je glimmerreicher sie sind. Wo sie vorherrschen, mildert sich die Schroffheit der Bergformen im Gegensatz zu den rauhen Granitgneisbergen und den wandigen Amphibolitkämmen, der Pflanzenwuchs findet besseren Anhalt und reichere Entwicklung und die Nutzbarkeit für die Landwirtschaft steigt.

Die Gesteinsart der Schiefergneise unterliegt mannigfachen Schwankungen: vielfach beobachtet man eine Zunahme des Quarzgehaltes, die zu quarzitischen Schiefen überleitet, z. B. beiderseits von Ötz, auf den Hämerachalmen u. a. O.

Andere Abarten ergeben sich durch den wechselnden Glimmergehalt, der zur Bildung von Gneisglimmerschiefern führt; dies ist z. B. im Oberbergtal (Stubai) weit verbreitet und macht die Abgrenzung von Gneis und Glimmerschiefer hier ganz unsicher. Am Glücksgrat, Rothspitz und Glättespitz wechsellagern Bänke von Schiefergneis mit dünnen Lagen von Granat und Staurolith führendem Glimmerschiefer, was auf der Karte nur grob schematisch angedeutet werden konnte. Im Haierlachtal (Niederthai) tritt bei Axlehen ein Granat und Staurolith führender Gneisglimmerschiefer mit reichlich Muskovit auf, eng verbunden mit Schiefergneis und von zahlreichen Quarzfasern durchzogen, die mitunter große Andalusitkristalle enthalten. Desgleichen herrscht im Zuge Kraspesspitze—Hochreichkopf ein oftmaliges Schwanken zwischen Gneis und Glimmerschiefer, ebenso an der linken Seite des Sellrainer Gleierschotals (unterer Teil) und im Krimpenbachgraben.

Andere Abarten sind durch spätere Umwandlungen entstanden: einerseits durch die weiter unten besprochene Feldspatknotenbildung, andererseits durch tektonische Einflüsse. Durch die Gebirgsbewegungen sind die Schiefergneise vielenorts zerquetscht, verdrückt und parallel zu ihren Schieferflächen verschoben und verschuppt worden. Dabei tritt meistens gleichzeitig eine Umsetzung im Mineralbestand ein durch Ausbildung von Serizit auf Kosten der Feldspäte, durch Chloritisierung des Biotits und verwandte Vorgänge: diaphthoritische Gneise, die in ihrer Tracht Phylliten sich nähern und daher auch als Phyllitgneise bezeichnet werden. Diese Beschaffenheit besitzen die Schiefergneise z. B. im mittleren und unteren Stubaital oft, aber auch an bestimmten Zonen in den übrigen Gebieten des Kartenblattes, wo sie bei besonders deutlicher und starker Entfaltung auf der Karte durch einen Aufdruck hervorgehoben wurden.

Am Hoadl (2343 m) ober der Kematener Alpe streicht an der Nordseite der Kuppe ein stahlgrauer, schuppiger Phyllitgneis mit Quarzfasern durch, der durchsprengt ist mit kleinen Magnetitkriställchen.

Bei starker Diaphthoritisierung und Zermalmung des Gesteins ist es nicht immer möglich, das Ausgangsgestein noch sicher festzustellen, z. B. am Atterjöchel.

Schuppiger Biotitgneis (*g*).

Eine Abart der Biotitplagioklasgneise wird auf der Karte unter dieser Bezeichnung hervorgehoben, die sich auch schon in den Geländeformen durch ihre größere Härte und festere Bankung hervorhebt. Es sind Biotitgneise von geringerem Glimmergehalt und stärkerem Feldspatgehalt (Plagioklas) als die übrigen Schiefergneise; sie sind in der Regel feinkörnig, der Biotit ist in einzelnen Schuppen parallel gelagert, im Gestein gleichmäßig verteilt, manchenorts treten auch quergestellte Biotittäfelchen auf. Granat ist unter dem Mikroskop als Bestandteil feststellbar. Durch starke Zunahme des Quarzes kann mitunter eine Annäherung an Biotitquarzite eintreten.

Sie haben ihre stärkste Entfaltung im Gepatschstock, kommen aber auch auf dem Gebiete des Blattes „Ötztal“ mehrfach vor. Während manche davon durch ihre enge Verbundenheit mit den Schiefergneisen sehr wahrscheinlich zu diesen als Abart gestellt werden können, ist es bei anderen Vorkommen nicht sicher, ob es sich nicht um umgewandelte granitische Gesteine oder doch um stark von granitischen Stoffen durchdrungene und durch sie umgewandelte Schiefergneise handelt, so vor allem bei dem Gneis am Gigelberg bei Längenfeld zwischen den beiden Granitgneismassen.

Biotitschiefer und gebänderte Biotitquarzite (*gb*).

Eine andere Abart der Schiefergneise bildet die Gruppe der Biotitschiefer und Biotitquarzite, die im Gebirgsstock des Sebleskogels und im obersten Gleierschtal sich mächtig entfaltet, sonst aber nur in schmalen Zügen dort und da im Ötztal auftritt und durch Übergänge mit den gewöhnlichen Biotitplagioklasgneisen verbunden ist. Es sind dünnplattige braune Schiefer von sehr feinem Korn und reich an Biotit, der die Schieferungsflächen in kleinen Schüppchen dicht bedeckt. Im Querbruch tritt das sehr feinkörnige Quarz-Feldspat-Gemenge zutage. Im Mikroskop zeigen sie den gleichen Mineralbestand wie die Biotitschiefergneise.

An der Ostseite des Sebleskogels, am Weißen Kogl und im Zwieselbachtal stehen sie in Wechsellagerung

mit Biotitquarziten, die im Längental häufig lichtgrau sind, sonst bräunlichgrau und unter dem Mikroskop noch deutliche Sandsteinstruktur erkennen lassen. In diesen Bereichen zeigt sich vielfach eine ausgeprägte Feinschichtung, indem 2—3 mm dicke, äußerst feinkörnige, hellviolettgraue quarzitishe oder Quarz-Feldspatlagen regelmäßig wechseln mit sehr dünnen Biotitlagen, eine Gesteinsart, die an gewisse Gesteine der steirischen Grauwackenzone erinnert, aber einen höheren Grad der Kristallinität gegenüber letzteren besitzt.

Im Winnebach- und Zwieselbachtal sind die Biotit-schiefer großenteils durch die Einwirkung granitischer Intrusionen stark verändert (siehe Winnebachgranit).

Die Einzeichnung der Biotitquarzite auf der Karte ist eine schematische. In Wirklichkeit ist die Wechsellagerung eine viel feinere und vielfältigere.

Quarzit (*qu*).

Die bereits oben erwähnte quarzitishe Abart der Schiefergneise steigert sich stellenweise zur Entfaltung größerer einheitlicher Quarzitlager. Es sind meist feinkörnige graue, dickbankige Quarzite, oft mit einem geringen Glimmergehalt. Die Quarzite ober Rößlach bei Umhausen sind durch ihre Feinschichtung sehr ähnlich den gebänderten Biotitquarziten. Nicht selten treten quarzitishe Gesteinslagen in Begleitung der Amphibolite auf, doch handelt es sich teilweise um quarzreiche aplitishe Lagen.

Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer (*pk*).

Südlich des vorderen Sellraintales breitet sich über ein ausgedehntes Gebiet Glimmerschiefer aus, dessen Verbreitung auch landschaftlich in der geringeren Höhe, sanfteren Form und besseren Bewachsung der Kämmen zum Ausdruck kommt. Vom Gleierschtal an westwärts ist er durch Übergänge und streifenweisen Wechsel auf das engste mit den Schiefergneisen verbunden, desgleichen am Kamm gegen das Stubaital. Die gestrichelten Grenzlinien auf der Karte stellen hier nur eine schematische Andeutung des Gesteinswechsels dar.

Der Glimmerschiefer ist ein ausgezeichnet schiefriges Gestein, dessen wellige Schieferungsflächen von Muskovit bedeckt sind, wogegen Biotit — zum Unterschied von den glimmerreichen Formen der Schiefergneise — nur untergeordnet beigemischt ist. Im Querbruch treten die welligen Quarzfasern und Lagen hervor, Feldspat fehlt oder ist nur untergeordnet vorhanden (abgesehen von der vielfach auftretenden nachträglichen Feldspatknotenbildung). Weit verbreitet ist Staurolith als Gemengteil der Glimmerschiefer, der in prismatischen, dunkelbraunen Kristallen von 1 bis 3 cm Länge auf den Schieferungsflächen sichtbar wird. Der Staurolithgehalt ist an Menge sehr wechselnd, verschwindet streckenweise auch ganz. Besonders viele und große Staurolithe trifft man am Ostgrat des Zischkeles, am Wiedersberg (Lisenz), am Sonntagsberg (Kematneralm, nördlich des Haierlachtals. Auch die Glimmerschiefer an der Glättespitze sind lagenweise ziemlich reich an Staurolith. Auch Granat ist als Gemengteil weit verbreitet, tritt aber weder durch Größe noch durch Menge so hervor, wie der Staurolith. Häufig sind die staurolithreicheren Lagen auch von viel Quarzfasern und Knauern durchzogen und von Albitknoten. Cyanit kommt in den Glimmerschiefern des Finstertaler Fernerkogels, im Inzinger Tal und im Tumpener Tal vor. Andalusit tritt in Quarzadern der Glimmerschiefer am Windeck (Sellrain), im oberen Tumpener Tal und im Haierlachtal auf. Über die Andalusite in den Glimmerschiefern von Lisenz siehe unten unter „Aplit und Pegmatit“.

Manche Züge enthalten nur Granat und keinen Staurolith, meist ist das eine oder das andere Mineral stark überwiegend.

Der Glimmerschieferzug der Glättespitze besteht größtenteils aus Bänken von feinkörnigem quarzitischem Gneis, die mit dünnen Häuten von Staurolithglimmerschiefer überzogen sind oder mit dickeren Lagen des Glimmerschiefers wechsellagern.

Die Glimmerschieferzüge im Sockel des Hohen Burgstall sind Muskovitglimmerschiefer mit Übergängen zu Gneisglimmerschiefern, ohne Staurolith und Granat.

Die Glimmerschiefer, welche zwischen den Amphibolitlagern im Alpeinertal auftreten, enthalten stellenweise be-

sonders große Granaten (und keinen Staurolith) und nehmen dort, wo gleichzeitig große Feldspatknoten eintreten, die Tracht von kleinknolligen Biotitgranatgneisen an. Sonst wechseln in ihnen quarzreiche Bänke mit großen Granaten mit quarzarmen, muskovitreichen blättrigen Glimmerschiefern.

Feldspatknotenbildung.

In den Schiefergneisen sowohl als auch in den Glimmerschiefern sieht man an vielen Stellen rundliche, weiße Feldspäte von wenigen Millimetern bis zu 1 *cm* Durchmesser aus dem Gemenge der ständigen Bestandteile des Gesteins hervortreten; auf den Schieferungsflächen der Glimmerschiefer wittern sie als Knoten heraus, sonst sieht man sie auch im Querbruch der Gneise deutlich. Sie sind oft unscharf umgrenzt und stark von feinen Glimmerschüppchen oder Quarzkörnchen durchzogen und erscheinen bei genauerer Untersuchung als Bestandteile, die nach der Kristallisation der übrigen Gemengteile sich ausbildeten und auf eine spätere Stoffzufuhr magmatischen Ursprungs hindeuten. Die Bereiche derartiger Verfeldspatung sind ganz unscharf umgrenzt, was durch die Art des Aufdrucks auf der Karte zum Ausdruck gebracht wurde.

In den Glimmerschiefern tritt sie oft gleichzeitig mit starker Staurolithbildung und Quarzdurchhäderung auf, z. B. am Zischkeles, doch sind beide Bildungen durchaus nicht immer aneinander gebunden. Eine weite Verbreitung besitzen z. B. Feldspatknottengneise ohne oder mit nur gelegentlichem geringen Staurolith und Granat)gehalt am Nordrand des Kartenblattes vom Hocheder (nördlich des Grieskogls, 2887 *m*) zur Melachschlucht südlich Kematen und bis Axams.

Mitunter sind die Schiefer dicht erfüllt mit sehr kleinen Knoten (Perlgnese), so daß es unentschieden bleibt, ob ein verfeldspateter Glimmerschiefer oder ein Schiefergneis vorliegt. Der Umstand, daß mehrfach gerade in der Übergangszone von Schiefergneis und streifenweise damit wechselnden Glimmerschieferzügen Feldspatknotenbildung auftritt, läßt darauf schließen, daß stellenweise der Schiefergneis durch Vergneisung im Wege der Feldspatbildung aus Glimmer-

schiefer hervorgegangen ist. Doch kann dieser Schluß keineswegs auf die ganzen Schiefergneise ausgedehnt werden.

Eine Abhängigkeit des Auftretens der Feldspatknotenbildung von der Verbreitung der granitischen Gesteine besteht nicht, wie schon die starke Feldspatknotenbildung in dem von Granitgneisen fast ganz freien Glimmerschiefergebiet des Sellrains zeigt. Auch in dem an Granitgneisen reichen Teil des Gebietes sind sie nicht an den Granitrand gebunden. Die Knotengneiszone südlich von Kühltai (Sulzkogel) und jene beiderseits Tumpen im Ötztal wird von aplitischen und pegmatitischen Gängen und Adern sowie von Quarzgängen (mit Andalusit) durchzogen und steht so direkt mit granitischen Injektionen in engem Verband.

Auch die Amphibolite zeigen stellenweise, z. B. beiderseits der Lisenzer Alpe, Feldspatknotenbildung bei geringer Größe der Feldspate. An der Lisenzer Villerspitze verdichtet sich ihre Menge stellenweise aber bis zur Ausbildung aplitischer Lagen. Das als „Amphibolit“ auf der Karte ober Habichen an der rechten Talseite nördlich des Granodiorits eingetragene Gestein besteht aus großstrahligen, regellos gestellten Strahlsteinprismen und Disthen und ist von Albitknoten in wechselnder Menge durchsetzt; im Mikroskop erkennt man auch Andalusit als Bestandteil.

Kristalliner Kalk (*k*).

Das Vorkommen im Alzenbachgraben, östlich von Längenfeld, linke Seite des Sulztales, ist etwa 10 *m* lang aufgeschlossen und 2 *dm* mächtig, rings von Amphibolit und Eklogit umschlossen. Es ist ein grobkörniger, weißer und hellgrau gebänderter Kalkmarmor, der an seinen Rändern reichlich Granat, Biotit und Quarz enthält. In dem Marmor sind auch längliche und runde Knollen von Amphibolit eingeschlossen.

Ein anderes Vorkommen von Marmor (reinweiß, zuckerkörnig) konnte auf der Karte nicht eingetragen werden, da es nur aus Geschieben bekannt ist, die am Rand des Hauerfernes (Loibiskogel) unter dem Eis zutage kommen. Das Anstehende liegt unter dem Gletscher verborgen.

Ein weiteres Vorkommen befindet sich im obersten Teil der Westwände des Punktes 2786 südlich des Perlerkogel, am Südrand des Kartenblattes, die genaue Lage des Anstehenden konnte in den Steilwänden nicht festgestellt werden. Es ist ein ziemlich grobkörniger Kalzitmarmor mit silikatreicher Randzone (Epidot, Zoisit, Hornblende, Quarz, Rutil und Granat, in anderen Blöcken nur Diopsid).

Schließlich ist noch ein besonders kleines Marmorvorkommen anzuführen, das sich am Grat nahe nördlich der Hochmooscharte Punkt 3238, Alpeiner Gruppe) befindet und wegen seiner Kleinheit auf der Karte nicht zur Darstellung gebracht wurde. Es ist ein hellgrauer, feinkörniger Marmor, der eine 1 dm dicke Bank in den dort im Granitgneis eingeschalteten Schiefergneisen bildet.

Amphibolite und Hornblendeschiefer (hf).

Eine sehr mächtige Entwicklung und weite Verbreitung im Bereich des Kartenblattes erreichen die dunkelgrünen, hornblendereichen Gesteine, welche unter der Bezeichnung „Amphibolite und Hornblendeschiefer“ zusammengefaßt sind. Es sind in kristalline Schiefer umgewandelte basische Eruptivgesteine aus der Gruppe der Gabbro und Diabase, zum Teil vielleicht auch von zugehörigen tuffigen Ablagerungen abstammend. Die Hauptbestandteile sind stets Hornblende und Feldspat (Plagioklas). Nach dem Mengenverhältnis derselben und der Struktur sowie nach dem Eintreten von Granat, Biotit, Epidot als Gemengteile in mehr oder weniger großer Menge ergeben sich mannigfache Abarten. Sehr oft trifft man Schwefelkies, mitunter auch Kupferkies, eingesprengt in geringen Mengen.

Hornblende und Plagioklas wechseln oft lagenweise an Menge, wodurch sich eine Bänderung aus lichten und dunklen Lagen ergibt. Massige, feinkörnige bis dichte Abarten mit verschwindendem Feldspatgehalt entwickeln sich stellenweise in dicken Lagern, andererseits ergeben sich Bänder von aplitischem Charakter. Am Loibiskogel beobachtet man Schollen dichten dunkelgrünen Amphibolits, schwimmend in fegebändertem Amphibolit, beide sind gemeinsam noch gefältelt.

Die aplitischen Lagen erreichen stellenweise bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung in selbständigen Lagern in der Amphibolitfolge.

Sehr verbreitet sind Granatamphibolite. Wegen ihrer unscharfen Abgrenzung und ihrem oft wechselnden Bestand konnten sie auf der Karte nicht ausgesondert werden. In der mächtigen Amphibolitzone Längenfeld—Atterkar nehmen sie den nördlichen Teil ein (Gamskogel—Laichkogel—Sulzkar), ebenso setzen sie sich von Längenfeld westwärts über Grieskar—Falderkogel ins Pitztal hin fort. Am Südrand der großen Amphibolithauptzone kommen am Perlerkogel wieder Granatamphibolite zum Vorschein. Schöne Granatamphibolite begegnet man weiter auf dem Fundusfeiler, hier begleitet von Strahlsteinschiefer, und im oberen Leiersstal bis hinüber ins Pitztal, ferner am Burgstall bei Ötz, am Bärenkopf bei Sautens, am Gaiskogel bei Kühtai sowie im Zuge Irzwand—Roßkogel. Auch in der Umräumung des Alpeiner Granitgneises erscheinen Granatamphibolite an vielen Stellen, z. B. an der Schöntaler Oberachsel, im Kleinen Horntal und an der Rinnenspitze, unter der Sommerwand, an der Grabawand und auf dem Schrankogel.

Seltener sind Epidotamphibolite, häufig dagegen Biotit-amphibolite, letzter hauptsächlich in Verbindung mit den Biotithornblendegneisen.

Weitaus die meisten Amphibolite besitzen eine vollkommen ausgebildete Kristallisationsschieferung; nur selten sind noch Reste einer gabbroartigen Struktur zu beobachten, z. B. am Kamm Hölltal Spitze—Mutterberger Scespitze, am Daunkogel, bei Aschbach und im Breitlehntal.

An der Hölltal- und Mutterbergerspitze treten außerdem großstrahlige Strahlsteinfelsen im Amphibolit in dicken Bänken und Linsen auf, teils mit prismatischem, graugrünem Strahlstein von 1 bis 3 *cm* Länge in regelloser Stellung, teils mit dunkelgrünen, schmalen Hornblendleisten von geringer Länge in einer weißen Feldspatgrundmasse (Garbenamphibolite). An der Grabawand sitzen im Amphibolit große Nester von schwärzlichen, breiten Hornblendekristallen bis zu 5 *cm* Länge.

Als Hornblendeschiefer können Amphibolgesteine ohne oder nahezu ohne Feldspatgehalt und mit feinfaseriger, dünnplattiger Struktur bezeichnet werden. Solche finden sich besonders in dem Bereich der Glimmerschiefer, hier oft mit nachträglicher feinkörniger Verfeldspatung (Perlamphibolite der Villerspitzen, des Zischkeles u. a.), aber auch im

Schiefergneisbereich, so z. B. die feinfaserigen Hornblende-schiefer unter Kartnal bei Neustift im Stubai.

Hornblendegneise, Biotitgneise und Aplite in den Amphibolitzonen (g).

Mit den Amphiboliten wechsellagern an vielen Stellen Hornblende führende Biotitgneise, die durch Zunahme des Hornblendegehalts und Verschwinden des Quarzes in Biotitamphibolite übergehen und in engstem Verbande mit den Amphiboliten stehen. Solche Hornblendegneise sind z. B. im Leiersbachtal, im Breitlehntal und an der Südseite des Sulztalkammes reichlich entwickelt und fehlen kaum einem der ganz großen Amphibolitzüge. An dem lebhaften Gesteinswechsel der großen Amphibolitzüge am Sulztalkamm, Falder Kogel u. a. O. beteiligen sich auch Lagen von hornblendefreien, schuppigen Biotitgneisen, die häufig große Granaten als Gemengteil führen (z. B. Schrankogel u. a. O.). Auch die zwischengeschalteten dünnen Schiefergneislagen sind oft Granat führend. Desgleichen sind die Glimmerschiefer zwischen den Amphiboliten im Alpeiner Tal durch große Granaten (und Feldspatknotten) ausgezeichnet.

Schließlich schalten sich auch Lagen von Muskovit-Granitgneis und von Aplit in die Amphibolitreihe ein. Größere Lagen dieser Art sind auf der Karte mit eigener Farbe ausgeschieden, kleinere unter der Farbe dieser Gesteinsgruppe oder nicht ausgeschieden.

Die Biotithornblendegneise und Biotitgneise liegen vollkommen konkordant mit den Amphiboliten und können nach Lagerung und Verband mit Amphiboliten teils als umgewandelte zwischengeschaltete Ablagerungsgesteine gleichen Alters, teils als Abspaltungen des basischen Magmas betrachtet werden. Die granitischen, insbesondere die aplitischen und muskovitgranitischen Einlagerungen werden wenigstens z. T. auch auf spätere magmatische Einschübe zurückgehen. Dort, wo Amphibolite an größere Granitmassen angrenzen, beobachtet man in der Roßkogel-Paiderspitz-Gruppe, an der Hölltalspitze, Daunkogel und anderen Punkten, daß Schollen von Amphibolit vom Granit umschlossen werden, das Eindringen des Granits also erst nach Bildung der Amphibolite erfolgt ist.

Chloritschiefer und Grünschiefer (*ch*).

An der Nordseite des Seejöchls in den Kalkkögeln steht im diaphthoritischen Schiefergneis ein Schiefer an, der äußerlich den Hornblendeschiefern ähnlich ist, bei mikroskopischer Untersuchung sich aber als Albitchloritschiefer erweist und wohl durch Umwandlung aus einem Hornblendeschiefer in dieser Druckzone hervorgegangen ist. Er gleicht den Chloritschiefern in der Phyllitzone von Landeck. Nahe nördlich davon, am obersten Ende des Sonntagsbergkammes, stehen echte Hornblendeschiefer an, die von Epidotschnüren durchzogen sind und lagenweise auch Kalzit führen.

Ähnliche Gesteine treten auch als unterstes Schichtglied der über dem kristallinen Grundgebirge übergreifend gelagerten vererzten Verrucanofolge am Hohen Burgstall auf und wurden mit der gleichen Farbe bezeichnet.

Es sind graugrüne bis dunkelgrüne, feinkörnige oder dichte Schiefer, aus deren dunkler Grundmasse kleine Feldspatkörner bald in größerer, bald in geringer Zahl hervortreten, und Täfelchen von Biotit. Die Zusammensetzung ist teils die eines Albitamphibolits, z. B. am Weg Frohneben—Kaserstatt, teils bei Vorwalten des Biotits, der großenteils schon in Chlorit umgewandelt ist, jene eines Albitchloritschiefers (z. B. im Stollen bei der Knappenhütte). Im Grünschiefer des Haslachgrabens tritt der Feldspat besonders stark hervor in größeren Knoten, daneben erscheinen Biotit (Chlorit) und Kalzit als Bestandteile.

Diese Gesteine sind in vielem ähnlich den Glimmerdiabasen des Steinacher Jochs und dürften gleichfalls von diabasischen Eruptivgesteinen abzuleiten sein.

Eklogitzone (*he*).

Der Nordrand des großen Amphibolituzuges, der bei Huben das Ötztal überquert, ist durch das Auftreten von Eklogit ausgezeichnet, desgleichen, aber in geringerem Grade, der Südrand am Perlerkogel und im Pollestal. Der Eklogit bildet nirgends große geschlossene Massen, sondern tritt in zahlreichen kleinen Linsen und Schlieren im Amphibolit auf und konnte deshalb nicht im einzelnen

in die Karte eingezeichnet werden; es wurde nur die Zone, in der er vorkommt, bezeichnet, eine Zone, die gleichzeitig durch die besondere Beschaffenheit der Amphibolite ausgezeichnet ist.

Der Eklogit ist licht gefärbt, hellgrau mit blaß rosenroten und lebhaft hellgrünen Flecken, die dadurch zustande kommen, daß sich die einzelnen Bestandteile nesterweise anhäufen; im ersteren Falle der Granat, im letzteren der Omphazit und seine Abkömmlinge.

Seltener ist eine gleichmäßige Verteilung der Gemengteile; die südliche Eklogitzone zeigt öfter diese Art. Auch eine unscharfe, lagenweise Sonderung der Gemengteile ist mitunter zu sehen. Das Korn des Eklogits ist in der Regel ein mittleres bis feines, selten grobkörnig, wobei auch dann durch eine scheinbare Verschwommenheit der Korngrenzen ein quarzitähnliches dichtes Aussehen zustandekommt. In den Eklogiten von Burgstein tritt neben den genannten Hauptbestandteilen Disthen in ähnlicher Form wie der Pyroxen auf. Auch rhombischer Pyroxen kommt in einzelnen Abarten vor. Einsprengungen von Pyrit sind im Eklogit allenthalben verbreitet. In der Eklogitzone südlich Aschbach entwickeln sich stellenweise Granatfelse ohne Pyroxen.

Hornblende tritt nach dem Grade der Umwandlung des Eklogits in wachsender Menge auf.

Die Eklogitlinsen sind eingebettet in weißliche oder lichtgrüne dichte Gesteine und durch Übergänge mit ihnen verbunden. Nach außen gehen weiterhin dann feinflaserige Amphibolite daraus hervor. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß diese Gesteine Umwandlungsformen des Eklogits sind, indem sowohl der Pyroxen als der Granat sich in fein durcheinandergewachsene Gemenge von Hornblende und Plagioklas (neben anderen sekundären Mineralien) umwandeln. Man nennt diese Gesteine Eklogitamphibolite; die Umwandlung des Granats erfolgt vielfach in der Form einer feinstrahligen Umrundung mit Plagioklas, Hornblende und Magnetit (Kelyphit, Kelyphitamphibolite). Mit den Eklogitamphiboliten sind feingebänderte und kleingefältete Amphibolite eng verbunden, in denen einzelne dickere Bänke dichten Amphibolits mitgefaltet oder in Schollen auseinandergezerrt ein-

geschlossen sind. Andererseits begegnet man auch Lagen mit sehr großen strahligen Hornblenden und Granaten bis zu Kirschengröße. Lebhafter Wechsel des Gesteins unterscheidet diese Randzone gegenüber den einförmigen Massen im mittleren Teil der großen Amphibolizone. Zeichen starker Durchbewegung einerseits und mannigfacher Durchdringung mit granitischen Stoffen andererseits kennzeichnen die Randzone. Neben vielen aplitischen Adern und Gängen beobachtet man nicht selten auch kleine Muskovitpegmatitgänge und die unten noch zu erwähnenden Hornblendepegmatitgänge am Loibiskogel.

In der Eklogitzone liegen die oben erwähnten kleinen Marmorvorkommen und der Peridotit am Loibiskogel. Eklogit- und Kelyphitamphibolit tritt auch in der Amphiboliumrandung des Alpeiner Stockes auf, auf dem Graba-grubennieder, an der Greitspitze, bei der Ochsnerhütte am Hohen Moos u. a. O. Diesen Vorkommen zufolge und aus den Lagerungsverhältnissen kann geschlossen werden, daß die südliche Alpeiner Amphibolizone die Fortsetzung der Eklogitzone des Sulztales ist.

Kelyphitamphibolite kommen auch außerhalb der Eklogitzone vor, so z. B. östlich ober Umhausen, ober Sautens (Stollen für eine Wasserkraftanlage), auf der Eggeralm im Pitztal. Ob diese auch aus Eklogiten hervorgegangen sind, ist infolge Mangels von Restmineralien aus einem Eklogit nicht sicher anzugeben

Peridotit am Loibiskogel (O).

Peridotit tritt in ein paar kleinen Linsen von wenigen Metern Erstreckung in der Eklogit führenden Randzone der Amphibolite am Loibiskogel auf, die als raue Felshöcker von rostbrauner Verwitterungsfarbe hervortreten. Im frischen Bruch erscheint das Gestein feinkörnig und dunkelgrün; in einer helleren Grundmasse glänzen viele dunkle glasige Körner von Olivin auf, locker verstreut sieht man schwärzliche große Einsprenglinge von rhombischem Pyroxen. Die Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop als feinkörniges Gemenge von blaßgrünem Amphibol, auch monokliner Pyroxen ist im Dünnschliff zu finden. Die großen Pyroxene sind stark durchstäubt mit Erz (Chromeisenerz).

Die Pyroxene sind teilweise in Umwandlung in Amphibol begriffen, wogegen Serpentinbildung fehlt.

Der Peridotit wird von einer sehr grobkörnigen Gangbildung durchsetzt und teilweise auch umgrenzt. Sie besteht aus mehreren Zentimeter dicken Knollen von Granat und ebenso großen Körnern von Pyroxen (monoklin); zwischen Granat und Pyroxen schieben sich Säume von karinthinähnlicher Hornblende ein, ebenso tritt solche an Klüften im Granat auf. Man kann das Gestein (nach dem Vorschlag v. H. V. Graber) als Eklogitskarn bezeichnen.

Am unteren Rand des Hauerferners (bei Punkt 2780) kommt unter dem Eis ein dem Peridotit verwandtes Gestein zutage, das aber viel mehr Hornblende und Pyroxen enthält.

Granitische Gesteine.

In die Ablagerungsgesteine kristalliner Tracht und in die Amphibolite sind im Gebiet des Kartenblattes in großer Zahl granitische Schmelzflüsse eingedrungen, die aber nicht mehr in ihrer ursprünglichen Erstarrungsform vorliegen, sondern zusammen mit ihren Hüllgesteinen eine mehr oder weniger weitgehende Umwandlung in ihrem Mineralbestand und ihrem Gefüge erlitten haben. Sie haben die Tracht von Gneisen angenommen, in verschieden starkem Grade; am wenigsten der Winnebachgranit, der noch keine Schieferung oder Parallelgefüge zeigt; stärker umgeprägte besitzen echt gneisige Struktur, die von mäßiger Paralleltextur bis zu ausgeprägter Schiefrigkeit oder Flaserung reicht oder die Besonderheit der Augenstruktur aufweist. Im Mineralbestand treten dabei Umänderungen in der Natur der Feldspäte auf, Neubildung von Muskovit und Serizit, Zoisit, Quarz u. a.

Die granitischen Gesteine zeigen nach ihrer chemischen Zusammensetzung und dem entsprechenden Mineralbestand verschiedene Abarten, die sich nach abnehmendem Kieselsäure- und Alkaliengehalt und zunehmender Menge an Kalk und Magnesia in eine Reihe ordnen lassen; die Verschiedenheit beruht hauptsächlich auf ursprünglichen Spaltungen des Magmas, in einzelnen Fällen wirkt Einschmelzung von durchbrochenen Gesteinen mit.

Die Tabelle gibt eine Übersicht des chemischen Bestandes einiger Hauptarten granitischer Gesteine im Bereich von Blatt Ötztal:

	1) Granodioritgneis der Engelwand	1) Granodioritgneis des Acherkogls	Biotitgranitgneis der Alpoiner Gruppe	1) Muskovit-Augengneis der Maurachschlucht	Biotitgranit des Winnbachtals
SiO ₂	68·27	70·07	71·01	76·22	67·98
TiO ₂	—	0·49	0·39	—	0·79
Al ₂ O ₃	15·92	14·46	13·44	13·10	16·31
Fe ₂ O ₃ ..	1·42	2·21	1·01	0·74	1·19
FeO ...	3·48	1·63	2·27	1·25	3·57
MnO ..	Spur	—	0·05	Spur	Spur
CaO.	4·08	2·90	2·43	0·65	0·80
MgO	1·72	1·17	1·01	0·28	1·90
K ₂ O ...	2·13	3·98	3·81	3·86	3·85
Na ₂ O	2·49	3·07	3·12	2·58	2·43
Gesamt H ₂ O	1·02	0·61	0·85	0·95	1·27
CO ₂	—	—	0·14	—	0·07
P ₂ O ₅	—	—	0·19	—	—

Die am stärksten basischen Vertreter in der Reihe der granitischen Gesteine sind die Granitdiorite, ihnen folgen die Biotitgranite, Zweiglimmergranite, Muskovitgranite und schließlich die Aplite und Pegmatite.

a) Granodioritgneis (Go).

Bezeichnend für diese Art ist das starke Vorherrschen des Plagioklases unter den Feldspäten (Oligoklas bis Andesin). Kalifeldspat (Mikroklin) tritt nur ganz untergeordnet auf. Als dunkler Gemengteil erscheint Biotit, Hornblende tritt neben Biotit als ständiger Bestandteil auf (Engelwand, Höpperg) oder nur in einer basischen Randzone der Masse (Acherkogel). Quarz ist stets in beträchtlicher Menge vorhanden. Gelegentlich tritt Granat in mikroskopischer Größe auf. In der Struktur sind Übergänge von grobkörnig-flaseriger Ausbildung (Acherkogel) bis zu mittel- oder feinkörnigen Arten mit wohlausgebildeter Kristalli-

1) Entnommen aus: Becke, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. 75. Bd., I, S. 153 u. f.

sationsschieferung (Engelwand, Paiderspitze). Am Freihut ist der Granodioritgneis grobflaserig und hat unter dem Einfluß besonders starker tektonischer Beanspruchung stellenweise eine Art Augenstruktur angenommen.

Am Acherkogelmassiv ist teils eine aplitische Randfazies entwickelt (Wörgelgratspitze), teils eine basische, Hornblende führende in dem Teil westlich des Öztals. Der Granodiorit umschließt an der Harmelewand ober Tumpen nicht selten Schollen von Schiefergneis. Außerdem führt er aber auch hier und anderorts konkretionäre Ansammlungen der dunklen Gemengteile. Der Granodiorit der Paiderspitze enthält, wo er an Amphibolit grenzt, Schollen und Fläsern des letzteren.

Die Granodioritlager liegen ebenso wie die andern Granitgneislager konkordant in den Schiefergneisen. Doch treten an den Grenzen beider Gesteinsarten oft tektonische Verschiebungen auf. Besonders stark sind dieselben in der Acherkogelmasse, wo der Granodiorit an der Wörgelgratspitze an einer Schubfläche weit über die steilstehenden Schiefergneise vorgeschoben ist, wobei der Rand des Granodiorits (bzw. seine aplitische Randfazies) zu schwärzlichem Mylonit verarbeitet wurde.

b) Biotitgranitgneis (*G'*).

Der Hauptvertreter dieser Gruppe auf Blatt Öztal ist der Granitgneis der Alpeiner Gruppe, dem gegen W jene des Hauerkogels und Loibiskogels in der gleichen Zone folgen. Andere kommen am Habicht und im vorderen Stubai vor.

Sie führen bereits etwas mehr Kalifeldspat als die Granodiorite, doch überwiegt noch der Plagioklas (Albit bis Oligoklas). Das Alpeiner Gestein steht dem Granodiorit noch am nächsten, die andern entfernen sich mehr davon durch stärkeren Kalifeldspatgehalt. Als dunkler Gemengteil erscheint nur Biotit. Hornblende tritt nur in einzelnen Fällen in einer Randzone neben Biotit auf, so z. B. an dem Biotitgranitgneis von Punkt 1625 südlich des Holzbergs ober Sautens, an dem Biotitgranitgneis Oberried—Hauerkogel und an dem Granitgneis südlich der Gleierschhöfe im Sellraier Gleierschtal. An dem mittleren Granitgneislager am Habicht (unter seiner Ostschulter) schalten sich randlich

teils feinkörnige teils grobkörnige aplitische Bänke ein, die lagenweise wechselnd reichlich Granat oder Hornblenden von 1 bis 2 *cm* Länge in wirrer Anordnung enthalten.

Die Biotitgranitgneise sind grob- bis feinkörnig mit mehr oder weniger ausgeprägter Gleichschichtung der Glimmer; ihre Struktur geht auch nicht selten in flaserige oder lagenförmig schiefrige Ausbildung über. Im Dünnschliff zeigen sich die Hauptgemengteile in Körnerfasern verteilt.

Im Alpeiner Granitgneis sind mitunter konkretionäre Anhäufungen des Biotits zu sehen.

Die Biotitgranitgneise am Habicht sind grobkörnig-flaserig und lassen oft in dem feldspatreichen Gestein im Querbruch den Quarz in großen rundlichen Körnern hervortreten (z. B. am Manteler und Zwölfer). Der Biotit ist meist in kleine Nester geschart. Sie sind beiderseits des Mischbachferners verbunden mit feinkörnigen, gut paralleltexturierten Biotitgneisen, die den „schuppigen Biotitgneisen“ unsicherer Zuordnung gleichen. Auch der Biotitgranitgneis ober Milders (Fuß des Hohen Burgstall) ist zum Teil feinkörnig und flaserig bis gebändert und an solchen Stellen von Paragneisen nicht immer sicher zu trennen.

Der Biotitgranitgneis, welcher vom Hohen Burgstall zum Zwölfer zieht, ist beiderseits von Milders sehr stark tektonisch verarbeitet und erscheint dann feinkörnig, grünlich-grau und quarzitähnlich; auch kleinaugige Lagen bilden sich am Übergang aus den grobflaserigen Gneisen durch die Durchbewegung heraus. Ebenso ist der Granitgneis, der zwischen Pinniserjoch und Habicht-Ostschulter den Grat bildet, hier und besonders in der Flanke des Gschnitztales sehr stark zerrieben, mylonitisiert und von ähnlichem Aussehen wie die Mylonitgneise bei Milders. Am Hohen Burgstall geht der Granitgneis an seiner Westseite in einen stark verflaserten zweiglimmerigen Augengneis über.

Der Alpeiner Granitgneis besitzt im N eine glimmerarme aplitische Randzone. An seinem Südrand dagegen nimmt der Granitgneis porphyrische Tracht an, indem in dem grobkörnigen Gemenge von Quarz und Feldspat rechteckige oder gerundete Einsprenglinge von Kalifeldspat (Orthoklas) bis zu 5 *cm* Länge entwickelt sind, während

der Biotit in dichte schwarze Nester und Flasern sich zusammenschart. Im ganzen ist das Gestein jedenfalls reicher an Alkalien als das Kerngestein. Diese porphyrische Form geht gegen außen über in Biotitaugengneis.

c) Biotitaugengneis (*G''*).

Die Einsprenglingsfeldspäte sind hier abgerundet, ausgeschwänzt und parallel geordnet, der Biotit sammelt sich in größeren Flasern. Das ganze Gestein nimmt ausgeprägt schiefrige Struktur an. Am Alpeiner Granitgneisrand steigt sich die Verschieferung gegen den Außenrand hin so stark, daß die „Augen“ ganz flachgedrückt und geplättet werden und schließlich ein feingebänderter, dunkler Gneis aus sehr dünnen Lagen von Glimmer, wechselnd mit solchen aus Feldspat und aus Quarz, hervorgeht.

Ein ganz übereinstimmend zusammengesetzter und geformter Biotitaugengneis streicht an der Südseite des Sulztals von der Muschenschneid bis an die Nordseite des Gamskogels. Er zeigt an der Muschenschneid auch noch die feingebänderten Lagen, während anderseits im Milchkar am Gamskogel noch die porphyrisch-grobkörnige Ausbildung erhalten ist mit mehrere Zentimeter langen Einsprenglingen von Orthoklas. Auch am Nordabsenker des Schwarzwantergrates (Sulzkarseite) findet man an der Berührung mit dem Winnebachgranit (siehe unten!) sehr große Feldspateinsprenglinge in dem wenig oder gar nicht verschieferten Gneis. In abgestürzten Blöcken des Milchkarporphyrgranits fand Th. Ohnesorge Cordierit-Pinit enthalten.

In der Hauptmasse besitzt der Gneiszug im Sulztal aber die Tracht der Augengneise. Das westlichste Ende ober Längenfeld ist sehr stark verflasert, die „Augen“ sind zu dicken, feinkörnigen Flasern umgeformt.

In der Fortsetzung der Zone westlich des Ötztals herrschen die feinkörnigen Biotitgranitgneise vor, im Pitztal erscheint aber beiderseits des Tales (Grieskopf—St. Leonhard—Tristkogel im Kaunergrat) wieder ein Biotitaugengneis, der jenen des Sulztals in der stark verflaserten Form gleicht. Auch zwischen Hauerkogel und Falderkogel streicht ein ähnlicher Flasergneis durch.

Der Granitgneis der Hohen Geige ist ein grobkörniger Biotitaugengneis mit teilweise chloritisiertem Biotit; gegen W geht er in einen groben Flasergneis über, im O (äußere Wilde Schneide) geht der Augengneis teilweise in einen körnigen Biotitgranitgneis, ähnlich dem Alpeiner, über. Im Pollestal ist er wieder als grobflaseriger Gneis geformt und gleicht dann den Sulztaler Augengneisen.

Die Biotitaugengneise des Alpeiner Stockes und des Sulztals bilden eine besondere Gruppe, die durch die in Resten erhaltene grobe Porphystruktur des Ausgangsgesteins, die schwarzen Biotitnester und Flaser und vielleicht auch durch einen örtlichen Cordieritgehalt ausgezeichnet ist. Sehr nahe steht ihnen der Cordierit führende Porphygranit des Schloßkopfs im Inzinger Tal. (Siehe unten!)

d) Zweiglimmerige Augen- und Flasergneise (Ga).

Diese Gruppe in der Reihe der Granitgneise ist bezeichnet durch hohen Gehalt an Kalifeldspat, besonders Mikroklin, der oft in großen Augen mit deutlicher Zwillingsbildung hervortritt. Beträchtlich ist auch der Quarzgehalt. Dagegen tritt der Glimmer an Menge meist etwas zurück und wird hauptsächlich durch Muskovit vertreten, neben dem in geringer Menge auch Biotit vorhanden ist. Die Gesteine sind in der Regel grobkörnig und haben oft deutliche Augengneisstruktur oder sie sind stark flaserig. Der Muskovit ist oft zu serizitischen Flasern und Häuten verquetscht, die dem sonst weißen oder lichtgrauen Gestein eine grünliche Färbung der Schieferungsflächen geben. Die Kalifeldspäte nehmen mitunter, z. B. im Alpeiner Tal, eine hellfleischrote Färbung an.

Diese Augen- und Flasergneise zeigen überhaupt in der Regel eine stärkere Durchbewegung und auch Diaphthorese (Serizit- und Chloritbildung, Umwandlung der Feldspäte) gegenüber den besser erhaltenen Biotitgranitgneisen und Granodioritgneisen.

Sie gehen durch Abnahme des Glimmergehaltes in aplitische Formen über, besonders in den Randzonen der großen Massen.

Die größten granitischen Massen der Ötztaler Alpen und auch des hier geschilderten Abschnittes derselben sind aus den zweiglimmerigen Augen- und Flasergneisen auf-

gebaut, die als mächtige Linsen oder langgestreckte Lagermassen in den Schiefergneisen liegen, deren Streichen und Fallen sie gleichsinnig folgen. Ebenso wie die Biotitgranitgneise werden auch sie oft entlang ihren Rändern von Amphiboliten begleitet, meistens ohne daß sich diese aber unmittelbar an den Augengneis anlegen; z. B. Birchkogel, nördlich Kühtai, Maurachgranitgneis u. a.

e) Muskovitgranitgneis, Aplit und Pegmatit (*Gm*).

Die sauersten Abspaltungen aus dem granitischen Stammagma sind in Form von kleinen Lagern oder von Gängen und Adern der genannten Art erhalten. Die Muskovitgranitgneise sind weiße, ziemlich grobkörnige Gesteine mit Muskovitschuppen in gleichmäßiger, paralleler Einordnung und stehen durch Übergänge mit den zweiglimmerigen Granitgneisen in enger Beziehung, z. B. bei der Alm Schongelaier im Stubai (Unterberg) und auf der äußeren Wetterspitze im Gschnitz. Durch Zerquetschung gehen serizitische Muskovitgneisschiefer aus ihnen hervor, z. B. an der Maierspitze u. a. O.

Die Aplite sind glimmerfreie oder sehr glimmerarme, weiße granitische Ganggesteine, oft ohne Schieferung, feinkörnig, dicht oder auch grobkörnig. Sie erscheinen oft als Randfazies größerer Granitgneismassen, z. B. Alpeiner Granit Nordrand (hier mit feinen Biotitschüppchen), Acherkogelgranitrand an der Achplatte und Wörgelgratspitze, Granitgneis des Brechkogls (Tumpener Tal). Sie treten aber auch als selbständige Gänge häufig auf. In großer Zahl erscheinen sie in Gesellschaft von Pegmatitgängen in der Umgebung des Winnebachgranits, besonders im oberen Larstigtal. Der Strahlkogel hat seinen Namen von diesen weißen „Strahlen“, die sein dunkles Gestein durchsetzen. Sie sind teils zuckerkörnig, glimmerfrei, nicht selten granathaltig, teils grobkörnig mit großen, rauchgrauen Kalifeldspäten. Schiefriige Formen mit etwas Muskovit leiten über zu Muskovitgranitgneisen.

Die begleitenden Pegmatite führen große Muskovittafeln und teilweise auch Turmalin.

Eine besondere Art pegmatitischer Gänge durchsetzt die Amphibolite am Loibiskogel; sie bestehen aus Feldspat (Albitoligoklas) und 2—5 cm langen, schwärzlichgrünen

Hornblendekristallen, die vom Rand des Ganges strahlig in den Gang hineinragen. Auch Büschel von langstengeligem, hellgraugelbem Klinozoisit enthalten manche Adern. Durch Verminderung des Hornblendegehaltes gehen sie in grobkörnige Aplite über.

Am Nordfuß des Perlerkogels steckt in den Amphiboliten ein Aplitgang, der Granat enthält, umgeben von dunkelgrünen, skelettartigen Hornblenden, und auch gleiche Hornblenden allein.

Eine Zone, die viele pegmatitische und aplitische Adern enthält, begleitet auch den Acherkogelgranodiorit (Tumpener Tal, Krisaile, Sulzkogel).

Zur Gruppe der Aplite und Pegmatite gehören schließlich auch reine Quarzgänge. In der eben genannten Zone führen solche Quarzgänge Andalusit. Desgleichen findet man am Grat Loibiskogel—Hoher Kogel und im Mitterkar (Pitztaler Seite des Kammes) dicke Quarzgänge, welche große, in Pinit umgewandelte Kristalle von Cordierit führen. Gleicher Herkunft dürften auch die schönen Andalusitkristalle sein, die in Blöcken im obern Lisenzer Tal (Sellrain) gefunden werden. (Stotter gibt einige Fundorte derselben an.) Das Anstehende derselben ist bisher nicht gefunden worden.

f) Cordieritführende metamorphe Granite (*Gc*, *Gp*).

Das Hauptvorkommen dieser Art ist jenes im Winnebachtal (Seitenttal des Sulztales, Ötztal). Ein kleineres Vorkommen gleicher Art liegt im oberen Sulztal (Sulzkar und Muschenschneid). Etwas anders ausgebildete Cordieritführende Granite stehen in der Roßkogel-Paiderspitz-Gruppe am Schloßkopf und am Kreuzlehner Sonnberg an.

Die Sulztaler Granite sind feinkörnige Biotitgranite von granitisch-körniger Struktur. Der Feldspat ist vorwiegend Oligoklasalbit, kleine, eigenförmige Einsprenglinge von Orthoklas und Mikroperthit treten dort und da auf. Neben dem vorherrschenden Biotit enthält das Gestein auch etwas Muskovit. Unter dem Mikroskop sieht man, daß die Feldspäte in Haufwerke kleinster Körnchen umgesetzt sind, gelegentlich einzelne Granatkörner. Der Cordierit erscheint in sechseitigen prismatischen Säulchen bis zu 5 *cm* Länge, häufiger aber in unregelmäßigen, gerundeten großen

Körnern, in sehr ungleichmäßiger Verteilung und geringer Menge. Er ist durchwegs in graugrünen Pinit umgewandelt.

Bezeichnend für das Gestein ist, daß es unzählige Schollen des benachbarten Schiefergneises und Biotit-schiefers umschließt und dabei dieselben auch entlang den Schieferflächen durchdringt und aufschmilzt, so daß alle Übergänge von Granit zu Schiefer und alle Mischungsverhältnisse beider vorliegen. Dadurch entbehrt der Granit nach außen jeder festen Abgrenzung und verliert sich in Form von Mischgesteinen im Schiefergneis. Auf die Einschmelzung des Schiefermaterials dürfte auch die Auskristallisierung von Cordierit zurückzuführen sein. Die Cordierite treten hauptsächlich im Kern der Masse am Gänsekragen und in den obersten Teilen des Sebleskogels auf.

Der Winnebachgranit unterscheidet sich von den anderen metamorphen Graniten der Öztaler Gruppe dadurch, daß er keine gleichartige Durchbewegung wie diese erlitten und keine Schieferung angenommen hat, sowie durch das geschilderte Verbandsverhältnis der Durchdringung und die Cordieritbildung. Auch in der chemischen Zusammensetzung nimmt er eine Sonderstellung ein, da er sich etwas den Alkaligraniten nähert (siehe oben die Analyse). Er ist dem Tasnagranit im Unterengadin chemisch verwandt.

Er wird von zahlreichen aplitischen und pegmatitischen Gängen begleitet (siehe oben) und auch von basischen Gängen durchsetzt (siehe „Diabasische Ganggesteine“).

Das Vorkommen im oberen Sulztal ist der Gesteinsart nach im wesentlichen gleich dem Winnebachgranit, der Cordierit ist seltener, auch umschließt der Granit nicht so massenhaft fremde Gesteinsstücke. Der Granit des Sulzkars und der Muschenschneid liegt im Biotitaugengneis, den er (an der Westseite des Sulzkars) an einzelnen Stellen in schmalen Gängen durchbricht. Eine randliche Aufschmelzung des umgebenden Gesteins findet nur in geringem Grade statt. Jedenfalls ist der Granit hier jünger als die Ausbildung der Augenstruktur des Biotitaugengneises und damit als die Verschieferung der Öztaler Granitgneise. An der Muschenschneid zeigt der jüngere

Granit stellenweise noch eine schwache Paralleltextur als Ausdruck der späteren Metamorphose, welche beide Granitmassen gemeinsam betroffen hat. Am Rand des Sulzkargranits sind stellenweise an Pressungs-zonen auch noch spätere Verschieferungen eingetreten.

Im Cordierit führenden Granit der Muschenschneid steckt ein Nest von grobkristallinem, pinolitartigem Magnesit; das Anstehende liegt unzugänglich in den ostwärts schauenden Wänden, Blöcke finden sich in den Halden unter denselben.

Der Cordieritführende Granit in der Roßkogelgruppe (*Gp*) (Sellrain—Inzinger Tal) unterscheidet sich von den Sulztaler Vorkommen dadurch, daß er sehr grobkörnig ist und große Einsprenglinge (bis zu 10 *cm* Länge) von Kalifeldspat enthält. Der Cordierit, der auch hier ganz in Pinit umgesetzt ist, ist im allgemeinen besser ausgebildet und nach Art eines normalen Gemengteiles im Gestein eingewachsen, in ungleichmäßiger Menge. Nach Struktur und Korngröße gleicht das Gestein dem Porphyrganit im Milchkar (Nordseite des Gamskogels, Sulztal) und im Sulzkar.

Einschlüsse des Nebengesteins sind weit seltener als bei den Sulztalgraniten, auch fehlt die für letztere bezeichnende Durchdringung und Aufschmelzung. Der Porphyrganit der Roßkogelgruppe tritt in zwei schmalen Lagergängen am Schloßkopf im Inzinger Tal und in ähnlicher Form am Kreuzlehner Sonnberg im Sellrain auf.

Die große granitische Lagermasse am Schloßkopf, südlich der beiden Cordieritgranite, besteht ebenfalls aus einem Porphyrganit, der aber größtenteils schon in Porphyrganitgneis umgeformt ist und dann völlig dem Biotitangengneis an der Südseite des Sulztales gleicht.

g) Porphyroblastischer Biotitgranitgneis des oberen Sulztals (*Gb*).

Die breite Bergmasse des Großen Gaislehnkogels im oberen Sulztal und der gegenüberliegende Sulzkogel werden von einem mittelkörnigen, deutlich schiefrigen Biotitgneis aufgebaut, für dessen Struktur die Ausbildung des Feldspates in kleinen Knötchen, die mitunter auch rechteckige Kristallformen zeigen, bezeichnend ist. Die Knötchenbildung

ist im Innern der Masse und besonders am Westende deutlich, wo das Gestein in mehrfacher Wechsellagerung und unscharfer Umgrenzung im Schiefergneis ausläuft. Die porphyroblastischen Formen gleichen sehr den Mischgesteinen im Umkreis des Winnebachgranits und dürften auch selbst Durchdringungsbildungen und Mischungen von Granit und Schiefergneis sein. Auch am Gaislehnkogel sind manche Lagen schwer von Schiefergneisen zu unterscheiden.

Bei Punkt 2959 (SO des Großen Gaislehnkogels) ist eine größere Scholle von feinschuppigem Biotitschiefer im Granitgneis eingeschlossen, sonst fehlen Schieferereinschlüsse wie jene des Winnebachgranits.

Aplit- und Muskovitgranitgänge durchdringen mehrfach den Granitgneis.

Seine Hauptbestandteile, nach der Menge geordnet, sind: Orthoklas, Perthit, Albit, Quarz, Biotit; daneben auch etwas Muskovit, vereinzelt Körner von Granat.

Im ganzen scheint der Gaislehnkogelgranitgneis ein ähnlicher granitischer Durchdringungsherd zu sein wie der Winnebachgranit, aber mit weniger weitgehender Verteilung des Magmas und geringerer Schollenumschließung; das Gaislehnkogelgestein ist aber gleich stark verschiefert wie die übrigen alten Granitgneise und würde demnach einer älteren Intrusionsepoche angehören als der Winnebachgranit.

An der großen Querstörung bei der Amberger Hütte ist der Sulzkogelgneis hochgradig mylonitisiert und verschiefert. Zwischen den Myloniten erscheint am Sulzbühel ein grobkörniger, zertrümmerter Biotitgranitgneis, stark verschieden vom Sulzkogelgneis; vielleicht eine tektonisch eingeschaltete Scholle eines fremden Granitgneises.

Ganggesteine von diabasischem Charakter (*Di*, *Dt*, *Dk*).

Verstreut über den ganzen Kartenbereich finden sich einzelne Gänge von diabasischer Art; manche scheinen an einzelne Granitmassen gebunden, doch ist bei der großen Zahl von granitischen Gesteinen und ihrer geringen gegenseitigen Entfernung die Zuordnung nicht immer sicher; ein paar liegen auch weiter abseits im Glimmerschieferbereich.

Es sind fast durchwegs dichte, graugrüne Gesteine, meist von massiger Struktur, manche sind auch verschiefert. Bei etwas gröber körnigen erkennt man nach Art der ophitischen Struktur winzige weiße Feldspatleisten in der grünen Grundmasse. Unter dem Mikroskop ergeben sich als Bestandteile leistenförmiger Plagioklas (zonar Oligoklas als Randzone) und grüne Hornblende, die größtenteils sekundär ist, seltener braungrüne primäre Hornblenden, ferner Biotit, Chlorit, Zoisit, Epidot als Umwandlungsbildungen und oft Erzeinsprengungen. Die Struktur ist ophitisch, sofern nicht Verschieferung und damit Bildung von Kornfasern eingetreten ist.

Eine größere Zahl solcher Gänge durchdringt den Winnebachgranit. Einer der Gänge am Gänsekragen ist ein Diabasporphyrit mit Einsprenglingen von Plagioklas und (sekundärer?) Hornblende. Ein anderer Gang am Gänsekragen und einer am Sebleskogels ist verschiefert, besitzt Kristallisationsschieferung und einen Gehalt an Biotit, Chlorit und Zoisit, neben den Hauptgemengteilen Plagioklas und Hornblende.

Den Acherkogelgranodiorit begleiten die Gänge an der Niederreichscharte und am Westhang des Zwölfers. Im Dünnschliff dieser Gesteine sieht man Reste brauner Hornblende, aus der die jetzt herrschende grüne durch Umwandlung hervorgegangen ist. Die Gesteine stehen demnach den Spessartiten in ihrem Mineralbestand nahe, ähnlich den Diabasgängen bei Kappl im Paznaun (Blatt Landeck).

Auch jene im Winnebachgranit schließen sich dieser Abart an. Die Gänge beim Liesele (St. Leonhard im Pitztal) und zwischen Seidlach- und Gamezkogel (Pitztal) zeigen ebenfalls keinen Pyroxen mehr, sondern blasse schiefriige Hornblende neben reichlichen Leisten von Oligoklas.

Eine besondere Abart stellen zwei sehr feinkörnige Gänge dar, die ober der Allmindalm im Fotschertal im Glimmerschiefer stecken: Sie enthalten weder Hornblende noch Pyroxen, dagegen Biotit in kleinen Schüppchen als ursprünglichen Gemengteil, der auch im Handstück schon sichtbar ist, und sehr viel Plagioklasleistchen gleicher Art wie in den übrigen Gängen, außerdem Titaneisen und Leukoxen und sekundär gebildeten Zoisit und Epidot. Sie

können demnach als Kersantitdiabas bezeichnet werden. Der südliche der beiden ist fein verschiefert und heftig klein gefältelt.

Auch der Gang an der Scharte zwischen Großem Gaislehnkopf und Längentaler Weißkogel enthält sehr viel Biotit, daneben aber auch in mäßiger Menge blaßgrüne, schiefrige Hornblende. Das Gestein besitzt Kristallisations-schieferung.

In Mühl bei Huben, am Fuße des Berges, steht ein feinkörniges Ganggestein von dioritischer Art an. Es enthält bräunlichgrüne Hornblende in kurzen, gedrungenen Kristallen und Körnern und Plagioklas in länglichen Leisten.

Zu den Dioriten rechnet Ohnesorge auch den Gang, der den Granitgneis des Birchkogels bei Kühtai auf lange Erstreckung hin durchbricht. Er enthält langstengelige, braune Hornblende, der gegenüber die Plagioklasleisten zurücktreten und könnte auch den Spessartitdiabasen gezählt werden.

In der Moräne des Valbesoner Kräulferners findet man Blöcke eines kersantitartigen Ganggesteins sowie solche eines aus Hornblende und Biotit als Grundmasse und Plagioklas als Einsprengling zusammengesetzten Gesteins, das ebenfalls als umgewandeltes Ganggestein anzusprechen ist. Im Anstehenden wurden in der Alpeiner Gruppe keine basischen Gänge gefunden.

II. Schichten der Perm- und Triasformation.

Permotriadische Quarzite, Quarzsandsteine und Konglomerate (Verrucano) (*p*).

Als Unterlage der triadischen Kalken und Dolomite der Kalkkögel, des Elfers und des Pinniser Kammes finden sich die genannten quarzreichen Ablagerungen in ungleichmäßiger, lückenhafter Verbreitung und geringer Mächtigkeit. Großenteils sind sie unter den Kalkhalden verborgen.

An der Westseite des Saile sind es sehr feinkörnige, lichte, sandige Quarzite, am Sattel nördlich des Hochtennbodens weiße, grobkörnige Quarzite und lichtgraue, feinschiefrige Quarzite und Glimmergrauwacken.

Mächtiger ist der Verrucano ober Fulpmes entwickelt, an der Vereinigung von Schlickerbach und Halsbach (bereits östlich des Kartenrandes, auf Blatt Matrei). Hier liegen zuunterst wieder weiße, feinkörnige Quarzite und darüber Quarzkonglomerate mit serizithaltiger Grundmasse und mit lichtrötlichen oder blaßvioletten und weißen Quarzgeröllern.

Am Elfer liegt an der Nordwestseite des Grates über dem Gneis eine geringmächtige Lage von weißem, körnigem Quarzit und über ihm, eng mit ihm verbunden, Quarzserizitschiefer; weiter gegen SO verschwindet der Quarzit und liegt über dem Gneis ein dünntafeliger Quarzserizitschiefer. An der Ostseite ist die Quarzzone unter Halden begraben.

Östlich des Pinniserjoches sind Reste von quarzitischem Quarzkonglomerat zwischen Gneis und Trias zu finden.

An der Garklerin fehlt zwischen Gneis und Dolomitauflagerung eine Verrucanozwischenlage, soweit nicht Halden die Grenze verdecken. Der Gneis ist am Kontakt mit der Trias (Westseite der Garklerin) in geringer Ausdehnung mylonitisch.

Vererztes Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall (pe).

Bereits die oben genannten Quarzkonglomerate im unteren Schlicker Tal enthalten stellenweise Einsprengungen von Magnetit und Belage von Eisenglimmer auf den Schieferungsflächen.

Bedeutend stärker ist die Vererzung an der Südseite des Hohen Burgstalls. Der Träger der Vererzung ist dasselbe Quarzkonglomerat wie im Schlicker Tal, nur kommen am Burgstall gröbere Geröllagen (Gerölle von Erbsen- bis zu Kindskopfgröße) hinzu und ist die Verschieferung und Serizitbildung geringer. Die groben Quarzkonglomerate werden begleitet von Quarzsandstein und Quarzit, neben der Kaserstattalm tritt auch ein grünlichgrauer, feinkörniger Arkosesandstein hinzu.

Unterlagert werden die Konglomerate und Begleitgesteine von den oben beschriebenen Grünschiefern.

Die Sandsteine und Quarzite sind wenig oder gar nicht vererzt, am linken Hang des Omesberggrabens, gegenüber

der Knappenhütte, ist auch das grobe Konglomerat unvererzt.

Bei geringem Erzgehalt tritt Magnetit in kleinen Kriställchen in dem aus kleinen Quarzkörnern bestehenden Bindemittel des Konglomerates auf. Bei stärkerer Vererzung ist das Bindemittel in steigendem Maße durch Täfelchen von Eisenglimmer gebildet, die Parallelschichtung zeigen. Die Derberze zeigen ein dichtes, dunkelstahlgraues Schuppenwerk von Eisenglanz, durchsprengt mit Magnetitkristallen von 2 bis 5 *mm* Größe und daneben die großen Quarzgerölle.

In manchen Lagen tritt der Eisenglanz ganz zurück und herrscht der Magnetit, seltener ist das umgekehrte Verhältnis. Selten und getrennt von den oxydischen Eisenerzen kommt auch Schwefel- und Kupferkies in geringer Menge vor.

Die Mächtigkeit der stark vererzten Lagen beträgt 1—2 *m*, der Erzgehalt guter Derberze kann mit 40—50% eingeschätzt werden. Die Erzaufschlüsse erstrecken sich zwar über eine Länge von 2·5 *km*, doch sind die Erzlagen oft unterbrochen und ist der Erzgehalt ungleichmäßig. Auch Querverwürfe treten auf.

Nach der Gleichheit des unvererzten Gesteins mit dem Verrucano ober Fulpmes und der Übereinstimmung in der Einordnung zwischen Gneisgrundgebirge und Triasdecke bei beiden Vorkommen, die im Streichen unmittelbar aufeinanderfolgen, muß auch das Burgstallkonglomerat dem Verrucano zugerechnet werden. Die Grünschiefer im Liegenden gehören zur gleichen Schichtenfolge, nicht zum Grundgebirge, da sie an die Konglomerate in ihrer Ausbreitung gebunden sind.

Basalgesteine der Kalkkögel und des Elfer (*tm*).

An der Nordostkante der Saile (Pfriemeswand) und am Grat nördlich des Hochtennbodens liegt über dem Verrucano als unterster Abschnitt der Triasgesteine eine wechselreiche Schichtenfolge, die an der Saile von unten nach oben folgende Gesteine zeigt: Dunkelgrauer, gebankter Kalk, im unteren Teil mit tonigen pyrithaltigen Zwischenlagen; Pyritschiefer mit Gastropoden; brecciöser Kalk; schwarzer, dann dunkelgrauer Kalk mit Breccienbänken

und schmalen Tonschieferzwischenlagen, lichtgrauer bis weißer Kalk; Pyritmergelschiefer, bräunlich und gelblich-grau. Am Hochtennboden sind gleiche Gesteine, in geringerer Mächtigkeit und stärker durch tektonische Dolomit-einkeilungen gestört, anzutreffen.

In den schwarzen Kalken und dem braunen Mergelschiefer an der Saile wurden von A. Pichler und später von P. Waitz *Halobien* gefunden, die B. Sander als *Daonella* cfr. *Pichleri* Mojs. bestimmte. Dies weist auf die Vertretung der ladinischen Stufe in den Basalschichten hin. Außerdem wurden unbestimmbare Spongien, Korallen, Gastropoden und Cidariskeulen gefunden. Die starke Durchbewegung der Schichtenfolge sowie das Auftreten gewisser Gesteinsarten, z. B. Kalkschiefer mit Lithodendron, die in den Tarntaler Kögeln und Radtstädter Tauern als Rät oder Jura angesprochen wurden, läßt es nach Sander noch nicht als ganz sicher erscheinen, ob in den Basalschichten der Kalkkögel nicht auch noch Reste jüngerer Schichtenstufen tektonisch beigemischt sind.

Im südlichen Teil der Kalkkögel (Hoher Burgstall) fehlen die Basisschichten.

An der Nordwestseite des Elfer liegen über dem Verucanoquarzit und Serizitschiefer ein mehr oder weniger karbonatreicher, sehr feinkörniger, grünlichgrauer, tafelig brechender Schiefer mit feinen Glimmerschuppen auf den Schieferungsflächen (im Dünnschliff als feiner Arkose-sandstein mit Karbonatgehalt erscheinend) und darüber dunkelgraue, bräunlich anwitternde Dolomitbänke mit knolliger Schichtenfläche, mitunter mit ganz dünnen Zwischenlagen von phyllitischem Tonschiefer. Über ihm folgt dann der helle untere Triasdolomit. Diese ganz geringmächtigen Basislagen wurden in der Karte mit der Farbe der Kalkkögelbasisschichten ausgeschieden.

Am Westende des Pinniser Kammes fehlen derartige Basisschichten — die Grenze wird hier guten Teils durch tektonische Flächen gebildet — und ebenso an der Garklerin.

Wettersteindolomit (*twd*).

Über den basalen Schiefen und Kalken folgt an der Pfriemes (Saile) eine mächtige Stufe von lichtem Dolomit.

Am Hochtennboden hebt er sich infolge geringerer Mächtigkeit und mehrmaliger Wiederholung der Schieferhorizonte weniger hervor.

Derselbe lichtgraue bis weiße, zuckerkörnige Dolomit baut die Zackenreihe des Elfer auf, erscheint wieder im unteren Teil der Wände des Pinniser Kammes, und auch die Garklerin zeigt den gleichen Dolomit. Er besitzt wenig ausgeprägte Bankung, der gegenüber die senkrechte Klüftung stärker im Erosionsbild hervortritt.

Am Hohen Burgstall tritt im Hangenden des unteren Dolomits ein lichter Kalk auf mit großoolithischer Struktur, wie sie für den Wettersteinkalk des Karwendels bezeichnend ist. Auch am Ampferstein findet sich die Großoolithstruktur.

Die Lage des Pfriemesdolomits zwischen ladinischen Daonellenschiefern und den Raibler Schichten läßt ihn als gleichaltrig mit dem Wettersteinkalk der Nordalpen annehmen. Auch am Pinniser Kamm wird er von den Raibler Schichten überlagert.

In dem kleinen Ausschnitt aus den Oberinntaler Kalkalpen, der in der Nordwestecke des Kartenblattes noch dargestellt ist, ist die Schichtenstufe des Wettersteinkalkes ebenfalls durch einen lichtgrauen bis weißlichen dolomitischen Kalk oder Dolomit vertreten, der die „Weiße Wand“, den Ursprungsort des großen Bergsturzes am Öztaleingang, aufbaut.

Raibler Schichten (tl).

An der Nord- und Ostseite der Kalkkögel und am Pinniser Kamm trennt den unteren und den oberen Dolomit ein Schieferband, das meistens als Schutterrass oder Grasband in den Steilwänden deutlich hervortritt (z. B. Ampferstein-Ostwand u. a. O.).

Die Schieferzwischenlage wird gebildet von schwarzen, dünntafeligen Pyritschiefern, dunkelgrauen rostigen Schiefern, schwarzen, metallisch anlaufenden Tonschiefern, feinkörnigem, grauem Sandstein und als besonders charakteristisches Glied von Oolithbänken, welche ganz mit den Sphärocodienoolithen der Raibler Schichten in den Nordtiroler Kalkalpen übereinstimmen und so auch die Alters-

stellung dieser Schieferfolge in der Stubai-er Trias bezeichnen.

Besonders reich entwickelt sind sie am Kleinen Burgstall und seinen Nordhängen. Außer den oben genannten Gesteinen enthalten sie hier Glanzschiefer, sandigbraune Mergel und eine polygene Breccie (die auch an der Saile-Ostseite wieder erscheint), zwischen die Schieferlagen schalten sich graue und gelbe, teilweise stark bituminös riechende dünnbankige Dolomite ein, und violette Kalkschiefer. Schließlich findet man in den Scharten östlich und westlich des Kleinen Burgstalls auch weiße Quarzite mit den Raibler Oolithen vergesellschaftet.

Die Raibler Schichten, welche in der Nordwestecke des Kartenblattes am Rand der Kalkalpen noch zur Darstellung kommen, bestehen am Fuß der Weißen Wand von unten nach oben aus: dunkelgrauem Kalk, hellgrauem Dolomit, schwarzen, gelb verwitternden splittrigen Mergeln, gelber Rauhwa-cke — die für die kalkalpine Entwicklung hier besonders bezeichnend ist — und schwärzlichem, bläulich anwitterndem Dolomit.

Hauptdolomit (*td*).

Der Hauptanteil am Aufbau der Kalkkögel und der Ilmenspitzen im Pinniser Kamm fällt dem oberen Dolomit zu, der — entsprechend der Stufe des Hauptdolomits in den Nordalpen — über den Raibler Schichten liegt.

Es ist ein dickbankiger, splittriger, grauer Dolomit, beim Anschlagen bituminös riechend. An den steilen Türmen und Zinnen der Kalkkögel wird durch die Auswitterung die dicke Bankung auffällig herausgearbeitet.

Am Pinniser Kamm bildet der untere Dolomit den stark mit Krummholz überwachsenen Sockel mit rundlichen Kuppen und Felskern, über dem sich dann der obere Dolomit in steilen, kahlen, gebänderten Wänden zum Grat aufschwingt. Dasselbe Bild bietet der Ampferstein.

Die Türme und Zinnen der Kalkkögel bestehen durchwegs aus dem oberen Dolomit, dessen reichliche Schuttlieferung die tieferen Schichtenglieder unter Halden begrabt.

Als Versteinerungsspuren finden sich selten Gyroporellen und unbestimmbare Gastropoden und Bivalven.

III. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Ablagerungen.

Moränen des Inngletschers; Moränen der Seitentalgletscher, Rückzugsstadien (qm_2, qm_3).

Die Ablagerungen der Eiszeit sind im Kartenbereich hauptsächlich durch die Moränen, welche beim Rückzug der Vereisung in den Seitentälern zur Ablagerung gelangten, vertreten.

Moränen aus der Zeit des Hochstandes der letzten Großvergletscherung (Würmeiszeit) sind nur im Inntal, also am Nordrand des Blattes, noch zu verzeichnen: Solche liegen am Gehänge des Tschirgant (Nordwestecke des Blattes) als stark bearbeitete typische Grundmoräne mit vielen zentralalpinen Geschieben und gekritzten Kalkgeschieben. Von dem großen Tschirgantbergsturz wurden Teile der Moränen mitgerissen, so daß auch im Bergsturzmaterial am Ausgang des Ötztals vielfach noch erratische Geschiebe zu finden sind; stellenweise tauchen auch größere Moränenreste unter dem Bergsturzschutt hervor.

Größere Ausbreitung gewinnen die Moränen des Inngletscher auf der Terrasse von Oberperfuß und Axams-Götzens, wo sie die Terrassenschotter und Sande am Rand der Terrasse überlagern. Auf der Terrassenfläche selbst ist ihre Ausbreitung und die Abgrenzung gegen Seitengletschermoränen eine sehr unsichere, teils infolge der guten Bewachung und Bebauung der Fläche und dem Mangel an Aufschlüssen, teils weil sie hier zumeist nur zentralalpine Geschiebe enthält und nur als Streuung grober Blöcke sichtbar wird. Jedenfalls herrscht bei Grinzens-Axams und südlich Oberperfuß schon der lokale Glazialschutt aus den Sellrainger Bergen, der sich gegen N hin erst mit Inntalmaterial vermischt. Am Ausgang des Senders- und Lizumer Tals sind den vorherrschenden kristallinen Geschieben auch solche aus der Kalkkögeltrias beigemischt.

Überall, fast in allen Seitentälern und Karen treffen wir Ablagerungen der Rückzugsstände der Vereisung, hauptsächlich in Gestalt von Blockmoränenwällen, die den Boden der Hochkare mit wildem Trümmerwerk erfüllen; tiefer unten in den Hochtälern aber sind sie begrünt, bilden

flachere breite Talmulden oder Terrassen und sind die Hauptansatzstelle für die Almsiedelungen.

Ihrer Höhenlage nach lassen sich die Moränen der Seitentalgletscher in drei Gruppen zusammenfassen, die ebenso vielen Eisständen entsprechen.

Die tiefstliegende Gruppe erscheint als Endmoränen-damm in den tiefen Haupttälern: Im Gschnitztal liegt ein sehr schöner derartiger Wall außerhalb des Kartenrandes bei Trins in 1200 *m* Höhe, nach dem A. Penck sein „Gschnitzstadium“ des Eisrückzuges benannt hat. Er liegt 1700 *m* unter der heutigen Schneegrenze. Eine ähnliche Lage nimmt im Pitztal der Moränenwall ein, welcher bei St. Leonhard das Tal abriegelt (1300 *m*). Im Ötztal fehlt ein deutlicher Endmoränenwall in entsprechender Höhenlage; auf dem felsigen Talriegel des Maurach sind nur kleine Grundmoränenreste unter den Bergsturzmassen zu sehen. Möglicherweise stellt das kristalline Blockwerk, das am Ost-ende des großen Bergsturzes am Eingang des Ötztals zutage kommt, noch Reste einer Endmoräne dar. Dergleichen fehlen im Sellraintal und im Stubaital, soweit letzteres auf dem Kartenblatt liegt, Endmoränen entsprechender Höhenlage; der moränenähnliche Wall bei Neder im Stubai scheint nur ein Ausschnitt aus der Schotterterrasse (siehe unten) zu sein. Nach Penck liegen weiter talab bei Mieders Endmoränen des Gschnitzstadiums.

Diesem Gletscherstand gehören wohl auch die mächtigen Moränenmassen an, welche in den Murgräben unter der Birgitzer Alm im Götzener Graben liegen. Sie enthalten in den tieferen Teilen viel grobes Blockwerk aus der Kalkkögeltrias, während in den obersten Teilen nur kleinere Geschiebe von kristallinen Schiefen in lehmiger Grundmasse liegen. Sie erstrecken sich bis 1000 *m* abwärts, die Endmoränenwälle mögen auf der Axamer Terrasse gelegen haben, wo sie von den Bächen umgeschwemmt wurden.

Eine zweite Gruppe von Moränen endet in 1400 bis 1600 *m* Höhe, 1500—1600 *m* tiefer als die heutige Schneegrenze. Zu ihr gehören die Moränen, welche den Talkessel der Lizumer Alm, der Kematner Alm, der Schlicker Alm in der Kalkkögelgruppe erfüllen, und die Moränen, auf denen Praxmar liegt. Im Stubaital liegt in entsprechender Höhenlage der schöne Moränenwall am Ausgang des Längentals

ober Ranalt, in 1500—1700 *m* Höhe. Ihn hat A. Penck als Ausgangspunkt für die Benennung seines Daunstadiums gewählt und zählt zu ihm auch die Moränen bei der Grabaalm (1533 *m*) ober Ranalt. Übereinstimmend damit liegen die Moränenwälle unter der Mischbachalm (1900—1500 *m*), am Klamperberg (2200—1600 *m*), allenfalls auch noch jene bei der Valbesonalm (1700 *m*), sowie die Moränen auf der Laponesalm (1400 *m*) im Gschnitztal.

In den Seitentälern des Ötztals können zu diesem Gletscherstand die Moränen gerechnet werden, welche z. B. im Sulztal bei 1500 *m*, im Hairlachtal bei 1600—1700 *m*, im Ochsegartental bei 1500 *m* die Talsohle erfüllen oder verengen, doch fehlt ihnen die Form von Endmoränen. Im Pitztal sind im Bereich des vorliegenden Kartenblattes keine entsprechend gelegenen Vorkommen erhalten geblieben, was an dem Mangel größerer Seitentäler und der steilwandigen Eintiefung des Pitztals gelegen sein mag.

Am meisten verbreitet ist die dritte Gruppe, deren Endmoränen in 1900—2100 *m* Höhe liegen, also 800 bis 1000 *m* unter der heutigen Schneegrenze.

So liegen über den „Daun“moränen der Grabaalm, auf der Schellegrüblalm schöne Moränenringwälle in 2200 *m* Höhe, ebenso liegen 400 *m* über der Endmoräne des Stubai Längentals Moränen auf der Hohen Grube in 2000—2100 *m*. In gleicher Höhe liegen Endmoränenblockwälle auf der Kerachalm, in der Stöcklengrube, in den Karen des Pinnistals; ein sehr schön erhaltener solcher Wall umschließt den Talboden der Traualm in 2000 *m* Höhe (600 *m* ober der Laponesalm). Sehr oft begegnet man in dieser Höhe Blockmoränenwällen in den Karen des Ötztals und Sulztals (Reichenkar, Sulzkar usw.), in den Kühtaier Bergen, z. B. im Kühtaier Längental, Mittertal, Wörgeltal bei 1900 *m*, im Hairlachtal bei 2000 *m*, im Fundustal bei 1900 *m* u. a. O. Im Pitztal liegen sie in 2000 *m* Höhe auf der Loibisalm, auf der Schwarzenbergalm, Leihbach u. a. O.

In der Regel beschränken sich diese Karblockmoränen nicht auf einen Wall, sondern mehrere Wälle folgen einander mitunter in beträchtlichem Höhenabstand oder ziehen sich als langgestreckte Seitenwälle bis in den Hintergrund des Kares, wie z. B. der düstere Trümmerstrom aus Amphibolithblöcken im inneren Reichenkar

und viele andere. In den noch heute vergletscherten Karen schließen sie nach oben an die Moränen der historischen Hochstände der Vereisung an.

Interglaziale Terrassenschotter und Sande (qz).

Die schöne Mittelgebirgsterrasse von Oberperfuß und Axams-Götzens ist eine Felsterrasse, wie die Einschnitte der Bäche und gelegentliche Felsentblößungen auf der Terrassenfläche zeigen. Nur am Nordrande lagern sich an den Felssockel eiszeitliche Schotter und Sande an und gleichen die Unebenheiten des Felssockels aus. Zuunterst liegen Bändertone und feine geschichtete Sande, gegen oben stellen sich Schotter ein mit zunehmender Größe der Gerölle; zuoberst ist stellenweise, z. B. nahe der Mündung des Sendersbachs, grober eckiger Murenschutt darübergerbreitet.

Überdeckt wird die Folge von Grundmoräne, die bei der Ruine Vellenberg auch noch den Abhang der Terrasse ein Stück weit überdeckt.

Zu den eiszeitlichen Terrassenschottern können auch die Terrassenablagerungen im Stubaital bei Neustift gerechnet werden. Von Neustift bis Neder wird das Tal beiderseits, besonders deutlich an der rechten Talseite, von einer Schotterterrasse begleitet, die in der „Oberen Gasse“ mit 1046 m Seehöhe vermessen ist. Bei Neder ist durch ein früheres, mehr östlich gelegenes Gerinne des Pinniserbaches ein wallähnlicher Rücken aus ihr herausgeschnitten. Er enthält sehr gut gerollte und gerundete Blöcke von Gesteinen aus dem Pinnistal und dem oberen Stubai. Im Lehnergraben (gegenüber Neustift) ist über der Terrasse grobblockige ungeschichtete Moräne mit lehmig-sandiger Grundmasse aufgeschlossen, auch weiter nordöstlich sind am Berghang ober der Terrasse Moränen, z. T. wallartig angelagert. Oberhalb Neustift sind zugehörige Terrassenreste gegenüber der Schallersäge (Unterbergtal) sowie am Ausgang des Oberbergtales erhalten. Letztere zeigen an der Bergkante unter Forchach in dem einzigen großen Aufschluß der ganzen Terrassenbildungen eine Wechsellagerung von feinen, geschichteten Sanden mit kleinschottrigen Lagen und im Liegenden und Hangenden eine grobblockige ungeschichtete

Ablagerung mit teils gut gerundeten Blöcken der verschiedenen Gneise und Amphibolite des Oberbergtals und Triasgerölle aus den Kalkkögeln. Diese Lagen mögen umgeschwemmtes Moränenmaterial sein.

Talauswärts schließen die Neustifter Terrassen an die mächtigen Schuttkegel an, welche sich bei Medraz und Neder von beiden Seiten ins Tal vorschütten.

Bimsstein bei Köfels (L).

Im Walde nordöstlich des Weilers Köfels im Ötztal ist ein schmaler Gang von Bimsstein 1923 künstlich aufgeschlossen worden, nachdem schon 1863 Ad. Pichler das Vorkommen solchen Gesteins von mehreren Stellen der Köfelser Terrasse beschrieben hatte. Der Aufschluß steht seit 1928 unter Naturdenkmalschutz.

Der Bimsstein ist von lichtgrauer bis schwarzer Farbe, verwittert gelbbraun und besitzt eine ausgezeichnet schaumige Struktur; nahezu ein Drittel des Gesteinsvolumens entfällt auf die Hohlräume. Im Dünnschliff erscheint er als lichtbraun oder grau durchsichtiges, isotropes Glas. Das Gestein enthält zahlreiche Einschlüsse von mehreren Zentimeter Größe bis zu mikroskopischer Kleinheit; es sind Stücke des umgebenden Gneises und einzelne Mineralkörner aus demselben. Seine chemische Zusammensetzung entspricht der eines Liparitbimssteins.

Der gegenwärtig aufgeschlossene Gang ist 1—4 *dm* mächtig und wurde auf 10 *m* hin verfolgt. Er folgt mit geringen Abweichungen dem Streichen und Fallen des Gneises. Die Abgrenzung der beiden Gesteine ist scharf, Kontaktumwandlungen wurden keine beobachtet. Der Gneis ist ein stark verflaserter grobkörniger Granitgneis, diaphloritisch und von Rutschflächen durchzogen und gehört zum Augengneismassiv des Maurach, der nahe bei dem Gang von einem schmalen Streifen von Schiefergneis durchzogen wird. Pichler hatte an einer benachbarten Stelle den Bimsstein in einer tiefen Grube aufgeschlossen und fand dabei den Gneis mit einer schwarzen, glasigen Kruste überzogen, die dann in den Bimsstein überging. Vor ihm war schon in der gleichen Gegend Bimsstein aufgedigelt worden. Blöcke von Bimsstein wurden auch

im südlichen Teil der Köfelser Terrasse an mehreren Stellen gefunden.

Im ganzen Bereich der Köfelser Terrasse und am gegenüberliegenden Taufererberg ist der Granitgneis auffallend stark zerrüttet und von einem dichten Kluftnetz durchsetzt, wie auch in der Nähe des Ganges und besonders in der Maurachschlucht deutlich zu sehen ist. Dagegen besitzt der Granitgneis in den umgebenden Wänden am Wenderkopf, am Fuß des Hämerachkogels bei Wiesle und am Stuibenfall die gewöhnlich feste Beschaffenheit dieser Gesteine. Es ist daher anzunehmen, daß die Zerrüttung des Gneises mit dem Empordringen des vulkanischen Gesteins in ursächlichem Zusammenhang steht. Es wurde beim Aufdringen des Schmelzflusses die darauf lastende Decke aus Granitgneis in die Höhe gestoßen und zertrümmert, doch reichte die Stärke des vulkanischen Vorganges nicht aus zur Bildung einer großen Vulkaneruption, vielmehr kam nur an vereinzelt Klüften eine geringe Menge des Schmelzflusses noch bis an die Oberfläche. Durch die mit diesen Vorgängen verbundene Erschütterung wurde an der Flanke Scharl—Wurzberg ein großer Bergsturz losgelöst, der das ganze Maurach und auch die Eruptionsstelle mit gigantischem Trümmerwerk überschüttete.

Die Zertrümmerung des Gneises kann erst nach der letzten Großvergletscherung erfolgt sein, da man am Taufererberg große Gletscherschliffflächen und Rundhöcker von dem jungen Kluftnetz zerrissen findet und überdies bei dem Vordringen eines Talgletschers über den zertrümmerten Gesteinsriegel dieser nicht als solcher bestehen geblieben wäre, auch keine großen Gletscherschliffe u. dgl. sich auf ihm ausbilden hätten können. Auch der Bergsturz ist nacheiszeitlich, da er am Taufererberg auf Grundmoräne liegt und noch weniger einem großen Eisstrom hätte standhalten können. Da aber Zerrüttung und Bimssteinaufdringen als zusammenhängend angesehen werden müssen, wenn man nicht auf eine befriedigende Erklärung der ersteren ganz verzichten will, so ergibt sich auch für die vulkanischen Ereignisse ein nacheiszeitliches Alter.

A. Penk und W. Kranz¹⁾ haben die Meinung ausgesprochen, daß das Maurachgebiet ein gewaltiger Explo-

¹⁾ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1928, S. 294.

sionstrichter und der ganze zerrüttete Maurachgneis Sprengschutt und darin eingeschlossene lose Schollen seien. Doch ist der Gneis in der Maurachschlucht und am ganzen Talriegel trotz seiner Zerrüttung zweifellos anstehend, und auch die Auflagerung von Grundmoräne auf dem Gneis und unter dem Bergsturz spricht gegen eine vollständige Ausschleuderung. Lichtenecker ist der Meinung, daß der Bimsstein auch tertiären Alters sein könnte. Da es nicht möglich ist, hier auf die verschiedenen Ansichten näher einzugehen, sei diesbezüglich auf das oben verzeichnete Schrifttum hingewiesen.

Postglaziale Sande mit Gneisblöcken (*qz*).

Postglaziale Stauschotter und Sande in Niederthai.

Bei der Bahnstation Ötztal breiten sich zwischen dem Tschirgantbergsturz und dem Haiminger Bergsturz in der Talsohle des Inntals grobe Sande aus, in denen zahlreiche große, gut gerundete Gneisblöcke eingebettet sind. Es treten auch reichlich Gneisblöcke bis zu mehreren Raummetern Größe auf, von denen viele zur Bausteingewinnung gesprengt worden sind. Triaskalk oder Dolomit ist unter den großen Blöcken nicht vertreten. Nach der Zusammensetzung und der guten Rundung der Gerölle zu schließen, sind es Ablagerungen der Ötztaler Ache, vielleicht vermischt mit umgeschwemmtem Material aus einer Endmoräne, welche die ganz großen Blöcke geliefert hat. Die Bergsturzmassen liegen auf den Blocksanden.

Der Ausgang des Hairlachtales wurde unterhalb Niederthai nach dem Rückzug der letzten Großvergletscherung durch die Bergsturzmassen des Maurach abgesperrt und im Talbecken von Niederthai ein See aufgestaut, der allmählich mit Sand und Schottern zugeschüttet wurde. Später eröffnete sich der Bach wieder einen tieferen Abfluß in sein altes Gerinne; die Seeablagerungen, die zumeist aus feinen Sanden bestehen und nach oben schotteriger werden, bilden nun eine ebene, fruchtbare Terrasse mit Siedlungen, die von den kleinen Wassergerinnen scharf eingeschnitten wird.

Kalkalpine Bergsturzmassen (1b).

Von der Weißen Wand, östlich des Tschirgant, ist eine gewaltige Masse von Triasgestein als Bergsturz niedergegangen und hat den Eingang des Ötztals bis Sautens und Ebne überschüttet.

Das Abrißgebiet erstreckt sich von 1100 bis 2200 *m* Seehöhe, umfaßt eine Fläche von etwa 1·8 *km*² und besteht hauptsächlich aus Wettersteinkalk und Dolomit und ergreift randlich nach Raibler Schichten und Hauptdolomit. Die Bergsturzmasse bildet ein unregelmäßiges Hügelwerk aus großen, scharfkantigen Klötzen, zwischen denen feinerer Schutt liegt und ist mit dürftigem Föhrenwald bestanden. Mitten aus ihm ragt die gerundete Gneiskuppe des Rammelsteins auf. Am Einschnitt der Ötzer Ache tritt unter dem Bergsturz geschichteter Sand und Schotter zutage. Außerdem ist erratisches Material mehrfach in dem Trümmerwerk zu finden. Am Fuße des Ambergs treten am Außenrand des Bergsturzes reichlich große, gerundete Blöcke von Ötztaler Gneisen auf, auch Trümmer von Triaskalk sind beigemengt. Diese Blockablagerung verbindet sich weiter talab mit den oben beschriebenen Blocksanden bei Station Ötztal und setzt sich anderseits entlang dem Bergfuß bis gegen Silz fort. Möglicherweise handelt es sich um Reste einer alten Endmoräne des Ötztaler Gletschers.

Am Abhang des Holzberges, nordwestlich von Sautens, sind die Bergsturztrümmer bis 200 *m* über dem Niveau der Talsohle emporgetrieben worden.

Die Höhe der Sturzbahn beträgt 1500 *m*, die horizontale Entfernung vom Oberrand des Abbruches bis zum Südrand der aufgeschütteten Masse ist 6 *km*, die überstreute Fläche nimmt 7—8 *km*² ein.

Die Lagebeziehung der Grundmoränen nördlich des Inn zu der Bergsturzbahn zeigt, daß der Bergsturz nach dem Rückzug der letzten Inntalvergletscherung niedergegangen ist.

Ein zweiter, kleinerer Bergsturz gleichen Alters ist weiter nordöstlich, vom Südhang des Tschirgantkammes gegenüber Haiming, ins Inntal niedergebrochen; seine Trümmernmassen reichen bis nahe an die Station Ötztal.

Bergsturzblockwerk aus kristallinen Gesteinen (*rb*).

Mehrere große Bergstürze aus dem Gneisgebirge haben das vordere Ötztal überschüttet. Aus dem westlichen Ende des Granodioritzuges des Acherkogls ist von der Harmelewand ober Tumpen ein solcher niedergegangen. Seine gewaltigen Blöcke bilden den Talriegel zwischen Habichen und Tumpen. Wahrscheinlich besitzt der Talriegel einen Kern von anstehendem Granodiorit, der aber unter dem Trümmerwerk nicht mehr zum Vorschein kommt. Ein zweiter Bergsturz ist von der Nordseite desselben Bergkammes losgebrochen; sein Blockwerk dämmt den Pipurger See gegen SO ab und staut auch die Ötztaler Ache auf, die unterhalb Habichen die Steilstufe tosend überwindet.

Kleine Sturzmassen des Granodiorits sendet auch die Achplatte gegen Acherbach zutal. Südlich von Tumpen ist aus dem Granodioritzug der Engelwand von der linken Talseite ein kleiner Bergsturz abgegangen, der einen Wall längs der Ache bildet.

Eine sehr große Bergsturzmasse hat den felsigen Talriegel des Maurach ober Umhausen überschüttet. Das Abrißgebiet liegt an der Ostseite des Kammes Wenderkopf—Hohe Seite ober Köfels im Bereiche des Maurachgranitgneises.

Das Absitzen der Felsmassen an der Ostseite ist auch jetzt noch durch die Ausbildung eines Doppelgrates ersichtlich. Am Steig Köfels—Schartl ist eine steil geneigte, etwa 100 *m* hohe, glatte Felsfläche zu sehen, die wohl der Sturzbahn des Bergsturzes angehört. Die Gneistrümmer bedecken die Felsterrasse von Köfels und den Taufererberg, an dessen Abhang hausgroße Blöcke liegen; sie dämmen den ehemaligen Niederthaier See ab. Zu dem Bergsturz ist auch der „Rauhe Büchl“ nördlich Umhausen zu rechnen, da er ebenfalls aus Blöcken des Maurachgranitgneises aufgebaut ist, nicht aus Material des Murbaches an der rechten Talseite, dessen mächtiger Schuttkegel ihn jetzt allseits umschließt.

Ohne Einbeziehung dieses einzelnen Ausläufers beträgt die überstreute Fläche etwa 12 *km*², die Höhe der Sturzbahn 600 *m* (Schartl—Köfels).

Am Abhang des Taufererberges kommt unter dem Bergsturstrümmerwerk Grundmoräne zutage, auch an einzelnen anderen Stellen finden sich erratische Geschiebe zwischen Bergsturz und Gneissockel.

Wie oben erwähnt wurde (Abschnitt „Bimsstein“), ist der Bergsturz nach dem Rückzug der letzten Großvergletscherung des Ötztals erfolgt. Da die Ursache seiner Auslösung in den vulkanischen Vorgängen des Maurachgebietes zu suchen ist, besteht viel Wahrscheinlichkeit, daß die gleiche Erschütterung auch die absturzbereiten Massen an der Harmelewand und Auplatte und auch jene am Tschirgantzug zum Niedersturze gebracht hat.

Von kleineren Bergsturzmassen im kristallinen Gebirge ist weiters zu verzeichnen der Bergsturz, der aus dem Granodioritzug am Freihut im Sellrain ins Melachtal zwischen Gries und Juifenau niedergegangen ist, und ein Bergsturz von Amphibolit- und Schiefergneisblöcken in der Glammergrube (oberstes Stubaital), der aus den Wänden der Mutterberger Seespitze stammt. Mancherorts ist es schwer, kleinere Bergstürze von Blockhalden abzutrennen, welche letztere mitunter sehr großblockig werden und aus gelegentlich abgehenden kleineren Felsstürzen sich zusammensetzen, z. B. am Nordfuß des Wannenkogls, im Reiserkar, Atterkar und in zahlreichen anderen Karen.

IV. Nutzbare Mineralien.

Das auf dem Kartenblatt dargestellte Gebirgsland ist sehr arm an nutzbaren Mineralien.

Von Erzvorkommen ist in erster Linie jenes am Hohen Burgstall im Stubai zu erwähnen. In dem Abschnitt „Vererztes Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall“ wurde die Lagerstätte von Eisenglanz und Magnetit bereits beschrieben. Die Lagerstätte wurde erstmals 1831, später noch ein paarmal beschürft und bei der Knappenhütte im Omesbachgraben ein längerer Stollen darauf vorgerieben, doch ohne Erfolg, da das Vorkommen zu ab-sätzig und ungleichmäßig im Gehalt und meist auch zu wenig mächtig ist. Nur die gleichartigen Erze bei Plöfen ober Fulpmes (Blatt Matrei) wurden einige Zeit hindurch für die Eisengewerke in Fulpmes abgebaut.

Ein vollkommen verschollener Bergbau soll an der Nordabdachung des Burgstalls, auf der Schlicker Alm, auf Eisen und Blei bestanden haben; vielleicht wurden hier die Raibler Schichten beschürft, die auch in neuerer Zeit einmal Anlaß zu verfehlten Hoffnungen gaben.

Ein kleines Erzvorkommen befindet sich am Glücksgrat ober der Mischbachalm in 2500 *m* Höhe. Es tritt hier im Schiefergneis ein in Amphibolit umgewandeltes Ganggestein auf, das von Quarzadern durchzogen wird. Teils eingesprengt im Amphibolit, teils in Nestern und Äderchen im Quarz erscheint Schwefelkies und Kupferkies, seltener etwas Bleiglanz. Außerhalb des Amphibolits tritt kein Erz auf. Das Erz führende Gestein ist auf 20—30 *m* Länge aufgeschlossen und 3—5 *m* mächtig. Nach Mitteilung von M. Kraus¹⁾ soll das Erz 2·11% Cu, 6·35 Zn, 0·01 Bi, 3·4 Fe, 0·07 Mn, 80 *g* Ag pro Tonne und Spuren von Gold bei 75% unlöslicher Gangart enthalten. Es wurde oberflächlich beschürft und soll in alter Zeit abgebaut worden sein. Ungunst der Ortslage und Erzarmut nehmen ihm jede praktische Bedeutung.

Ähnlich verhält es sich mit dem ehemaligen Bergbau (15. und 16. Jahrhundert) im Wörgltal bei Kühtai. Es tritt hier in 2500 *m* Höhe ein Lagergang von Granit auf, der in einen reinen Quarzgang übergeht und von Quarzadern durchschwärmt ist. Der Granitgneis, besonders die quarzreichen Teile, sind mit Pyrit durchsprengt, der sich auch in Nestern und Adern sammelt. Der Gang ist 2—3 *m* mächtig und auf zirka 80 *m* Länge aufgeschlossen.

Am Fuß der Triaskappe des Elfers im Stubai soll vormals auf Bleiglanz geschürft worden sein.

Auch an verwertbaren Mineralwässern ist der Kartenbereich arm, soviel auch sonst ausgezeichnete Trinkwasserquellen im Gebirge hervorbrechen.

Bei Längenfeld im Ötztal entspringt am Fuß der Eklogitberghänge eine Schwefelquelle (Analyse siehe Zehenter, Literaturverzeichnis) mit einer jahrüber wenig schwankenden Temperatur von 10 bis 11° C, die ein beliebtes Heilbad versorgt. Eine Eisenquelle wird in Bad Rotenbrunn in Sellrain verwertet, eine schwache Mineralquelle

¹⁾ Über einige alpine Erzlagerstätten. Zeitschrift „Bergbau und Hütte“, Wien 1916, S. 109.

(angeblich Eisen- und Schwefelwasser) in Bärenbad im Stubai (Oberberg). Ein eisenhaltiges Schwefelwasser entspringt westlich von Dorf Oberperfuß und wurde früher als Bad benutzt.

Bei Köfels im Pitztal tritt am Ufer der Pitztaler Ache eine Eisenvitriolquelle aus, die bei hohem Wasserstande des Baches von diesem überschwemmt wird.

Als Material für die Straßenbeschotterung im Ötztal dient der Triasdolomit aus dem Bergsturz am Ausgang des Tales und im oberen Teil des Tales der Eklogit des Burgstein.

Aus den Blöcken von Granitgneis am Nordabfall des Taufererberges bei Umhausen wurden nach dem Weltkrieg zeitweise Pflasterwürfel erzeugt; ebenso wurde der Granitgneis am linken Ufer der Melach, nahe dem Ausgang der Schlucht bei Kematen, zum gleichen Zweck einige Zeit abgebaut. An beiden Orten ist die Gewinnung wieder eingestellt worden.

Der Granitgneis bei Lehn (Längenfelder Becken) wird im kleinen Ausmaß zur Herstellung von Stufen und dergleichen verwendet.

Der Bimsstein von Köfels ist zur Auskleidung von Kapellen beliebt. Auch das Gewölbe der Köfelser Kirche soll aus ihm gebaut sein.

Schließlich wären noch die Vorkommen schöner großer Andalusitkristalle (bis zu 10 *cm* Länge, undurchsichtig, meist mehr oder weniger umgewandelt), zu erwähnen im Lisenzer Tal bei Praxmar und auf der Loibisalm im Pitztal, die von Mineraliensammlern ausgeheutet worden sind.

V. Übersicht über die Lagerungsverhältnisse.

Der auf dem Kartenblatt dargestellte Ausschnitt aus den Ötztaler Alpen setzt sich aus zwei verschieden gebauten Teilen zusammen: einem aus kristallinen Schiefem bestehenden Grundgebirge mit fast durchwegs steiler Schichtenstellung und engem Faltenbau und aus einem darübergebreiteten Deckgebirge mit flacher Schichtenlage, bestehend aus Ablagerungen der Triasformation.

Die Schichten des kristallinen Gebirges sind über weite Bereiche hin zu gleicher Stellung aufgerichtet, so

daß nur wenige Faltenteile — Mulden und Sättel —, diese aber von anscheinend gewaltiger Mächtigkeit der Schenkel erkennbar sind. Doch fehlt es nicht an Anzeichen, daß in sie wieder geschlossene, kleinere Faltenzüge einbezogen sind.

Das beherrschende Großfaltenglied ist eine Schichtenmulde, deren Achsenlage ungefähr durch die Punkte Östen im Ötztal—Gleierschjöchl—Lambsenberg ober Praxmar—Hühnerwand—Seejöchl bezeichnet wird. Sie tritt am deutlichsten in den Glimmerschiefern des Lisenzer Tales in Erscheinung, kommt aber auch im Ötztal bei ungleicher Gesteinszusammensetzung der beiden Schenkel in der Lagerung zum Ausdruck. Ein kleinerer Muldenzug folgt dem Ochsengartental zum Birchkogel—Irzwände und kommt am Kamm nördlich der Flaurlinger Scharte zum Vorschein. Weiter gegen O stehen die Schichten so steil, daß er unsicher zu verfolgen ist, vielleicht setzt er sich entlang dem Tiefental zum Fuß des Gebirges bei Axams fort.

Zwischen ihm und der Hauptmulde streicht eine Aufsättlung vom Lizumer zum Fotscher Tal, weiterhin kommt eine solche am Nordhang des Freihut und an der Südseite des Ochsengartentales zum Vorschein.

Der ganze weite Bereich südlich der Muldenachse Praxmar—Östen wird von einheitlich nord- bzw. nordostfallenden Schichten eingenommen. Erst am Südrand des Kartenblattes am Perlerkogel und auf der Mutterbergalm kommen wieder steil südfallende Schichtenstellungen zum Vorschein als Andeutung einer untergeordneten engen Aufsättelung.

Das Streichen der Schichten verläuft im westlichen und nördlichen Teil vorwiegend von O nach W und schwenkt im südlichen und östlichen Teil gegen NW—SO ein, wobei im Stubaital bei Milders, im Habichtstock und bei Burgstein stellenweise nahezu meridionales Streichen erreicht wird. Manche örtliche Abweichungen von diesen Hauptrichtungen kommen durch die Einschaltung der granitischen Massen zustande, die wie große, harte Knollen in den schmiegsameren Schiefnern stecken, so daß sich letztere den linsenförmigen Umrissen der eingeschlossenen Intrusivmassen anpassen.

Außerdem kommen aber auch noch rein tektonische Auslenkungen vor. So weist der nord-südliche Verlauf der

Amphibolite und Schiefer am Fundusfeiler auf eine Knickung der Schichtenzüge zwischen den beiden Granitmassiven infolge ost-westlicher Bewegungen hin. Am Kamm nördlich des Acherkogels ist die Lagermasse des Granodiorits an einer Scherfläche unter Mylonitisierung der Grenzschichten über die Gneise vorgeschoben; die Granodioritmasse ist durch eine ost-westliche Bewegung des Gebirgskörpers geknickt und vorgeschoben; entsprechend dazu erfolgte im Kühtaier Längental eine Abbiegung der Masse und Anstauung der Schiefergneise unter dem Roten Kogel. Gleichen tektonischen Ursprungs sind auch die meridionalen Schichtenstellungen am Sebleskogel, z. T. als Anpassung an die Längentaler Störung. Kleinere knickweise Einbiegungen in N-S-Streichen beobachtet man nördlich der Birgitzer Alm, am Sonntagsberg (Kematner Alm), Schellingberg (Fotscher Tal) u. a. O.

Der Faltenbau des Grundgebirges samt der auflagernden Triasdecke senkt sich gegen O.

Während im Westteil des Kartenblattes die Gneise und Amphibolite herrschen, verbreiten sich gegen O immer mehr die Glimmerschiefer. Diese setzen im westlichen Teil zuerst in hochgelegenen, steil eingefalteten, schmalen Zügen ein und breiten sich dann im O muldenförmig über den Gneisen aus (Lisenzer Tal). Allerdings sind sie nicht durchwegs höher als die Gneise in der Schichtenfolge gestellt, sondern gehen auch seitlich in solche über (z. B. Stubai Oberbergtal), so daß im Stubai wieder Gneise reichlich verbreitet sind, die aber durch ihren Glimmerreichtum und Feldspatarmut vielfach sich dem Glimmerschiefer nähern und in solchen übergehen. Im Glimmerschiefergebiet tritt außerdem am Rande gegen die Amphibolite und zwischen diesen eine Vergneisung auf, z. B. Kastengrat im Fotscher Tal, Sattelschröfen ober Praxmar u. a. O. Im ganzen genommen, nimmt der Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer des Sellrain und Stubai aber doch eine höhere Lage im Schichtenverband ein als die Gneise.

Auf dem Glimmerschieferbereich liegt dann im O die Kalkkögeltrias, die ihrerseits ebenfalls gegen O eingesenkt ist.

Im Gneisgebirge selbst deutet das Untertauchen einzelner Granitgneismassen gegen O auf ein Achsengefälle in dieser Richtung. So senkt sich die Mulde des Granitgneises am

Birchkogel gegen O und wird im Muldenkern von den Amphiboliten der Irzwände überlagert, deren Auflagerungsfläche im W am Kamm in 2600 *m* Höhe liegt und nach O bis zum Talboden der Zirnbachalm auf 1700 *m* sich herabsenkt. Die Granitgneismasse des Maurach taucht im O bei 1800 *m* unter die auflagernden Gneise ein, während sie im W am Fundsfeiler bei 2300—2500 *m* von den Gneisen überlagert wird.

Das Grundgebirge wird an zahlreichen Stellen von steil stehenden Verwürfen und Querbrüchen durchsetzt, die größtenteils eine annähernd meridionale Richtung einhalten.

Die bedeutendste dieser Störungen ist die „Längentaler Querstörung“, welche von der Schöntaler Alm im Lisenzer Tal über das Längentaler Joch und die Amberger Hütte bis zum Atterjöchel verfolgt werden kann. Sie schneidet die Alpeiner Granitgneismasse im W ab, wobei die randlichen Teile mylonitisch und diaphthoritisch wurden, und rückt sie unvermittelt an die Biotitschiefergruppe des Sebleskogls und den Sulzkoglgranitgneis. Am auffälligsten tritt sie im unteren Schrankar in Erscheinung, wo die mächtigen Amphibolitmassen des Schrankogel scharf abschneiden an den Orthogneisen des Gaislehkogels. Die Amphibolitzone an der Südseite des Alpeiner Granitmassivs (Ruderhofspitze—Schrankogel) erscheint petrographisch und geologisch als die Fortsetzung der Amphibolitzone südlich des Sulztals (Gamskogel—Schwarzwanter—Murkarspitze), in denen beiden Eklogite bzw. Eklogitamphibolite vorkommen und kleine Marmorschollen. Die Biotitaugengneise des Scheckbüchlgrats, der Seespitzen usw. entsprechen jenen im Hangenden der Sulztaler Amphibolitzone. Demnach erscheint an der Längentaler Querzone der östliche Flügel gegen N vorgeschoben. Im N läuft die Querstörung auf der Schöntaler Alm im Quetschzonen aus, die sich nach verschiedenen Richtungen verlaufen. Vielleicht stehen mit ihr noch die zahlreichen N-S-Verwürfe in Beziehung, welche am Freihut die Schichtenzüge staffelförmig verschieben. Im Süden kommt sie im Atterkar noch an der Verschiedenheit der Talseiten zur Geltung und verschwindet auf der Kaisersbergalm.

Weiter östlich durchschneidet die Alpeiner Granite in meridionaler Richtung der auffällige Verwurf am Schrimmen-

nieder mit Einklemmung der Amphibolite in den Granitgneis. Schließlich schneidet ein Bruch die Alpeiner Granitgneismassen auch im O ab, der dem Stubai Unterbergtal folgt und die auffällige geologische Verschiedenheit der beiden Talflanken zwischen Kreßbach und Ranalt schafft. Der Unterbergbruch setzt sich in Form von Schichtenverstellungen im Schiefergneis und Quetschzonen an den Granitgneislinsen am Grat südlich der Maier Spitze noch bis in das Massiv des Wilden Freigers fort, während er talabwärts von Kreßbach im Stubai gleich verschwindet.

Die Verschiebung des Alpeiner Gebiets an den Störungslinien kann in Beziehung gebracht werden zu dem Verschiebung der Südalpen an der Judikarienlinie zwischen Meran und Sterzing. Ihr entspricht auch die Zusammenscharung der Schichtenzüge der Ötztaler Alpen aus NW und SW in der südlichen Stubai Gruppe. Bei dieser tektonischen Bewegung wurden die Granitgneismassen des Alpeiner Gebietes an der Längentaler Störung und dem Unterbergbruch als Bewegungsflächen herausgehoben und vorgepreßt gegen die Glimmerschieferregion des Sellrain. Auch entlang dem Nordrand des Granitgneises haben Ablösungen und Verschiebungen gegenüber der Schieferhülle stattgefunden. Im obersten Alpeiner Tal sind die Amphibolite eng zusammengepreßt und aufgestaut im NNO-Streichen und von Verwürfen durchsetzt, an der Grenze dieses Staubereichs gegen die unabgelenkt durchstreichenden Amphibolitzüge beiderseits des Horntaler Jochs treten Quetschzonen entlang dem Streichen auf (Kleines Horntaler Joch).

Im Schieferbereich erlöschen alle diese Störungen bald.

Außer diesen großen Störungen treten annähernd meridional laufende Brüche und Quetschstreifen noch an mehreren Orten auf, z. B. Mutspitz bei Haggen, Gleierschjöchel, Seblaspitze ober Milders. Am Hörndl ober Längenfeld streicht an der Westflanke in 2100—2200 m Höhe eine Quetsch- und Verwerfungszone durch, die auf dem obersten Profil der beigegebenen Tafel eingetragen ist. Es ist nicht, wie es im Profil erscheinen kann, eine flache Schubfläche mit Verschiebung des oberen gegen den unteren Teil, sondern eine senkrechte Störungsfläche, die in das Profil als Bild des Westhanges hineinprojiziert ist. Ein deutlicher Querbruch mit N-S-Richtung scheidet die beiden Seiten des

Roten Karls an der Westseite der Hohen Geige und macht sich auch nahe dem Breitlehnjoch noch bemerkbar. Eine breite Zerquetschungszone streicht meridional über das Pinniser Joch und fällt in die gleiche Richtung wie die auffällige Zermalmung des Granitgneises beiderseits von Milders, die dann unterhalb der Starkenburger Hütte plötzlich an ebenfalls stark verdrückten, O—W streichenden Gneiszügen endet.

Zerquetschungen entlang dem Streichen treten weniger hervor, sind aber gleichwohl oft vorhanden, insbesondere an den Rändern der Granitgneismassen, z. B. Amberg. Granitgneis westlich des Feilers, Alpeiner Masse (Süd- und Nordseite) u. a. m. Die Quetschzonen an Windegg ober Ötz sind Begleitbewegungen zum Vorschub der Acherkoglmasse.

Ein Einfluß der Störungslinien auf die Talbildung ist deutlich erkennbar bei den beiden Störungen, welche die Alpeiner Masse im O und W abgrenzen: einerseits das Unterbergtal, welches von Kreßbach bis Ranalt fast genau der Störung folgt, andererseits in sehr auffälliger Weise die Tiefenzone Längental—Längentaler Joch—Schränkar, welche der Längentaler Querstörung folgt. Das daran anschließende Liscnzer Tal läßt keine Herleitung von Brüchen erkennen, es sei denn der unterste Teil unter Annahme von Parallelbrüchen zu jenen des Freihut. Im Öztal und Pitztal stimmen die beiderseitigen Talflanken so gut überein, daß kein Anlaß zur Annahme von Brüchen entlang der Talsohle vorliegt; am Burgstein liegt das Tal an der Umbiegung des Streichens aus WNW in NNW. Ebenso wenig ist in den kleineren Quertälern (Seitentäler des Sellrain, Gschnitztal, Stubai Oberberg) eine tektonische Anlage ersichtlich. Im Hochgebirge veranlassen Quetschzonen und Störungsflächen meistens die Eintiefung von Scharten und Jöchern, wie z. B. das Längentaler Joch, Kleine Horntaler Joch, Gleierschjöchel, Pinniser Joch, Schrümmennieder und viele kleinere Scharten und Sättel.

Die Triasschichten der Kalkkögel liegen in sehr flacher Lagerung über den steil stehenden Schiefnern des kristallinen Untergrundes ausgebreitet und bilden eine seichte Mulde, deren ONO—WSW verlaufende Achse sich gegen O senkt, so daß die Auflagerungsfläche der Trias von 2500 m Höhe

am Seejöchl sich auf 1300 *m* im Schlicker Tal senkt. An dieser Grundfläche sind mehrfach Zeichen starker tektonischer Bewegungen zu sehen: am meisten am Hohen Burgstall, wo Schollen von Triasdolomit und eine solche von vererztem Quarzkonglomerat in die stark durchbewegten Gneisglimmerschiefer eingeschuppt sind und die Lückenhaftigkeit der Quarzkonglomeratunterlage z. T. wohl durch Schubbewegungen erzeugt ist. Auch am Hochtenn zeigen die basalen Triasschichten Verfaltungen und Schuppungen. Die Auflagerungsfläche der Kalkkögeltrias ist gleichzeitig Bewegungsfläche zwischen den beiden petrographisch und tektonisch so stark verschiedenen Stockwerken.

Ganz übereinstimmende Lagerung besitzt die Trias der Ilmspitzen östlich des Pinniser Tals, deren Schichten gleichfalls flach gelagert sind mit Einfallen gegen NO bis ONO. Die Auflagerungsfläche im Gschnitztal zeigt auch mehrfach Anzeichen von Bewegungen an der Grenzfläche Grundgebirge—Trias, am Pinniser Joch schneidet eine kleine senkrechte Verwerfung quer über den Kamm die Trias ab. Die kleine Dolomitkappe der Garklerin südlich des Gschnitztals ist etwas in die Gneise eingesenkt. Das vollständige Fehlen der basalen Schichtenglieder und Zeichen von Mylonitisierung des Gneisrandes deuten auf den tektonischen Charakter der Auflagerungsfläche.

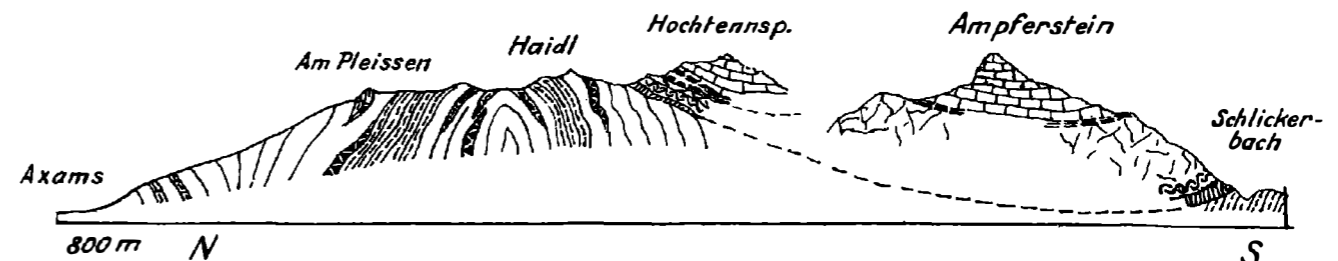
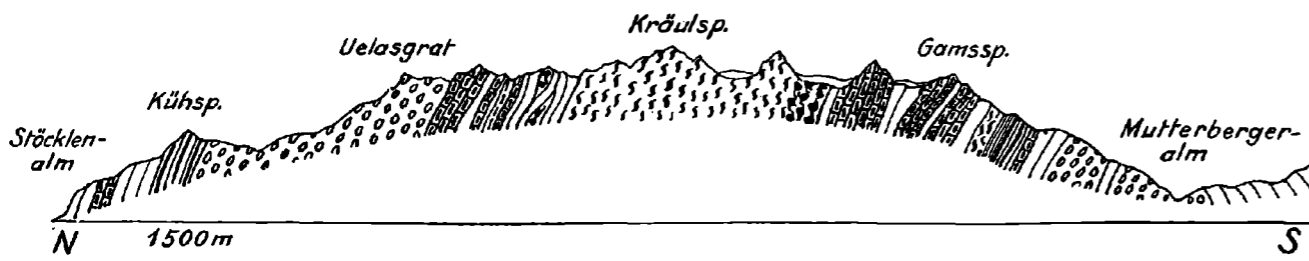
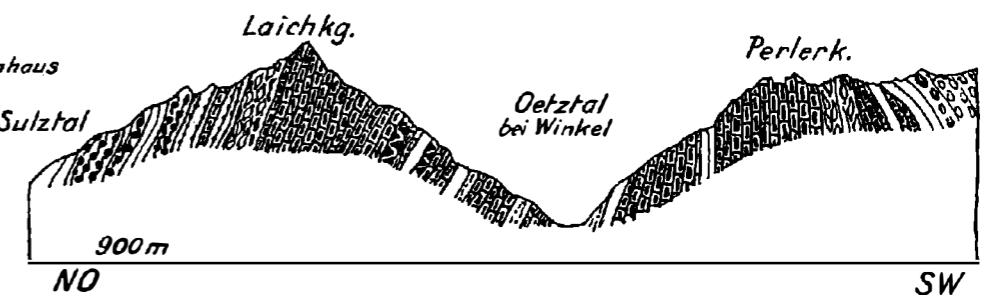
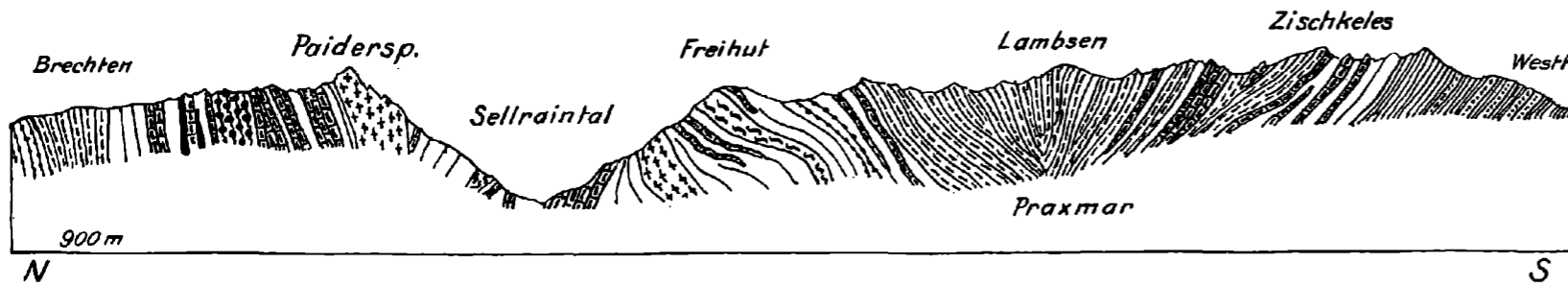
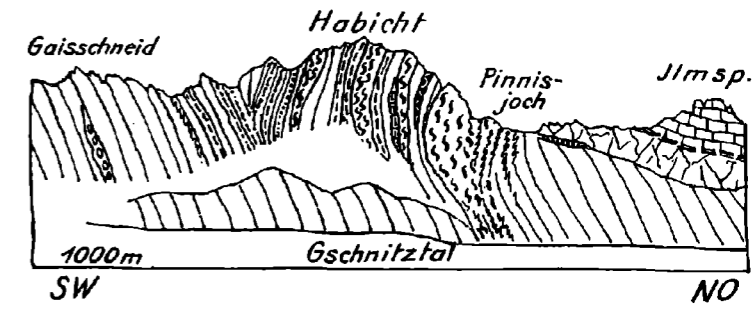
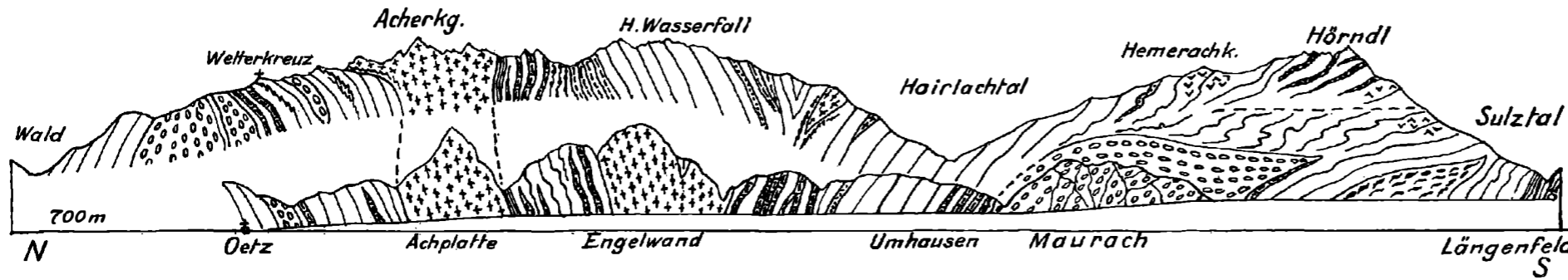
Dagegen scheinen am Elfer unter dem Triasdolomit die basalen Schichten und die Quarzite und Serizitschiefer des „Verrucano“ ungestört auf dem Gneis zu liegen. Die Höhenlagen der Triasbasis am Elfer in 2100—2300 *m* und an der gegenüberliegenden Talseite des Pinniser Tals in 1400—1500 *m* Seehöhe lassen sich aus der allgemeinen Ostneigung der Triasgrundfläche erklären, wie sie ähnlich steil z. B. vom Hohen Burgstall ins untere Schlicker Tal oder an der Südseite des Tribulauns sich absenkt, ohne die Annahme einer Verwerfung zwischen beiden Talseiten notwendig zu machen.

Eine deutliche Querverwerfung schneidet über das Halsjoch in den Kalkkögeln ein mit Absenkung des westlichen Flügels um mindestens 400 *m*. Auch am Burgstall sind kleine Querverwürfe zu sehen, und die Formung der Kalktürme und Bastionen in den Kalkkögeln läßt auf starke Mitwirkung von Verwürfen schließen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	3
Geologische und montanistische Schriften	5
I. Kristallines Grundgebirge	8
Biotitplagioklasgneis und Gneisglimmerschiefer	8
Schuppiger Biotitgneis	10
Biotitschiefer und gebänderte Biotitquarzite	10
Quarzit	11
Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer	11
Feldspatknotenbildung	13
Kristalliner Kalk	14
Amphibolite und Hornblendeschiefer	15
Hornblendegneise, Biotitgneise und Aplite der Amphibolit- zonen	17
Chloritschiefer und Grünschiefer	18
Eklogitzone	18
Peridotit am Loibiskogel	20
Granitische Gesteine	21
<i>a)</i> Granodioritgneis	22
<i>b)</i> Biotitgranitgneis	23
<i>c)</i> Biotitaugenigneis	25
<i>d)</i> Zweiglimmeriger Augen- und Flaserigneis	26
<i>e)</i> Muskovitgranitgneis, Aplit und Pegmatit	27
<i>f)</i> Cordierit führende metamorphe Granite	28
<i>g)</i> Porphyroblastischer Biotitgranitgneis des oberen Sulztales	30
Ganggesteine von diabasischem Charakter	31
II. Schichten der Perm- und Triasformation	33
Permotriadische Quarzite, Quarzsandsteine und Konglomerate	33
Vererztes Konglomerat am Hohen Burgstall	34
Basalgesteine der Kalkkögel und des Elfer	35
Wettersteindolomit	36
Raibler Schichten	37
Hauptdolomit	38
III. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Ablagerungen	39
Moränen des Inn- und Seitentalgletscher, Rückzugsstadien	39
Interglaziale Terrassenschotter und Sande	42
Bimsstein von Köfels	43
Postglaziale Sande mit Gneisblöcken, postglaziale Stau- schotter und Sande in Niederthai	45
Kalkalpine Bergsturzmassen	46
Bergsturzblockwerk aus kristallinen Gesteinen	47
IV. Nutzbare Mineralien	48
V. Übersicht über die Lagerungsverhältnisse	50

Geologische Querschnitte aus Blatt Oetztal.



- | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |

Ma s s t a b 1 : 7 5 . 0 0 0

Profil Brechten-Sellraintal von Th. Ohnesorge, die übrigen von W. Hammer.

Berichtigungen zur Karte:

Bei Götzens soll die Grenze von qm_2 (Moräne) und qz (Terrassenschotter) nördlich von Vellenberg durchziehen.

An der Grenze von Trias und Grundgebirge zwischen Omesberggraben und Galtalm (unter Grinnenköpfe) soll die Störungslinie (rot) bis zur Galtalm fortgesetzt sein.

Bei gh südlich der Lisenzer Alm, linke Talseite, fehlen die blauen Querstriche.

Am Pinnaiser Joch fehlt die rote Linie (Störungslinie) zwischen twd und gb .