

Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen.

Von **Wilhelm Hammer** (Wien).

(Vortrag, gehalten auf der 88. Versammlung Deutscher Naturforscher u. Ärzte
in Innsbruck, am 25. September 1924.)

Während in den nördlichen und südlichen Kalkalpen der Fossilgehalt der Gesteine und ihr wenig oder gar nicht metamorpher Zustand die Aufstellung einer verlässlichen Stratigraphie ermöglicht und damit auch das Studium der Tektonik erleichtert, fehlt in kristallinen Schiefen der Zentralalpen mit dem Mangel der Fossilien und infolge der Metamorphose ein derartiger Anhaltspunkt für die Gliederung und Ordnung der Schichten, nachdem sich die anfänglich geübte Gleichstellung des Grades der Metamorphose mit dem Alter durch Fossilfunde in kristallinen Schiefen und andere Umstände als nicht allgemein anwendbar erwies.

Die Untersuchung der kristallinen Schiefer mußte deshalb zunächst dahin zielen, die Beziehungen zwischen Mineralbestand und Struktur zu dem gegenseitigen Alter und die Entstehungsart jener Gesteine aufzuklären, um so unabhängig von Fossilfunden und mit Vermeidung von Kreisschlüssen aus der Lagerung zu einer stratigraphischen Ordnung innerhalb der kristallinen Gebiete zu kommen, die dann an geeigneten Stellen erst an das allgemeine geologische Schema angeschlossen werden kann.

Für die Ostalpen sind in dieser Hinsicht die Untersuchungen von BECKE, GRUBENMANN und WEINSCHENK bahnbrechend gewesen; SANDER hat dann durch die Auswertung der Beziehungen zwischen Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge namentlich den Geologen neue Bahnen gewiesen.

Es lassen sich nun von diesen Grundlagen ausgehend durch die Verbindung einer ausgedehnten und eingehenden Feldaufnahme mit der mikroskopischen Bearbeitung eines für diese Zwecke besonders ausgesuchten Gesteinsmaterials für ein bestimmtes Gebiet eine Anzahl von Kristallisationsphasen, Intrusionsphasen und Bewegungsphasen feststellen und mit gewissen Einschränkungen auch deren Reihenfolge beziehungsweise Gleichzeitigkeit erkennen. Die nächste Aufgabe ist es dann für diese geologische Lokalgeschichte Anknüpfungspunkte an die paläontologisch und tektonisch begründete Geschichte des ganzen Alpenbaues zu finden, die im engeren Gebiete aus der petrographischen Untersuchung gewonnene Einteilung in die allgemeinen Gebirgsbildungsphasen einzuordnen.

Allerdings hat diese Methode auch Grenzen ihrer Anwendbarkeit und Fehlerquellen.

Die Anzahl der Phasen, welche rückschauend erfaßt werden können, ist eine beschränkte, da weiter zurückliegende durch die späteren völlig verdeckt werden. Im allgemeinen dürften an einem Gestein selten mehr als drei Phasen der Umwandlung sich nachweisen lassen; durch das Nebeneinanderkommen verschiedenalteriger derartiger Teilverzeichnisse von Umwand-

lungen in einem großen Gebiet können sich aber auch längere Phasenfolgen erkennen lassen. Allerdings ist die Alterszuordnung oft eine schwierige und unsichere, da über die zeitliche Dauer des Ablaufes einer Kristallisationsphase noch nicht genügendes bekannt ist, und deshalb z. B. die Dauer des Übergreifens einer Kristallisation über eine Bewegungsphase noch schwer in zeitliches Verhältnis zu anderen geologischen Zeitabschnitten gebracht werden kann.

Die Aufnahmen, welche die Geologische Bundesanstalt in Wien in neuerer Zeit in der ostalpinen Zentralzone durchführt, betreffen Westtirol, die westlichen und die östlichen Tauern und das Gebiet der Saualpe in Kärnten.

Von den Aufnahmen in Westtirol ist bereits der größere Teil, auf fünf Kartenblätter verteilt, im Druck erschienen.

Ich will es im Nachfolgenden versuchen, von den erwähnten Gesichtspunkten ausgehend, Ihnen ein Bild unserer derzeitigen Kenntnis der kristallinen Schiefer Westtirols zu geben, wobei ich bemerken muß, daß mir einzelne Teile derselben, wie z. B. das Stubaital, noch nicht näher bekannt sind und auch noch nicht alles Material in der genannten Richtung bearbeitet werden konnte. Daran, mehr aber noch an dem frühen Entwicklungsstadium, in welchem sich diese Ideen noch befinden, liegt es, daß viele Fragen noch offen bleiben müssen¹⁾.

Die kristallinen Schiefer der westtiroler Zentralalpen lassen sich, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, im allgemeinen deutlich in Gesteine sedimentärer und solche magmatischer Herkunft trennen, wozu noch als drittes Mischgestein beider, Injektionsgneise und Migmatite, kommen.

Als Paragneise begegnen uns Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite als Hauptgruppen, wobei erstere die mittleren Teile des Gebietes einnehmen, letztere mehr an die Ränder gerückt sind.

Die Paragneise stellen als typischer „Öztaler Schiefergneis“ einen feinkörnigen glimmerreichen Bitititplagioklasgneis dar, der durch den quantitativen Wechsel seiner Bestandteile verschiedene Abarten zeigt, wie z. B. quarzzeitische Gneise, schuppige Gneise usw.

Diese ursprünglich wohl vorherrschend grauwackenähnlichen Sedimente haben bei ihrer Metamorphose kristalloblastische Struktur angenommen mit dem Mineralbestand mittlerer Tiefen. In dieser primären Fazies der Schiefergneise führen sie Biotit als herrschenden Glimmer, saure Plagioklase als Feldspat; Kalifeldspat fehlt in der Regel ganz. Wo sie ihre primäre Fazies bewahrt haben, zeigen sie mechanisch unversehrtes kristalloblastisches Gefüge.

Zum großen Teile liegen sie aber in sekundärer Gesteinsfazies vor, deren sich zwei anführen lassen:

Die eine derselben ist eine tektonische Fazies, bei welcher die Durchbewegung die Kristallisation überdauert hat, oder erst nach ihr eingetreten ist. Es sind die sogenannten „Phyllitgneise“, welche beiderseits der Etsch, im oberen Vintschgau weite Verbreitung gewinnen. Die Tektonisierung ist bei ihnen fast durchweg mit Diaphyrese verbunden. Wir haben Schiefer vor uns, welche sich ihrer Tracht nach den Phylliten nähern, d. h. Gesteine mit stark ausgearbeiteter Schieferung, deren wellige Schieferungsflächen mit einem serizitischen Glimmer bedeckt sind neben größeren Muskowitschuppen; Biotit ist nur in Resten noch erhalten, ebenso ist der Feldspatgehalt vermindert. Dem Tektonitcharakter entspricht die stark wechselnde Zusammensetzung und Struktur mit vielen Übergängen in gewöhnliche Gneise. Außer in den breiten Bewegungszonen des Vintschgaus treffen wir ihn wieder

¹⁾ Eine eingehende Darlegung der petrographischen und geologischen Verhältnisse der Öztaleralpen wird später im Jahrbuch der geol. Bundesanstalt gegeben werden.

an vielen Störungszonen im ganzen übrigen Bereich der Öztaleralpen, z. B. im oberen Langtaufers, Reschenscheideck, unteres Passeiertal u. a. O.

Bei der andern sekundären Fazies der Schiefergneise ist eine spätere Kristallisationsphase maßgebend für die heutige Gesteinstracht; sie tritt hauptsächlich als Neubildung von Albit, als Verfeldspatung der Schiefergneise und Glimmerschiefer in Erscheinung, und hat viele Bereiche der zentralen Öztaleralpen betroffen. Ihr Produkt sind die Feldspatknotengneise. Es sind dies Gneise gleicher Art wie die Schiefergneise, welche aber gleichmäßig mehr oder weniger dicht mit rundlichen Körnern von Albit oder Oligoklas durchsetzt sind; solche, in denen nur Millimeter große Feldspate auftreten, haben die Tracht von Perlgneisen und sind noch schwer abtrennbar. Die Größe der neugebildeten Feldspate steigt bis zu 1 cm und darüber. An diesen größeren sieht man auch mit unbewaffnetem Augé, daß der Biotit und auch andere Bestandteile der Schieferung folgend die Feldspate durchsetzen; auch kleine Faltenstücke sind helizitisch erhalten in ihnen: Zeichen späterer Bildung des Albits gegenüber den umschlossenen Bestandteilen. Seltener beobachtet man ein Umfließen und Stauchung der Glimmer vor den Knoten, als Spuren einer gleichzeitigen oder überdauernden Bewegung im Gefüge.

Bänke mit dicht gedrängten Knoten wechseln mit glimmerreichen Lagen, in denen einzelne besonders große Knoten lockerer verteilt sind. Daneben treten Lagen von feinkörnigem, paralleltexturiertem, glimmerarmem Muskovitgneis und sehr glimmerreiche Schieferlagen ohne Knoten auf; alle Gesteinsarten können in ihren Mächtigkeiten bis zu einer Bänderung herabsinken.

Sehr oft enthalten die die Albitknotengneise begleitenden Glimmergneislagen oder auch die Knotengneise selbst große Porphyroblasten von Staurolith, Disthen oder Granat. Auch die Perlgneise führen zumeist locker verstreut diese Minerale, während in den gewöhnlichen Schiefergneisen zwar Granat allenthalben anzutreffen ist, während Staurolith und Disthen weit seltener sind oder fehlen.

Bei einer genetischen Deutung dieses Zusammenvorkommens ist aber zu berücksichtigen, daß in den Öztaler- und Ortleralpen es große Schichtmassen gibt, welche reichlich Staurolith und Granat führen, ohne gleichzeitige Bildung von Feldspatporphyroblasten, nämlich die weitverbreiteten Staurolithglimmerschiefer und die Laaser Schiefer. In örtlich beschränktem Umfang begegnet man auch in den Glimmerschiefern ausgeprägter Feldspatknottenbildung z. B. am Matscherferner, auf der Kematneralpe u. a. O.

Die Untersuchungen der französischen Petrographen an Granitmassen in Frankreich und den Pyrenäen, jene GOLDSCHMIDTS im Stavangergebiet und einige andere haben klare Beispiele erbracht, daß in diesen Fällen eine derartige Feldspatbildung auf die Einwirkung granitischer Intrusion, auf Stoffzufuhr aus dem Magma zurückgeführt werden kann und mit der Metamorphose der Schieferhülle jener Intrusiva verbunden ist. Auch in den Tauern hält BECKE eine solche Entstehung der Albitporphyroblastenschiefer für sehr wahrscheinlich.

Diese Deutung läßt sich auf den vorliegenden Fall nicht einfach übertragen.

Zeichnet man auf einer Karte die granitischen Intrusivmassen der Öztaleralpen ein und andererseits die Verbreitung der Feldspatknotengneise, so ergibt sich folgendes: Der nordwestliche und nördliche Teil dieser Gebirgsgruppe ist dicht erfüllt von Orthogneisen, Graniten und Granodioriten, zwischen denen sich noch ausgedehnte Züge von Amphibolit durchwinden; desgleichen folgen dem Südrand mächtige Granitgneiszüge.

Eine mittlere Zone, welche die Südseite des Langtaufertals, des Planail- und Matschertals, den Hintergrund des Kauner- und Pitztals und des

Ventertals und Gurglertals umfaßt, und getrennt davon die Berggruppe zwischen Sellrain und Stubai ist sehr arm an solchen Intrusiven, gerade hier sind aber die Knotengneise — soweit meine Aufnahmen reichen — am häufigsten verbreitet und am deutlichsten entwickelt. Aus der granitreichen Zone im Norden ist mir nur in der Hochedergruppe und bei Kühltai eine größere Entfaltung solcher bekannt, in der südlichen Granitzone keine. Ebenso treten in dem großen, aller Granitmassen entbehrenden Glimmerschieferbereich des Sellraintales die Knotenschiefer sehr häufig auf.

Eine Bindung an den Granitrand, wie er für die erwähnten ausländischen Vorkommen charakteristisch ist, fehlt hier im allgemeinen. Im Stavangergebiet kommen (nach GOLDSCHMIDT) übrigens verfeldspatete Glimmerschiefer auch als selbständige Gesteinskörper vor und bilden Anzeichen für die Fähigkeit der eindringenden Lösungen und Dämpfe, auf größere Entfernungen in den Schiefen abzuwandern.

Das Wachstum der Albite in den Öztaler Knotengneisen erfolgte im allgemeinen später als die Kristallisation der anderen Bestandteile, wenn auch die oben erwähnten Fälle parakristalliner Bildung der Albite auf eine geringe Dauer des Zeitzwischenraumes zwischen der Kristallisation des Albites und jener von Biotit und Quarz hindeuten. Bei den verfeldspateten Schiefen in Norwegen und den Pyrenäen ist eine Umschließung früher gebildeter Bestandteile nicht in gleicher Weise vorhanden, wie denn auch die Albitbildung hier als gleichzeitig mit der Metamorphose der Schiefer beschrieben wird.

Eine Abhängigkeit des Grades der Metamorphose von der Verteilung der Granitmassen ist in den Westtiroler Zentralalpen nicht hervortretend, wie z. B. an dem Auftreten der großen Augengneismassen in den Phylliten der Laasergruppe ersichtlich ist, es sei denn, daß man jene des Vintschgau nicht als Intrusionen, sondern als Ergüsse auffaßt.

Führt man die Verfeldspatung auf magmatische Stoffzufuhr zurück, so müßte man wohl für die größeren Bereiche derselben eigene Intrusionsquellen in der Tiefe annehmen; nur jene in der Nordzone lassen sich auf benachbarte Granite zurückführen, wobei aber auch bei diesen eine strenge Gebundenheit an die Grenzzone nicht besteht und ein weiteres Abwandern der Lösungen angenommen werden muß.

Die Knotengneise südlich Kühltai werden von aplitischen Gängen, Quarzgängen, sowie dünnen Bändern von Granitgneis begleitet, wobei gleichzeitig auch Cyanit und Granat erscheinen. Auch weiter westlich davon in derselben Zone beobachtet man wiederholt pneumatolytische Gangbildungen (Quarzgänge mit Andalusit und dergleichen). Reichtum an Quarzknoten und Adern ist vielen Albitknotengneisen eigen. Im Kapronertal (Langtaufers) durchschwärmen die Porphyroblastengneise zahlreiche kleine Lagergänge von Muskovitgranitgneis.

Auch die starke Bänderung mit aplitisch-gneisigen Lagen und glimmerarmen Muskovitgneis, wie sie z. B. am Ötzlaler Hochjoch die Knotengneise charakterisiert, läßt sich vielleicht auf Injektionsvorgänge zurückführen.

Es fehlt also trotz jener Entfernung von den großen Granitmassen nicht an Anzeichen magmatischer Einwirkungen in den Knotengneisbereichen.

Die Knotenbildung ist im großen nicht an einzelne, stratigraphische begrenzte Schichtglieder gebunden, sondern erfaßt unregelmäßig, wolzig ausgebildete und allmählich verlaufende Bereiche, innerhalb deren die Verfeldspatung einzelne bestimmte Bänke bevorzugt, welche wahrscheinlich ihrem chemischen Bestand nach dazu die besten Bedingungen boten. Daß aber die Knotenbildung nicht nur die Abbildung von Materialverschiedenheiten des Sediments bei der regionalen Metamorphose ist, dafür spricht das Auftreten solcher Bildungen sowohl in den Gneisen, als auch in den Glimmerschiefen; ja auch Amphibolite zeigen in mäßigerem Grade Albitknoten-

bildung. Auch die eben erwähnte Form der Verfeldspatungsbereiche ist aus der Materialverschiedenheit allein schwer zu erklären.

Das Problem der Albitknotenbildung erscheint mir nach alledem noch keineswegs gelöst, doch sprechen viele Umstände zugunsten einer magmatischen Ableitung dieser Bildungen¹⁾.

Außer den Schiefergneisen beteiligen sich am Aufbau der Westtiroler Zentralalpen als sedimentäre Gesteine auch bedeutende Mächtigkeiten von Glimmerschiefer.

Eine Gruppe von Glimmerschiefern ist engstens mit den Gneisen verbunden und geht in ihrer tektonischen Geschichte völlig mit diesen. Ein Verbreitungsfeld solcher reicht vom Matscher- und Planailtal über den Hauptkamm zwischen Venter- und Schnalsertal bis ins Gurgeltal. Es sind staurolithführende Muskovitglimmerschiefer mit zahlreichen dünnen Zwischenlagen von Biotitgneis und Quarzit. Im Schnalstal gehen sie vielfach in gewöhnliche Schiefergneise über. Ebensolchen Glimmerschiefern ohne die Biotitgneislagen begegnet man wieder im Passeiertal; sie finden Fortsetzung in den Sarntaler-alpen.

Gleichartige staurolith- und granatführende Glimmerschiefer breiten sich über die Seitenkämme südlich des Sellraintals auf und kommen auch am Kamm zwischen Stubai und Gschnitztal vor.

Albitknotenbildung ist mir aus allen diesen Bereichen mit Ausnahme des letztgenannten, welchen ich noch nicht Gelegenheit hatte genauer zu verfolgen, bekannt, besonders ausgedehnt aus dem Sellrainergebiet.

Eine zweite Gruppe von Glimmerschiefern ist gekennzeichnet durch die Einschaltung von kristallinen Kalken und Dolomiten; nicht selten sind kleine Amphibolitlager in ihnen. Alle Bereiche dieser Gruppe sind von zahlreichen Pegmatitgängen durchdrungen, in allen Größenabstufungen von feinsten Äderchen bis zu viele Meter dicken Lagern. Die Schiefer selbst sind mehr oder weniger biotitreiche Schiefer in der Tracht von Glimmerschiefern bis Phylliten, mit der Zunahme der magmatischen Durchtränkung aber immer mehr in glimmerreiche Biotitschiefergneise übergehend, beziehungsweise in Adergneise. Staurolith und Granat erscheinen oft, aber unbeständig in den wenig oder nicht injizierten Schiefen, verschwinden in den gneisigen Bereichen.

Zu dieser Gruppe gehören die Laaser Schiefer: staurolithhaltige Glimmerschiefer und Phyllite mit viel und mächtigen Marmorlagern und wenig Pegmatit. Wo sie im unteren Vintschgau stärker von Pegmatit durchsetzt werden, gehen sie in Biotitgneise und Adergneise über. Die Zone setzt nördlich des Ortler ein und läßt sich über Vintschgau—Meran, entlang dem Nordrand des Brixenergranit ins Eisacktal und weiter ostwärts bis zum Ant-holzergranit verfolgen.

Nördlich der Etsch können zu dieser Gruppe die feldspatführenden Biotitglimmerschiefer mit Marmorlagen gerechnet werden, welche am Matscherkamm eine Phylliten aufliegende Schubmasse bilden. Auch sie sind reich an Pegmatitgängen.

Ferner dürften sicher auch die Tonaleschiefer hierher gehören, welche der Tonalelinie an ihrer Nordseite folgend von Veltlin über die oberste Valcamonica bis ins Rabbital ziehen, glimmerreiche Biotitgneise und Glimmer-

¹⁾ MOHR (Denkschr. d. Ak. Wien 1913) führt den Albitgehalt bezw. den Natronüberschuß der Albitporphyroblastenschiefer des Wechselgebirges auf Tuffbeimengung im Ausgangsmaterial zurück. Aus obigen Gründen, besonders der Ungleichzeitigkeit der Albitbildung mit der Metamorphose scheint mir diese Erklärung, zumindest für die Öztaler Gesteine nicht verwendbar.

schiefer mit großen Marmorlagern, Amphiboliten und Pegmatiten, die weite Bereiche fein durchhädern.

Für die Gesteine der zweiten Gruppe der Glimmerschiefer ist im allgemeinen das Überdauern der Kristallisation gegenüber der Teilbewegung im Gefüge bezeichnend, wie dies SANDER für die Laaserzone Vintschgau—Antholz zuerst aufgezeigt hat. Im Matschergebiet liegen diese para- bis post-tektonisch kristallisierten Schiefer aufgeschoben auf postkristallin tektonisierten Phyllitgneisen und Phylliten. Im Laasergebiet heben sie sich als gegen Norden überkippte Synklinalen mit anschließender unvollständiger Antiklinale, beiderseits von Schubflächen begrenzt heraus. Ebenso bilden die Tonaleschiefer eine tektonisch ziemlich selbständige, enggepreßte Synklinalregion.

In beiden letzteren Gebieten liegt diese Schiefergruppe zwischen Gneis und Quarzphyllit eingeordnet, wobei ersterer in der Fazies der Phyllitgneise vorliegt.

Petrographisch eng verwandt mit den Laaserschiefern sind die Gesteine, welche den sogenannten Schneeberger Zug bilden (Ridnaun—Schneeberg im Passeier—Gurglerkamm—Texelgruppe), schon von PICHLER und TELLER mit der Schieferhülle der Tauern verglichen wurden und nach SANDERS Untersuchung hinsichtlich Material, Metamorphose und tektonischer Fazies sehr vollkommen der unteren Schieferhülle der Hohen Tauern entsprechen.

Biotitglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Amphibolite, Marmor hat der Schneeberger Zug mit den Laasern gemeinsam, dagegen fehlen den letzteren die Hornblendegarbenschiefer, Graphitschiefer mit Rätizit, Ankerit-chloritschiefer und Kalkglimmerschiefer; dem Schneeberger Zug fehlt andererseits die starke Entwicklung von Staurolithporphyroblasten und, soweit mir bekannt, auch die Durchdringung mit Pegmatit.

Das Verhältnis von Kristallisation zur Teilbewegung ist bei beiden Gesteinsgruppen vorwiegend durch ein Überdauern der Kristallisation bezeichnet.

Der Schneeberger Zug hebt in der Texelgruppe, an der Ostseite des Schnalstals synklinal in die Luft aus — auf den gegenüberliegenden Bergen westlich des unteren Schnalstals setzen die staurolithhaltigen Glimmerschiefer des Matsch-Vintschgauerkammes ein, scheinbar die streichende Fortsetzung jener. Doch sprechen die Verhältnisse im Passeiertal, Ratschinges und am Südrand des Schneeberger Zuges dafür, daß den Laaserschiefern eher eine Einordnung unter dem Schneeberger Zug zukommt; ihnen entsprechen hier Marmore der Kreuzspitze ober Stuls und die begleitenden Granatglimmerschiefer.

Immerhin bildet der Schneeberger Zug und die ihm verwandten Laaserschichten ein Verbindungsglied zwischen Tauern und Ötztalern hinsichtlich Material und Metamorphose, das ebenso wie die gemeinsamen Typen aus der Reihe der Intrusivgesteine geeignet ist, den manchmal wohl zu stark betonten Gegensatz zwischen diesen beiden Teilen der Zentralalpen zu verringern. —

Schließlich sind als eine letzte Gruppe metamorpher Sedimentgesteine die Phyllite aufzuführen, welche petrographisch als Quarzphyllit zu bezeichnen sind.

In der Ortlergruppe liegen sie synklinal den Phyllitgneisen und der Laaser Serie auf, wobei die Untergrenze vielfach durch einen quarzitischen Horizont hervorgehoben ist. In diesem Gebirgsabschnitt enthalten sie mehrfach Lager von kristallinem Kalk und Kalkglimmerschiefer, ferner Chloritschiefer und Grünschiefer. Die tieferen Teile sind meist granatreich, Granat kehrt aber auch in höheren Lagen wieder.

Überall zeigen die Phyllite die Spuren einer kräftigen nachkristallinen Durchbewegung.

Die Granatphyllite des Matscherkammes bilden als Unterlage der Glimmerschieferdecke einen ausgeprägten postkristallinen Bewegungshorizont.

Auch für den Quarzphyllit am Nordrand der Öztaleralpen trifft dies zu. Er wird von den Ötztalergneisen überschoben und läßt in den stärksten mylonisierten Granitgneisen, welche er am Vennetberg umschließt, die Tracht des postkristallinen Bewegungshorizontes anschaulich zum Ausdruck kommen. In geringerem Grade und begleitet von Diaphthoresen zeigen auch die den Phylliten der Ortlergruppe eingelagerten Augengneise eine mit der Tektonitnatur der Phyllite übereinstimmende Durchbewegung.

Die Phyllite von Landeck stehen, von einer kurzen Unterbrechung abgesehen, über Telfs mit dem Innsbrucker Quarzphyllit in Verbindung. Von Telfs an enthalten sie auch kleine Kalklager und Chloritschiefer.

Wir haben also drei Gruppen metamorpher Sedimente mit Kalklagern, die Biotitgneise der Ultentaleralpen (unterer Vintschgau) und des Tonale, die Glimmerschiefer von Laas und Matschertal, und die Phyllite der Ortleralpen und des Inntrals. Während erstere sich durch ihren Zusammenhang im Streichen im unteren Vintschgau als verschiedene Fazies derselben Schichtfolge erkennen lassen, läßt sich dies für die Phyllite nicht nachweisen; sie liegen im Hangenden der kalkführenden Gneise des Ultenerkammes, am Matscherkamm liegen sie über dem unteren Zug der kalkführenden Glimmerschiefer; in der Hochedergruppe liegen sie in überkippter Stellung unter den Glimmerschiefern. Auch die Verwandtschaft der Laaserschiefer mit dem Schneeberger Zug beziehungsweise der unteren Schieferhülle, die nicht mit dem Quarzphyllit gleichgestellt werden kann, spricht gegen den aus der Ähnlichkeit der Gesteinsgruppierung gezogenen Schluß auf eine Äquivalenz von Quarzphyllit und Laaserschiefern.

Wenn wir versuchen, aus der Metamorphose der sedimentogenen Schiefer Rückschlüsse auf die Reihenfolge der Bewegungs- und Kristallisationsphasen zu ziehen, so können wir zunächst Spuren einer vor-kristallinen Durchbewegung feststellen in kleinen Falten, welche durch Kristallisation abgebildet im Schiefer erhalten sind, von helizitisch aufbewahrten Faltenresten in den Porphyroblasten (Staurolith, Cyanit, Granat; die Albite kommen hierbei nicht in Betracht, weil sie wahrscheinlich einer späteren Phase zeitlich zugehören). Die Amphibolite zeigen mehrfach para- bis prä-kristalline Faltung. Ob die jene Bewegungsformen überliefernde Abbildungskristallisation an einem schon halb oder ganz kristallinen Substrat weiterbauend wirkte oder die Sedimente erstmalig in kristalline umwandelte, ist noch genauer auszuforschen.

Eine zweite nach Abschluß der genannten Kristallisation eingetretene Bewegungsphase ist ausgedrückt in der Bildung der Phyllitgneise. Die Schiefergneise der südlichen Ortleralpen, des mittleren und oberen Vintschgau und einzelne Striche weiter nördlich haben durch sie ihr Gepräge erhalten¹⁾.

Dagegen zeigen die Öztaleralpen im allgemeinen geringe oder keine nachkristalline Deformation. Dies sind, wie schon erwähnt, auch die Verbreitungsfelder der Albitknotenbildung.

Dieses Überdauern der Kristallisation über jede zur Tektonik korrele Gefügebewegung haben sie mit den Tauernschiefern gemeinsam, für welche letztere es bezeichnend ist.

In den Glimmerschiefern stehen meine diesbezüglichen Studien noch größtenteils aus, doch hat bereits SANDER für die Laaserschiefer festgestellt,

¹⁾ Deshalb konnte SANDER 1913 nach meinem damals vorwiegend diesen Gegenden entnommenen Schliiffmaterial von Öztaleralpen Gneisen an diesen Vorherrschenden nachkristalliner Deformation feststellen.

daß meistens die Teilbewegung von der Kristallisation überholt wird, wodurch sie sich einerseits jenen Gneisen der zentralen Ötztaler und andererseits den mineralischen Glimmerschiefern von Pens im Sarntale nebenordnen. Die „mineralischen Schiefer“ von Pens entsprachen den Staurolithglimmerschiefern von Passeier und weiterhin des Schnalser- und Matschertals. Vorbehaltlich weiterer Untersuchungen über letztere und die Sellrainer Glimmerschiefer kann also für einen großen Teil der Ötztaleralpen in dieser Hinsicht ein den Tauern analoges Verhalten angenommen werden. Gleichsinnig gesellt sich dazu der Schneeberger Zug.

Als eine noch spätere Bewegungsphase möchte ich den Vorschub der Ötztalermasse über die westlichen und nördlichen Regionen ansehen und auf diese Bewegung die auch in den posttektonisch kristallinen Gneisen und Glimmerschiefern vielfach zu beobachtenden starken kataklastischen Spuren zurückzuführen. Vielleicht gehört auch die Verschieferung mancher basischer Ganggesteine hierher, sowie sicher die Mylonitisierung am Schubrand.

Wenn wir uns nun der Betrachtung der magmatischen Gesteine zuwenden, so sind zunächst die Amphibolite zu erwähnen, welche in manchen Teilen unseres Gebietes stark hervortreten. Neben den überall herrschenden hornblendereichen Plagioklasamphiboliten erscheinen nicht selten Granatamphibolite, selten eklogitische Abarten. Die ursprüngliche Erstarrungsstruktur ist nur selten noch erkennbar, meist hat eine mehr oder minder vollständige Umwandlung in kristalline Schiefer Platz gegriffen, wobei es die Regel ist, daß die Kristallisation die Durchbewegung überdauert und ihre Faltenbilder in kristalliner Form konserviert hat. Nur an Stellen junger Dislokationen, wie z. B. am Rand des Engadiner Fensters, sind sie stellenweise ruptuell deformiert und diaphthoritisch umgewandelt.

Wenn man die Verbreitung der Amphibolite, besonders in den Ötztaleralpen, überblickt, ergibt sich ein auffälliges Zusammengehen mit der Verbreitung der granitischen Massen. Zwischen den zahlreichen, nahe aneinandergerückten Massen der nördlichen und westlichen Ötztaleralpen winden sich die größten der Amphibolitzüge durch, während das an Granitgesteinen arme oder freie mittlere und nordöstliche Gebiet auch der Amphibolite fast ganz entbehrt.

Selten bilden sie unmittelbar den Rand der saureren Granite z. B. am Aifenspitzmassiv, meist sind sie durch Schieferzüge davon getrennt. An manchen Stellen, z. B. am Wildgrat (zwischen Pitz- und Ötztal), an der Rofelewand u. a. O. findet eine Wechsellagerung von Amphiboliten und Biotitgranitgneisen statt, welche bis zu den Ausmaßen einer Bänderung sich vervielfältigen kann, wobei auch Mischformen von Biotithornblendegneisen sich herausbilden.

Durchgreifende Lagerung der Amphibolite ist mir nur von einem Vorkommen sicher bekannt (Frischelwand, Laasergruppe), im allgemeinen herrscht vollkommene Konkordanz mit den Schiefern, oft unter bandweisem Wechsel mit ihnen.

Hinsichtlich Kristallisation und Deformation schließen sie sich den umgebenden Schiefern an. Nach allen diesen Umständen erscheint es am wahrscheinlichsten, daß es sich größtenteils um magmatische Ergüsse handelt, gleichen Alters wie die begleitenden Sedimente, vielleicht verbunden mit Tuffen und tuffigen Mischablagerungen. Die späteren granitischen Magmen drangen in derselben Region empor, aus dem gleichen Tiefenherde stammend, und benützten mehrfach die Grenze von Amphibolit und Schiefer zu ihrer Ausbreitung, wobei der Granit auch in den Amphibolit selbst eindrang und Schollen desselben umschloß und umformte (siehe z. B. OHNESORGE, Hoch-

edergruppe). Anderorts entwickelte sich eine intensive Durchdringung entlang der Bankung des Amphibolites besonders in Form aplitischer Durchträngung. Ein Teil der Bänderung der Amphibolite dürfte aber auf Differenzierungen bei der Erstarrung und bei der Metamorphose zurückzuführen sein.

Bei den granitischen Gesteinen unseres Gebietes lassen sich drei Abteilungen unterscheiden, welche nach ihrer Struktur, ihrer Zusammensetzung und zum Teil auch nach ihrem Alter verschieden sind und sowohl Tiefengesteine als auch Ganggesteine umfassen.

Eine erste Gruppe wird gebildet von echten Granitgneisen mit hohem Kieselsäuregehalt und starker Beteiligung von Kalifeldspat, welcher häufig in besonderer Größe einsprenglingsartig entwickelt ist. Diese Granite sind in der Regel sehr stark verschiefert, besitzen oft die Tracht von Augengneisen und sind meistens diaphthoritisch umgewandelt, was in starker Serizit- und Chloritbildung bezeichnend hervortritt. Von der ursprünglichen Erstarrungsstruktur sind nur selten noch Reste erhalten. Die Struktur wird in den meisten Typen bezeichnet durch eine intensive postkristalline, hauptsächlich rupturale Deformation. Rückschreitende Metamorphose und Tektonisierung wandeln diese Granite schließlich in Muskovitglimmerschiefer und Serizit-schiefer als letztes Endglied um.

Als typische Vertreter gehören zu dieser Abteilung eine Anzahl der größten granitischen Massen von Westtirol, so jene der Münstertaler Gneismasse des Glockturmstockes, der Aifenspitze, der Birkkogelmasse und zahlreiche andere. Auch den Biotitaugengneis des Tschigot bei Meran, der beträchtlich basischer ist als die eben genannten, möchte ich noch dazu stellen.

Die meisten derselben sind Zweiglimmergneise. Am anderen Ende der Reihe stehen reine Muskovitgranite, wie z. B. jene von Avigna in der Münstertalermasse.

Sie leiten über zu einer sehr verbreiteten Schar von Ganggesteinen, nämlich den Pegmatiten, Apliten und Quarzgangen, welche ich größtenteils in denselben Abschnitt der Intrusionen stellen möchte wie die Granite. Im Martellergranitstock ist ein Massiv von Muskovitgranitgneis unmittelbar verbunden mit einem Umkreis von pegmatitischen Gangbildungen.

Im übrigen aber ist der Verbreitungsbereich der Pegmatite ein ganz selbständiger gegenüber jenen Granitmassiven: Die Pegmatitbildung ist fast ganz auf die Zone Tonale—Martell—Ultentaleralpen—Pens und den Matscherkamm beschränkt; die Granitgneismassen im Norden und Nordwesten werden nur ausnahmsweise von untergeordneten derartigen Gängen begleitet.

Die Pegmatite haben weit mehr als die Granite dieser Gruppe noch ihre Erstarrungsstruktur bewahrt, doch trifft man auch unter ihnen viele verschieferte Gänge und besonders besitzen die mächtigen Lagermassen, wie jene im Martelltal Gneisstruktur, andere am Ultenerkamm sind in Augengneis unter starker Kataklyse umgeformt worden.

Von dieser ersten Gruppe granitischer Gesteine hebt sich eine zweite durch ihre stärker basische Zusammensetzung ab, ausgedrückt in dem Vorherrschen der Plagioklasse unter den Feldspäten und durch die große Menge der dunklen Bestandteile, unter welchen auch Hornblende als wesentlicher Bestandteil erscheint. Strukturell unterscheiden sie sich durch das Fehlen jener starken nachkristallinen Deformation und Diaphthorese; sie sind parallel texturiert, seltener richtungslos körnig. Bei der Umkristallisation, welche sie nach ihrer Erstarrung noch erfahren haben, trat ein Zerfall der ursprünglichen Mineralkörner, besonders des Feldspates, aber auch bei Quarz und Glimmer, in Aggregate kleinerer Körner ein und Ausbildung inverser Zonenstruktur der Feldspäte. Später sind sie, von engbegrenzten örtlichen Störungszonen abgesehen, keiner stärkeren Durchbewegung mehr unterworfen worden.

Sie stehen nach Mineralbestand und Struktur manchen Arten der Tauern-Zentralgneise sehr nahe.

Hierher gehören die Granodiorite des Acherkogel und der Engelwand im Ötztal, der Tonalitgneis von Langtaufers, die granodioritischen Gesteine in der Münstertaler Gneismasse und der Tonalitgneis des Seekogel im Pitztal. Dagegen dürfte der Granodiorit von Gomagoi seiner Struktur zufolge eher der ersten Gruppe anzuschließen sein.

Mehr strukturell als inhaltlich gliedern sich den obigen Gesteinen ferner eine Reihe von Biotitgranitgneisen an, wie jene des Schweikert, der Rofelewand und Kuppkarlesspitz im Kaunertal, des Hauerkogel im Ötztal und ferner solche in den Ortleralpen wie der Granit der C. Verdignana und des Mt. Polinar bei Rabbi. Sie führen Kalifeldspat in beträchtlicher Menge und Biotit als Glimmer, sind manchmal mit einer hornblendehaltigen Randzone umgeben und besitzen ähnliche Struktur wie die Granodiorite. Wie enge diese Gesteinsarten manchmal miteinander verbunden sind, zeigt das Granitmassiv der Watzespitze im Kaunergrat, welches aus einem Biotitgranitgneis besteht, der teilweise großporphyrisch ist (Augengneis) und beiderseits von Tonalit begleitet wird.

SANDER¹⁾ unterscheidet zwei Ordnungen saurer Intrusionen in den Tiroler Zentralalpen, von denen die eine den hier als erste Gruppe aufgeführten Gesteinen entspricht und im Altkristallin ihre Hauptverbreitung besitzt, nach SANDER aber auch in dem Zentralgneis der Hohen Tauern Vertreter hat, während die andere, jüngere Ordnung als tonalitisch-granitische Gesteine ihre Hauptentwicklung in den Tauern findet, aber auch im Altkristallin auftritt: Letzteres in Gestalt der oben als zweite Gruppe zusammengestellten granodioritischen bis tonalitischen Typen.

Nach SANDER gehören dazu vielleicht auch Äquivalente der periadriatischen Massen, welche aber infolge anderen tektonischen Schicksals andere Form als jene angenommen haben.

Eine gesonderte Stellung nimmt der Granit des Winnebachs im Ötztal ein, welchen ich als dritte Gruppe heraushebe²⁾.

Er unterscheidet sich von vorstehend aufgeführten dadurch, daß er während und nach seiner Erstarrung keine umfassende Durchbewegung erlitten hat, sowie durch die Art seiner Lagerung.

Während die anderen Granite lagerförmig oder lakkolithisch gestaltet sind, durchbricht dieser stockförmig die Schiefergneise und breitet sich in Form einer feinen Durchdringung in den stark aufgeblättern und wohl auch aufgeschmolzenen Schiefen aus, wobei er zahllose Fragmente derselben einschließt. Es ergaben sich dabei Migmatite, welche jede deutliche Abgrenzung unmöglich machen.

Inhaltlich ist er ein Biotitgranit, welcher dadurch ausgezeichnet ist, daß er Cordierit (Pinit) enthält, was wohl mit der Vermengung mit den Schiefen ursächlich zusammenhängt. Seinem Chemismus nach steht er manchen Biotitaugengneisen nahe, z. B. Tschigot, unterscheidet sich aber durch einen auffallend niederen Gehalt an CaO von ihnen.

Mit der Gruppe der Granodiorite hat der Winnebachgranit die Umwandlung der Feldspate in Haufwerke kleinster Körner gemeinsam, während der Quarz hier diesen Zerfall nicht, der Glimmer nur in beschränktem Ausmaße erlitten hat.

Der Granit erscheint im Handstück feinkörnig und vollkommen richtunglos struiert, es hält aber schwer, größere Blöcke zu finden, welche nicht

¹⁾ Jahrb. d. geol. B. A. 1921, S. 177 u. f.

²⁾ Eine eingehende Beschreibung desselben wird an anderer Stelle gegeben werden.

Einschlüsse von Schieferbruchstücken enthalten oder alle möglichen Mischungsverhältnisse mit Schiefen aufweisen. Die feine Aufblätterung der Schiefer entlang den dünnen Glimmerlagen ohne starke Verbiegung oder Zerstörung derselben läßt, neben dem Mangel einer Paralleltexur im Granit darauf schließen, daß die Intrusion nicht von einer starken tektonischen Durchbewegung begleitet war; aber auch nachträglich hat keine solche die Gesteinsmasse mehr erfaßt. Er ist demnach die jüngste der granitischen Intrusivmassen der Öztalalpen Gruppe.

Der Winnebachgranit besitzt eine eigene Gangfolge von sauren und basischen Ganggesteinen; einerseits Aplite und Pegmatite, welche die randlichen Teile des granitisierten Bereichs vielfach durchdringen, andererseits einige diabasische und diabasporphyritische Gänge, welche im mittleren Teil aufbrechen.

Eine kleinere Granitmasse ähnlicher Art wie jene im Winnebachtal kommt südlich des Sulztals, im Sulzkar und an der Muschenschneid zutage.

Der von OHNESORGE beschriebene Cordieritgranit im Inzingertal (Schloßkopf) weist, bei durchweg bedeutenderer Korngröße, gleichfalls den Zerfall der größeren z. T. als Einsprenglinge entwickelten Feldspäte (Kalifeldspat) in Körneraggregate auf, hat zum Teil aber auch schon eine Vergneisung durchgemacht. Auch der Granit der Muschenschneid besitzt teilweise Paralleltexur.

Den ursprünglichen Mineralbestand und die erste Erstarrungsstruktur besitzt unversehrt im Bereich der Öztaleralpen nur mehr der Iffinger-Brixenergranit — der Vertreter der periadriatischen Granitmassen — abgesehen von seiner rupturrell deformierten Randzone. Auf das Alter der anderen Granite bzw. Granitgneise der Westtiroler Zentralalpen läßt sich daraus kein direkter Schluß ziehen, da gleichalte Gesteine verschiedener Gebirgszonen dem ungleichen Entwicklungsgang der Zonen entsprechend andere Tracht annehmen werden.

Die hier versuchte Ordnung der Intrusivmassen nach den aus ihrer Struktur und ihrem Mineralbestand abzulesenden Schicksalen ist zunächst nur im Umkreis einer geologischen Einheit anwendbar. Zum Vergleich mit anderen Gebirgstteilen müssen dann weitere geologische Momente herangezogen werden.

Wenn man die Albitknotenbildung als magmatisch auffaßt, so wäre sie in die Intrusionsphase des Winnebachgranits einzureihen, weil sie in der Regel posttektonisch ist. Manchmal ist aber auch Gleichzeitigkeit mit der Durchbewegung ersichtlich, wogegen ich verlegte Reliktstrukturen, wie sie SANDER von den Tauernalbitschiefern als Zeichen para- bis postkristalliner Bewegung beschreibt, in den Öztalalpen Albitschiefern bisher nicht aufgefunden habe. —

Die Einordnung der zahlreichen Ganggesteine nach dem Alter und in die einzelnen Intrusionsphasen ist noch größtenteils unsicher.

Als zur Gruppe der alten, sauren Intrusivmassen gehörig wurde bereits oben die Hauptgruppe der Pegmatite aufgezählt. Jünger als sie ist die Gruppe porphyritischer Ganggesteine der nordöstlichen Ultenen Alpen, welche gewöhnlich als Gangfolge des Brixener Granits aufgefaßt werden, insoweit der Durchbruch des Töllitgangs bei Bad Egart durch einen Pegmatitgang als Beleg für die ganze Gruppe eingesetzt werden kann. Das vorpermische Alter des Granits ließe auf ein ähnlich hohes Alter der Gänge schließen, doch ist über die Größe des Zeitintervalls zwischen Großintrusion und Gangfolge hier wie auch anderswärts nichts bekannt. Das Auftreten dieser Porphyrite könnte auch einem Wiederaufleben des magmatischen Vorstoßes an der Judikarielinie zur Zeit der postrhätischen Adamellointrusion entsprechen.

Sicher jugendlich sind die Ortlerite und Suldenite in der Ortlergruppe, welche die Triasdolomite nach ihrer Auffaltung durchdrungen haben, also mindestens postjurassisch sind (Gänge an der Königsspitze).

Von der großen Gangschar im Rojen- und Langtaufertal, welche diabasische und granitporphyrische Gesteinsarten umfaßt, kann hinsichtlich des Alters nur gesagt werden, daß sie älter sind als die Überschiebung des Öztaler Kristallin auf die Unterengadiner Dolomiten — oder höchstens gleichalt, wenn man den Vorschub der Öztaler als mehrteilig annimmt¹⁾.

Ebenso sind die zahlreichen Diabasgänge, welche nahe dem Rand der Öztaler gegen die Bündnerschiefer des Oberinntals auftreten und vereinzelt auch sonst in den nördlichen Öztaleralpen dort und da vorkommen, wahrscheinlich älter als der Vorschub des Kristallin auf die Bündner Kreide. Für eine Zuordnung zu bestimmten Intrusionsphasen fehlen Anhaltspunkte.

Die Glieder aller dieser Gangscharen haben im allgemeinen ihre primäre Erstarrungsstruktur und ihren Mineralbestand bewahrt (mit Ausnahme der Pegmatite) und sind nur dort, wo sie von jüngeren Störungszonen betroffen wurden, verschiefert, so besonders jene im obersten Langtaufers. Am öftesten begegnet man bei den Diabasgängen im Nordteil der Öztaler verschieferten und stark umgewandelten Vertretern, was zum Teil in der solchen Vorgängen mehr zugänglichen Gesteinsart seine Ursache haben mag. Im übrigen zeigen aber die den vorpermischen Brixener Granit begleitenden Gänge gleich jugendliches Aussehen wie die posttriadischen „Paläoandesite“ (STACHE) der Ortlergruppe. Dies kann einerseits darauf zurückgehen, daß sich Gangbildungen leichter der Einwirkung tektonischer Vorgänge entziehen als die großen Granitmassen, läßt andererseits zusammen mit der Tektonik darauf schließen, daß das Aufdringen der Ganggesteine (mit Ausnahme der Pegmatite) erst einsetzt nach Abschluß aller der oben aufgeführten granitischen Massenförderungen.

Als eine letzte, wieder durch ein großes Zeitintervall von den vorausgehenden getrennte Magmaförderung ist schließlich noch der Bimsstein von Köfels im Öztal aufzuführen, dessen Magma in postglazialer Zeit noch die Oberfläche erreicht hat.

Wenn wir die aus der Struktur abgeleiteten Bewegungsphasen mit den magmatischen Vorgängen in Beziehung zu bringen suchen, läßt sich folgende Reihenfolge ableiten, welche aber keineswegs eine vollständige tektonische Geschichte des Gebiets enthält, da Spuren älterer Phasen von den jüngeren ganz zerstört sein können.

Wir haben die ursprünglichen Sedimente in Form eines Komplexes von Gneis und Glimmerschiefer vor uns mit Spuren einer dieser Kristallisation vorausgegangenen Durchbewegung, die z. B. in manchen Amphiboliten als eine solche von beträchtlicher Stärke erkennbar ist. Vielleicht läßt sich die langgestreckte Lagerform vieler Granitgneise durch eine Steilstellung der intrudierten Schichtfolgen vor der Intrusion und ein lagergangartiges Eindringen des Magmas erklären. Andere Granite zeigen aber eine deutliche lakkolithische Form. Die Granite durchdringen den Gneis und steigen bis in den darüberliegenden Phyllit auf (Laasergruppe) beziehungsweise breiten sich an der Grenze beider lagerförmig aus.

Im südlichen Teil des Gebietes folgt eine weitverbreitete, starke Durchdringung mit pneumatolytischen Gangbildungen (Pegmatite).

Die Transgression des Verrucano über Granitmassive und pegmatitisierte Schiefergneise verweist diese Vorgänge in vorpermische Zeit.

¹⁾ Siehe Verhandl. d. geol. Reichsanstalt 1912, S. 147.

Die Laaser Staurolithglimmerschiefer verlieren gegen Osten, wo sie bei gleichzeitiger starker Durchschwärmung mit Pegmatiten in Biotitgneise übergehen, ihren Staurolithgehalt, während dieser in den pegmatitarmen oder freien Bereichen am besten entfaltet ist (z. B. Pedertal). Auch die stärkstens injizierte Tonaleschiefer, welche vielleicht den Laasern gleichzustellen sind, führen keinen Staurolith. Die Bildung der Porphyroblasten von Staurolith erscheint demnach älter als die Pegmatitphase¹⁾ zu sein.

Der gefaltete Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitkomplex mit den Graniten wird dann in einer jüngeren Phase von großen, gebirgsbildenden Bewegungen erfaßt, durch welche große Bereiche der Paragneise phyllonitisiert werden unter rückschreitender Metamorphose, ebenso die sauren granitischen Massen in Augengneise und manchenorts zu Serizitschiefern umgewandelt werden. Dieser Epoche dürfte auch die Aufschiebung der Glimmerschiefer auf dem Matscherkamm angehören, deren zahlreiche Pegmatitgänge nicht in den darunterliegenden Phyllitgneis hinabreichen.

Die granodioritischen Gesteine (Acherkogel usw.) sind von dieser Durcharbeitung nicht erfaßt worden. Sie können in jene, nach SANDER, ebenfalls jüngere Intrusionsphase eingeordnet werden, in welcher die Hauptmasse der Tauerngneise auftritt und in welcher die Tauernkristallisation die Schieferhülle umwandelt. Die der unteren Schieferhülle gleichzustellenden Gesteine des Schneebergerzuges sind nach SANDER schon vor der jüngeren Phase dem Altkristallin aufgelagert gewesen und dann tauernkristallin geworden, wobei die Granitnähe für den Grad der Metamorphose in den verschiedenen Gebieten maßgebend war. Es müssen also auch in dem basalen Altkristallin die Agentien der Tauernkristallisation ihre Spuren zurückgelassen haben: also solche können der posttektonische Charakter der Kristallisation in den mittleren und nördlichen Öztaleralpen und die Albitbildung aufgefaßt werden. Das Vorkommen der letzteren ist von dem südlich am Schneebergerzug angrenzenden Altkristallin bekannt und von den Gegenden westlich desselben; von seinem Nordrand fehlen mir noch die Beobachtungen.

Von den Granodioriten befindet sich jener von Langtaufers am Rand des westlichen Albitisierungsbereiches, die anderen liegen weit abseits im Norden.

Das Vorkommen nachkristallin deformierten Altkristallins der Öztaler als Gerölle in der Gosaukreide des Muttekopfs verweist obige Vorgänge der jüngeren Phase in die vorgosauische Zeit, wie auch die Tauernkristallisation von SANDER als in der Zeit Jura bis Kreide hauptsächlich wirksam bezeichnet wird. Auch die Überkipfung der Schneebergermulde gegen Süden muß noch in diese Zeit verlegt werden, weil sie noch unter Fortdauer der Tauernkristallisation erfolgte.

Der Widerstreit zwischen dieser südwärts gerichteten Bewegung und der gegen Nord erfolgten Aufschiebung am Matscherkamm löst sich durch die Annahme einer zeitlichen Verschiedenheit beider Vorgänge. Die Matscher Überschiebung hat ihr Analogon in der von SANDER als Speikbodendecke beschriebenen Überschiebung von Altkristallin auf Kalkphyllit südlich der Tauern. Er nimmt auch eine gleichfalls nördlich gerichtete ältere Faltung im Schneebergerzug an.

Die granodioritischen und tonalitischen Intrusionen verteilen sich wahrscheinlich auch auf mehrere Zeitabschnitte. Im Süden der Zentralkette erstreckte sich das Auftreten der periadriatischen Massen vom Paläozoikum bis in nachtriadische Zeit. Die Intrusionen im Zentralkamm sind zum Teil mit ihnen gleichgeordnet, so die Tauernzentralgneise teilweise mit dem Brixenergranit und in weiterer Analogie damit können auch Granodiorite aus der

¹⁾ Nach SANDER ist sie auch älter als die Tauernkristallisation, welche die Staurolithfazies auslöscht oder Mischtypen mit ihr bildet.

Öztalerguppe zeitlich gleichgestellt sein. Für eine genauere Zuordnung fehlen aber die Anhaltspunkte, insbesondere ob schon die Granodiorite des Acherkogel und der Engelwand oder der als letzter anzureihende Winnebachgranit dem Brixenergranit dem Alter nach gleichzustellen wäre.

Als letzte tektonische Phase ergibt sich der Vorschub der Öztaler Masse gegen Westen und Nordwesten. Er erscheint als einheitliche Bewegung der ganzen Scholle nach Abschluß der Phyllonitisierung der Gneise und nach dem Eindringen der Diabasgänge. Diese dritte Bewegungsphase ist nachgosaunisch, sofern die aus PAULCKES Fossilfund abgeleitete Beteiligung tertiärer Schichten an der Schichtfolge der Bündnerschiefer zu Recht besteht.

Literatur.

- F. BECKE, Intrusivgesteine der Ostalpen. *Tschermaks Min. Mitt.*, XXXI. Bd., Heft 4—5.
- , Stoffwanderung bei der Metamorphose. *Tscherm. Min. Mitt.*, XXXVI. Bd., Heft 1.
- , Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus den Zentralalpen. *Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien*, 75. Bd.
- V. GOLDSCHMIDT, Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Videnskabselskabets-Skrifter, math.-nat. Kl.*, 1920, Nr. 10.
- W. HAMMER, Geologische Spezialkarte von Österreich: Blatt Tonale, Glurns-Ortler, Nauders, Landeck und Erläuterungen zu denselben.
- , Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Verlag Borntraeger, Berlin 1922.
- , Über die granitische Lagermasse des Acherkogel im Ötztal. *Verhandl. d. geol. B. A.* 1921.
- , Beschreibung der Laasergruppe. *Jahrbuch d. geol. R.-A.* 1906.
- W. HAMMER und JOHN, Augengneise aus dem oberen Vintschgau. *Jahrbuch d. geol. R.-A.* 1909.
- W. HAMMER und SCHUBERT, Tonalitgneise des Langtaufers. *Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. Wien*, 126. Bd.
- A. LACROIX, Les granites des Pyrénées et ses phénomènes du contact. *Bull. de serv. d. l. carte géol. d. l. France*, X. Bd. und XI. Bd., 1899—1900.
- TH. OHNESORGE, Die vorderen Kühtaierberge. *Verh. d. geol. R.-A.* 1905.
- BR. SANDBER, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. *Jahrb. d. geol. R.-A.* 1914.
- , Aufnahmebericht über Blatt Sterzing-Franzensfeste. *Verhandl.* 1914.
- , Tektonik des Schneebergerzuges. *Jahrbuch d. geol. St.-A.* 1920.
- , Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. *Jahrbuch d. geol. St.-A.* 1920.
- , Zur Geologie der Zentralalpen. *Jahrbuch d. geol. B.-A.* 1921.