

Erläuterungen

zur

Geologischen Karte  
Meran-Brixen

Von

*Bruno Sander*

Mit Beiträgen von

*Wilhelm Hammer*



## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	3
Einleitung . . . . .	5
<b>I. Gebiet des Brixner Quarzphyllits . . . . .</b>	<b>9</b>
Quarzphyllit (fc) . . . . .	10
Kontaktfazies des Brixner Quarzphyllits (fq) . . . . .	11
Gneise und Glimmerschiefer im Quarzphyllit (pgn) . . . . .	11
Granitit ( $\gamma$ ) und Tonalit ( $\tau$ ) . . . . .	12
Quarzglimmerporphyrite ( $\pi^2$ ) auf Blatt Meran . . . . .	15
Basische Massengesteine (Diorite bis Norite) und ihre porphyritischen Gänge ( $\delta$ ) . . . . .	16
Diorit- bis Diabasporphyrite . . . . .	16
Diorite bis Gabbros der Gruppe Klausen . . . . .	16
Augitporphyre (p, $\rho^1$ ) . . . . .	17
Perm p, $p_1$ , $p_2$ ) . . . . .	17
Quarzporphyr ( $\pi^1$ ) auf Blatt Meran . . . . .	18
Trias in Dolomitenfazies (wf, as, $ld_1$ , $ld_2$ ) auf Blatt Brixen . . . . .	18
<b>II. Gneiszone Meran—Mauls—Bruneck . . . . .</b>	<b>19</b>
<b>A. Zone II auf Blatt Meran . . . . .</b>	<b>20</b>
Paragneise und Glimmerschiefer, deren nachkristalline tektonische Fazies; Arterite (pgn, msc) (H a m m e r)	20
Mineralreiche Glimmerschiefer (Granat, Staurolith, Disthen) (msc) (H a m m e r, S a n d e r)	24
Amphibolite und Hornblendeschiefer, Grünschiefer ( $\alpha$ ) (H a m m e r)	26
Gabbroamphibolit vom Weißhorn im Pensertal ( $\alpha$ ) . . . . .	27
Tonalit-Tektonite (unter $\tau$ ) . . . . .	28
Biotitgranitgneis (gg); Augengneis (go); Aplite und Pegmatite (ogn) (H a m m e r)	28
Biotitgranitgneis (gg) (H a m m e r)	29
Basische Gänge ( $\delta$ ) (H a m m e r)	30
<b>B. Zone II auf Blatt Brixen . . . . .</b>	<b>31</b>
Paragneis, Glimmerschiefer, Arterite; Tektonite dieser Gesteine (Phyllitgneis) (pgn)	31
Saure Massen (ogn) und Augengneis (go)	31
<b>C. Zone II auf Blatt Brixen und Meran . . . . .</b>	<b>32</b>
Perm, Trias etc. (v, q, wgn, t)	32
<b>III. Tauerngneise und ihre Schieferhüllen . . . . .</b>	<b>34</b>
Tauerngneise (gn) . . . . .	34
Untere Schieferhülle (sch) (cd) (q) . . . . .	37
Paragneise der Tauerngneise . . . . .	38
Greinerschiefer (sch) . . . . .	40
Quarzite (q) . . . . .	41
Kalke und Dolomite (cd) . . . . .	41
Obere Schieferhülle . . . . .	42

	Seite
Kalkige und tonige Phyllite (Kalkphyllite) (sc) . . . . .	43
Grünschiefer ( $\alpha$ ), Serpentin, Talk ( $\sigma$ ) . . . . .	44
Allgemeines . . . . .	44
IV. Schneeberger Gesteinszug . . . . .	46
V. Stubai er Kristallin, Tribulaunmesozoikum . . . . .	47
Paragneise, Glimmerschiefer, Arterite (pgn); Orthogneise (ogn)	47
Metamorphe Glimmersandsteine und Konglomerate (pp) . . . . .	48
Trias (r) (n) (rb) . . . . .	48
VI. Kristallin über dem Tribulaundolomit (sch + fc) . . . . .	49
VII. Diluvium, Alluvium, Oberflächengestaltung . . . . .	50
Moränen in situ und umgeschwemmt (mo) (Sander, Hammer)	50
Ältere Flußschotter, Terrassenschotter (at) (Sander, Hammer)	53
Lokale Schuttbildungen (große Schuttkegel, Muren, Bergstürze (f) (Sander, Hammer) . . . . .	54
Oberflächengestaltung . . . . .	56
VIII. Nutzbare Ablagerungen . . . . .	59
IX. Erste Übersicht der erschlossenen und in den Profilen zu Blatt Meran und Brixen dargestellten Tektonik . . . . .	61
X. Zur petrographisch-tektonischen Synthese . . . . .	68
Aufgeschlossene Tektonik letzter Prägung . . . . .	69
Schwierigkeiten für Synthesen metamorpher Gebiete . . . . .	71
Vortektonische Gesteinsfolgen . . . . .	74
Kristallisationen und Deformationen . . . . .	79
Stellung des Schneeberger Zuges . . . . .	86
XI. Tektonische Einzelheiten . . . . .	91
Pflerschtal . . . . .	91
Sterzing . . . . .	93
Brenner . . . . .	93
Rensenzone . . . . .	94
Jaufen . . . . .	94
Schneeberger Zug . . . . .	94
Serie L . . . . .	94
XII. Bemerkungen zur Literatur der Synthese im Bereich der Blätter . . . . .	95
Zu Termier . . . . .	95
Zu Staub . . . . .	98
Zu Kober . . . . .	102
Legende für die Blätter Brixen und Meran des italienischen Kartenwerkes 1: 100.000 . . . . .	105
Literaturverzeichnis . . . . .	107
Übersichtskarte und Übersichtsprofile	

## Vorwort.

Die Gebiete, welche hier anlässlich des Druckes der im Titel genannten geologischen Karten 1:100.000 zusammenfassend behandelt werden, wurden 1905—1914 geologisch neu aufgenommen, 1921 (Brixen) und 1922 (Meran) ergänzend revidiert. Die druckfertigen Kartenblätter wurden 1922 der Sezione Geologica des R. Ufficio Idrografico, Direktor Professor Dr. Giorgio Dal Piaz, mit Erläuterungen und Übersichtsprofilen zur vereinbarten sofortigen Drucklegung übergeben. Letztere kam 1925 zum Abschluß, nachdem bereits 1924 auf der Tagung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Innsbruck Korrekturabzüge vorgelegt worden waren.

Während der mehrjährigen Verzögerung des Druckes hat der an ein für die Alpengeologie so aktuelles Areal gebundene Fragenkomplex Verschiebungen sowie Bereicherungen an Fragen und Antworten erfahren gegenüber der 1921 und 22 in den italienischen Erläuterungen für weitere (namentlich auch technischen) Kreise gegebenen Darstellung, für deren Übertragung in die italienische Sprache ich mich übrigens — angesichts der besonderen Schwierigkeiten, einen vielfach neugebildeten in lebendigem Fluß befindlichen Begriffs- und Wortschatz ins Italienische zu übertragen — neben der dankenswerten Übersetzung durch Herrn Dr. S. Vardabasso nur nach Maßgabe meiner Italienischkenntnisse verantwortlich fühlen kann. In solchen Hinsichten sollen diese gegenüber der italienischen Ausgabe sehr erweiterten Erläuterungen ergänzend wirken.

Gewiß bezeichnet auch die nun vorliegende Darstellung im Wandel der Fragestellung, im Hinblick auf — teilweise des Maßstabes 1: 100.000 halber unterdrückte, teilweise erst zu erhebende — Einzelheiten und endlich angesichts der Notwendigkeit, wesentliche Züge der Stratigraphie, der tektonischen Seriengliederung und der Sekundärfazies vorläufig auf einer Karte zu vereinigen, nur eine, nicht einmal die einzig mögliche, Zusammenfassung, welcher andere, zunächst etwa die Darstellung des Tauernwestendes in einheitlichem Maßstabe folgen müssen, vorausgesetzt, daß wissenschaftliche Interessen nicht einem politischen Grenzverlauf endgiltig zum Opfer fallen. Wenn letzteres mit Ausnahme der erwähnten Verzögerung des Druckes und ihrer der Sache nicht günstigen Folgen früher nicht der Fall war, so hat das der Benützer der Karten dem Umstande zu verdanken, daß das Ufficio Idrografico nach behördlichem Einvernehmen die bis 1914 geleistete Arbeit unentgeltlich, aber mit Wahrung der wissenschaftlichen Autorschaft zum Druck übernahm und deren Abrundung für die Blatteinteilung 1: 100.000 1921 und 22 durch Reisediäten ermöglichte. In diesem Sinne habe ich auch Herrn Geologen Dr. G. B. T r e n e r, bei dem ich zunächst Interesse für die geologischen Aufnahmen südlich des Brenners vorfand, ferner namentlich Herrn Direktor Professor D a l P i a z Padova und für manche Mühewaltung Herrn Dr. S. V a r d a b a s s o zu danken.

Demjenigen, der künftig eigene Mitarbeit in diesen Gebieten ernst genommen sehen will, können diese Erläuterungen keineswegs das Eingehen in frühere Publikationen ersparen. Denn die Erläuterungen sind kurz gehalten, wo solche Publikationen vorliegen, also etwa mit Ausnahme der Beiträge H a m m e r s.

---

## Einleitung.

---

Gegenüber manchen Vorteilen getrennter Besprechung wird im Folgenden doch eine gemeinsame Besprechung der beiden Blätter Brixen und Meran vorgezogen, um viele Wiederholungen zu vermeiden.

Die geologische Kenntnis beider Gebiete war vor der Neuaufnahme in erster Linie durch Friedrich Teller von der Geologischen Reichsanstalt in Wien angebahnt. Becke, Weinschenk, bei Meran auch Grubenmann, für das Enneberger Gebiet Moysisovic, für die nachtertiären Gebilde neuerdings Klebelsberg, für die Wende in der tektonischen Fragestellung Termier sind sodann zu nennen. Meine Neuaufnahme 1:25.000 habe ich in den Jahren 1905—14 durchgeführt, zuletzt (1913/14) als Sektionsgeologe der geologischen Reichsanstalt und in dem bereits erwähnten Sinne 1921 und 1922 ergänzt. Ein Drittel von Blatt Meran, nämlich die altkristallinen Areale des Passeier und Vinschgau, wurde von Hammer 1922 bearbeitet. Was die neueren tektonischen und petrographischen Begriffe anlangt, welche bei diesen Arbeiten entstanden und sie begleiteten, so können sie hier nur in den notwendigsten Umrissen angeführt werden; im übrigen sind sie durch das Literaturverzeichnis zugänglich. Wenngleich übrigens die Karte einige Anpassungen an diese Begriffe ersehen läßt — wie die Einführung der Tektonite und die Bezugnahme auf das Zeitverhältnis von Durchbewegung und Kristallisation einzelner

## 6

Minerale — so weiß ich doch selbst vielleicht ebenso gut, wie etwaige krittelnde Nacharbeiter, wie viel zu einer restlosen petrographisch-tektonischen Analyse der Areale gerade in dem von mir eingeführten Sinne noch fehlt, seit Krieg und Nachkriegszeit das Arbeitsprogramm gebrochen haben.

Die großen geologischen Einheiten auf den Blättern unterscheiden wir nicht nur nach der primären Verschiedenheit des Gesteinsmaterials in Alter und Fazies, sondern mehr nach dem jeder solchen Einheit gemeinsamen tektonisch-petrographischen Schicksal, welches zur Ausbildung der Sekundärfazies führte und eben aus diesen mehr oder weniger deuten läßt, welche Rolle diese Einheit in der Gebirgsbildung spielte. Anlässlich verschiedenartiger tektonischer Vorgänge wurden fast alle Gesteinskörper unserer Blätter bewegt und umgeformt. Die Gesteinstteile, welche sich hiebei gegen einander verschoben, waren entweder große Körper (siehe z. B. die Oberflächentektonik en bloc am Nordrand der Dolomiten, im Enneberg oder am Nordrand des Brixener Granits) oder Bruchstücke verschiedenster Größe (z. B. in der letztgenannten Zermalmungszone). Oder es geht die zur Deformation des Ganzen korrelierte Teilbewegung bis zur Verschiebung und Deformation der Körner im Kleingefüge und bis zur Teilbewegung in Lösung. Die weitaus meisten Gesteine der Blätter Meran und Brixen sind *Tektonite*, d. h. Gesteine mit deutlichen Zeichen von Teilbewegungen, welche sich zu Deformationen größeren Ausmaßes summieren lassen. Die Kristallisation der einzelnen Minerale vor, während oder nach der Durchbewegung ist im Dünnschliff ersichtlich, bestimmt vielfach auch das Aussehen der Gesteine im Handstück und ermöglicht Schlüsse auf ihre Geschichte. Die Kristallisation hängt außer vom Ausgangsmaterialie vom hydrostatischen Druck (Tiefe, Umschließung, Belastung während der Deformation) und von der kristallinen Mobilisation durch Temperatur und Mineralisatoren ab (Tiefe, Nachbarschaft von Magmen), außerdem von der Durchbewegung des Gefüges selbst (Intensität und Geschwindigkeit der Durchbewegung, Umrührwirkungen), also von tektonischen Faktoren.

Der Leitsatz für das Verständnis der meisten Gesteine unserer Gebiete heißt also wie für alle Tektonite: Unter welchen Bedingungen wurde deformiert? Diese Bedingungen und das Ausgangsmaterial bestimmen ihr Gepräge. Gleichartige tektonische Gesteinsfazies weist auf gleiche geologisch-tektonische Schicksale und der Leitsatz für das Verständnis der Tektonik heißt in durchbewegten kristallinen Gebieten demgemäß: Wie lassen sich die Gesteine kennzeichnen, wenn man das zeitliche Verhältnis zwischen Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge scharf ins Auge faßt?

Bei der Beantwortung derartiger Fragen mit Hilfe des Mikroskops haben wir auf verschiedene Gesichtspunkte Rücksicht zu nehmen, welche in den Arbeiten des allgemeinen Literaturverzeichnisses erörtert sind. Derartige Erfahrungen sind: Die Regelung des Kleingefüges zu mehr oder weniger axenparallelen Körnerscharen durch die Durchbewegung (passive Gefügeregelung), die Bedeutung vorgezeichneter Strukturen (z. B. einer Feinschichtung oder Schieferung) als Wege und Bahnen für die folgenden Differentialbewegungen, wobei solche ältere Strukturen von den Gleitungen benützt und also nicht verwischt, sondern weiter ausgearbeitet werden (Ausarbeitung älteren Gefüges); die Erfahrung, daß auch die Kristallisation bis zu einer gewissen Korngröße ältere Züge des Kleingefüges nicht zerstört, sondern abbildet (Abbildungskristallisation von Feinschichtung, Faltung, Regelung u. a. m.); endlich Erfahrungen wie, daß neugebildete Holoblasten in zeitlich trennbaren Generationen auftreten und dementsprechend Teile des älteren Kleingefüges in charakteristischen Entwicklungsstadien umschließen; daß sie häufig besonders in der besser wegsamen Schieferungs- oder Feinschichtungsfläche und am besten wieder in deren wegsamster Geraden weiterwachsen, insoferne die Bedingungen für ihre kristalline Mobilisation gegeben sind; und vieles andere mehr.

Zunächst lassen sich folgende größere Einheiten unterscheiden, deren weitere Gliederung bei Besprechung der Tektonik vorgenommen wird.

8

- I. Gebiet des Brixner Quarzphyllits;
- II. Gneiszone von Meran—Mauls—Bruneck;
- III. Tauerngneise und ihre Schieferhüllen;
- IV. Schneeberger Gesteinszug;
- V. Stubai Kristallin;
- VI. Tribulaunmesozoikum;
- VII. Steinacher Decke (zum kleinen Teil).

Jedes dieser Gebiete enthält, wenn man bei VII etwas über die Grenzen der Blätter hinausblickt, Paraschiefer unbestimmten Alters, Massengesteine, Paläozoikum und Mesozoikum.

Beide Blätter enthalten zahlreiche gleiche Ausscheidungen, wobei allerdings bisweilen die sekundäre Fazies und der Gehalt an verschiedenen Gliedern innerhalb einer gemeinsamen zusammengesetzten Serie sich ändern. Letzteres kommt in der Farberklärung der Karten und in diesen Erläuterungen zu Worte.

---

## I. Gebiet des Brixner Quarzphyllits.

Dieses Gebiet nimmt östlich von Meran den Süden der Blätter ein, ein Areal aus Quarzphyllit, demselben eingeschalteten Gneisen und Glimmerschiefern (im Westen), über denselben transgredierender Perm- und Trias-Decke (Südostecke) und zahlreichen mit dem Quarzphyllit primär verbundenen Massen, unter welchen der den Nordraum des Gebietes begrenzende Brixner Granit die wichtigste ist, und unter denen vertiefte chemisch-petrographische Studien wahrscheinlich auch die Vertretung der Gesteine von Predazzo kennen lehren werden. Weit südlich von unseren Blättern in der kristallinen Zone Pergine—Agordo liegt eine ganz ähnliche Gesteinswelt vor, deren Gneise bei Pergine mit schwacher Streckung unter die Quarzphyllite einfallen. Auf unseren Kartenblättern finden wir zu „Quarzphyllit“ gewordene Tektonite (Phyllonite von Glimmerschiefern) noch bei Luttach unter der Speickbodendecke; ferner den mit den Tribulaunkalken verfalteten, schon den obersten Schiefen des Roßkopfs beigemengten Quarzphyllit der Steinacherdecke, der vielfach ebenfalls ein nachkristalliner Phyllonit hochkristalliner Schiefer ist und im Norden der Brennergrenze mit den basischen Massen wie im Brixner Gebiet in Verbindung steht. Endlich finden wir Quarzphyllit mit der Maulser Trias eingefaltet am Weißhorn im Penser Tal (s. u.). Die wichtigsten Gesteine des Brixner Quarzphyllitgebiets sind (mit den Signaturen der Karte) die folgenden.

### Q u a r z p h y l l i t (f c).

Das Hauptgestein sind Quarzphyllite, meist durch die tektonische Durchbewegung zu alpinen „Phylliten“, besser Phylloniten gewordene nachkristalline tektonische Fazies vormesozoischer Gesteine. Das Ausgangsmaterial waren Tone und Quarzsandsteine, oft mit gleichmäßig verteilter kohlenstoffhaltiger Substanz, vielleicht bituminöse Gesteine. Demgemäß finden wir den Quarzphyllit oft als grünen bis schwarzen Kohlenstoffphyllit und -quarzit, bisweilen mit sehr stark färbenden, aber unverwertbaren Gehalten, so in den schwarzen, fossilleeren Schieferen von Afers und Schnauders am Südrand von Blatt Brixen, in Begleitung der Gneise zwischen Hundskopf und Farzellscharte und im Gehänge über Rabenstein im Penser Tale.

Sekundäre regionale Kristallisation ließ sehr oft (wie in den Tonschiefern der Schieferhülle der Tauern) Albit, Granat und Biotit neu entstehen. Granat und Biotit wurden häufig nachweislich von der tektonischen Durchbewegung im Gefüge des Gesteins bereits angetroffen und nachkristallin umgeformt. Ferner hat die Durchbewegung welche hier wie stets dem Gestein sein phyllitisches Gepräge (mit Glimmerhäuten) gab, zahlreiche taube Quarzgänge, mehr oder weniger parallel zur Schieferung umgestellt. Sehr oft erreichen Umfaltung und Phyllonitisierung nicht das Ausmaß, wie in den Phylliten der Tauern-Schieferhülle.

Das in dieser Weise bis zu seinem heutigen Aussehen fertig geprägte Gestein wurde in diesem Zustande schon von der permischen Transgression und vom Brixner Granit angetroffen und als Bruchstück aufgenommen.

Der Quarzphyllit ist karbonatfrei. Marmore fehlen fast gänzlich (Ausnahme Hundskopf bei Brixen). Die quarzitischen Lagen treten gegenüber den Tonschiefern ganz zurück, noch mehr die chloritischen. Es entsteht so ein Gesteinskomplex von flyschartiger Einförmigkeit, was in den vielen Gehängen ohne Steilstufen mit zum Ausdruck kommt.

An der Meieralpe östl. über Rabenstein im Pensertal ist dem Quarzphyllit ein gabbroider Amphibolit ( $\alpha$ ) eingelagert, welcher unverkennbar in die in anderen Arbeiten von mir zusammengefaßte Gruppe (Weißhorn im Pensertal, Tuxerjoch, Patscherkofel bei Innsbruck, Klausen usw.) gehört. Er liegt ungefähr im Streichen jener Amphibolite von Klausen, welche schon von Ohnesorge neben die Amphibolite des Patscherkofel gestellt wurden. Da jenseits des Pensertales am Weißhorn in der Maulser Gneiszone gleiche Amphibolite auftreten, und zwar in einer Zone mit anderen quarzphyllitischen und gneisigen Einschaltungen, welche ihre Analoga im Brixner Quarzphyllit haben, so ist jenes Amphibolitvorkommen östl. über Rabenstein einer der mehrfachen Hinweise darauf, daß der Brixner Quarzphyllit seinem Gesteinsmateriale nach von den nördlicheren Zonen nicht so scharf zu trennen ist, wie bisweilen geschehen.

Sowohl granitische (Brixner Granit) als dioritische (Klausen, Astjoch) Intrusionen haben unter Neubildung von Feldspaten und Biotit

Kontaktfazies des Brixner Quarzphyllits  
(f q).

erzeugt. Insbesondere ist der Südrand des Brixner Granits im größten Gegensatz zum Nordrand (auch wo dortselbst wie am Rensenspitz Primärkontakt erhalten ist) als normaler Granitkontakthof mit „Knoten-, Frucht- und Garbenschiefern“ ausgebildet (Andalusit, Cordierit, Biotit, Granat, Titanisen, Turmalin). Auch die Granitporphyrgänge (des Essenbergs usw. bei Meran-Sarnthein) haben im Quarzphyllit da und dort schwache Kontaktwirkungen erzeugt (Verfeldspaltung, Turmalinisierung).

Gneise und Glimmerschiefer im Quarzphyllit  
(p g n).

Eingeschaltet in den Brixner Quarzphyllit und mit demselben wechselnd treten mächtige Lagen von Glimmerschiefer, Paragneisen und Augengneis auf. Diese Gesteine zeigen sehr

oft Fältelung, welche sich unter dem Mikroskop als überdauert von der Kristallisation erweist (vorkristalline bis parakristalline Faltung). Bisweilen entstehen durch stärkere (noch ununtersuchte, wahrscheinlich nachkristalline) tektonische Verschieferung Phyllitgneise. Die Grenze gegen Quarzphyllit ist bald scharf, bald unscharf.

Der Vergleich mit dem Areal der Maulser Gneise ist unabweisbar: Im Areal von Brixen herrschen die Quarzphyllite und es treten die Phyllitgneise zurück, im Areal von Mauls herrschen die Phyllitgneise mit Laaser-Gesteinen und es treten die Quarzphyllite zurück. In beiden Arealen scheint mir eine vortektonische Folge Phyllitgneis (bzw. dessen Ausgangsmaterial) und daneben noch Quarzphyllit erkennbar trotz aller differenzierenden Einflüsse von Durchbewegung und Kristallisation.

Eine besonders starke Entwicklung erreichen diese Gesteine auf Blatt Meran als mächtige, mit Quarzphyllit vielfach wechselnde Lagen, was die Karte nur in den größeren Zügen zum Ausdruck bringt.

An der Radelspitze ist die Grenze zwischen Quarzphyllit und den dort porphyroiden Hälleflintgneisen gleichenden Gesteinen sehr scharf. An der Basis des Essenberges (Meran-Sarnthein) sind sie als typische, vollkommen anderen zentral-alpinen Augengneisen gleichende Augen- bis Flasergneise mächtig ausgebildet, im Sagbachtal bei Aberstickl als Klinozoisitgneis. Die Kartierung dieser Gesteine, welche eingehendes petrographisches Studium verdienen, läßt nunmehr die Tektonik schön hervortreten; so namentlich die flache Lagerung im Kamme zwischen Penser und Durnholzer Tal sowie am Essenberg. Ferner wird ersichtlich, daß die hergehörigen Gesteine, in welchen das Bergwerk von Rabenstein im Pensertale liegt, mit den Gneisen bei Klausen in streichender Verbindung stehen.

### Granitit ( $\gamma$ ) und Tonalit $\tau$ .

Unter den zahlreichen sauern und basischen Massen, welche in diesem Grundgebirge stecken, ist der Biotitgranit (bis Tonalit) von Brixen-Meran die ausgedehnteste. Das Massiv besteht aus mittel-

körnigem Biotitgranit mit auf sehr große Erstreckungen hin sehr gleichförmigem Gepräge. Aplit und Pegmatitgänge, tonalitische Schlieren und eckige Bruchstücke basischer Differentiationsprodukte finden sich da und dort. Außerdem westlich des Eisak eine schon R i c h t h o f e n bekannte Abart mit fleisch- bis ziegelrotem Orthoklas, Quarzdihexaedern und öfters reichlichem Kalzitgehalt sowohl im Kleingefüge als in Drusenräumen.

Fast überall am Südrande ist der Brixner Granit von einem Saume endogener aplitischer Kontaktfazies umgeben.

Eine Analyse des Granitits nach S c h e r e r (1866) zeigt:  $\text{SiO}_2$  69.78,  $\text{TiO}_2$  0.60,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12.79,  $\text{FeO}$  4.51,  $\text{CaO}$  2.96,  $\text{MgO}$  1.05,  $\text{KO}_2$  3.62,  $\text{Na}_2\text{O}$  2.37, Glühverlust 1.58; zusammen 99.26.

Dieses Hauptgestein führt viel automorphen Oligoklas mit basischem Kern, weniger xenomorphen Orthoklas, Biotit und Quarz. In Schlieren und basischen Ausscheidungen wird das Gestein Quarzglimmerdiorit, in großen Bestandsmassen Tonalit, namentlich im Westen, wo im Ifinger Tonalite vorwalten.

Die Verhältnisse am südlichen und am nördlichen Saum des Massivs sind gänzlich verschieden.

Am Südrand herrscht von Osten bis ins hintere Pensertal überall Primärkontakt und zwar westlich vom Eisak im Großen Kontakt mit einem konkordanten Dache. In demselben kamen in einer ersten Phase des Kontaktes aufblätternde Intrusionen des Granites und Verfeldspatung (Bändergneise!) des Quarzphyllits zustande. Eine spätere Phase ist durch das Ü b e r s i c h b r e c h e n zahlloser aplitischer Gänge und durch die Bildung gewaltiger Intrusivbreccien aus dem bereits in der ersten Phase gebildeten Schiefermaterialie bezeichnet. Die Kontaktgesteine wurden früher erwähnt.

Östlich vom Eisak aber quert der Brixner Granit häufig das Streichen des Quarzphyllits. Auch hier bezeichnen exogene und endogene Kontaktwirkung den Primärkontakt.

Dagegen herrscht am Nordsaum des Massivs nirgends unveränderter Primärkontakt (Ausnahme: turmalinisierte Schieferbrocken im Granit; Meraner Stadtgebiet; Rensentalit), sondern

tektonischer Parallelkontakt mit Bewegung in der Kontaktfläche und in Parallellflächen. Und es lassen sich zwei Arten der tektonischen Deformation unterscheiden. Die erste ist wesentlich Überschiebung gegen N mit Ausbildung tektonisch wiederholter paralleler Lagen von Granit, Tonalit und Laaser Gesteinen. Diese Bewegung hat alle etwa vorhandenen intrusiven Quergriffe verwischt und zu einer auf Blatt Brixen fast restlosen tektonischen Durchschieferung der Gesteine am Nordsaum des Brixner Granits geführt, unter Bedingungen, welche stellenweise noch Umkristallisation (manche Tonalitgneise) gestatteten.

Auf diese erste tektonische Phase mit Auswalzung und ganz lokaler Rekristallisation der Tonalite nördlich vom Brixner Granit, folgte eine zweite tektonische Phase, welche sowohl den Granit als namentlich die Tonalite zertrümmerte und oft staubfein zermalmte, ohne daß auch nur eine Zementation durch Quarz oder Kalzit nachträglich erfolgte: Ein breiter Gürtel zermalmter Gesteine umgibt entsprechend dem Einbrechen des Massivs in seine nach N überfahrene Unterlage und der da und dort deutlichen Rücküberfaltung und -Überschiebung dieser Unterlage gegen S (über den Granit) den Nordrand des Brixner Granites.

Dennoch gibt es eine Stelle, wo intrusiver Primärkontakt des Brixner Granits mit den Laaser Gesteinen der Maulser Zone erhalten ist. Nicht unmittelbar am N-Rande des Massivs, aber am N-Rande des ebenfalls aus Brixner Granit und Tonalit bestehenden kleinen Granitmassivs (zwischen Rensenspitze und Gaisjoch), welches, wie mir scheint, am besten als tektonisch abgegliedertes Fragment vom Nordrande des Brixner Massivs aufzufassen ist. So wird es auf Blatt Brixen durch den Rensengranit deutlich, daß die Granite und Tonalite nicht nur mit dem Quarzphyllit, sondern auch mit dem Phyllitgneis, und zwar mit den Gesteinen, die ich als „Laaser Gesteine“ auffasse, in primären Kontakt treten und insoferne nicht dinarisches Land gegenüber alpinem kennzeichnen können.

Auf Blatt Meran besteht am Nordrand des Granits und Tonalits tektonisch verschliffener Primärkontakt mit den Laaser

Gesteinen. Der Bruch mit Gesteinszermalmung, welcher den Nordrand auf Blatt Brixen begleitet, ist auf Blatt Meran nur am Südrand des Granits ausgebildet, wo stellenweise (Felderbach bei Aberstickl) der Granit mit Mylonitbildung gegen S auf den Quarzphyllit geschoben ist. Diese tektonische Grenze zwischen Granit und Quarzphyllit am Südrand des Massivs besteht von Meran bis ins hintere Pensertal.

### Quarzglimmerporphyrite ( $\pi^2$ ) auf Blatt Meran.

Auf Blatt Meran spielen eine weit wichtigere Rolle als die wenigen Diorit- und Diabasporphyrite die granit-porphyrischen Gänge (meist Lagergänge) des Essenbergs bei Sarnthein. Sie zeigen meist graue bis ziegelrote Farbe, bis erbsengroße Porphy Quarze und etwas kleinere Glimmer- und Feldspateinsprenglinge (Orthoklase und Plagioklase nahe Oligoklas) in einer Grundmasse aus Quarz und überwiegendem Feldspat (nahe Oligoklas). Die Biotiteinsprenglinge sind häufig chloritisiert. Akzessorisch treten Titanit, Zirkon, Apatit und Pyrit auf; als Zersetzungsprodukt der Plagioklase Epidot und Muskowit. Das Gestein von der „Röth“ über Kaserwies im Sagbachtal bei Aberstickl ergab folgendes Mengenverhältnis der Bestandteile: Feldspat 64.5%, Quarz 33.5%, Glimmer 2%. Aplitische endogene Kontaktfazies zeigt neben anderen sehr deutlich das eben erwähnte Vorkommen.

Kontaktwirkungen dieser Gänge auf den Phyllit sind selten vorhanden und schwach (Feldspat und Turmalin).

Es erinnern diese Ganggesteine ebenso an den Granit wie die Tonalitporphyrite (Töllite) von der Töll bei Meran an den Tonalit des Intrusionsgebietes Bruneck-Meran. Da jedoch ein genetischer Zusammenhang nicht erwiesen ist, wurde die Bezeichnung Quarzglimmerporphyrite gewählt. An der Schartlahn bei der Leisenalm sind dem Grödnersandstein Lagen eingeschaltet, welche nur Tuffe oder eluviale Produkte dieser Gänge sein können, welche demnach permisch oder vorpermisch sind.

Basische Massengesteine (Diorite bis Norite) und ihre porphyritischen Gänge ( $\delta$ ).

Während im Gebiete der Maulser Gneise des Blattes Brixen gerade die basischen Massen fehlen und saure eine große Rolle spielen, sind im Areal des Brixner Quarzphyllits abgesehen vom Brixner Granit und den erwähnten Essenberger Gängen nur basische Gänge vorhanden. Wir unterscheiden

*Diorit- bis Diabasporphyrite.*

Häufig dunkle bis schwarze feinkörnige Gänge, welche zahlreich meist ohne jede Kontaktwirkung sowohl den Granit als den Quarzphyllit durchsetzen. Der genetische Zusammenhang dieser Gesteine mit den Massengesteinen von Klausen-Lüsen-Franzensfeste ist chemisch-petrographisch noch ununtersucht, aber durch hellere Quarzglimmerporphyrite bis Dioritporphyrite (z. B. Tils bei Brixen) wahrscheinlich. Die beim Bergbau Rabenstein im Pensertal auftretenden Diabasporphyrite verstärken die durch die Neuaufnahme zutage getretene Analogie zwischen Rabenstein und Klausen.

*Diorite bis Gabbros der Gruppe Klausen.*

Die bekannten dioritischen Intrusionen von Klausen sind (auf dem Blatt Brixen) nur in einem kleinen Stück vertreten, und zwar im Gebiete der Rungalm bei Klausen, woselbst Klausener Diorit in seiner häufigsten, ziemlich feinkörnigen Ausbildung mit dem Gneis des Quarzphyllits in Primärkontakt tritt und ähnliche Kontakterscheinungen (Biotit-Turmalin-Hornfelse) erzeugt wie die Intrusion von Lüsen. Letztere besteht aus Quarzglimmerdiorit bis Hypersthendiorit, durchwegs Quarz und Glimmer führenden Dioriten bis Noriten. Diallag und Hypersthen sind meist umgewandelt (Bastit, Uralit). Orthoklas kommt vor. Kugelige Konkretionen aus radial angeordneten Augiten fallen auf. Der Quarzphyllit ist im Kontakt lebhaft gefaltet und hat nach dieser Fältelung Mosaikgefüge und Turmalin erhalten.

Ferner tritt westlich Franzensfeste im Spilucker Tal mit teils scharfer, teils undeutlicher Abgrenzung gegen den Granit

im Granit sowohl als im Quarzphyllit ein mittelkörniger gabbroider Typus auf (Labrador mit Oligoklashülle, Diopsid, Hornblende, Orthaugit, Biotit). Dieses Gestein ist in seiner häufigsten Varietät, einem mittelkörnigen Gabbro, von den Gesteinen von Klausen und Lüssen wohl unterscheidbar, zeigt jedoch daneben sowohl monzonitische Varietäten als solche, welche das Gestein neben Klausen und Lüssen stellen lassen. Vom Gabbrodiorit des Valseljochs im Norden (im Tonalit) ist der Gabbro im Granit von Franzensfeste wohl unterscheidbar durch das Zurücktreten des Uralits, durch Biotitgehalt, durch seine Augite und im ganzen Habitus. Die Lagerungsverhältnisse weisen eher auf jüngeres Alter im Vergleich mit Brixner Granit und man könnte demnach die basischen Massen von Klausen, Lüssen und Franzensfeste zusammen für jünger halten als den Brixner Granit. Man wird jedoch vor allem eine weit ausholende chemisch-petrographische Bearbeitung aller dieser Gesteine abwarten müssen und namentlich ihren Vergleich mit Predazzo, ehe man darüber entscheidet, ob nicht doch vielleicht Brixner Granit, dessen höheres Alter mir nicht mehr feststeht, seitdem ich kürzlich die Einschlüsse im Porphyre des Moenatals mit in Vergleich der „Einschlüsse von Granit in Quarzporphyr“ gezogen habe, und Klausener Gesteine einander genetisch nahe stehen und auch der Intrusion von Predazzo nicht fernestehen.

#### *Augitporphyre (p, $\rho^1$ ).*

Im Zusammenhange mit den basischen Tuffen und Tuffsandsteinen über dem Quarzphyllit (südlich Latzfonser Kreuz, Hundskopf und Plose bei Brixen) treten im Bereiche des Blattes ganz untergeordnet Augitporphyreergüsse auf, wie wir sie anderwärts vielfach unter dem Bozner Quarzporphyr begegnen.

#### P e r m (p, p<sub>1</sub>, p<sub>2</sub>).

Über den bereits gefalteten Brixner Quarzphyllit transgrediert das Perm, bisweilen (Getrumbach, Hundskopf, Plose, Flagertal) mit Quarzphyllit-Breccien und -Konglomeraten, basischen Ergüssen, Tuffen und Sandsteinen beginnend, zuweilen (zwischen

St. Vigil und Kurtatsch) mit gelbem und rotem Grödner Sandstein. In der Naifschlucht bei Meran beginnen die Sandsteine und Konglomerate über dem Quarzphyllit mit Tonschiefern und Konglomeraten vielleicht vorpermischen Alters, tragen den Quarzporphyr und liegen als typischer Grödner Sandstein entwickelt wieder auf dem Quarzporphyr. Wie im Ultental, so führt in der Naifschlucht das grobe rote Basalkonglomerat des Quarzporphyrs zahlreiche Gerölle basischer Ganggesteine mit Labrador, Hornblende, reichlich Ilmenit, Quarz. Ähnliche sonst auf Blatt Meran nicht vertretene Gesteine wie diese Labradorporphyre scheinen auch anderwärts (Fleimstal) den Porphyregüssen zeitlich vorangegangen zu sein. Ob sie mit den Augitporphyren an der Quarzporphyrbasis (z. B. Südostecke von Blatt Meran) zusammenhängen, ist auf Blatt Meran nicht zu entscheiden.

Die mikroskopische Untersuchung der Arkosen des Grödner Sandsteins nächst dem Ifingertonalit ergab, daß keine Spur einer Beteiligung dieses Massengesteins an der Arkosenbildung vorhanden ist. In der Südostecke des Blattes Brixen ist Bellerophon führender Permalkalk über dem Grödnersandstein entwickelt.

#### Quarzporphyr ( $\pi^1$ ) auf Blatt Meran.

Ist nur wenig vertreten. Ifingertonalit und Quarzporphyr berühren sich tektonisch in der Naifschlucht. Die Natur der seit Wolf für ein höheres Alter des Tonalits bzw. Brixner Granits gegenüber Quarzporphyr geltend gemachten „Einschlüsse von Granit“ in Quarzporphyr scheint mir, wie früher bemerkt, neuerdings in Frage gestellt.

#### Trias in Dolomitenfazies (wf, as, ld<sub>1</sub>, ld<sub>2</sub>) auf Blatt Brixen.

In der Südostecke des Blattes Brixen ist ein ganz kleines Areal mit der Schichtfolge erhalten, welche die Dolomiten aufbaut: Trias der Dolomiten bis zu den Wengenschichten (Sciticum in kalkiger Fazies, wf; Muschelkalk, us; Ladinicum als Buchensteiner-, ld<sub>1</sub>, und Wengenschichten, ld<sub>2</sub>).

Im Grenzkamme zwischen St. Martin und St. Vigil im Enneberg sind zu Nordbewegungen korrele Falten und Schuppen erschlossen. Ein wesentlicher Zug dieses Deckgebirges auf dem Brixner Quarzphyllit liegt aber darin, daß es nicht die zur tektonischen Durchbewegung des Quarzphyllits korrele Tektonik besitzt, während ja das Mesozoikum des Areals nördlich vom Brixner Granit in die letzte für den heutigen Bau entscheidende tektonische Durchbewegung des Kristallins ganz und gar mit einbezogen ist.

## II. Gneiszone Meran-Mauls-Bruneck.

Die Zone dieses „Altkristallins“ ist im Süden von dem bereits beschriebenen Nordrand des Brixner Granits begrenzt, im Norden von den Gesteinen der Tauernhülle (Blatt Brixen) und des Schneeberger Zuges (Blatt Meran). Bei Mauls enge eingeschnürt, verbreitert sich die Zone gegen Osten sowohl als noch viel beträchtlicher gegen Westen, wo sie auf Blatt Nauders übertritt und eine immer reichere Gliederung ermöglicht, deren Durchführung in den eingeschnürteren Teilen wegen geringer Mächtigkeit der Glieder und wegen ihrer Umbildung zu gleichen Endprodukten der nachkristallinen Durchbewegung auf Schwierigkeiten stößt. Außer diesen für die Zone sehr bezeichnenden Phylloniten „Phyllitgneisen“ lassen sich Paragneise und Glimmerschiefer, Arterite und Orthogneise unterscheiden. Mineralreiche, bisweilen arteritische Glimmerschiefer begleitet von Marmoren lassen sich als „Laaser Gesteine“ (Blatt Nauders) auffassen. Die in mancher Beziehung verschiedene Ausbildung unserer Zone auf Blatt Brixen und Blatt Meran sowie der Umstand, daß über einen Teil der Zone auf Blatt Meran von Hammer berichtet werden wird, legen es nahe, die Erläuterung für Blatt Brixen und Blatt Meran zu trennen und der eingehenderen Gliederung auf Blatt Meran halber mit diesem zu beginnen. Das von Hammer bearbeitete Gebiet auf Blatt Meran ist im folgenden Texte durch Voranstellung von (H) kenntlich gemacht und auf der Karte

im Westen beginnend wie folgt umschrieben: Texel, Tschigot, Lazinserbach, Pfelderer Bach, Moos, Stuls, Jaufenpaß, Ötzenspitze, Hohe Warte, Hochalpl, Pfandljoch, Hirzer, Schenna, Meran.

#### A. Zone II auf Blatt Meran.

*Paragneis und Glimmerschiefer; deren nachkristalline tektonische Fazies; Arterite (pgn, msc).*

(H). In der Gebirgszone zwischen dem Ifingergranit und dem „Schneeberger Gesteinszug“ bildet das Hauptgestein ein in den ganzen Ötztaler Alpen weitverbreiteter Paragneis („Ötztaler Schiefergneis“) mit Einlagerungen von Glimmerschiefer.

Der Paragneis zeigt im Bereich des Blattes Meran ebenso wie auf Blatt Nauders mannigfache Varietäten, welche auf letzterem Blatt zum Teil getrennt ausgeschieden wurden, hier aber in obiger Gruppe zusammengefaßt sind, um so den Anschluß an die östlichen Gebiete auf Blatt Brixen zu gewinnen, wo eine getrennte Darstellung der Varietäten auf der Karte nicht mehr durchzuführen war.

Der Paragneis ist bei typischer Ausbildung ein glimmerreicher Gneis von schuppig flaseriger, ausgeprägt schieferiger Struktur, von geringer Korngröße und grauer bis brauner Farbe (rostrote Verwitterungsfarbe). Als Glimmer herrscht der Biotit, welcher in Schuppen die Schieferungsflächen dicht überstreut, der Feldspat ist ein albitreicher Plagioklas, der gewöhnlich nur im Querbruch gemengt mit Quarz in kleinen Körnern sichtbar ist. („Biotitplagioklasgneis“ auf Blatt Nauders.) Muskowit ist in geringer Menge zwar allenthalben anzutreffen, erscheint aber als wesentlicher Gemengteil nur in den besonders glimmerreichen Abarten, welche Übergangsformen zum Glimmerschiefer darstellen, so z. B. an der Südseite des Jaufenpasses, im unteren Pfistradtal, auf der Saltauser Kuhalm und andernorts. Noch näher dem Glimmerschiefer steht ein Schiefer ober dem Pfandlhof bei St. Martin in Passeier,

welcher reichlich große Muskowite, kleine Biotittäfelchen, stellenweise kleine Granaten und Disthen führt.

Granat ist mikroskopisch ein häufiger Gemengteil, mit unbewaffnetem Auge aber selten zu sehen; akzessorisch finden sich kleine Turmalinkriställchen. Ober der Maieralm (Gfallwand-Westhang) enthält der Gneis graphitische Lagen.

Weit verbreitet sind im Gebiet des Passeiertales glimmerärmere Biotitgneise von schuppiger Struktur, dickbankig bis tafelig brechend („schuppige Biotitgneise“ auf Blatt Nauders). Quarz und Feldspat treten stärker hervor, Biotit ist in kleinen Schüppchen parallel eingestreut, besonders auf den Schieferungsflächen; Korngröße gering. Manchenorts ergeben sich bei sehr feinem Korn Übergänge in Biotitquarzit, z. B. ober Plars, östl. Partschins, zwischen Vernuer und Gfeis usw.

Solche schuppige Biotitgneise ziehen z. B. über das Saltauser Jöchl vom obersten Falsertal bis ins Gehänge von Ried und sind im Töllgraben stark entwickelt. Ein breiter Zug derartiger Gneise bildet die südliche Talseite des oberen Pfelderertales (Ehrensitz, Tischelspitz) und die Unterlage der marmorführenden Serie an der linken Talseite. Er findet seine Fortsetzung an den Südabhängen der Hohen Kreuzspitze, wo er unterbrochen durch Glimmerschieferzwischenlagen das Gehänge von Stuls von der Talsohle bis zu den obersten Bergwiesen hinauf aufbaut. Im Stulser Gebiet tritt die nachtektonische Kristallisation dieser Gneise deutlich hervor durch die häufige Querstellung der Biotittäfelchen, wodurch die Parallelstruktur lagenweise fast ganz verloren geht. Feldspat ist dabei reichlich vorhanden, oft in runden Körnern ähnlich wie bei den Perlgneisen von Langtaufers. Wo die Biotitgneise glimmerreicher werden, erscheint Muskowit und es gehen daraus die Glimmerschiefer hervor, welche in der Talschlucht an der Straße, auf der Stulser Terrasse und in den Stulser Bergwiesen durchstreichen.

In diesen Glimmerschiefern hat großenteils starke Neubildung von Albit in Knoten stattgefunden und es dürfte auch der

Feldspatreichtum mancher Gneislagen auf diesem Wege entstanden sein.

Teller hat diese Stuls-Pfelderer-Gneise als flaserigen Grenzgneis von den übrigen Schiefergneisen abgetrennt und als unterstes Glied der Kalkphyllitserie betrachtet. Sie stehen aber doch den altkristallinen Schiefergneisen viel näher und sind untrennbar mit diesen verbunden.

Gegen das obere Pfelderertal hin verschwindet die besondere Ausbildung dieser Gneise immer mehr und es überwiegen die gewöhnlichen Biotitschiefergneise; doch sind die quergestellten Biotite sowohl hier als in den tafeligen Schuppengneisen am Saltauser Jöchl allenthalben noch in einzelnen Bänken anzutreffen.

Gneise gleicher Art wie die Stulser beobachtet man in den inneren Ötztaleralpen wieder, im Gebiet des Gepatschferners (Kesselwände u. a. O.).

Eine Ausbildung von Albit in größeren weißen Knoten, welche von Glimmerzügen parallel der Schieferung oder von der Kleinfältelung durchsetzt werden, also späterer Entstehung sind, sieht man mehrerenorts in den gewöhnlichen Biotitschiefergneisen, so an den Westabhängen der Königspitze ober Tall, dann ober und unter Aich bei St. Martin und in einer den Verrucanozug des Fartleistales nordseits begleitenden Zone am Riffelspitz, Hühnerspielalm und im obersten Pfistratal.

Stellen die oben beschriebenen Gneise Zonen dar, in denen die Kristallisation die tektonische Durchbewegung des Gefüges, soweit solche stattfand, überdauert hat, so sind andere Bereiche der Paragneise hingegen starken nachkristallinen Deformationen unterworfen gewesen. Weiter im Westen auf Blatt Nauders (nach Teller und Sander ebenso am Nordrand des Brixner Granits und auf Blatt Brixen) ist diese tektonische Fazies der Paragneise in Gestalt der Phyllitgneise stark verbreitet und auf der Karte gesondert dargestellt worden.

Im Gebiet des Blattes Meran ist sie auf schmalere, tektonischen Störungen folgende Zonen beschränkt. An Stelle des Biotits tritt hier ein grünlicher serizitischer Glimmer, welcher die Schieferungsflächen des linsig-blättrigen Schiefers überzieht. Im ersteren Falle gehen schwärzliche mylonitische Schiefer daraus hervor. Solche Bewegungszonen trifft man am rechten Ufer der Passer oberhalb Quellenhof, ober Gratsch und Tirol, am Marlingerberg ober Forst, bei Schönnä usw. Einzelne derselben sind auf alten Karten als „schwarze Tonglimmerschiefer“ eingetragen.

Die Biotitparagneise südlich der Etsch am Fuß des Marlingerberges sind von gleicher Art wie im Passeier; an der Töll sind sie großenteils sehr quarzreich und feinkörnig. Sie werden von zahlreichen Gängen von Pegmatit durchschwärmt, der sich auch in feinen Adern im Gneis verbreitet und Arteritgneise erzeugt. Sie finden ihre Fortsetzung am Küchelberg bei Meran und in einer schmalen Zone entlang dem Nordrand des Ifingergranits.

Dieselbe Zone ist aber auch durch die Einlagerung von kristallinem Kalk (cd) ausgezeichnet. So am Nordabhang des Marlingerjoches bei Quadrat, dann entlang dem Nordrand des Ifingergranits vom Eggerhof über das Plattenjoch bis ins oberste Pensertal. Es sind weiße, zuckerkörnige Kalkmarmore, zum Teil etwas Muskowit führend, dickbankig bis dünnplattig. Die Marmore von Quadrat sind zur Erzeugung von Kalziumkarbid abgebaut worden; für statuarische Zwecke sind sie zu dünnbankig.

Die weitere Verfolgung der Kalk führenden Zone gegen Westen führt zu den Laaser Schichten im mittleren Vintschgau, deren Phyllite und Glimmerschiefer hier durch die Biotitgneise ersetzt sind, während der Staurolithgehalt der Laaser Schichten verschwindet. Da gleichzeitig im östlichen Bereich die pegmatitische Durchtränkung sehr stark eintritt, die im Laaser Gebiet sehr gering ist oder ganz fehlt, so läßt sich die gneisige Entwicklung wohl auf den Einfluß der Intrusionen zurückführen. Infolge der Gleichheit der so entstandenen Gneise

mit den übrigen Paragneisen ist eine Abgrenzung in diesem Gebiet nicht möglich und nur die Marmorzüge bleiben als Leit-  
horizont der Laaserserie bestehen. Die pegmatitische Injektion beschränkt sich auf diese schmale Zone.

(Von S a n d e r werden auch die mineralreichen Glimmerschiefer mit Staurolith, Disthen, Granat am ganzen Nordrand des Brixner Granits und ebenso am Südrand des Schneeberger Zuges als Vertreter der Laasergesteine aufgefaßt.)

*Mineralreiche Glimmerschiefer (Granat, Staurolith, Disthen) (msc).*

(H) Als konkordante Einlagerungen und im engsten Verband mit den Paragneisen erscheinen im mittleren Passeiertal und südlich des Pfelderer Tals breite Züge von Glimmerschiefer, welche gegen den Jaufenkamm hin zwischen den Gneisen auseinanderfallen.

Es sind glimmerreiche Muskowitglimmerschiefer, welche fast immer in großer Menge Granat führen in dunklen rundlichen Körnern von Hanfkorn- bis Erbsengröße. Der Muskowit, manchmal auch ein lichtgrünlicher Glimmer, überdeckt in großen Schuppen die welligen, kleingefalteten Schieferungsflächen, der Quarz tritt im Querbruch in Linsen und dünnen Lagen hervor. Sehr gneisreiche Muskowitglimmerschiefer ohne Granat und mit etwas Biotit stehen bei der Valmarzonalpe an. Im obersten Falser Tal treten als besondere Ausbildung der Glimmerschiefer weiße, grobkörnige quarzitisches Bänke auf mit Granat und wenig Muskowit. Auch am Ginggljoch wechsellagern glimmerarme weiße quarzitisches Bänke mit phyllitischen Lagen. Staurolith beobachtet man selten, z. B. im Valtschnall. Gelegentlich Turmalin. Der enge Verband mit den Gneisen wird an manchen Orten durch das Auftreten granatführender glimmerreicher Lagen im Gneis hergestellt, z. B. bei Stuls, am Ginggljoch usw.

Gleichwie dies bei den Gneisen vorkommt, sind auch manche Lagen der Glimmerschiefer durch die Auskristallisation von Albit in Knoten ausgezeichnet (Albitknotenglimmer-

schiefer), welche das Gestein dicht erfüllen und bis zu 1 cm Durchmesser erreichen. Deutlich ausgeprägt sieht man sie beiderseits der Passer zwischen St. Leonhard und Moos bzw. Platt und am Beginn der Jaufenstraße ober St. Leonhard, dann am Matatzspitz, wo der Rand der Granatglimmerschiefer und der angrenzenden Gneise gleicherweise albitisiert wird.

Im Albitknotenglimmerschiefer der Straße nach Platt beobachtet man ganz kleine Nester von Hornblendekriställchen und Biotit. In dem Kar an der Nordwestseite der Kolbenspitze ist der Granatglimmerschiefer in einzelnen Lagen so dicht erfüllt mit großen Albitknoten, daß der Muskowit und damit auch die Schieferung des Gesteins ganz zurücktritt. In diesen weißen körnigen Lagen stecken Schlieren aus einem ungeschieferten holokristallinen Aggregat von Amphibol, Granat und Biotit. Die Kristallisation der hellen und der dunklen Gemengteile hat die starke Durchknetung des Gesteines überdauert.

Kleine und auch große Lagen von Amphibolit folgen öfters dem Rand der Granatglimmerschieferzüge, so die Granatamphibolite in der Passerschluht unterhalb Moos, der Amphibolit in Vallmarzon, im obersten Falsertal u. a. O.

Der breite Zug von Granatglimmerschiefer der Ulsenspitze setzt sich in stark verschmälerter Form über das Halsloch ins Zieltal fort, hier durch Wechsellagerung und Übergänge sehr eng mit dem Paragneis verwoben und streicht weiterhin über das Gingglloch ins Schnalsertal hinüber. Dadurch ergibt sich der Zusammenhang der Granatglimmerschiefer des Passeier mit der Serie der „staurolithführenden Muskowitglimmerschiefer mit Biotitgneis und Quarzit“ des Schnalser- und Matschertals (Blatt Nauders), bei denen gegen das untere Pfossental hin der Staurolithgehalt und die Beimengung von Biotitgneisbänken aufhört, so daß nur mehr einzelne schmale Züge von Granatglimmerschiefer, eingeschlossen in einem Komplex von Biotitschiefergneisen, als Fortsetzung übrig bleiben.

Nach dem Schichtverband und den Lagerungsverhältnissen stehen diese Glimmerschiefer mit der Serie der Paragneise usw. in näherer Beziehung als mit der Tauernschieferhülle des Schneeberger Gesteinszuges. Letztere liegt in der Texelgruppe in synklinaler Stellung auf den Granatglimmerschiefern und dem Paragneis; ebenso am hohen Kreuzspitz. Im Matschertale liegen die staurolithführenden Muskowitglimmerschiefer auf den Gneisen. Hier ebenso wie im Passeier unterscheidet der Mangel der Marmore die mineralreichen Glimmerschiefer von der Tauernschieferhülle und desgleichen auch von den Laaser Schichten und von den marmorführenden Biotitglimmerschiefern des Matschvintschgaukammes.

(S). Wie die Karte zeigt, werden die Marmore am Südrand des Schneeberger Zuges und am Nordrand des Brixner Granits ebenfalls von mineralreichen Glimmerschiefern (Staurolith, Granat, Cyanit; Gefügenderkmale einer vorkristallinen und einer nachkristallinen Durchbewegung) bis Albitschuppengneisen begleitet, was eben ein Anlaß war, sie als Laaser Gesteine zu deuten.

Es läßt sich ferner keinesfalls ausschließen, daß diese Laaser Gesteine (Marmore und mineralreiche Glimmerschiefer) auch in der unteren Schieferhülle z. B. des Hochfeiler vertreten sind.

Bisweilen (z. B. hinterstes Ontratt-Tal) werden die mineralreichen Glimmerschiefer durch ganz allmähliches Auftreten von großen Augenfeldspaten zu mineralreichem Augengneis, dieser zu gewöhnlichem typischem Augengneis (p o).

Die Kristallisation der Cyanite ist (z. B. vorderes Ontratt-Tal) bisweilen unverkennbar durch die pegmatitische Durchtränkung lokal begünstigt, ähnlich wie dies auch bezüglich der Staurolithe ein Pichler'sches Belegstück aus den mineralreichen Glimmerschiefern des Patscherkofl bei Innsbruck zeigt.

#### *Amphibolite und Hornblendenschiefer, Grünschiefer (a).*

(H) Wie schon erwähnt, begleiten Amphibolite besonders den Rand der Granatglimmerschiefer. In den Paragneisen selbst liegt nur ein mächtiger Amphibolitzug, welcher von St. Mar-

tin bis ins obere Falsertal sich erstreckt, sowie vereinzelte kleine Lagen im Spronsertal und auf den beiderseitigen Kämmen, sowie am Jaufenpaß. Sie bilden im allgemeinen konkordante Lager, nur jene westlich des Jaufenpasses bilden kleine gedrungene Nester, welche eher an tektonisch umgestaltete kleine Gänge oder Stöcke erinnern.

Der Zusammensetzung nach sind es fast durchaus sehr hornblendereiche, feldspatarme Amphibolite, von entsprechend dunkler Färbung, dickbankig mit ausgeprägter Kristallisationsschieferung. Oft enthalten sie Granat, so besonders große Granaten die Lager in der Passerschluht zwischen St. Leonhard und Moos und bei Aich ober St. Martin. Der Amphibolit von Kristl ist teils feinkörnig, teils ist die Hornblende in 1 cm langen Prismen entwickelt und von großen Biotittafeln begleitet. Lagen von Granathornblendegneis begleiten die Granatamphibolite östlich Moos. Am obersten Westhang der Kolbenspitze ist ein Hornblendegneis in die Paragneise eingelagert, der durch seine schwachschiefrige körnige Struktur und die Zusammensetzung dioritischen Habitus besitzt.

#### *Gabbroamphibolit vom Weißhorn im Pensertale (α).*

(S) Den häufigsten Typus unter diesen Gesteinen bilden Schiefer mit länglichen, dunklen, unscharf umgrenzten Flecken in weißer Grundmasse. Erstere erweisen sich als Amphibolaggregate, letztere zeigt hauptsächlich Plagioklas, Klinozoisit und etwas Mikroklin. Mit diesem Gestein wechseln feinkörnige schwärzliche Amphibolite und in ungemein raschem Wechsel Lagen mit der verschiedensten Größe der Hornblendeflecken von Linsen- bis Kopfgröße, während das Verhältnis zwischen hellen und dunklen Bestandteilen etwa 1:1 bleibt. Wo die dunklen Partien größer werden, verschwindet die Schieferung völlig. Sowohl geschieferte Lagen als ungeschieferte mit erhaltener Massengesteinsstruktur zeigen unter dem Mikroskop ganz dieselbe Ummineralisierung zu den normalen Mineralien eines Zoisit-Amphibolits. Demnach verlaufen Schieferung und Ummineralisierung

in diesem Falle von einander unabhängig. Von den alten Massengesteinsstrukturen sind außer der Gabbrostruktur und Plagioklasgebälken in basischer Grundmasse noch saure Gänge vorhanden, mit welchen sich das Magma nach Erstarrung basischer Partien bei weiterer Durchbewegung selbst injizierte; wobei jene sauren Reste des Magmas noch beweglich waren und das basische Gestein scharf durchgriffen (Gabbro-Aplite und Pegmatite).

Bezüglich dieser Gesteinsgruppe, deren genauere Untersuchung unabgeschlossen ist, vgl. auch S. 11.

#### *Tonalit- Tektonite (unter $\tau$ ).*

Auch auf Blatt Meran wird der Nordrand des Brixner Granits von mehr oder weniger zerwalztem, mit Phyllitgneis bisweilen wechselndem Tonalit begleitet. Seine Deformation ist nur an wenigen Stellen (z. B. Heißboden im Pensertal) von Kristallisationsvorgängen deutlich überdauert, meist deutlich nachkristallin mit plastisch deformierten Quarzen. Die parakristallin deformierten Stellen des Gesteins zeigen Neubildung von Albit, Epidot, Chlorit, während der Pressung ferner, wie ebenfalls aus Petrascheks Beschreibung zu entnehmen, Biotitisierung der Hornblenden an Knickstellen.

*Biotitgranitgneis (gg); Augengneis (go); Aplite u. Pegmatite (ogn).*

(H) In die Paragneise der Texelgruppe und des Passeiertales sind mächtige und ausgedehnte Lagen metamorpher granitischer Intrusivmassen eingeschlossen.

Diese lassen sich nach ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung in drei Gruppen teilen: die Biotitgranitgneise, die zweiglimmerigen Augengneise und die Muskowitgranitgneise, Aplite und Pegmatite.

Aus der unten folgenden Analysentabelle ist die chemische Verschiedenheit der ersten beiden Gruppen ersichtlich; die dritte Gruppe schließt sich nahe an die salischen Augengneise an, mit noch höherem Gehalt an Kieselsäure und Alkalien.

F. Becke teilt (Denkschr. Ak. d. W. J. 5, Bd. 1918) folgende Analysen mit:

	Biotitgranitgneise		Zweiglimmrig. Augengneis	
	Hauptgestein der Tschigotmasse nördl. Partschins	schiefriger B. v. Ochsenbach, Ziertal, nördl. Partschins	flaseriger Granitgneis von St. Leonhard, Hoferschluht ober Hoferkapelle	aplitischer Granitgneis (Randfazies) St. Leonhard
Si O <sub>2</sub>	66.61	67.56	74.96	75.94
Ti O <sub>2</sub>	0.07	0.08	0.10	Spur
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.34	17.69	13.88	13.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.37	1.02	0.92	0.81
Fe O	3.56	3.41	1.12	0.75
Mn O	Spur	Spur	Spur	Spur
Mg O	1.80	1.74	0.44	0.24
Ca O	2.39	2.62	0.92	0.93
Na <sub>2</sub> O	2.05	2.24	2.75	3.39
K <sub>2</sub> O	3.86	2.30	3.62	3.80
H <sub>2</sub> O	1.36	1.30	1.44	0.81
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—
spez. Gew.	2.72	2.73	2.68	2.67

### *Biotitgranitgneis (gg).*

(H) Die Gruppe der basischen Grantimagmen ist hauptsächlich vertreten durch die große Granitgneismasse, welche aus der Südwestecke des Blattes Meran quer über das Ziertal bis ins oberste Spronserthal streicht und im Lahnbachspitz und Tschigotspitz kulminiert. Sie erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 1000 m.

Das Gestein ist ein grobkörniger Gneis, größtenteils mit schöner Augenstruktur, mit großen Kalifeldspaten als „Augen“ und mit Biotit in großen Schuppen, stellenweise auch Hornblende führend.

In der Fortsetzung derselben Schiefergneiszone gegen NO taucht im Falsertal zwischen Waldwies und den Falseralpen ein gleichartiger Biotitflasergneis auf, welcher durch stär-

keren Gehalt an Hornblende ausgezeichnet ist. Diese bildet Nester von kleinen dunkelgrünen Kriställchen, analog, wie auch Biotitschuppen in Gruppen gesammelt sind. Ein ähnliches Gestein durchzieht das Gehänge von Innerried (Passeiertal).

Kleine Begleitlagen der Tschigotmasse sind im Gehänge westlich Partschins aufgeschlossen und finden ihre Fortsetzung südlich der Etsch in dem kleinen Biotitgranitgneislager bei der Station Töll.

#### *Basische Gänge (δ).*

Die Biotitgneiszone am Nordfuß des Marlingerjoches wird von Gängen von Dioritporphyr (Tonalitporphyr) durchsetzt, welche in steiler Stellung, quer zum Gneisstreichen aufbrechen, und zwar zwei Gänge bei der Station Töll, oberhalb Bad Egart und einer an der Straße bei der Ausmündung des Wasserstollens für das Elektrizitätswerk. Ein gleicher Gang wurde beim Bau des Tölltunnels durchschnitten. Die Gesteinsart dieser Gänge wurde von A. Pichler Töllit benannt, welcher Name auch weiterhin in der petrographischen Literatur beibehalten wurde.

Der durch einen Steinbruch zur Gewinnung von Straßenschotter sehr gut aufgeschlossene große Gang über Bad Egart zeigt ein hell gefärbtes Kerngestein von dioritähnlichem Aussehen infolge der großen Anzahl weiß gefärbter Plagioklase, welche dichtgedrängt das Gestein erfüllen, während die hellgrüne Grundmasse sehr zurücktritt. In mäßiger Menge sind Kristalle von Hornblende und Biotit ausgeschieden, ferner erscheint akzessorisch Granat in rotbraunen Kristallen. Eine schmale randliche Zone des Ganges ist braun gefärbt durch die dichte braune Grundmasse, in welcher kleine Plagioklasleistchen, zahlreiche gut ausgebildete Biotittäfelchen und sehr wenig Hornblende als Einsprenglinge locker verteilt sind. Die gleiche Differenzierung besitzt auch der Gang beim Wasserstollen. Jener im Tunnel nähert sich im Ganzen mehr der Randfazies.

## B. Zone II auf Blatt Brixen.

*Paragneis, Glimmerschiefer, Arterite; Tektonite dieser Gesteine (Phyllitgneis) (p g n).*

(S) Eine tektonisch (nachkristallin) sehr verschmälerte Fortsetzung des eben beschriebenen Areal auf Blatt Meran. Dementsprechend nachkristalline Phyllonite (Phyllitgneise) sehr vorherrschend.

Amphibolite ( $\alpha$ ) treten zurück (gabbroider Amphibolit von Sprechenstein bei Sterzing). Ebenso die mineralreichen Glimmerschiefer (*m s c*), welche aber (mit den Marmören) immerhin noch die Fortsetzung der Laaser Gesteine von W her verfolgen helfen.

Am Ausgangsmaterial der Phyllitgneise sind noch Kalkmarmore, Quarzite und Quarzphyllite sowie Graphitschiefer beteiligt, in welch letzterem sich bisweilen die tektonische Durchbewegung lokalisierte (schwärzliche graphitische Phyllonite).

Durch das Zurücktreten der Gneise im Quarzphyllit auf Blatt Brixen, durch gewaltige saure Massen in den Phyllitgneisen und durch das Fehlen basischer Gänge im Phyllitgneis kommt auf Blatt Brixen ein größerer Gegensatz zwischen Phyllitgneis und Quarzphyllit zustande als auf Blatt Meran.

Hiezu kommt die enge isoklinale Verfaltung der stark eingeschnürten Zone, welche sich erst im Osten wieder mehr entfaltet und aus dem Nordflügel des Fächers von Terenten die mächtige Speickbodendecke über den nördlich folgenden Kalkphyllit legt, denselben bis auf wenige hundert Meter bedeckend.

*Saure Massen (o g n) und Augengneis (g o).*

Die sehr starke Aufblätterung der Zone II auf Blatt Brixen durch saure Massen, welche vielfach zu arteritischer Durchtränkung des Materials führt, konnte deutlich gemacht werden durch Ausscheidung der mächtigeren Einschaltungen aplitischer, pegmatitischer, porphyrischer (bis Augengneise) und muskowitzgranitischer Massen.

Diese im Großen konkordant eingeschalteten sauren Massen erweisen sich durch Quergänge und Chemismus als Intrusiva.

Sie sind gemeinsam mit den Phyllitgneisen gefaltet und zeigen bisweilen selbst Tektonitnatur, z. B. nachkristalline Verschieferung zu Muskowitgneis. Die jüngste tektonische Phase, welche die Phyllitgneise erzeugte, hat also auch die sauren Intrusiva bereits vorgefunden.

Sie bilden eine früher erstarrte, vielleicht sogar geologisch ältere Intrusion als der Brixner Tonalit der *Rensenspitze*, welcher sie jedenfalls fest vorfand und intrudierte.

• Es scheint mir naheliegend, wenn auch infolge des Mangels genügend zahlreicher Analysen noch nicht für den chemischen Petrographen beweisbar, daß man diese Intrusionen neben die Augengneise usw. im Brixner Quarzphyllit, neben ältere Tauerngneise (Augengneise des „alten Daches“, B) stellt. Zur Kennzeichnung können folgende Analysen nach *Becke* dienen:

	Pegmatitgneis Wielen- bach Randfazies der Anholzer Granitgneis- masse	Anholzer Gra- nitgneis Hauptgestein	Mühlwalder Augen- gneis
Si O <sub>2</sub>	75.63	74.36	73.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.53	14.60	13.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	1.26	1.47
Fe O	0.51	1.40	0.94
Mg O	0.32	0.60	0.66
Ca O	0.56	1.08	1.89
Na <sub>2</sub> O	1.72	2.18	2.49
K <sub>2</sub> O	7.65	.18	4.26
H <sub>2</sub> O	1.45	1.51	1.58
C O <sub>2</sub>	—	—	0.60
	101.23	100.17	100.82

### C. Zone II auf Blatt Brixen und Meran.

*Perm, Trias etc. (v, q, wgn, t).*

Ganz in die letzte tektonische Deformation der Gneiszone Meran-Bruneck miteinbezogen sind die bei Mauls, Stülfes-Wannserjoch erhaltenen Reste ihrer Bedeckung durch Perm und Trias.

Nicht nur in dieser Hinsicht, sondern auch faziell weicht Perm und Trias vom Faziesgebiet der Dolomiten (Südostecke des Blattes Brixen) ab. Und es sind beide Formationen neben ihre zentralalpinen Äquivalente, nämlich Trias des Ortler und des Tauernwestendes und nicht neben die Dolomiten oder nördlichen Kalkalpen zu stellen. Das Perm zeigt bei Mauls Quarzkonglomerat, Serizitschiefer, Porphyroid (Stilfes) mit dem Kristallin sowohl als mit der Trias verfaltet. In der Trias lassen sich Buntsandstein, Muschelkalk, ladinischer Dolomit, Raiblerschichten bei Mauls mit einiger Sicherheit nach Analogie mit anderen zentralalpinen Vorkommen erkennen.

Zum Buntsandstein wären hienach die weißen Quarzite zu rechnen, welche sich allerdings aus den Konglomeraten der „Maulser Verrucano“ entwickeln, so daß das Alter der ganzen Folge Serizitschiefer, Quarzkonglomerat und Quarzit zwischen Perm und Trias nicht näher bestimmbar ist.

Darüber folgen als wahrscheinliche Vertreter des Muschelkalks tonige Kalke bis Kalkphyllite, rötliche Bänderkalke, dunkle Dolomite, darüber helle Diploporendolomite.

Als Vertreter der Raiblerschichten können dunkle Tonschiefer und gelbe Dolomite mit schwarzen Tonhäuten gelten.

Alle diese Gesteine haben bei Mauls nach ihrer fluidalen Verfaltung und Übereinanderschichtung in Serien noch die Bruehtektonik miterlitten.

Die Verfolgung der Gesteine auf Blatt Meran erweist, daß wir in der Maulser Trias die (wenn auch nicht lückenlose) streichende Fortsetzung des Ortler mit sekundärer Einklemmung und Steilstellung zwischen die Phyllitgneise (und Laaser Gesteine) der Gneiszone vor uns haben.

Eine viel stärkere Entwicklung als im „Maulser Verrucano“ erreichen gegen Westen jene Tektonite von Arkosen und vermutlich auch Orthogneisen, welche schon Teller wegen ihrer schwierigen Trennbarkeit als „Wackengneise“ zusammengefaßt hat. Sie wurden hauptsächlich wegen der Mitbeteiligung von Gneisphylloniten (Augengneisen) oder Granitmyloniten von den Quarziten und dem typischen Verrucano Hammers im

Fartleis in der Farbe schroffer unterschieden, als das der Natur entspricht: Durch Vorwalten von lichtgrünen körnigen Arkosen mit Quarzgeröllen, Quarzserizitschiefern und Porphyroiden werden sie gegen Westen im Fartleis- und Pfistradtal für Hammer zu typischem westtirolischem Verrucano, gegen Osten zum „Maulser Verrucano“ Pichlers mit vorwaltenden Quarziten; im mittleren Teile (sw. Weißenbach und Hühnerspiel) ist die Zusammensetzung dieser Verrucano-Serie in der erwähnten Weise und durch einen Quarzphyllitstreifen sowie den Weißhorn-Amphibolit kompliziert.

Sehr bemerkenswert sind in dieser Vergesellschaftung die starken Anklänge an die Quarzit- und Gneislagen des Brixner Quarzphyllits, ferner der Umstand, daß auch die Brennertrias basal von Orthogneismylonit begleitet ist.

Derlei Tektonite mit Verrucano treten also von Stilfes westlich mit fossilführender Trias und ferner in der Synkline zwischen Jaufental und Ratschinges mit wahrscheinlichem Mesozoikum (Marmor und Kalkphyllit; keine Fossile) auf.

### III. Tauerngneise und ihre Schieferhüllen.

Dieses vornehmlich auf Blatt Brixen vertretene Areal beginnt mit Unterer Schieferhülle an der Nordgrenze der Meran-Brunecker-Gneiszone mit ihren Laaser Gesteinen, wobei die Trennung der letzteren von der Unteren Schieferhülle in einem Horizonte so lebhafter Bewegung mit konvergenter Ausbildung gleicher phyllonitischer Endprodukte mehrfach eine willkürliche bleibt. Das Areal III nimmt den restlichen Teil des Blattes Brixen mit Ausnahme der NW-Ecke westlich des Brenners ein.

Drei miteinander verfaltete Serien aus eminenten Tektoniten lassen sich trotz der tektonischen Mischung verschiedensten Ausmaßes auseinanderhalten: Die Tauerngneise, die Untere Schieferhülle, die Obere Schieferhülle.

#### *Tauerngneise (gn).*

Die Tauerngneise sind etwa als vortektonische Folge ein System untereinander konkordanter Lagen von granitischen,

tonalitischen, aplitischen und porphyrischen Orthogneisen, zu welchen sich — vortektonisch namentlich oben, nachtektonisch peripher oder (auf Blatt Matrei) eingefaltet Paragneise bis Glimmerschieferarterite und -migmatite gesellen.

Es erinnern also die Tauerngneise in diesen Kategorien zunächst an die granitischen, tonalitischen, aplitischen und porphyrischen Intrusionen, welche, ungleichen Alters, in der Gneiszone Meran-Bruneck und teilweise auch im Brixner Quarzphyllit stecken.

Im Fortschritt darauf gerichteter Studien dürfte sich, worauf auch Hammers neuer Bericht über Westtirol hinweist, ergeben, daß einer älteren, saureren Massengruppe (go, ogn, und vielleicht auch gg der Karte; ferner manche periphere Tauerngneise) eine jüngere (Granite und Tonalite der Brixner- und Rensenmasse und der Rieserferner; ferner Tauerngneise) gegenübersteht.

Die Aplitgneise, Porphyrgneise, Flasergneise, Knollengneise und Hornblendegabengneise, welche peripher namentlich im nördlichen Gneisast (Tuxer Gneise) auftreten, erzeugen einen lebhaften Wechsel und Lagenbau, welcher einen der wichtigsten Unterschiede zwischen Tauerngneisen und Massiven wie z. B. der Brixner Granit, ausmacht. Nach Ausscheidung der größeren Lagen von Porphyrgneis, Aplitgneis und Hornblendegneis bleibt mittelkörniger Flasergneis mit zahlreichen Biotitschieferlagen als Haupttypus der randlichen Tauerngneise. Randliche Porphyrgneise treten nördlich (Gebiet Pfitscher Joch—Landshuter Hütte) und südlich (Griesscharte) von den zwischen Tuxergneise und Zillertalergneis eingeklemmten Greinerschiefern auf. Die regellos orientierten, bis mehrere cm großen Orthoklase und Netzwerke von aplitischen Gängen kennzeichnen diese Gesteine; Orthoklase und Aplitite finden sich in den zu Augengneis verschieferten Porphyrgneisen in Linsenform ausgewalzt. Biotitreiche und muskowitzreiche Lagen finden sich vielfach. Im Gebiet der Landshuterhütte liegt über dem Porphyrgneis mächtiger Aplitgneis.

Aplitgneise sowohl als Porphyrgneise treten nicht nur randlich, sondern auch im Inneren der Zentralgneiskörper auf. Alle Gneise sind vielfach von Aplitgängen durchsetzt, welche Schieferung bereits vorhanden und dann selbst, bei weiterer Ausgestaltung derselben, mitgeschiefert wurden. — Auch die Gneise des Hochfeilerkammes zeigen bunten Lagenbau.

Petrographisch und chemisch lassen sich die Tauerngneise insbesondere auf Grund der Untersuchungen von F. Becke kennzeichnen. Sie zeigen eine mehr oder weniger weitgehende Modifikation ihres ursprünglichen Mineralbestandes und ihres Gefüges durch eine Kristallisation (T a u e r n k r i s t a l l i s a t i o n) welche die tektonische Durchbewegung des Kleingefüges überdauerte. Namentlich gilt das von den granitischen, aplitischen, porphyrischen und tonalitischen Gesteinen, welche als Orthogneise mit inverser Zonenfolge der Plagioklase (basischere Hüllen) vorliegen und deren syenitische und tonalitische Typen Hornblende durch Biotit ersetzt zeigen. Trotzdem sie als kristalline Schiefer vorliegen, sind die genannten Massengesteine als solche an Lagerungsverhältnissen und in der Analyse klar erkennbar, wie folgende Analysenbeispiele nach Becke zeigen:

	Granitgneis Südhang des Zillertalerkammes	Tonalitgneis Südhang des Zillertalerkammes
Si O <sub>2</sub>	71.47	61.64
Ti O <sub>2</sub>	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.33	17.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.58	2.66
Fe O	1.86	4.35
Mn O	Spur	Spur
Mg O	1.16	1.94
Ca O	1.89	4.38
Na <sub>2</sub> O	3.47	3.52
K <sub>2</sub> O	3.32	1.61
H <sub>2</sub> O	0.97	0.96
	101.05	99.04

### Untere Schieferhülle (sch, cd, q).

Auf den Tauerngneisen liegt im allgemeinen als lückenloser konkordanter Mantel, stellenweise (Griesbergtal am Brenner, Tristenspitz bei Lappach), aber diskordant zur heutigen Schieferung der Orthogneisunterlage (Augengneis) die bunte Serie der Unteren Schieferhülle, beginnend mit Quarzit, Graphitquarzit, graphitischem Quarzkonglomerat, Tonschiefer, Glimmermarmor, gelblichem und bläulichem Dolomit. Sowohl diese Gesteine als die folgenden sind reich an kristallinen Neubildungen und kennzeichnen als hochkristalline „Greinerschiefer“ die Untere Schieferhülle. Hornblendearben, Biotit, Granat, Rhätizit, Ankerit und namentlich Albit treten als neugebildete Produkte der Kristallisation in diesen Schiefen auf, als echte Porphyroblasten, welche sehr oft noch Reste des vorkristallinen Feingefüges umschließen, dann gegeneinander verschoben wurden und neuerdings weitergewachsen sind; so daß das Studium derartiger Beziehungen zwischen der Kristallisation der charakteristischen Neubildungen (Tauernkristallisation in unserem Falle) und der tektonischen Durchbewegung des Kleingefüges für die gesamte Untere Schieferhülle der Tauern auf Blatt Brixen, ebenso wie für die Tauerngneise selbst folgende Einsicht ergab: Die Tauernkristallisation hat während und noch nach der letzten ins Kleingefüge greifenden tektonischen Deformation angedauert, so daß auch bei der lebhaftesten fluidalen Faltung und Auswalzung die Körner des Gefüges keine Rupturen zeigen, welche der Deformation entsprechen. Die Tauern und ihre Untere Schieferhülle sind auf Blatt Brixen ein „vorkristallin deformiertes“ Gebirge, womit nicht gesagt ist, daß zuerst die Deformation und dann die Kristallisation stattfand, sondern daß die kristalline Mobilisation und ihre Bedingungen jedenfalls die letzten mechanischen Korndeformationen überdauerten.

Außer den genannten mineralführenden Glimmerschiefen enthält die Untere Schieferhülle (in der Hülle des Hochfeiler) gewöhnliche Glimmerschiefer und Quarzphyllite; Knollengneise

und die Geröllgneise des Pfitscherjochs, sowie die graphitischen Quarzkonglomerate von St. Jakob im Pfitsch; endlich serpentinisierte Peridotite und Talkschiefer.

Die Untere Schieferhülle ist eine Serie mit mannigfaltig tektonisch wiederholten Gliedern, auch mit den Gneisen selbst verfaltet. Ihre Glieder werden im Streichen auf Blatt Matrei weniger kristallin, meines Erachtens als Paläozoikum und durch den Vergleich mit der Tribulauntrias auch als Mesozoikum erkennbar. Charakteristische Glieder dieser Serie mit derselben Metamorphose erscheinen auch an der Grenze zwischen Maulsergneis und Kalkphyllit, womit die Deutung des Streifens zwischen Tauerngneis und Maulsergneis als einer komplizierten Syncline unbestimmter Tiefe begründet ist.

Zur Beschreibung der durch die vielfachen tektonischen Wiederholungen bunt wechselnden parautochtonen Unteren Schieferhülle dient noch folgende kurze Kennzeichnung der Hauptglieder dieser Serie, welche ungefähr ihrer vortektonischen Anordnung von unten nach oben entsprechen dürfte.

#### Paragneise der Tauerngneise.

Den Tauerngneisen sind peripher bereits Gneise (Glimmerschiefer-Arterite und -Migmatite) eingeschaltet, an welchen mehr oder weniger vollkommen assimiliertes sedimentäres Material teil hat und welche demnach als Paragneise der Tauerngneise zu bezeichnen sind.

Eine andere Gruppe von Paragneisen der Tauern oder in diesem Falle besser der „Unteren Schieferhülle“ stellen die Arkosen und Kalkarkosen dar, welche die Tauernkristallisation zu kristallinen Schiefen gemacht hat, welche aber nicht injiziert sind.

Wo diese beiden Gruppen miteinander und mit Tauernorthogneis als Tektonite gemischt vorliegen, wie dies oft der Fall ist, da kann die Trennung der drei voneinander ohne eingehende spezielle Bearbeitung unmöglich werden.

Die Grenze gegen die Orthogneise ist also eine durch Granitisationsvorgänge, durch die Tauernkristallisation, welche Tauerngneis und Schieferhülle gemeinsam ergriff, und durch die tektonische Fazies vielfach verwischte.

Unter den Paragneisen der Tauern sind sehr quarzreiche Quarzitgneise neben den tektonisch entstandenen Serizitquarzitgneisen anzuführen. Ferner glimmerschieferähnliche feinkörnige Biotitgneise, welche bisweilen namentlich in der Hülle der Hochfeiler sehr an manche Gneisglimmerschiefer und „Schiefergneise“ des „Altkristallin“ erinnern, ohne die an diesen oft zu beobachtende nachkristalline Teilbewegung zu zeigen. Von den peripheren Tauerngneisen nicht scharf trennbar sind ferner die Knollen- und Konglomeratgneise und ihre Begleiter gleicher Zusammensetzung, aber ohne Knollen. Die Grundmasse dieser mit überdauernder und ausheilender Kristallisation kräftig durchbewegten Gesteine besteht bei den auf Blatt Brixen vertretenen Typen aus Quarz, Albit (bis  $Ab_8$   $An_1$ ), Orthoklas, Mikroklin, Epidot, Biotit, Muskowit, Klinochlor, zuweilen Hornblendearben und Karbonat.

Das Material der Knollen entspricht Apliten, sauren glimmerarmen Graniten, aplitischen Tauerngneisen, viel seltener Biotitgneis. Sie sind wegen der vielen Fälle hochgradiger Durchbewegung, in welchen ihr Geröllcharakter gegenüber Phakoiden aus Aplitgängen nicht mehr feststellbar ist, und nach ihren zwei weitaus vorherrschenden Mineralen als Quarzalbitknollen zu bezeichnen.

Diese Quarzalbitknollengneise stehen durch ihren Mineralbestand der unter den Greinerschiefern behandelten Gruppe der Albitkarbonatgneise, Albitgneise und Karbonatquarzite sehr nahe, welche (als Paragneise der Unteren Schieferhülle) auf der Karte zugleich mit den Greinerschiefern ausgeschieden sind.

Die Knollengneise lassen sich nicht in ein bestimmteres Niveau innerhalb des Intervalles Orthogneis—Marmorhülle einstellen.

Sie treten sowohl in den schon durch ihre basischen Konkretionen gut gekennzeichneten Orthogneisen ohne Intrusions-

spuren (tektonisch) eingeschaltet als auch durch karbonatführende Glimmerschiefer von jenen getrennt auf.

### *Greinerschiefer (sch).*

Die Albitkarbonatgneise, Albitgneise und Karbonatquarzite lassen sich als deutliche Paragesteine feststellen und auch von den Paragneisen des alten Daches ziemlich gut abtrennen. Gleiche Begleiter, Reliktstrukturen und Übergänge (auf Blatt Matrei) lassen in diesen Albitgneisen zu „Paragneisen der Unteren Schieferhülle“ umkristallisierte Grauwachen und Sandsteine erkennen. Der neugebildete Plagioklas ist meist dem Albit nahe, selten basischer, bis Albitoligoklas, und zeigt interne Reliktstruktur aus opacitischer Substanz, Epidot, Quarz, Titaneisen, Muskowit, Chlorit, Biotit, Apatit. Quarz, Pennin, rhomboedrisches Karbonat (Kalzit bis Ankerit), Muskowit, Biotit, seltener Orthoklas, bisweilen Granat, Hornblende und Tremolith sind weitere Minerale dieser Gruppe der Greinerschiefer, welche besonders am Ausgang des Pfitschertales, im Hintergrund des Sengestales, in der Hochfeilerhülle zwischen den beiden Marmorlagen und spärlicher an der Nordgrenze der Maulser Gneise in der sog. Rensenzone bemerkenswert sind. Sowohl zu Quarzphyllit (petrographisch, nicht stratigraphisch verstanden) als zu Grünschiefern zeigen unsere Gesteine gelegentlich (z. B. Hochfeilerhülle) Übergänge.

Mächtige Tonschiefer mit Granaten, Hornblendegarbenschiefer, Tonschiefer mit queren Biotiten, und seidengraue Glimmerschiefer-Gneise sind weitere besonders auffallende Typen aus der bunten Serie der „Greinerschiefer“ Becke's, welche übrigens schon A. Pichler als Gruppe zusammenfaßte, in ihren wesentlichsten Typen in der Innsbrucker Sammlung belegte, vielfach auch schon außerhalb der damaligen „Unteren Schieferhülle“ feststellte und „Pfitscherschiefer“ nannte. Auch diese letztgenannten Typen sind allenthalben in der Hülle der Gneise und vielfach auch in der Rensenzone zu finden.

*Quarzite (q).*

Die Quarzite und zwar weiße Quarzite, Graphitquarzite und -konglomerate finden wir heute unter und zwischen dem Marmor allenthalben, meist in mehrfacher Wiederholung. In der Hülle der Tuxergneise sind auf Blatt Brixen aus den Graphit-Arkosekonglomeraten des Nordens (Grauwachen) bereits Glimmerschiefer mit Rhätizit und deutlichen primär-klastischen Quarzgeröllchen und -körnern geworden, typische Blastopsamite.

Die weißen Quarzite begleiten allenthalben die Marmore der Unteren Schieferhülle; ganz gleiche Quarzite begleiten aber auch Kalkeinschaltungen aus zentralalpiner Trias.

*Kalke und Dolomite (c d).*

In den Kalklagen („Hochstegenkalk“ Becke's) der Unteren Schieferhülle sind Tauernmarmor und Pfitscherdolomit zu unterscheiden; ferner Bänderkalke.

Tuxermarmor ist ein oft dunkler, seltener gelblicher, hellgrüner und weißer Kalkmarmor, mit Glimmer, bisweilen Hornsteinen und fast immer  $H_2S$ -Geruch, von größter Ausdauer im Streichen.

Der ihn begleitende Pfitscher Dolomit ist immer hell gefärbt, gelblich bis schneeweiß, blaugrau, oft blättrig, feinkörnig zuckerig, nie grobkristallin wie der Kalkmarmor. Mehr als daß er heute über der tiefsten Tuxermarmor-Lage aufzutreten pflegt, ist über seine Horizontierbarkeit nicht zu sagen.

Endlich treten als Begleiter des Tuxermarmors und mit demselben wechselnd (Wolfendorn, Kalkwand am Brenner, Hinteres Sengestal, Rensenzone) grüne, gelbliche, rötliche dichte Bänderkalke auf, ganz dem Maulser Bänderkalk (des Muschelkalks?) gleichend. In der Unteren Schieferhülle des Hochfeiler sind diese bisher nicht nachgewiesen.

### O b e r e S c h i e f e r h ü l l e .

Über der Unteren Schieferhülle folgt als Obere Schieferhülle eine tektonisch vervielfachte Serie, in welcher Grünschiefer, dem Ausgangsmateriale nach basische Ergüsse und Tuffe, Kalkphyllit und Tonschiefer die Hauptrolle spielen. Sowohl an den Grenzen gegen die Untere Schieferhülle als in der Mitte dieser tektonischen Serien ist Serpentin (Talk, Asbest), Dolomit, Marmor, Quarzit, oft auch Quarzphyllit eingeschaltet. Wo dies in der Mitte unserer Phyllit-Zone eintritt, ist synklinale Einfaltung von oben wahrscheinlich (Dengelstein, Weißspitz bei Gossensaß).

Die Obere Schieferhülle ist ein Hauptverbreitungsgebiet echter alpiner Phyllite. Diese verdanken ihr Aussehen nicht einem gewissen geringen Grade der Kristallisation, wie etwa die „Phyllite“ Finnlands, sondern einer intensiven tektonischen Durchbewegung (Phyllitmylonite oder Phyllonite): so den vom größten Ausmaß bis ins kleinste herrschenden Linsenbau („Lentikularstruktur“), die ausgezeichnete Blättrigkeit, der diese Gesteine ihren Namen seit jeher verdanken, die Erscheinungen der Umfaltung, durch welche in allen möglichen Ausmaßen die ursprüngliche Schichtfläche in enggeschlossene Falten umgelegt wird und mit ihr zugleich alle Einlagerungen, worauf die Scharniere zerschert und linsenförmige Fragmente der ursprünglichen Einlagerungen gebildet werden können. Die Differentialbewegung zur tektonischen Deformation und Faltung ist Biegegleitung zwischen der phyllitischen Blättern. Bei vollzogener enger Faltung zerreißen die Scharniere und die Gleitung schreitet in der bereits umgestellten Schichtfläche fort, dieselbe immer weiter ausarbeitend und für die Gleitungen bahnend. Dem entsprechend eben finden wir zum Teile Einlagerungen jeden Ausmaßes in linsenförmige Fragmente auseinander gezogen, zerschert und zerwalzt in den Schieferungsflächen des Phyllonits angeordnet, nicht quer zu derselben gestellt, und von „Cleavage“ durchsetzt.

Man trifft entsprechend diesem Mechanismus Scharen unter sich und mit der Phyllitschieferung konkordante Horizonte, in

welchen Linsen jeder Größe aus Quarzit, Marmor, Pfitscherdolomit, Gangquarz und Brecciadolomit eingebettet in den Bewegungsflächen liegen. Die kartographische Ausscheidung derartiger Horizonte ergab, daß sie, mit der Schieferung der Phyllite, mit den Tonschiefer-, Kalkphyllit- und Grünschieferlagen konkordant liegen und daß im Streichen an Stelle kalkreicher derartiger Horizonte mit sporadisch erhaltenen Trümmern von manchmal noch bedeutender Größe (Steinberg im Pfundersstal) typischer kalkreicher Kalkphyllit (Klamm v. Dun b. Pfunders) oder besser Kalkphyllonit als eine weitere tektonische Modifikation solcher Horizonte treten kann.

Die wichtigsten Gesteine der oberen Schieferhülle sind:

### Kalkige und tonige Phyllite (Kalkphyllite) (s c).

Die „Kalkphyllite“ sind also auf Blatt Brixen wie sonst im allgemeinen nicht als stratigraphischer Horizont, sondern als eine für die Serie Obere Schieferhülle typische tektonische Fazies mit tektonischer Mischung zu betrachten, welche mit der Unteren Schieferhülle durch gemeinsame Glieder verbunden ist. Die Kalkphyllite können als tektonische Fazies aus verschiedenen kalkigen bis tonigen Gesteinen entstehen, unter welchen (auf Blatt Matrei) noch triadische und nachtriadische feststellbar sind. Jener Entstehung entsprechend sind die Kalkphyllite lagenweise rasch wechselnde Gesteine mit Übergängen zu reinen Kalken, zu reinen Tonschiefern und zu Grauwachengesteinen sowie zu Grünschiefern; außerordentlich stark durchbewegt und in verschiedenem Grade kristallin (spätiges Karbonat, Albit, Biotit, Muskowit, Turmalin, Hornblende). Letzteres gilt auch von den kalkfreien hellen und dunklen Tonschiefern, welche bisweilen Granat und Strahlstein aufweisen, sowie eine wenn auch viel schwächere Albitisation als die Schiefer der Unteren Schieferhülle. Sowohl durch diese Schiefer der Oberen Schieferhülle als durch die Metamorphose der Tribulauntrias ist die „Tauernkristallisation“ als eine nachtriadische erwiesen.

Grünschiefer ( $\alpha$ ); Serpentin, Talk ( $\sigma$ ).

Die Grünschiefer sind im allgemeinen durch Albit, Quarz, Chlorit, Epidot, Kalzit, Hornblende, Titanit und Magnetit gekennzeichnet, wegen der Übergänge zu Kalkphyllit und Tonschiefer am besten als basische Ergüsse und Tuffe aufzufassen. Die Wechsellagerung geht manchmal bis auf einige Dezimeter Mächtigkeit herunter. Serpentin und Talk, oft mit Spatrhombodern oder Strahlstein, begleiten gelegentlich den Grünschiefer, oft mit Übergängen. Die Ableitung der Serpentine aus Peridotit ist am Dengelstein in Pfunders illustriert, wo der Serpentin den Kalkphyllit mit schwimmenden Grenzen durchdringt.

Während die Grünschiefer sich allenthalben in der Oberen Schieferhülle finden, halten sich die Serpentine und Talke in der Regel an die Grenze zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle.

Ein Beispiel für die Zusammensetzung eines biotitreichen Grünschiefers bei Steinhaus im Ahrntal gibt Becke:

Si O <sub>2</sub>	45.46
Ti O <sub>2</sub>	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.93
Fe O	3.16
Mg O	3.19
Ca O	9.11
Na <sub>2</sub> O	3.68
K <sub>2</sub> O	1.57
H <sub>2</sub> O	2.10
C O <sub>2</sub>	1.90
	100.28

## Allgemeines.

Die Fossillosigkeit der sedimentären Tauerngesteine ist auf deren Durchbewegung im Kleingefüge zurückzuführen, deren Anzeichen wir weder angesichts der Profile im Felde noch im Dünn-  
schliff jemals vermissen. Fast alle Gesteine der Tauern haben

durch die zu tektonischen Phasen korrele Teilbewegung im Kleingefüge und durch schieferholde Minerale ein geregeltes schiefriges, meist phyllitisches Gefüge erhalten und treten dadurch als Tektonite in entscheidenden Gegensatz zu den Gesteinen, welche herkömmlicherweise oft gleiche Namen tragen (Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis usw.), aber in situ ohne Durchbewegung kristallisiert sind und etwa den Habitus vieler fennoskandischer Phyllite und Glimmerschiefer usw. aufweisen. Wo schieferholde Minerale vollkommen fehlen und demgemäß die Tatsache der Regelung (und damit ihre allgemeine Bedeutung und Erklärung) älteren Schulen entging, kam es wie in Quarzitetktoniten, Marmortektoniten usw. zu den heute vielfach studierten Gefügeregelungen, deren eine ich seinerzeit auf eine Beobachtung *Treners* am Quarzit des Tonale bezugnehmend für den Sonderfall der *Trener'schen* Beobachtung als *Trener'sche* Regel bekannt machte.

In diesen eminent tektonischen Gesteinsfazies und tektonisch gemischten Serien — als solche und nicht als stratigraphische Formationen sind namentlich Kalkphyllit und Quarzphyllit aufzufassen und kartiert — ferner in der fluidalen Teildeckentektonik, einer typischen Tektonik größerer Tiefe, ferner in der Interferenz zwischen Kristallisation und Deformation der Tauerngesteine und endlich in der bunten tektonischen Mischung der Tauernserien aus den verschiedensten Formationen, lag der Grund, das Gebiet der Tauerngesteine auf Blatt Brixen den beiden anderen Gebieten als eines mit besonderen geologischen Schicksalen gegenüberzustellen, welche sich allerdings nur durch den Überblick über mehrere Blätter darstellen lassen. Dagegen haben wir die vielfach vorausgesetzte vortektonische Verschiedenheit der Areale in Bezug auf mehrere Glieder nicht stichhältig gefunden.

Von der auf Blatt Brixen so mächtigen geologischen Einheit der Tauerngneise und ihrer Schieferhülle ist auf Blatt Meran nur ihr westliches Ende unter kristalline Schiefer untertauchend noch sichtbar. Von Gossensaß bis Sterzing folgen die Gesteine dieser Einheit der Ostgrenze des Blattes: Kalkphyllit, Pfitscher-

dolomit und Tuxermarmor, Quarzit, Grünschiefer und Greinerschiefer. Bei Thuins und Gasteig ist die Westgrenze dieser Gesteine, welche also als Glieder der Tauernhülle, einen sehr geringen Anteil an Blatt Meran haben. Dagegen spielen sie eine große Rolle auf Blatt Meran im Aufbau der folgenden Einheit.

#### **IV. Schneeberger Gesteinszug (Blatt Meran).**

So nannte ich jenen breiten Gesteinszug, welcher bestehend aus Gesteinen der Unteren Schieferhülle das Blatt Meran von Sterzing über Schneeberg im Passeier bis in die Texelgruppe bei Meran durchzieht.

Das Material dieses Gesteinszuges besteht aus unverkennbaren Gesteinen der Unteren Schieferhülle der Tauern. Ja es ist nicht möglich, ein Gestein zu finden, welches nicht schon bei Beschreibung der Unteren Schieferhülle der Tauern erwähnt wurde. So vollständig entsprechen sich Ausgangsmaterial, tektonische Fazies und Mineralfazies sowie die erörterte Beziehung zwischen Teilbewegung und Kristallisation in beiden Gebieten.

Wir finden außer den Tauerngneisen (hinterstes Ridnaun gegen Schneeberg) die Greinerschiefer, Quarzite und Rhätizitquarzite, Tuxer Marmor und Pfitscher Dolomit im Schneeberger Zug wieder und zwar verhalten sie sich, was Aufeinanderfolge und zunehmende Metamorphose anlangt, zu den „alten Gneisen“ der Zonen II und V so wie die Untere Schieferhülle zu den Tauerngneisen des Tauernwestendes.

Die Trennung dieser Gesteinswelt der Unteren Schieferhülle in IV von den randlichen Marmoren mit Amphiboliten und mineralreichen Glimmerschiefern, welche ich als Laaser Gesteine betrachte, ist bisweilen schwierig. Es scheint, daß die Laaser Gesteine hier vortektonisch (vor der letzten Tektonik) ein tieferes Niveau einnehmen. Andererseits ist es, wie schon erwähnt wurde, möglich, daß sich Laaser Gesteine am Aufbau der Unteren Schieferhülle in den Tauern selbst mitbeteiligen.

## V. Stubaier Kristallin, Tribulaunmesozoikum.

*Paragneise, Glimmerschiefer, Arterite (p g n); Orthogneise (o g n).*

Das häufigste Gestein dieser Zone sind die Paragneise, Glimmerschiefer und Arterite (p g n) wie in Zone II. Außerdem treten sehr anhaltende, bisweilen (z. B. Aglsboden) von Kontaktglimmerschiefer begleitete Orthogneislagen aus. Nur die mächtigsten Lagen dieser mineralreichen Glimmerschiefer (m s c; Granat, Staurolith, Andalusit, Disthen) wurden ausgeschieden. Sie sind bisweilen stark gneisig, so eine Flasergneislage am Becher, welche schon mit der Farbe saurer Intrusion bezeichnet wurde; ferner zwischen Teplitzerhütte und Becherhaus. Solche Zusammenhänge zwischen Intrusion und Mineralführung erinnern an die Verhältnisse in den südlichen Seitentälern des Jaufentales. Es ergab sich dort die Regel, daß die Augengneise und Pegmatite von reichlich mineralisierten, namentlich Cyanit führenden Glimmerschiefern begleitet wurden (auf der Karte 1:100.000 nicht ausgeschieden). Sehr oft werden aus diesen Glimmerschiefern Tektonite von Arteriten oder sie beginnen vereinzelte Feldspatagen zu führen. Nester dezimeterlanger Cyanite finden sich im unverkennbaren genetischen Zusammenhänge mit quarzreichen Pegmatiten und es scheint mir dort wie hier der genetische Zusammenhang zwischen Intrusion, Verfeldspatung und Mineralisierung erwiesen, wobei mir dieser genetische Zusammenhang am besten als lokale Steigerung, unter Umständen sogar Auslösung einer Mineralisierung erscheint, welche auch ohne Intrusion erfolgen kann, so daß es mir in diesem wie in anderen Fällen kein (Andalusit, Kordierit) sehr fruchtbares Beginnen scheint, in die Frage, ob Staurolith und Cyanit Tiefenstufenminerale oder Kontaktminerale seien, überhaupt ein polemisches „Entweder-Oder“ hineinzutragen. Auch in der Zone V treten vereinzelte Feldspatagen in den Cyanitschiefern als akzessorisches Mineral wie der Cyanit selbst auf als Zeugen einer Verfeldspatung, welche wahrscheinlich nicht durch Entmischung des sedimentären Ausgangsmateriales, sondern mit Stoffzufuhr erfolgte.

Eine etwas andere Stellung nehmen die mineralreichen Glimmerschiefer des Pflerschtales ein. Sie gleichen denen von der Hohen Kreuzspitze im Ratschingestal, sind jedoch nicht von Marmor begleitet. Ganz ebenso wie jene als Laaser Gesteine gedeuteten Ratschingeser Glimmerschiefer sind auch die Pflerscher Glimmerschiefer von den als sichere „Untere Schieferhülle“ kartierten nicht leicht zu trennen. Mit voller Sicherheit unter den Schiefen der Unteren Schieferhülle wieder zu erkennen sind dagegen die folgenden Gesteine:

*Metamorphe Glimmersandsteine und Konglomerate (pp).*

Eine große Anzahl von Detailbeobachtungen ergab, daß die Trias der Telferweißen, der Weißwandspitz im Pflersch, des Tribulaun und der sich stratigraphisch wie tektonisch als Miniaturtribulaun darstellenden Moarer Weißen von metamorphen Sandsteinen und Konglomeraten unterlagert ist. Diese Gesteine liegen hier allenthalben als hochkristalline Glimmerschiefer vor. Sie sind deshalb und wegen der geringen Differenzen im Fallen vom „Altkristallin“ nicht scharf zu trennen, aber stets leicht zu erkennen. Ihre Kristallisation stellt sie sowohl in der Mineralfazies als wegen des Umstandes, daß die Teilbewegungen durch die Kristallisation überdauert sind, neben Glieder der Unteren Tauernhülle, von denen sie (z. B. in der Greiner Syncline) gänzlich ununterscheidbar sind. Es ist aber auf die weite Verbreitung dieser bisher mit dem Altkristallin zusammengezogenen jüngeren kristallinen Schiefer auch hier hinzuweisen. Sie werden durch allmähliches Abklingen der Metamorphose gegen Norden zu den Sandsteinen und Quarzkonglomeraten, welche man noch am Nordfuß der Saile bei Innsbruck findet. Ihr Alter scheint mir zwischen Untertrias und Karbon nicht genau bestimmbar; wahrscheinlich Perm.

*Trias.*

Im Triasprofil des Tribulaun und der Telferweißen ergibt genauere Gliederung folgende Glieder von oben nach unten:

- (r) Rhät
- (n) Oberer Dolomit
- (rb) Raibler Schiefer
- (rb) Unterer Dolomit bisweilen mit sandigen Basalschichten.

Es besteht also auch hier die in den Kalkkögeln (S a n d e r) und im Gschnitztal (K e r n e r) nachgewiesene Folge.

Die Raiblerschichten, welche nun vom Inntal bis zur Telferweißen kartiert sind — stets in derselben, ihren stratigraphischen Charakter außer Zweifel stellenden Position — zeigen eine nicht ganz stetige, nicht ganz lückenlose, aber unverkennbare Zunahme ihrer Kristallisation gegen Süden; noch deutlicher als dies von den vorher besprochenen Gesteinen (p p) bemerkt wurde. Diese Raiblerschichten, welche weiter im Norden *Sphärocodium* und *Cardita* führen, durchziehen die Wände des Tribulaun und der Telferweißen — Schleyerwand als dunkle Glimmerschiefer mit stets unversehrten Querbiotiten. Es waren die Raiblerschichten besonders labil bzw. empfindlich gegenüber der Auslösung der jede Teilbewegung (sofern solche vorlag) überdauernden Kristallisation, deren Zeichen noch im Dolomit in seltener Glimmerbildung und im Rhät (grobe Kalkglimmerschiefer) ersichtlich sind.

Die primäre Fazies der Raiblerschichten ist die schwarzer Tonschiefer, die primäre Fazies des Rhät die von Kalkschiefern und verquarzten Breccien.

## VI. Kristallin über dem Tribulaundolomit.

Auf der Trias liegen im Kamm der Telferweißen typische Greinerschiefer der Unteren Schie erhülle. Sie zeigen (z. B. Ostgrat des Roßkopf) vorkristalline und parakristalline Faltung. Schon am Ostgrat des Roßkopfs sind diesen Greinerschiefern nachkristallin phyllonitisierte Quarzphyllite beigemischt, typische Quarzphyllite, zum Teil Tektonite von Glimmerschiefern.

An der Nordseite des Pflerschtals, über dem eigentlichen Tribulaun also, herrschen diese Quarzphyllonite. Es sind die typischen nachkristallin geschieferten Quarzphyllite, welche mit

dem Tribulaunrhät verfaltet sind und weiter im Norden das Karbon der Steinacher Decke tragen. Am Brenner (NW-Ecke des Blattes Brixen) ist auch das Liegende des Tribulaundolomits zu Quarzphyllit verschliffen, was die Karte 1:100.000 nur unvermittelt zum Ausdruck bringen kann und wobei wie immer Quarzphyllit ein petrographischer, nicht stratigraphischer Begriff ist.

## VII. Diluvium, Alluvium, Oberflächengestaltung.

Über dem festen Felsgerüste, dessen Formen im ganzen Bereich der Kartenblätter durch vorglaziale Erosion, durch die Interferenz glazialer und interglazialer Erosion und durch nachglaziale Erosion geschaffen wurden, liegen verschiedene meist unzementierte Schuttbildungen, deren Klassifikation, stellenweise weit vorgeschritten, Einblicke in die Geschichte des Reliefs gibt. Von diesen Schuttbildungen, welche auch für den Wasserhaushalt und die Besiedelung des Gebietes von größter Bedeutung sind, konnten 1:100.000 nur einige Hauptkategorien ausgeschieden werden und diese nur in dem Maße, daß das Kartenbild des festen Gebirges noch gut lesbar blieb; andererseits gerade an jenen Stellen, an denen es gewagt schien, den festen Untergrund zu ergänzen (z. B. Sterzinger Becken). Eine vollständige Darstellung der bisweilen das Feste nur durchsichtig überstreuenden Schotter wäre Sache einer eigenen Karte für diesen Zweck.

### *Moränen in situ und umgeschwemmt (mo).*

#### Junge Moränen.

An die im Zillertaler (Blatt Brixen) und Öztaler (Blatt Meran) Gebirge noch bestehende Vergletscherung schließen sich zunächst die zahlreichen Kare an, welche schon auf guten topographischen Karten oft ablesbar die Stirn- und Seitenmoränen der letzten Vergletscherung enthalten. Sie bestehen demgemäß aus Schutt der umgebenden Hänge, sind meist randlich von jüngstem Gehängeschutt überdeckt, bisweilen etwas umge-

schwemmt, oft aber in ihren Formen gut erkennbar, was im Maßstab der Karte nicht zum Ausdruck kommt. Viele größere wurden nach den früher erwähnten Gesichtspunkten eingetragen.

#### Ältere Grundmoränen.

Mit derselben Signatur bezeichnet finden wir in tieferen Lagen größere Flächen, deren Umrisse nicht mehr Karen entsprechen, sondern kleineren Hochtälern, seitlich mitlaufenden Felsterrassen größerer Täler (z. B. Ahrntal) oder den ausgedehnten Verflachungen und Weitungen des Felsreliefs in den Talkesseln, wo sich große Täler vereinigen (Bruneck, Brixen). Diese älteren Grundmoränen, welche regional und volkswirtschaftlich eine viel größere Rolle spielen als die jüngeren, wurden an Stellen größerer Mächtigkeit oder besserer Erschließung eingetragen. Sie zeigen bisweilen (so z. B. die Daunmoräne hinter dem Aufbereitungswerk Maiern und die Moräne vom Sonklarhof-SO, welche nach mündlicher Mitteilung Herrn Professor v. Klebelsbergs eingetragen wurden) noch deutlichere Formen. Auch als Verkleidung von Gehängen und Hochflächen (Jocherer Alm SW-Ecke des Blattes Brixen) sind diese Grundmoränen bisweilen noch mit ihren charakteristischen Lehmen und Geschieben fleckenweise erhalten, bisweilen nur als mehr oder weniger dichte Aussaat erratischer Geschiebe (Lüsener Alpe — Gampil, Kampele — Alte Karl; Blatt Brixen).

Weder im letzteren Falle, noch wenn sie von Gehängeschutt nicht klar trennbar auf schwach geneigten Gehängen liegen, wurden sie auf der Karte ausgeschieden. Es ist also zu bemerken, daß die Relikte der Gletscher, welche mit Ausnahme der hohen scharfen Kämme das ganze Relief der Blätter überflossen, weit zahlreicher sind als man ohne eigene Karte darstellen kann. Typische Grundmoränen sind am Material (ungeschichtete Lehme, glaziale Geschiebe) leicht erkennbar, häufig aber eluvial und fluvial verändert. Sie zeigen dann Übergänge zu Gehängeschutt, Murschutt und „Fluvioglazial“, entziehen sich vielfach der bestehenden Terminologie und sind auf der Karte unter der allgemeinen Signatur Schutt und Vegetation enthalten (da). Als fruchtbare

Bedeckung von Felsterrassen spielen sie eine sehr bedeutende Rolle sowohl für die Besiedelung als für den natürlichen Wasserhaushalt des Gebirges, wobei lose Schotter als Speicher, undurchlässige Lehme wasserstauend wirken. Eben dadurch und durch ihren glazial geschliffenen Untergrund prädisponieren sie andererseits zuweilen ein Gehänge für Murgänge und starke Schotterführung von Wildbächen (z. B. Hordra-Wiesen bei der Klausener Katastrophe (1921).

(H) Auf Blatt Meran erreichen die eiszeitlichen Moränenablagerungen ihre stärkste Entfaltung auf den Terrassen beiderseits vom Ausgang des Passeiertales. Diese sind Felsterrassen, deren Oberfläche der ehemaligen Talsohle entspricht und mit mächtigen Massen von Glazialschutt überdeckt ist. Die Moränen erstrecken sich am Berghang ober Tirol bis 800 m, über Kuens und Schönna bis 900 m in die Höhe. Die tiefen Einrisse bei Gratsch zeigen als tieferen Teil der Schuttdecke eine gebankte grobe Schuttablagerung mit großen Blöcken aus kristallinen Gesteinen der nächstliegenden Bergkämme und auch aus erratischem Material; die höheren Teile tragen deutlicher das Gepräge von Grundmoränen. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei Kuens.

A. P e n k hält die untere Ablagerung für einen interglazialen Schuttkegel, J. B l a a s für umgeschwemmte Moräne, gebildet zwischen den Zungen des Etsch- und Passergletschers.

Aus der oberen Schichte formen sich durch die Einwirkung der Wassererosion Erdpyramiden oberhalb von Schloß Tirol und von Kuens. Die Felsoberfläche der Terrasse zeigt am Küchelberg und bei Schönna prächtige Gletscherschliffe, deren Richtung am Küchelberg auf die Entstehung durch den Etschgletscher hinweist.

Die glazialen Rundformen des Gehänges reichen im Meraner Becken bis 2000 m.

Kleinere Reste der alten Moränenauskleidung sind an den Flanken des Passeiertals bis St. Leonhard allenthalben erhalten geblieben. Beiderseits von St. Martin reichen sie bis ungefähr 1000 m Höhe. Deutliche Zeichen eines längeren Gletscherhaltes.

beim Rückzug der Vereisung fehlen hier ebenso wie im unteren Vinschgau.

Nach der Durchwanderung der felsigen Talschlucht zwischen St. Leonhard und Moos begegnet man wieder am Eingang des Pfelderertales bis Innerhütt einer mächtigen Glazialschutttauffüllung des Tales, deren zwischen 1300 und 1400 m gelegene Oberfläche mehreren kleinen Siedelungen Raum gewährt in dem sonst schluchtigen Tal. Korrespondierend dazu liegt die große Moränenschuttmasse von Hahnebaum im Passeiertal oberhalb Moos. Bei der außergewöhnlich hohen Lage der Schneegrenze am Südabfall des Gurglerkammes könnten diese Moränen dem Gschnitzstadium des Eisrückzuges entsprechen.

Die Seitentäler des Passeiertals sind arm an Glazialablagerungen der letzten Rückgangsstadien, teils infolge ihrer Kürze und Steilheit, welche die Zerstörung derselben durch die Wassererosion begünstigt, teils weil infolge der hohen Lage der Schneegrenze in den südexponierten Tälern überhaupt keine größeren Ablagerungen zustande gekommen sind. Moränenreste, welche dem letzten Rückzugsstadium (Daunstadium) zugeschrieben werden können, liegen bei der Mahralm (westlich Gfallwand) in 2000—2500 m Höhe, im Varmazon bei 1800 m, Valtmar bei 1700—2000 m, im Kar westlich unter dem Jaufenspitze bei 15—1800 m, im Pfistradtal 1900—2100 m, im Grafeistal bei 2000 m, bei der Hirzerhütte in 1800—2000 m.

(S) Bedeutende Moränenbedeckung zeigt ferner auf Blatt Meran das Ridnaun, Pflersch und der Kamm zwischen Durnholzer- und Pensertal auf seinen breiten, in 1800—2000 m liegenden Felsterrassen.

#### *Ältere Flußschotter, Terrassenschotter (at).*

(S) Außer den Moränen verschiedenen Alters wurden durch eine eigene Signatur hervorgehoben die mächtigen, verschiedenaltigen Flußschotter der Haupttäler, wo sie deren große Talbecken füllen. Diese liegen (Brixen, Bruneck, Sterzing) am Treffpunkte großer Täler und sind dort durch die summierte Erosionskraft vereinigter Gletscher ausgestaltet worden, nachdem sie

auch wohl letzten Endes durch Gesteinsunterschiede vorgezeichnet waren (Sterzing, Brixen); auch die häufige Verlegung des erodierenden Flußlaufs in den bereits angelegten Weitungen wirkte ausgestaltend. Weniger mächtig und vielfach mit jüngerem Alluvium bedeckt und umgeschwemmt sind Äquivalente dieser geschichteten, oft allerdings sehr grob geschichteten Flußschotter und -sande auch in den Haupttalstücken zwischen den Becken (Mauls — Franzensfeste — Bruneck) und in den gleichsohlig mündenden großen Nebentälern (Taufertal, Pfitschtal) vorhanden; ferner als Füllung alter Talverläufe (zwischen Sterzing und Gossensaß). Die Tiefe dieser mächtigen Schotter ist in keinem der drei großen Becken erschlossen. Wie die großen Grundmoränen tragen sie fruchtbaren dicht besiedelten Boden. Die Studien v. Klebelsbergs südlich vom Brenner ergeben wie die Ampfers im Inntale eine gleichmäßig verbreitete interglaziale Einschotterung der Haupttäler, der gegenüber ältere lokale Erklärungsversuche des Phänomens (Stauung durch Seitengletscher) versagen.

Ältere Flußterrassenschotter als Verlandungsschotter von Seen sind ober dem Mareiter Bergsturz (hinterstes Ridnaun) und ober dem Bergsturz von Stilfes im Sterzinger Becken noch sichtbar.

(H) Auch beiderseits der Mündung des Waltenerbaches bei St. Leonhard im Passeier sind Reste einer älteren Schotterterrasse erhalten, welche vielleicht interglaziales oder interstadiales Alter besitzt, weil mächtige Moränen über ihr bei der Jaufenburg und bei Gratz das Gehänge aufbauen. Doch ist eine deutliche Überlagerung der Schotter durch die Moräne nicht aufgeschlossen.

*Lokale Schuttbildungen (große Schuttkegel, Muren, Bergstürze) (f).*

(S) Endlich wurden die Produkte lokaler Schuttbewegung von prägnanter Form, die großen Schuttkegel, Muren und Bergstürze unter einer Signatur zusammengefaßt, die kleineren derartigen Objekte entsprechend dem Maßstab unter der allgemeinen Bezeichnung Schutt, Alluvium und Vegetation (da) belassen.

Alle großen Schuttkegel der Blätter Brixen und Meran sind von Vegetation bedeckt und frühe Plätze der Besiedelung, welche Sümpfen und Überschwemmungsgebieten auswich. Eine sehr deutliche Abhängigkeit großer Schuttkegel von der Zone zermalmer Gesteine am Nordrand des Brixner Granites tritt hervor, um so deutlicher, als diese Schuttkegel bei Mauis, Vals, Weidental und Gais die Anschwemmung, zeitweise Seenbildung und Versumpfung in den talaufwärts folgenden Weitungen der Quertäler begünstigten.

Dieselbe Wirkung hatte der aus den Gehängen der Jäger Spitze stammende Bergsturz von Stilfes (Sterzinger Moos) und in noch viel höherem Grade der gewaltige Bergsturz von der Wöhr, der den Pfitscherbach zur Entfaltung einer beträchtlichen Wasserkraft an der Talstufe bringt, unterhalb welcher sich das Murgebiet von Tulfen anschließt.

Auf Blatt Meran sind bedeutendere Bergstürze oberhalb Mareit (Ridnauntal) mit Stau des Oberlaufs, und bei Innerratschinges, in beiden Fällen vom nordseitigen Gehänge niedergegangen; bei Mareit nach Klebelsberg, nachdem die Moräne am orogr. rechtsseitigen Talhang bereits abgesetzt war.

(H) Große postglaziale Schuttkegel erfüllen das Etschtal bei Meran. Der eine ist aus den vereinten Aufschüttungen aus dem Zieltal und dem Töllgraben entstanden und bildet die 160 m hohe Talstufe der Etsch an der Töll, wo die Etsch durch den Schuttkegel an den felsigen Bergfuß des Marlingerbergs hingedrängt wird. Die starke Schutförderung des Töllgrabens entstammt den großen Moränen und Bergsturmassen in seinem Quellgebiet, und an seiner rechten Flanke, welche in dem außerordentlich steilen, kurzen Wildbachgraben von den Gewässern der Schneeschmelze und der sommerlichen-Hochgewitter unterschritten und mitgerissen werden. Auch die Schutförderung des Zielbaches entstammt hauptsächlich den großen Schutt- und Trümmernmassen unter den Wänden des Tschigot, nahe über dem Talausgang.

Der Schuttkegel des Naifbachs sperrt den Ausgang des Passeiertals bei Meran und hat durch Aufstauung der Passer die Bildung des Alluvialbodens am Eingang ins Passeiertal veranlaßt.

Beide großen Kegel sind reich besiedelt und tragen die besten Kulturen des Tales. Das Wachstum des Zielbachschuttkegels ist derzeit zum Stillstand gekommen, der Bach schneidet in den Schuttkegel ein; dagegen sind am Naifbach und besonders vom Töllgraben noch in neuerer Zeit starke Schuttmuren niedergegangen.

Ein noch stark tätiger großer Schuttkegel ergießt sich unterhalb St. Martin ins Passeiertal, die sogenannte „Kellerlahn“, die aus Felsanrissen an der Westseite der Riffelspitz ihr Material erhält. Die Bildung dieser Anrisse dürfte mit der Mylonitzone zusammenhängen, welche als Ausläufer der Verrucanozone in dieses Gehänge sich fortsetzt (siehe oben).

### Oberflächengestaltung.

(S) Es bleibt noch der auf der benützten Karte 1:100.000 allerdings nur zum Teil ersichtliche Formenschatz zu erwähnen, soweit dies nicht bereits geschah.

Karformen beherrschen die höchsten Lagen; an den beiden Seiten des Pfitschtales in besonders schöner Abhängigkeit von Felsmaterial und Besonnung: Den klaren lehnsesselförmig nebeneinander liegenden Karformen im Südhang der Tuxer Gneise liegen die schlauchförmigen Taltröge mit steilem Gefälle in den seigeren Phylliten und Grünschiefern der Nordseite des Hochfeilerkammes gegenüber.

In ausgezeichneter Weise tritt besonders auf Blatt Brixen der Gegensatz zwischen Karling und Rundling zutage. So zeigen namentlich die alten vom Eise überflossenen Hochflächen des Brixner Granits östl. des Eisack und der Lüsner Alpe — Glittnerjoch auf welchem letzterer noch (bei Gampil 2196) Tonaliterratika des Pustertaler Gletschers liegen, schöne Rundformen im Gegensatz zu den umgebenden Karlingen. Tiefere alte Felsterrassen läßt

die Karte durch die Ausscheidung der Grundmoränen erkennen als vorglazial bereits dem heutigen Lauf der Haupttäler folgend. Noch andere alte Felsterrassensysteme entziehen sich der Darstellung ohne eigene Karte.

Der Verlauf einzelner Talstücke ist durch den geologischen Bau vorgezeichnet. So folgt das obere Eisacktal bis Mauis der Westgrenze zwischen Tauernhülle und alten Gneisen, das Pustertal zwischen Franzensfeste und Bruneck ungefähr dem Südrand des Brixner Granits, das Pfitschertal von Kematen aufwärts dem Südrand der Tuxer Gneise, Weißenbachtal und Ahrntal folgen von Luttach an dem Südrand der Zillertaler Gneise, viele kurze Täler der Bruchzone am Nordrand des Brixner Granits. Andere Täler bedeuten lediglich Abfließen auf kürzestem Wege von mächtigen widerstandsfähigeren Gesteinskörpern, wie der Zillertaler Gneiskamm, und zahlreiche Talstücke verlaufen gänzlich ohne Beziehung zum Bau des Untergrundes, so die Quertäler, welche die bunten Schichtserien der Tauern ohne entsprechende Querstörung durchschneiden.

Im Formenschatz des Blattes Meran spielen gegenüber den Kämmen mit Karen und Hörnerformen Rundlingsformen eine namentlich im Gegensatz zu Blatt Brixen geringe Rolle. Wir finden gerundete Gipfformen an den Bergen der breiten Brennersenke (Lorenzenberg, Roßkopf — NO, Schleyerwand — NO), und der, wie v. Klebelsberg zeigte, mit derselben korrespondierenden Jaufensenkung, namentlich am Kamme zwischen Jaufental und Ratschinges. Ferner am Südrand des Blattes, wo in der Gegend von Hafling — Naifpaß, Leisenalm und Kreuzjöchel das Bozner Porphyplateau anschließt.

Das Relief unserer beiden Blätter ist für sich allein nicht verständlich. Es bedarf, um etwa im Sinne der Darstellungen v. Klebelsbergs morphologisch verstanden zu werden, einer Betrachtung mit den anschließenden Blättern zugleich. Es sollen also hier nur einige Züge hervorgehoben werden, welche etwa schon durch Blatt Meran mit Blatt Brixen zusammen hervortreten und nur einen Teil dessen bilden, was sich bei weiterer Rundschau mit v. Klebelsberg erkennen läßt.

In ein älteres höher gelegenes Relief bei 2300 bis 1900 mit weichen und flachen Formen, einer welligen Hochebene ähnlich an den Zentralkamm anschließend, sind jüngere und tiefere Flächen- und Talsysteme eingesenkt, über welche die hier wieder-gegebene Zusammenstellung v. Klebelsbergs eine Übersicht gibt und bei deren eingehenderer Betrachtung u. a. die Verschiebung der Wasserscheide am Brenner von Süden gegen Norden ersichtlich wird.

Es stehen in der Übersicht oben die älteren höheren, unten die jüngeren, in jene eingesenkten tieferen Formen mit den Höhenzahlen in Metern.

Brenner	Sterzing	Brixen
Alte breite Brennersenke 2350—2100	Roßkopf, Saun, Jaufen, Penserjoch 2300—2000	Alte Karl, Lüsener Alpe 2200—1900
Steinalpe 1750	Plun, Brauerhof Zwölfernock 1500—1300	Meransen, oberste Höfe von Brixen 1400—1200
Brennerpaß kl. 1300	Gesimse bei 1100	Plateau von Naz 900
—	Sterzing 900	Franzensfeste 750
—	—	Brixen 560

Mit guten Karten und fast bei jedem Rundblick lassen sich diese Systeme durch weitere Punkte vervollständigen.

Es ist leicht, Beispiele für Eiserosion, Kare und Talformen mit U-Querschnitt und Schriffgrenze zu finden.

Wie bei Betrachtung des Baues ersichtlich ist, folgt die alte Talung der Brennersenke einer markanten tektonischen Grenze. Ebenfalls wichtigen tektonischen Linien folgt auf Blatt Meran Eggertal — Penserjoch — oberes Pensertal — Sagbachtal — Missenstein — Naif — Naifschlucht; ferner Jaufental und das von kleineren Tälern und Jöchern bezeichnete Streichen der Weißhorntrias.

### VIII. Nutzbare Ablagerungen.

(S) Blatt Brixen ist ausgesprochen arm an nutzbaren Ablagerungen.

Die in der Zermalmungszone des Eggertals angesetzten Stollen wurden nicht fündig.

Der Magnesit von Sprechenstein bei Sterzing ist nur von mineralogischem Interesse.

Talk und Asbest begleitet manche der auf der Karte bezeichneten Serpentine in ungünstiger Transportlage, ohne daß bisher die nötigen technologischen Untersuchungen vorliegen.

Solche Untersuchungen fehlen auch bezüglich der Quarzite (Material zur Ferrosiliziumbereitung).

Im Brixner Granit sind transportlich günstige Steinbrüche an der Bahnlinie möglich und mehrfach betrieben.

Unter den Bäderquellen ist die bekannte Brenner-Therme von Bedeutung. Sie liegt gleich mehreren analogen Thermen, unter welchen Gastein die bekannteste ist, am Rande der Zentralgneise der Hohen Tauern.

Auf Blatt Meran liegen die Bergbaue **Schneeberg** im Passeier, **Rabenstein** im Pensertal; ferner einige ehemals betriebene ältere Bergbaue (Pflerschtal) und Steinbrüche (Ratschinges).

Der alte derzeit noch betriebene Bergbau Schneeberg im Passeier geht in erster Linie auf Zinkblende und Bleiglanz. Die Zinkblende, das Haupterz, tritt nicht in idiomorphen Kristallen, aber in ziemlich reinen Aggregaten als Linsen von mehreren Metern Durchmesser, ferner verunreinigt mit Quarz, Breunerit, Tremolit und Granat und im Schiefer eingesprengt als Schiefererz auf. Die Analyse der besten blendereichen Erze zeigt nach **Granigg**: Zn 50.96, Fe 8.7, Pb 0.794, Cd Spur, Cu 0.015, Ag 0.012, S 33.935, As 0.017, Si O<sub>2</sub> 3.75; Summe 98.183.

Der Bleiglanz, früher als die Blende gewonnen, zeigt in reinen Stufen nach **Granigg**: Pb 78, Ag 0.12, Au 0.0001; wobei Au mehr an die begleitenden Kiese als an den Bleiglanz gebunden ist. Verunreinigungen wie bei der Blende bemerkt.

Außer diesen beiden Erzen sind erwähnenswert: Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies und Produkte der Oxydationsmetasomatose (Limonit, Azurit, Malachit, Zinkblüte usw.); endlich der „Schneebergit“, ein äußerlich dem Topasolith ähnliches, wahrscheinlich sekundäres Mineral mit  $\text{Sb Ca Fe}$  neben  $\text{Bi, Al, Mg, K, Na}$ .

Entsprechend der lebhaften Durchbewegung ist die Gestalt der Lagerstätte eine so rasch wechselnde und verschiedenartige, daß sie sich begreiflicherweise schlecht in die hiefür üblichen Schemata fügt und keine Niveaubeständigkeit der Erze besteht.

Hinsichtlich jener Entstehungshypothesen, welche einen granitischen Erzbringer annehmen (Granigg), ist die Kartierung von Tauerngneislagen sowie das Ergebnis der neuen Aufnahmen von Bedeutung, daß die Lagerstätte in typischen Greinerschiefern liegt, wie wir solche in der Unteren Tauernhülle nächst den Gneisen treffen. Da die Gesteine, mit welchen zugleich die Lagerstätte deformiert wurde, wie erörtert eine die letzte tektonische Deformation überdauernde Kristallisation zeigen, ist ein Gleiches von der Lagerstätte zu erwarten; worüber Spezialuntersuchungen noch fehlen. Diese werden voraussichtlich die Lagerstätte als einen sehr vererzten vorkristallin deformierten „kristallinen Schiefer“ kennen lehren, der aus demselben Jungpaläozoikum entstand, welches wir anderwärts (Blatt Matri) nicht-metamorph, aber ebenfalls lokal vererzt vorfinden.

Der Bergbau **R a b e n s t e i n** im Pensertale geht auf silberhältigen Bleiglanz und sehr schönen Flußspath in Gängen. Diese Gänge sowohl wie Diabasporphyritgänge streichen mit der Dislokation am Granit NO. Der Bergbau läßt sich, wie die Neuaufnahme zeigt, im Streichen mit Klausen verbinden und liegt wie letzteres im Gneis des Quarzphyllits.

---

## IX. Erste Übersicht der erschlossenen und in den Profilen zu Blatt Meran und Brixen dargestellten Tektonik.

### Zu Blatt Brixen.

Das Quarzphyllitareal auf der Südhälfte des Blattes zeigt mit Ausnahme lokaler Anpassung des Streichens (z. B. an den Nordrand der Dolomiten) nordwestl. bis nordnordwestl. Streichen und Südwestfallen, in starkem Gegensatz zu der mit Ausnahme der Anpassung an die Tauerngneiskuppeln streng ostwestlichen Streichrichtung der Maulser Gneise und der Tauerngesteine. Diesem Umstande und den bereits früher erörterten Verschiedenheiten dieser Areale entsprechend bezeichnet die Überschiebungs- und Bruchzone am Nordrand des Brixner Granits die markanteste tektonische Linie des Blattes (D).

Aus der zugleich mit zentralalpiner Trias in isoklinale nordfallende Schichtpakete gelegten Zone der Maulser Gneise und Laaser Gesteine wird östlich des Pfunderer Tales ein Fächer (F), dessen mächtiger südfallender Nordflügel sich bei Lappach nach Norden über den Kalkphyllit der Tauern legt und als Speickbodendecke (SD) den Kalkphyllit der Oberen Schieferhülle bei St. Johann im Ahrntale bis auf wenige hundert Meter bedeckt. In den Maulser Gneisen steckt bei der Rensenspitze — Gaisjoch ein tektonisches Fragment des Brixner Tonalits in Primärkontakt mit den Laaser Marmoren.

Nördlich von der Zone der Maulser Gneise beginnt die Schieferhülle, aus welcher die Emporwölbungen der Tauerngneise im Zillertaler- und Tuxerkamm gänzlich, in der Wölbung am Ausgang des Pfitschertales nahezu zutage treten. Zwischen diesen Gneisschwellen eingeklemmt und tektonisch vervielfacht liegen die bunt zusammengesetzten Serien der Unteren und Oberen Schieferhülle als komplizierte Synklinen, aus denen Teildecken nordwärts über die Gneisschwellen gehen. Die Tauerngneise selbst sind im gleichen Sinne, nämlich belastet durch höhere Niveaus mit größerer Nordgeschwindigkeit, mit der Unteren Schieferhülle verfaltet (Prof. I und II Sch.)

Bewegung gegen Süden ist am Südrand der Tuxer Gneise im Pfitschtal und am Südrand der Zillertaler Gneise (siehe Prof. I und II) sowie am Nordrand des Brixner Granits deutlich.

Die komplizierte, im Osten von der Speickbodendecke überfaltete Schieferhüllensyncline zwischen Maulser Gneiszone und Tauerngneis grenzt an beide genannten Gesteine mit Unterer Schieferhülle, das heißt sie hat äquivalente Ränder. Ihr Inhalt besteht zum wenigsten teilweise aus nachträglich gefalteten, aber bereits vorher gebildeten tektonischen Serien. Es ist wahrscheinlich, daß der letzten jetzt in den Profilen dargestellten sekundären Tektonik ein Bewegungshorizont in der Unteren Schieferhülle voranging, welche zum Teil auf Maulser Gneisen und Laaser Gesteinen, zum Teil auf „Tauerngneisen“ lag. Die dabei in der Unteren und Oberen Schieferhülle gebildeten tektonischen Serien wurden dann weiter kompliziert, namentlich in O—W streichende und korrelat hiezu ostwestlich gestreckte Falten und stengelige Elemente ausgewalzt, deren Axen man (Weißspitz bei Gossensaß, Grabspitze im Pfitschtal) am Westrand des Blattes Brixen noch unter den weiter westlich darüber folgenden altkristallinen Gneis und Glimmerschiefer einfallen sieht. In der Nordwestecke des Blattes, am Brenner, ist auf kleinem Raume noch die tektonische Folge ersichtlich, welche sich auf Blatt Meran übersichtlicher entfaltet. Tektonisch vervielfachte Untere Tauernhülle, Obere Tauernhülle, Altkristallin, Tribulauntrias und darüber die Gesteine der Steinacher Decke. Der Brixner Granit hat im Süden Primärkontakt mit Quarzphyllit, im Norden tektonischen Kontakt mit Tonaliten, Gesteinen der Serie L und jungen unzementierten Myloniten.

Wir gelangen also auf Blatt Brixen aus dem Brixner Quarzphyllit mit Eigentektonik und der davon unabhängigen Perm-Trias-Tafel über die Bruchzone D, die Gneise und L-Gesteine von Mauls in das Gebiet der Teildecken der Tauern.

#### Z u B l a t t M e r a n .

Im Süden tritt das Quarzphyllitgebiet des Penser- und Durnholzertales in den schärfsten tektonischen Gegensatz zu

den jenseits des Brixner Granits folgenden Gebieten. Ausgedehnte sehr flach liegende Gebiete, bei Annäherung gegen den Primärkontakt mit Brixner Granit (hinterstes Pensertal) sich etwas aufrichtend und im mittleren Durnholzertale wahrscheinlich durch eine verdeckte Dislokation von dem östlich anschließenden Gebiet getrennt, stoßen unmittelbar an eine auf Blatt Brixen noch nicht vorhandene Dislokation am Südrand des Brixner Granits (Prof. IV D', Prof. V D').

Diese Dislokation ist ein vollkommen unverheilter nachkristalliner Bruch südlich Rabenstein mit Überschiebung des Granits (mehlfeine unverkittete Zerreibsel) auf den Quarzphyllit gegen SO. Noch weiter südwestlich bringt dieser Bruch (Naifbruch) den Granit mit Quarzporphyr und Liegendkonglomerat in tektonische Berührung. Schon an dem streng SW—NO streichenden Nordrand des Brixner Granits beginnt ein gänzlich anderer Bau mit den dem Granitrand im Streichen angeschmiegteten Tektoniten, welche mehr oder weniger steil NW fallen und sich bisweilen flach über den Granit biegen. An diesem Nordrand tritt, je weiter wir der Grenze von NO nach SW folgen, desto mehr die grobe gänzlich nachkristalline Zermalmung wie wir sie auf Blatt Brixen fanden, zurück und es treten sowohl im Tektonit des Tonalits („Tonalitgneis“ vom Heißboden, z. B. vgl. Petraschek L 34), als in den mineralreichen Glimmerschiefern und Arteriten, den Marmoren und Amphiboliten dieser als Laaser Gesteine betrachteten Serie parakristalline Teilbewegungen mit auf.

An diese Grenze schließt sich nun die gegenüber den Verhältnissen auf Blatt Brixen Westhälfte gewaltig verbreiterte Gneiszone Mauls—Meran an, welche folgenden Bau zeigt, für welchen ich Hammers Beschreibung wörtlich einsetze.

(H) Das Altkristallin zwischen dem Ifingergranit und dem Schneeberger Gesteinszug bildet ein durch seine ganze Erstreckung gleichförmig gegen NW einfallendes Schichtpaket mit einem regionalen Streichen von SW gegen NO. Im Etschtal schwenkt letzteres gegen OW ein, so daß die westliche Fortsetzung der Zone dem Etschtal entlang in den Vinschgau hinauf streicht.

Im einzelnen ergeben sich für das Streichen aber starke Abweichungen vom regionalen Verlauf dadurch, daß dasselbe mehrere Knickungen erleidet. Dies tritt auf der Karte zum Beispiel an dem Verlauf der Tschigotgranitgneise hervor: Die im Gehänge ober Naturns ONO streichenden Gneise schwenken am Ausgang des Zieltals gegen NNO ein und kehren dann am Tschigot wieder in die ONO-Richtung zurück. Stärker noch sind die benachbarten Paragneise verbogen, welche im obersten Töllgraben und am Rötelspitz nahezu NS streichen — und unter dem Mutkamm bei Vellau WNW — OSO-Richtung annehmen. An der Ostseite der Mutspitze (ober Meran) dreht sich das Streichen wieder nach NNO. — Eine andere große solche Knickung besteht im mittleren Passeiertal: Das NO-Streichen ober Saltaus geht bei Schweinsteg in NNO und NS über und dreht sich im Grafeistal und am Riffkamm dann wieder nach ONO und nahezu OW. Der Zug der Granitglimmerschiefer erleidet am Ulsenspitz und am Kolbenspitz kleine scharfe Knickungen in die NW-SO-Richtung. Bei Wanns-Jaufenspitz erleidet der Granitgneis eine Verschiebung des Streichens gegen NNO.

Zwei Dislokationsflächen greifen von NO her zerteilend in den Gneiszug ein, die durch die Einschaltung jüngerer Schichten und die heftige Mylonitisierung gekennzeichnet sind:

Im Norden die Jaufenpaßdislokation. Nordöstlich des Passes durch Einschaltung von Triasgesteinen auffällig, ist sie vom Paßwirthaus an über den Paß hinüber nur durch eine breite Mylonitzone bezeichnet, welche gegen SW bis Walten und noch ein Stück darüber hinaus entlang der Jaufenpaßstraße reicht. Es sind teils schwärzliche, genetisch nicht mehr erkennbare Mylonitschiefer, teils gehen sie deutlich aus Paragneis und vor allem aus Pegmatit und Muskowitgranitgneis hervor. Feinschichtige lichtgraue Quarzite, die in dem Mylonitzug auch enthalten sind, dürften dem Verrucano zugehören. Die Mylonitzone durchschneidet das Streichen der Gneise diagonal. Westlich von ihr streichen sie nahe OW und fallen flach gegen N ein und zeigen stellenweise sehr heftige kleine Verfaltungen und Abquetschungen

parallel dem Verflächen (besonders an den eingelagerten Amphiboliten auffällig).

Östlich der Störungszone ist ein schmaler Randstreifen der Paragneise der Dislokation im Streichen angepaßt mit Einfallen gegen die Mylonitzone, die anderen aber streichen OW und fallen gegen S (fast das einzige S-Fallen im ganzen Altkristallinzug), am Jaufenspitz und bei Wanns setzt aber dann plötzlich NO Streichen und NW-Fallen ein. Entlang der Straße Walten—St. Leonhard läuft die Mylonitzone in einen Zug linsenförmig verquetschten Granitgneises aus, der bei Glaiten endet.

(S) Während also die Jaufendislokation gegen Westen als eine Fuge mit Quetschlinsen ausläuft, entwickelt sich aus ihr gegen NO im Kamme zwischen Jaufental und Ratschinges eine zu einer nur scheinbar einfachen Synkline gefaltete Falte (Prof. V J) mit wahrscheinlich mesozoischen Gliedern. Die Achse dieser Falte tritt gegen NO in die Luft und findet keine Fortsetzung.

Obwohl sich in dieser Serie vom Jaufen keine Fossile fanden und demnach nicht „fossilführende Trias“ kartiert wurde, ist eine starke Analogie sowohl was den Inhalt als die komplizierte Synkline Fartleystal — Weißhorn — Stülfes (auf Blatt Brixen) anlangt deutlich genug, um beide tektonischen Elemente nebeneinander zu stellen. Auch insofern, als beide tektonischen Einschaltungen keine Tauernkristallisation zeigen, lediglich nachkristalline Teilbewegung bei Einschaltung eines, wie sich auf Blatt Brixen zeigte, schon vorher gebildeten Bewegungshorizontes.

Auch die Einschaltung vom Weißhorn (Prof. V W) endet nach H a m m e r im Westen mit ONO-Streichen in eine Fuge mit Gneismyloniten. Vom Riffelspitz gegen Osten treten in der Fuge zu den nachkristallinen Tektoniten der Gneise Tektonite des Verucano und mächtiger Arkosen und Orthogneise, ferner die fossilführende Trias.

Endlich ist nach H a m m e r weiter im Westen eine nachkristalline Dislokation vom Marlingerberg anzuführen. Über den Marlingerberg zieht in NNO-Richtung eine Störungslinie, welche als mylonitische Zone sich durch den Graben östlich Josefsberg

gegen Forst hin fortsetzt. Ihre Fortsetzung gegen N bilden vielleicht die schwärzlichen diaphoritischen Schiefer bei Gratsch und am Ausgang des Spronsertales. Fast parallel zu ihr durchschneiden bei Josefsberg-Quadrat zahlreiche N-S verlaufende kleine Brüche den Gneis und kommen durch staffelförmige Verschiebung der eingelagerten Pegmatite zum Ausdruck. Diese Störungslinie des Marlingerjochs ist in ihrer Richtung stark divergierend mit der Judikarienlinse gegen SW bis ins oberste Ultental zu verfolgen.

Solchen von keiner Rekristallisation der Gefügekörner überdauernden tektonischen Bewegungen stehen bedeutende tektonische Deformationen gegenüber, deren Teilbewegungen im Kleingefüge von der Kristallisation überdauert wurden. Dies ist unter anderem namentlich in dem breiten Streifen von mineralreichen Glimmerschiefern und mit denselben vorkristallin oder parakristallin verfalteten Marmoren der Fall, welcher, von mir als Laaser Gesteine gedeutet, zwischen Zone II und Zone III hinzieht. Im Hinblick auf das Verhältnis zwischen Teilbewegung und Kristallisation ist also dieser Streifen neben den nördlich folgenden Schneeberger Zug zu stellen. Auch ist bemerkenswert, daß seine Kalke ebenso wie die des Schneeberger Zuges wenig tief in den Glimmerschiefer dringende Einfaltungen (z. B. Hohe Kreuzspitze) zu sein scheinen.

Über diesen Gesteinen folgen nun die Gesteinsserien des Schneeberger Zuges ihrem Inhalte nach wie erörtert zweifelloser Untere Schieferhülle, ihrer tektonischen Stellung nach aber keineswegs die Fortsetzung der Hohen Tauern, welche (Prof. V T) bei Sterzing gegen Westen untertauchen, und zwar wie zwischen Sterzing und Gossensaß trotz der schlechten Aufschließung ersichtlich, u n m i t t e l b a r über sich nicht Gesteine des Schneeberger Zuges, sondern Gesteine des älteren Kristallin (Paragneise, Phyllitgneise, Augengneise, mineralreiche Glimmerschiefer) tragen.

Dem entsprechend zeigt das Kartenbild keinen ununterbrochenen Zusammenhang der mit derselben Farbe bezeichneten Schiefer des Schneeberger Zuges und der Unteren Tauernhülle.

Dieser Umstand hält mich ab, in den Kalkphylliten des Jaufenkamms (zwischen Jaufental und Ratschinges) die heute noch direkte tektonische Fortsetzung der Kalkphyllite der Oberen Schieferhülle zu sehen. Doch kann in einer der jüngsten Tektonik vorangehenden, älteren tektonischen Phase irgend ein direkter Zusammenhang zwischen den Kalkphylliten, welche am Jaufen auf älteren Gneisen liegen, und den Kalkphylliten, welche zwischen Sprechenstein und Valgenein (auf Blatt Brixen) auf denselben älteren Gneisen liegen, noch bestanden haben.

Die Gesteine der Oberen Schieferhülle fehlen dem Schneeberger Zug. Die zahlreichen Marmor- und Dolomitlagen zeigen synklinale Abschlüsse gegen unten und reichen häufig nicht bis in die Talgründe. Besonders schön heben sich, wie Karte und Profile (Prof. I) zeigen, die gefalteten Falten der Texelgruppe aus dem Untergrund.

Was den Südrand und Nordrand des Schneeberger Zuges anlangt, so besteht in Bezug auf die Gesteine der Unteren Schieferhülle eine gewisse Symmetrie: Die Mitte des Streifens wird von Greinerschiefern ohne Marmore, Dolomite etc. eingenommen.

Eine sehr bedeutende Asymmetrie aber läßt sich wohl schon vor Aufnahme des Gurglertales, also auf Blatt Meran, feststellen. Die Laaser Gesteine kennzeichnen den Südrand, metamorphes Perm und Trias des Tribulaun aber den Nordrand des Schneeberger Zuges. Es scheint, daß in einer jüngsten tektonischen Phase korrelat zur Zusammenschoppung der Schneeberger Gesteine und zu ihrer Umlegung nach Süd die Tribulauntrias auf den Schneeberger Gesteinszug übergetreten ist. Jedenfalls aber hat dieselbe kristalline Mobilisation wie in den Schneeberger Gesteinen so in der Tribulauntrias die Deformationen noch vielfach überdauert.

In seiner Gestalt läßt der Schneeberger Zug deutlich gleichen Verlauf wie die Grenze zwischen Zone I und II, die alpino-dinarische Kontur im Alpenknick, erkennen. Die Zone II hat sich der Beanspruchung in der SO-NW-Linie teils durch die Drehungen

des Streichens aus OW in NO angepaßt, teils durch die von H a m m e r beschriebenen Knickstellen, welchen im Schneeberger Zug die Interferenz zweier steilstehender nachkristalliner Schieferungen im hintersten Pfossental entspricht.

Die Tribulauntrias wird (Roßkopf—Schleierwand) von Gesteinen des Schneeberger Zuges tektonisch überdeckt, zu welchen sich in der NO-Ecke von Blatt Meran schon am Roßkopf jene Quarzphyllite gesellen, deren Verfaltung mit Rät zwischen Pfeiferspitz und Lorenzenberg sehr schön sichtbar ist. Es steht also fest, daß Gesteine des Schneeberger Zuges (Greinerschiefer) über die Grenzen dieses Zuges hinaustreten. Ferner, daß, wie schon erörtert, Perm und Trias des Tribulaun durch wesentlich nachtektonische Kristallisation von Unterer Tauernhülle ununterscheidbar werden.

Die Tektonik der südlichen Stubai er tritt auf der Karte durch Ausscheidung der Orthogneise zutage.

## X. Zur petrographisch-tektonischen Synthese.

Eine zusammenfassende Einordnung alles Bekannten in eine Entstehungsgeschichte, eine Synthese also, ist heute noch der einzige Weg, auf welchem eine Fülle geologischer Tatsachen genügend übersichtlich und anregend gemacht werden kann für das Interesse weiterer fachgenössischer Kreise. Was Synthesen durch die Interpolation erwünschter, aber wenig gesicherter Angaben und durch Übergehung der für das angestrebte Bild unrichtigen oder störenden Züge an Faßlichkeit und Beifall gewinnen, das pflegen sie an Lebensdauer einzubüßen. Wenn letzteres nun auch bekanntlich nicht bedeutet, daß eine „unrichtige“ Synthese ihre Rolle in der Weitergestaltung eines Faches verfehlt hat, und man gerade der Synthese T e r m i e r s vor allem Anregung zu danken hat, so steht man doch n a c h T e r m i e r vor der Aufgabe, neuen Tatsachen gerecht zu werden und zwischen den zwei oben genannten Gefahren jeder Synthese neuerlich einen Weg zu finden.

Es sind zunächst die bei der Neuaufnahme der Blätter Meran und Brixen festgestellten und vielfach schon veröffentlichten Tatsachen in Übersicht zu bringen.

### Aufgeschlossene Tektonik letzter Prägung.

Die ganze aus den aufgeschlossenen Gesteinslagen heute direkt ablesbare, nicht aber die aus regional-tektonischen Annahmen teils mit guten, teils mit schlechten Gründen gefolgerte Tektonik des Blattes Meran ist durch folgende Grundzüge gekennzeichnet:

1. Ötztal-Stubai hat eine eigene Tektonik, welche schon auf dem vorliegenden Blatt zwischen Timmeljoch und Tribulaun ersichtlich, im Hochötztal durch Neuaufnahmen Dr. Schmideggs aufgehehlt ist: Bau aus Schlingen mit steilen Achsen. Im Pflerschtal buckelige Wölbungen (wahrscheinlich über tieferliegendem, von Norden überschobenem Tauerngranit, auf welchen die abgeschürften tauernkristallinen Schiefer des Roßkopfs und ebenso die Tauernkristallisation des als Dach in seinen Wirkungsbereich überschobenen Tribulaun zu beziehen sind).

2. Dem Block Ötz-Stubai im NW des Blattes liegt im Südwesten ein zweiter Block mit Eigentektonik gegenüber, der Brixner Quarzphyllit des Blattes Meran: Bau aus flach liegendem Wechsel von Quarzphyllit und Gneis (Tektonite!).

3. Alles, was zwischen diesen beiden Einheiten liegt, zeigt fast ausnahmslos Einfallen der Gesteinslagen und der damit parallelen Flächen geringster Schubfestigkeit gegen den NW-Sektor. Der ganze breite Gesteinsstreifen zwischen Ötz-Stubai und Sarntal läßt nur Bewegung gegen den SO-Sektor und zwar Aufschub und Anschoppung von Höherem, Nördlichem auf Tieferes, Südliches unmittelbar erkennen. Ferner steilachsige Tektonik und demgemäßen Wechsel im Streichen im Sinne des Alpenknicks. Ferner westeinfallende Achsen.

4. Die Schneeberger Gesteine — also nach Material und Metamorphose Untere Tauernhülle — sind gegen das Zentrum des NW-Sektors, also gegen SO, konzentrisch angeschopt. Da-

bei haben sich die Marmore am Rand gegen das südliche Altkristallin in untief wurzelnden Isoklinalfalten angesammelt, eben wie wenn Beweglicheres gegen Starreres angetrieben wird. Ähnliches zeigt der südlich folgende Zug der Serie L. Der aus den tatsächlichen Gesteinslagen erschließbare Akt ist etwa wieder die von dem südwärts drängenden Ötztaler Block ausgeführte parakristalline Abschürfung und Anschoppung der Hülle eines Granites ganz von der Art der Tauernkristallisation bedingenden Tauerngranite.

5. Der einzige beträchtlichere Zeuge von Transporten gegen N ist auf Blatt Meran das nachkristallin deformierte Kristallin über Telferweißen—Tribulaun.

6. Das tektonische Problem des Blattes Meran bildet heute die Erklärung der Stellung des Schneeberger Zuges gegenüber dem Tauernwestende.

Fassen wir gleichermaßen zusammen, was sich aus den Aufschlüssen von Blatt Brixen direkt ablesen läßt:

1. Die Eigentektonik des Brixner Quarzphyllits zeigt hier vorwiegend vorpermische (Perm am Hundskopf) Faltung und Schuppung mit Einspannung in ein Kraftfeld NO—SW und dementsprechende Konkordanz über dem Brixner Granit westlich des Eisack; O—W-Streichen am Südrand des Blattes als nachtriadische Anpassung an den Nordrand der gegen Norden angeschuppten Dolomiten (SO-Ecke des Blattes), also Einspannung in ein meridionales Kraftfeld.

Die vorpermische Tektonik des Quarzphyllits ist mit dem Brixner Granit ohne spätere Störung des Kontaktes verlötet.

Zu betonen ist die Übereinstimmung des vorpermischen NW—SO Streichens im Brixener Quarzphyllit mit dem NW—SO Streichen im Ostflügel des Stubaier Kristallins.

2. Nördlich vom Brixner Granit finden wir auf Blatt Brixen bei Einspannung in ein meridionales Kraftfeld die Schuppung gegen Süd (Pfitschtal, Sterzing-Pfunders) stark zurücktreten gegen nordwärts gerichtete Transporte (Untere Schieferhülle, Speickbodendecke, Einfaltungen von oben in den Kalkphyllit).

3. Der wichtigste Zug der Tektonik auf Blatt Brixen ist die mit Schubfalten von Trias und Tauernkristallin belegte Grenzfläche Kalkphyllit—Altkristallin, welche unter das Altkristallin der Speickbodendecke und des Brenners fällt.

Nach diesem ersten Überblick über die für die Synthese wichtigsten aufgeschlossenen tektonischen Züge und Eindrücke streben wir ein Bild des Zustandekommens dieser Züge, eine Synthese, an. Hierzu ist es nötig, nach dem Ausgangsmaterial zu fragen, nach dessen sekundären Veränderungen, und schließlich besonders im Hinblick auf andere lautgewordene Deutungen kritisches tektonisches Detail beizubringen.

#### Schwierigkeiten für Synthesen metamorpher Gebiete.

Zunächst einige Vorbemerkungen über grundsätzliche, sehr oft unbeachtete Schwierigkeiten dieser und ähnlicher, ja aller tektonischen Synthesen in stark metamorphen Gebieten.

Fast alles, was wir an den Gesteinen solcher Gebiete überhaupt Unterscheidendes sehen, sind Sekundärfazies, nachweislich während oder nach tektonischen Bewegungen erworbene Eigenschaften. Es ist also nicht statthaft, etwa die für nichtmetamorphe Gebiete übliche und erlaubte einfache Art der Analyse auf metamorphe Gebiete zu übertragen. Man darf nicht davon ausgehen, daß so wie in einem nichtmetamorphen fossilführenden Gebiete die Formationen vortektonisch übereinander lagen, auch die Sekundärfazies (tektonische und Mineralfazies) vortektonisch bereits fertig übereinander gelegen seien. Und während man in nichtmetamorphen Gebieten Gleiches mit Gleichem in den Profilen verbindend keinen grundsätzlichen Fehler begeht und meist zum Bewegungsbild (soweit es Vertikalschnitte darstellen können) gelangt, ist dieses einfache Verfahren in metamorphen Gebieten wegen der paratektonischen und nachtektonischen Erwerbung entscheidender Gesteinsmerkmale grundsätzlich unstatthaft. — Bei der Analyse eines Teiges, dessen Lagen ihre Eigenschaften während und nach der Deformation noch beispielsweise bis zur gleichen Phyllonitierung verschiedenster Ausgangsmateriale än-

dern, werden die Überlegungen entsprechend komplizierter oder dieselbe Art der Analyse, welche für die Dolomiten oder nördlichen Kalkalpen berechtigt ist, ist eben primitiv. Ohne petro-tektonische Analyse keine moderne Synthese eines deformierten und metamorphen Gebietes. Andererseits lehrt diese Analyse unter gleichen Deformationsbedingungen erworbene gleiche Eigenschaften kennen, auf dieser Grundlage gliedern und jene gleichen Bedingungen erschließen.

Noch durch eine zweite, im nichtmetamorphen Gebirge meist ebenfalls ziemlich unschädliche und übliche Annahme kann man im kristallinen Grundgebirge als naiver Tektoniker erscheinen: durch die Annahme, daß sich das Bewegungsbild restlos in Vertikalschnitten, „Profilen“, darstellen lasse. Nennen wir die im Normalfalle mit der Schnittgeraden der wichtigsten Scherflächen zusammenfallende Faltenachse B die auf B senkrechte Ebene E im Sinne der Kinematik die „Ebene der Umformung“ so sind die weitaus meisten tektonischen Deformationen „ebene“ oder wenigstens nach E bilateralsymmetrische Deformationen und der Schnitt nach E enthält den besten Einblick in die Bewegung. Meist ist E die übliche vertikale Profilebene, aber B kann mit dem Horizont einen Winkel von  $0^{\circ}$  bis  $90^{\circ}$  einschließen; wir sprechen demgemäß von flachachsiger und steilachsiger Tektonik. In letzterem Falle — in allen Gebieten, in welchen tektonische Deformationen vorwalten, bei denen die Schnittgerade der Scherflächen und die Faltenachsen steiler als  $45^{\circ}$  einfallen — läßt sich in Horizontalschnitten bereits mehr vom Bewegungsbild der Deformation wiedergeben als in Vertikalschnitten. Dieser im Grundgebirge ausgedehnter Areale häufige Fall ist beispielsweise gerade auf unseren Kartenblättern verwirklicht. Steilachsige Tektonik zeigt der Schneeberger Zug an seinem Westende (Sander 19..), seine altkristalline Umgebung an der Innenseite (Hammer 1922) und besonders an der Außenseite (Schmidegg 1927) des im Kartenbild gebildeten Knies (Knicke und Schlingen des Streichens anhaltender Gesteinslagen, steile B-Achsen). Solchen Gebieten gegenüber tritt die Verfänglichkeit des Vorhabens, alle Tektonik in Vertikalprofilen darzustellen, hervor. Und ganz besonders ver-

fänglich erscheint es, derartige schematisierte Vertikalschnitte bis in größte unbeobachtbare Tiefen zu zeichnen, ohne die Frage auch nur zu stellen, ob in großen Tiefen die B-Achsen steiler stehen. Wir kennen ja doch im tieferodierten Grundgebirge steile Stellung der s-Flächen als typisch, wissen, wie leicht tangente Beanspruchung bei solcher Stellung zu steilachsiger Tektonik führt und müssen als eine wichtige Bedingung für das Zustandekommen flachachsiger Tektonik überhaupt das besonders gegen die Oberfläche hin mögliche Strömen mit radialen Ausweichmöglichkeiten betrachten.

Eine weitere Vorbemerkung allgemeinen Charakters muß die Möglichkeiten einer Überprägung älterer Deformation und Kristallisation durch jüngere betreffen. Von der Kristallisation ist später noch die Rede, bezüglich der Interferenz verschiedenalteriger Deformationen kann hier nicht in Allgemeines ausgeholt (hiesu Sander, Ausarbeitungsprinzip, Beckers u. Schmidts Gleitbrettfalten, Schmideggs Deduktionen über Umscherung von Formen), aber folgendes über das vorliegende Gebiet gesagt werden. Es ist schon wegen der Transgressionsgebilde, der Tektonitgerölle in Karbonkonglomerat und wegen alter Faltung benachbarter Gebiete nicht anzunehmen, daß die alpinen Faltungen undeformiertes Material vorfanden. Vielmehr haben wir damit zu rechnen, daß ältere Tektonik mit anderem Beanspruchungsplan von jüngerer überprägt ist. Im allgemeinen nun folgt die Anlage der jüngeren wenigstens nachtriadischen Scherflächen ( $s_1$ ) durchaus den Bahnen der so viel älteren, wenigstens vorkarbonischen ( $s_2$ ):  $s_1 \parallel s_2$ . Es ist das nicht das Ergebnis genau gleichartiger tektonischer Einspannung und Beanspruchung der Gesteine in so verschiedenen Gebirgsbildungen, sondern es gehen eben auch bei verschiedener Einspannung die Teilbewegungen (Scherungen in  $s_2$ ) auf dem mechanisch vorgezeichneten  $s_1$  vor sich. Eben daß diese Überprägung die Schiefer umbog, umfaltete und umschmiegte, ohne beträchtliche neuorientierte Zerschering an älteren Formen (Falten usw.) zu zeitigen, ist nur durch das Ausarbeitungsprinzip zu verstehen, welches auch so viele Einzelbeobachtungen bestätigen.

Die Analyse interferierender Deformationen (verschieden-gerichtete Gleitgerade in s-Flächen) und Kristallisationen, wie sie nach den petrographisch-tektonischen Gesichtspunkten der Innsbrucker Schule im Hochötztal von Schmidegg weitergeführt wird, blieb im Raume der vorliegenden Blätter durch das Nachkriegsschicksal der Gebiete vielfach lückenhaft. Dennoch wird es deutlich, daß bei üblichen Methoden nun einmal mehrdeutige Fälle nur durch jene Gesichtspunkte eine Vertiefung statt bloßer Verschärfung der Diskussion erfahren.

Schließlich wird bei einer mehrfachen tektonischen Durchbewegung eines Gebietes eine schon bei einphasiger Tektonik vielfach begegnete Schwierigkeit für die Rekonstruktion des Bewegungsbildes verstärkt: Wenn Winkel auftreten oder der Betrag der Relativverschiebung in den Scherflächen sich unvermittelt und extrem ändert, läßt sich durch synklinale und antiklinale Verbindungen von Gleichem mit Gleichem im Profil nur eben ein Hinweis darauf was der Autor für „Gleiches“ hält, geben aber nicht ein Bewegungsbild. Darauf, daß spätere Durchbewegung die direkte Rekonstruktion eines älteren Bewegungsbildes aus den Profilen unmöglich macht, kommen wir noch im Besonderen zurück.

#### Vortektonische Gesteinsfolgen.

Wir unterscheiden eine Übereinanderfolge  $F_1$  der Gesteine, welche vorlag, als die heute ohne weiteres evidente tektonische Phase ( $T_2$ ) des tangentialen Zusammenschubes und der Knickungen begann. Ob die Folge  $F_1$  schon teilweise oder ganz eine tektonische, z. B. ein Bewegungshorizont gewesen sei, so daß man auf eine tektonische Phase  $T_1$ , welche  $F_1$  erzeugte, schließen muß, das ist die nächste Frage. Sie ist zu bejahen, da die ungemein intensiven Bewegungsspuren parallel den Blättern, welche den von  $T_2$  erfaßten Blätterteig bilden, weit über das hinausgehen, was  $T_2$  als Zusammenschoppung und Knickung erzeugen konnte. Wir haben vielfach deutlich mit  $T_1$  zu rechnen: gefaltete Falten und Schuppenpakete.

Außerdem haben wir vormesozoische Faltung aus den Transgressionsgebilden erschlossen. Sowohl die vorkristalline Tektonik der Silvretta als derartige noch deutlich herauszuhebende Tektonik im Ötztal-Stubai als das nicht alpin umgeprägte Areal des südlichen Quarzphyllits ist altes Gebirge.

Saure Massen durchgreifen vortriadisch dieses alte Kristallin und seine Marmore und steigern örtlich deutlich die Kristallisation von Staurolith, Cyanit, Granat, Plagioklas und Biotit — die Mineralfazies der „mineralreichen Glimmerschiefer“ der Serie L unserer Analyse. Die plutonische Metamorphose der Serie L läßt heute benachbartes Mesozoikum unverändert, ist also vormesozoisch.

Dieses Altkristallin nun wird vormesozoisch transgrediert. Wir finden im Norden wie im Süden der sogenannten alpino-dinarischen Grenze Konglomerate, Sandsteine, Quarzporphyre; die genaue Zuweisung dieser Gebilde an Untertrias, Perm oder Karbon ist da und dort mehr willkürlichem Belieben als triftiger Begründung überlassen.

Darüber folgt gegliederte Trias, dann das Ausgangsmaterial der heutigen mesozoischen Kalkphyllite der oberen Tauernhülle: Tone, Mergel, Kalke, Dolomite, basische Ergüsse, Tuffe.

Aus diesem Ausgangsmaterial wurde frühestens nach der Trias  $F_1$ . In diese Phase  $T_1$  fallen: Viele tektonische Vervielfältigungen in der Unteren Tauernhülle; die Ausbildung der Kalkphyllite als phyllonitischer Horizont; die Verfaltung und Verschleifung der Trias von Mauls, Jaufen, vielleicht auch die der Brennertrias (Tribulaun, Kalkkögel), mit dem kristallinen Liegenden; die Auswalzung der Zone am N-Rand des Brixner Granits; vielleicht auch eine erste Schubfaltenbildung an der Grenze Kalkphyllit — Altkristallin.

Es ist für die tektonische Synthese sehr entscheidend, wie  $F_1$  nach  $T_1$  ausgesehen hat. War es ein ausgesprochener einheitlicher Bewegungshorizont, so bedürfen wir einer einheitlichen Belastung durch höhere Transporte im Sinne der Termier'schen Deckentheorie. Altkristalline Gneise und Quarzphyllit, vielleicht

Material des Kitzbüheler Paläozoikums und nordalpiner Ferndecken kommt dabei in Frage. Der Baustil stetig-fluidaler Deformation, ein tektonischer Baustil größerer Tiefen, verlangt Deformation unter Belastung, mag man auch die in gleichem Sinne wirkende Granitnähe und den Reichtum des zu deformierenden Materials an Glimmer und Karbonat so hoch einschätzen wie man muß. In diesem Zusammenhange wird man also versuchen, ob sich eine vortektonische Folge  $F_1$  nach  $T_1$  als Bewegungshorizont mit zusammenhängenden Lagen rekonstruieren läßt; aber man darf sich von dem Versuche grundsätzlich nicht zu viel versprechen. Sobald ein Bewegungshorizont auch nur Wirbel oder Transporte an unstetig durchschneidenden Scherflächen enthält, ist die Rekonstruktion der vortektonischen Folge durch Verbindungslinien in Profilen undurchführbar, auch wenn man eingehend mit anderen bereits erwähnten Schwierigkeiten rechnet, z. B. mit der Entstehung von Sekundärfazies während der Deformation. Etwas von dieser Schwierigkeit haftet nun allen Rekonstruktionsversuchen des Bewegungshorizontes  $F_1$  an: Man kann  $F_1$  keinesfalls als ein System über das ganze Gebiet hin zusammenhängender Einzellagen rekonstruieren. Ferner ist ja  $F_1$  selbst durch  $T_2$  wieder so gefaltet und verschuppt, daß man aus der heutigen Tektonik keinesfalls etwa, wie es versucht wurde, ohne weiteres einfach Decken gegen Nord und Wurzeln im Süden ablesen kann, ohne damit so viele Tatsachen zu übergehen, daß K o s s m a t s Bewegung gegen Süden eben auch keine den Tatsachen gegenüber schlimmere Fassung darstellt. Diese zweite tektonische Phase  $T_2$  hat ebenfalls gefaltet, geschert und geschuppt, und da man kein Mittel hat, die Einzeldeformationen fallweise säuberlich auf  $T_1$  oder  $T_2$  zu beziehen, so können die Verbindungslinien in den Naturprofilen nicht allzu viel vom Bewegungsbild  $T_1$ , sondern nur  $T_2$  einigermaßen erkennen lassen.

Unabhängig von der Frage, ob  $F_1$  ein einheitlicher Bewegungshorizont war oder ein zonargebautes Gebirge mit zonaren Transgressionen und Sedimenten, lassen sich nun aber einige zusammenhaltende Gesteinsgesellschaften wahrnehmen, welche nicht durch die letzte tektonische Phase  $T_2$  zusammengestellt

sein können, sondern jedenfalls einer Vorzeichnung in  $F_1$  entsprechen. An solchen Gesteinsgesellschaften findet man folgende:

Mit der Trias und den Transgressionsprodukten in deren Liegenden geht mit Vorliebe: 1) Serie L: Mauls-Fartleis, Jaufen-St. Leonhard, Pflerschtal, andeutungsweise auch Schneeberg. Es ist möglich, daß auch in der Hochfeilerhülle Serie L mit Tribulauntrias vertreten ist. Die Marmore Texelgruppe-Ratschinges sind wahrscheinlich Trias und ebenfalls von Serie L begleitet. 2) Gleiche Tektonite von sauren Massen begleiten Mauls-Fartleis, Jaufen, Tribulaun. Man mag ihr Ausgangsmaterial zu Serie L rechnen, welche sie auch anderwärts begleiten (N-Rand des Brixner Granites und des Rensengranites, Ratschinges u. a.). 3) Wahrscheinlich deren basische Spaltungen stellen Orthoamphibolite der Serie L dar, welche Mauls-Fartleis, Jaufen begleiten, in der Unteren Tauernhülle als Mitglied der älteren peripheren Grenzgneise der Tauern das Liegende bilden, im Wechsel ganz saurer und basischer Lagen am Nordrand des Brixner Granits und in den basischen Intrusionen von Ratschinges vorliegen; wenn wir, allerdings hypothetisch, annehmen, daß in allen diesen Fällen basische Einschaltungen verschiedener Fazies in verschiedene Fugen eines Bewegungshorizontes vorliegen.

Unter diesen basischen Massen finden wir wieder Gabbroamphibolite in untereinander auffällig gleicher Fazies und auf gleiche Lage in der vortektonischen Folge beziehbarer Position. Wir sehen sie Mauls-Fartleis, ferner weit im Norden (Blatt Matrei) die Trias des Tuxerjoches, noch weiter im Norden die Serie L am Patscherkofel und ganz im Süden unserer Blätter die Gneise des Brixner Quarzphyllits Rabenstein-Hundskopf-Klausen begleiten. Letzteres Vorkommen (einziger [vorpermischer] Marmor im ganzen südlichen Quarzphyllit am Hundskopf bei Brixen!) betrachte ich als südlichstes Äquivalent der Serie L.

Die basischen Einschaltungen der Serie L trenne ich von basischen Ergüssen nachweislich nachtriadischen Charakters und ganz anderer Art: Serpentine, Grünschiefer, Talke an den Kalkphyllitgrenzen. Diese können jenen lediglich durch örtliche

Tauernkristallisation petrographisch, gelegentlich etwas ähnlich werden (Amphibolitisierung der Grünschiefer nächst jüngeren sauren Massen).

Das Kristallin in  $F_1$  war seit dem Auftreten der sauren Massen, welche die Kristallisation von Serie L förderten, im Norden Gneis und Quarzphyllit, im Süden Quarzphyllit und Gneis, wobei unter Quarzphyllit das Ausgangsprodukt der heutigen Quarzphyllite verstanden wird. Das Auftreten fast aller Massen erfolgte an parallelen Flächenscharen: Sie liegen heute noch parallel untereinander und mit jedem Wechsel im Gesteinscharakter auch im Ausgangsmaterial der Gesteine, eingeschaltet in die seit jener Zeit für alle späteren Durchbewegungen benützten und also heute noch ebenfalls mit den Einlagen konkordant erhaltenen s-Flächen leichtester Teilbarkeit. Die ganz wenigen Beispiele von Schieferung quer zu Einlagen und älterem s lassen sich auf Knickung in der tektonischen Phase  $T_2$  zurückführen. Bei tektonischer Deformation eines Gesteinsteiges erfolgen die Verschiebungen in den vorgezeichneten oder neu angelegten Scherflächen s. Finden wir diese von Intrusionen belegt und handelt es sich um ein tektonisch durchbewegtes Gebiet, so ist die Annahme, daß die Massen an tektonisch aufgescherten und zur Gleitung benützten s-Flächen also „syntektonisch“ eingeschaltet wurden, naheliegend. In unserem Falle, in  $F_1$ , bestätigt sich diese Annahme dadurch, daß die Kristallisation der Serie L von diesen Massen gefördert und mit ihnen von der nachtriadischen Deformation mechanisch lädiert ist.

Wir haben also bisher ein ziemlich gegliedertes Bild der Folge, welche von T. vorgefunden wurde: Altes Kristallin — Ausgangsmaterial der späteren Quarzphyllite und Phyllitgneise — mit syntektonischer Einschaltung (heute zum Teil „Altkristallin“, zum Teil Tauern) von Massen an s-Fugen während älterer Gebirgsbildung mit Teilbewegung im nachtriadisch dann wieder benützten s; von der L-Kristallisation überdauerte Tektonik; Transgressionsgebilde; Trias; über dieser die Urmaterialien der Kalkphyllite. Wir finden heute Kalkphyllite — diese aus allen quarz- und tonhaltigen Kalken und Dolomiten konvergent ent-

stehende tektonische Fazies — unter und in der Trias; ihre Horizontentwicklung aber hatten sie schon in  $F_1$  unverkennbar über der Trias.

Im heutigen Kartenbilde grenzt nun der Kalkphyllit mit „Fläche 1“ an die Silikatschiefer der Tauern einerseits und mit „Fläche 2“ an die Silikatschiefer von Ötztal-Stubai und Meran-Pustertal andererseits. Wir haben das Gleichartige beider Silikatschieferareale, gegenüber der zuweilen gehörten allzu starken Betonung der Verschiedenheit dieser zwei erst nach  $T_2$  stärker verschiedenen Gesteinswelten, bis in die Trias revidiert. Es ist zunächst kein Grund da, anzunehmen, daß sich vor  $T_1$  (der ersten tektonischen Phase nach der vortriadischen Transgression) Fläche 1 von Fläche 2 wesentlich unterschied. Wir befinden uns in Fläche 1 wie in Fläche 2 auf dem damals noch unversehrt zusammenhängenden Boden des Sedimentationsraumes, in den die nachtriadischen flyschartigen Sedimente abgesetzt wurden, welche wir heute in ihren tektonischen Fazies als Kalkphyllonite kennen. Noch heute, nach allen Durchbewegungen bezeichnen, wenn auch als tektonische Fetzen und Häute, alle Gesteine, die wir nach dem bisher Gesagten dort zu erwarten haben, die Fläche 1 und 2; dazu ebenso die nachtriadischen basischen Massen (Serpentin und Grünschiefer des heutigen Kalkphyllit). Das ist also, was vor der nachtriadischen Gebirgsbildung — tektonische Phase  $T_1 + T_2$  an Ausgangsmaterial vorlag. Es sind nun noch die Kristallisationsvorgänge dieses Materials in Übersicht zu bringen, deren Mineralfazies schon im besonderen Teil beschrieben wurde.

### Kristallisationen und Deformationen.

Ein Überblick über das Verhältnis mechanischer Deformation zu den wichtigsten Kristallisationsvorgängen ergibt Folgendes:

Die regionale Mineralfazies (Biotit, Albit, Granat) des Brixner Quarzphyllits — also die Mineralbildung außerhalb der engeren Kontakthöfe — ist vorherrschend parakristallin, demnach vortriadisch, da wir die Durchbewegung des Brixner Quarzphyllits als vorpermische transgredierte Faltung kennen. Die Kontakthöfe zeigen keine Durchbewegung nach der Kristallisation.

Die Kristallisation der Serie L im Altkristallin nördlich vom Brixner Granit (Granat, Staurolith, Disthen, Plagioklas, Biotit) erfaßt auch bei engster Nachbarschaft niemals die Trias und die Transgressionssedimente in deren Liegendem — sehr im Gegensatz zur Tauernkristallisation — ist also vortriadisch. Nur stellenweise (Pens, Jaufen, Meran) ist neben den jungen Deformationen noch ein Einblick in Faltungen möglich, welche von der L-Kristallisation überdauert und also ebenfalls vortriadisch sind. Sicher ist, daß im Altkristallin nachtriadische Deformation vollkommen vorherrscht mit und ohne Diaphthorese der Minerale.

Die alten vorkristallinen Deformationen sind von den nachtriadischen örtlich immer leicht abtrennbar, jedoch ist die Analyse hierin lückenhaft geblieben und reicht zwischen Schneeberger Zug und Brixner Granit nicht zur Konstruktion vortriadischer Tektonik aus. Fast überall, wo vortriadische und hinsichtlich der L-Kristallisation vorkristalline Deformation erhalten ist, fällt die Nachbarschaft ebenfalls alter, die L-Kristallisation örtlich unverkennbar steigender Magmen auf (bis zur Bildung von Arteriten und manchen Augengneisen). Vermutlich haben hier wie allgemein Magmen kristallisationsfördernd und später versteifend gewirkt, wonach eben solche Stellen nicht der nachtriadischen nachkristallin alle s-Flächen ausarbeitenden Durchbewegung verfielen, sondern als Reste mit noch lesbarer vorkristalliner Durchbewegung hinsichtlich der L-Minerale erhalten blieben.

Als eine vortriadische arteritisch und pegmatitisch gesteigerte plutonische Metamorphose hat die L-Kristallisation immerhin Verwandtschaft mit der Tauernkristallisation als einer tektonisch modifizierten plutonischen Metamorphose. Erstere geht mit den alten sauren Massen, letztere mit den jüngeren Tauerngraniten, wie sie an der Rensenspitze die älteren scharf durchgreifen.

Vortriadische Deformationen nach der L-Kristallisation sind nicht bekannt. Unter den nachkristallinen Deformationen des Altkristallin sind auf Grund der zahlreichen Tektonitgerölle im Karbonkonglomerat vom Steinacher Joch (Blatt Matrei) vor-

triadische festzustellen, lassen sich aber im Bereiche der Blätter nicht mehr herausheben. Was man an nachkristalliner Teilbewegung im Altkristallin sieht, läßt sich zwischen Schneeberger Zug und Brixner Granit alles auf die nachtriadische Tektonik beziehen, deren Gleitungen den älteren vorgezeichneten s-Flächen und Lagen folgten. Die L-Kristallisation hat namentlich in der L-Serie Gesteine geschaffen, welche heute gleichermaßen die tauernkristalline (Tribulaun, Schneeberger Zug im hinteren Ratschinges, Schneeberg, Untere Hochfeilerhülle?) wie die nichttauernkristalline (Pens, Mauls, Jaufen) Trias begleiten.

Die L-kristallinen Gesteine haben nachkristalline Deformation erlitten, waren aber auch der Tauernkristallisation ausgesetzt.

Für die auch mineralfaziell gut gekennzeichnete nachtriadische Tauernkristallisation (Albit, Granat, Hornblende, Biotit, Ankerit) ist ihr Verhältnis zur Deformation geradezu mitbezeichnend: Sie überdauert die Deformation mit wichtigen Ausnahmen. Hochfeilerhülle und Sengesser Kuppel sind vorkristallin, bisweilen nachweislich parakristallin, verschwindend selten nachkristallin deformiert. In der Tuxer Hülle walten stärker als im Hochfeiler deutlich parakristalline Korndeformationen (reichlich Blastomylonite). Im Schneeberger Zug herrscht vorkristalline, seltener nachweislich parakristalline Deformation. Diesen weit aus herrschenden vorkristallinen Deformationen gegenüber finden wir nachkristalline Deformation von typischem Tauernkristallin nur da und dort an der Grenze gegen die Serie L südlich vom Schneeberger Zug, ferner spurenweise am Schneeberg gegen Altkristallin; in der Roßkopf-Steinacher Decke; in der Fläche zwischen Kalkphyllit und Altkristallin längs der ganzen Umrandung des Tauernwestendes; endlich in dem steilachsigt zerscherten Tauernkristallin im hintersten Pfossental. In diesen Bewegungsflächen hat aber die Tauernkristallisation nicht länger gedauert als die Deformation, entweder weil diese erst nach der Tauernkristallisation begann oder aber weil eben der tektonische Transport die betreffenden Gesteine aus der Reichweite der Tauernkristallisation und damit um die Rekristallisationsmöglichkeit

der Gefügedeformationen brachte. In der Fläche Schneeberger Gesteine gegen Altkristallin und am Roßkopf und im Pfossental kann es sich bei lokaler nachkristalliner Deformation unmittelbar neben unversehrtem Tauernkristallin nur um spätere Deformationen handeln, in der Steinacherdecke und in der Fuge Kalkphyllit-Altkristallin auch um Abtransport aus der Reichweite der Tauernkristallisation.

Wie zu erwarten, ist überall, wo Tauernkristallin noch nachkristallin deformiert ist, auch benachbartes Altkristallin nachkristallin deformiert; so namentlich an der eben genannten Fuge Kalkphyllit-Altkristallin.

Wie steht es nun um die Abgrenzbarkeit der beiden erörterten Kristallisationen gegen einander, das ist von Tauernkristallin gegen Altkristallin?

Wenn sich einerseits durch Mineralfazies und Alter die L-Kristallisation von der Tauernkristallisation begrifflich abhebt, so ist doch örtlich eine Unterscheidung sogleich schwierig, wo die typischen L-Mineralien fehlen; zwei Mineralfazies mit gemeinsamen Mineralen sind eben nicht strichscharf trennbar. Ferner mag die jüngere Metamorphose verwischend wirken. In unserem Falle auch die starke, von der Tauernkristallisation überdauernde Verschuppung, also eine überprägende Durchbewegung mit Tauernkristallisation. Geradezu gegen das zu Erwartende also ist die Trennbarkeit vielfach gut. Bisweilen aber, so namentlich an den beiden Enden des Schneeberger Zuges (Pfossental, Pflersch) ist die Abtrennung des Tauernkristallin von Serie L unsicher, im Hochfeilermantel Mitbeteiligung von Serie L überhaupt eine bloße Vermutung. Die „Übergänge“ zu Altkristallin sind vorläufig in diesem Sinne zu verstehen, als Tatsache jedenfalls festzuhalten. Wir kennen zwar im Liegenden der Schieferhülle-Marmore wie im Liegenden der stratigraphisch gleichbedeutenden Tribulaun-Schneeberg-Trias deutliche geröllführende Transgressionsgebilde, bisweilen mit Winkeldivergenz, und wir wissen ebenso sicher, daß es eine vortriadische und eine nachtriadische Kristallisation gibt. Aber wir können vorläufig jene Grenze

nicht überall scharf ziehen. Übrigens ist auch erst häufig zu entscheiden, ob und wie viel Tauernkristallisation auch in Ötztal-Stubai verborgen ist (mehrfach biotitisierte Hornblendegarben-Schiefer!).

Die Kalkphyllite der Oberen Schieferhülle der Tauern sind im allgemeinen nachkristallin durchbewegte Phyllonite.

Diese Beziehungen zwischen Deformation und Tauernkristallisation sowie die am stärksten nachkristallin deformierten Zonen auch im Altkristallin sind mit Hilfe der Übersichtskartenskizze zu überblicken.

Die nachtriadische, granitnahe, plutonische Metamorphose der Tauernkristallisation überdauert also nicht nur solche Deformationen, welche sich in das Bild nordwärts fließender Decken der Deckentheorie fügen können, sondern die Aktivität der jüngeren Tauerngranite überdauert, mit unverkennbarer Deutlichkeit im Schneeberger Zug, aber auch in den Tauern selbst noch die intensiven südwärts gerichteten Transporte. Man kann also auch mit Hilfe dieser Metamorphose die nachtriadische Tektonik nicht etwa in einen älteren vorkristallinen Bewegungshorizont nordwärts fließender Decken, gefolgt von einer jüngeren nachkristallinen Phase der Südtransporte, gliedern. Ja wir wissen sogar — allerdings wird das erst deutlich, wenn wir auch das nördlich folgende Blatt Matri mitbetrachten —, daß in der Unteren Tauernhülle selbst, also in einem heute noch zusammenhängenden Bewegungshorizont, also in einer und derselben tektonischen Phase gegen Norden die Tauernkristallisation ab und die wenn auch am Brenner noch von der Tauernkristallisation überdauerte (Blastomylonite!) Kornzerbrechung zunimmt.

Dieselbe tektonische Phase kann also in Bezug auf Tauernkristallisation je nach dem Orte der Deformation vorkristallin bis parakristallin oder nachkristallin sein; und verschiedene tektonische Phasen können vorkristallin sein.

Wir dürfen also in der Verwendung der Tauernkristallisation für die zeitliche Gliederung der tektonischen Phasen nicht zu weit gehen. Andererseits finden wir aber im hintersten Pfossental mitten im vorkristallin deformierten Schneeberger Zug eine

Stelle nachkristalliner steilachsiger Zerschering. Diese Deformation hat unverkennbar nach der Tauernkristallisation stattgefunden, ist nur auf den Alpenknick beziehbar und also ein Beleg dafür, daß der Alpenknick eine letzte Deformationsphase darstellt. Wir haben hiefür noch einen anderen, von der Kristallisation unabhängigen Beleg: Steilachsige Tektonik ist nur an den Seitenflanken strömender Massen mit reibenden Ufern oder bei Beanspruchung im Streichen bereits steil gestellter s-Flächen zu erwarten. Die Steilstellung der s-Flächen unseres Gebietes fällt nach jeder Theorie selbst schon in ein späteres Stadium der Zusammenschoppung, die Knickerscheinungen also in ein noch späteres. Wir haben also: Tauernkristallisation zeitlich noch übergreifend auf die Steilstellungen, Erlöschen der Tauernkristallisation, Knickerscheinungen; alles zunächst auf den Westen von Blatt Meran bezogen.

Versuchen wir nun die anderen auffallend starken nachkristallinen Deformationen, deren nachkristallinen Charakter wir allerdings nicht mit gleicher Sicherheit auf die Tauernkristallisation beziehen können, zu überblicken (s. Übersichtskarte).

Da sind vor allem Verfaltungen der Trias mit Altkristallin bei Mauls-Fartleis, am Jaufen und am Tribulaun zu nennen. Im letzteren Falle ist die Bewegung noch nachkristallin in Bezug auf Tauernkristallisation; in den beiden ersten Fällen Umlegung nach Süd deutlich. Es spricht also, wenn auch nicht unbedingt zwingend, doch manches dafür, daß in allen drei Fällen junge Bewegung nach der Tauernkristallisation wenigstens mitbeteiligt ist. Dasselbe gilt nach meinem Ermessen für die ganze Grenzfläche zwischen Kalkphyllit und Altkristallin, welche eine weithin zusammenhängende intensiv nachkristallin deformierte Fläche unseres Gebietes darstellt und ebenfalls sicheres Tauernkristallin nachkristallin deformiert enthält, möglicherweise allerdings aus der Kristallisations-Sphäre tektonisch verschlepptes. Der nachkristalline Charakter dieser Bewegungsfläche sagt zunächst nichts darüber aus, ob dieselbe als Bewegungsfläche jünger als die Tauernkristallisation oder außer dem Wirkungskreis beispielsweise ge-

nügend hoch über der Sphäre der Tauernkristallisation angelegt ist. Es liegt nahe, diese Fläche in ihren nachkristallinen Bewegungen — vorläufig ganz unabhängig von ihrer Deutung — auf dieselbe tektonische Phase zu beziehen wie die nachkristallin deformierte Zone am Nordrand des Brixner Granits, welche ihrerseits gleich wie Mauls-Fartleis (und Jaufen) streicht und mit dieser als gleichphasig betrachtet wird. Wir gelangen so zur Annahme, daß alle genannten nachkristallin so stark deformierten Flächen auf dieselbe tektonische Phase bezogen werden, welche sich entweder zeitlich nach der Tauernkristallisation oder nur örtlich außerhalb des Wirkungsradius desselben abspielte.

Nun machen wir, allerdings nicht auf unseren Blättern, sondern erst auf Blatt Matrei, die Beobachtung, daß tauernkristalline Fetzen aus der Granitnähe entnommen und als Schubfetzen weiter entfernter nicht mehr tauernkristalliner Schieferhülle tektonisch beigemischt werden. Dies geschieht anscheinend in demselben tektonischen Bewegungsbild in derselben Phase, welche näher am Granit noch vorkristalline Deformationen zeitigt. Wir verzichten hiernach darauf, nachkristalline Deformationen (bezogen auf Tauernkristallisation) in der Schieferhülle der Tauern schlechterdings als jüngere zu betrachten. Aber unabhängig hiervon stellen wir fest: Die eben aufgezählten nachkristallinen Deformationen lassen sich beziehen auf ein wenn auch mehrphasiges Bewegungsbild. Dieses enthält altkristalline Deckenbildung über den Kalkphyllit; Transporte und Umlegungen steil eingestellter Serien nach Süd und Nord; Knickungen und Verbiegungen im Streichen.

Auf ein Bewegungsbild mit ganz denselben Zügen können wir alle in Bezug auf die Tauernkristallisation vorkristallinen Deformationen beziehen.

Es gehören also die vorkristallinen (in Bezug auf Tauernkristallisation) und die nachkristallinen tektonischen Phasen zwischen Ötz-Stubai und Brixner Quarzphyllit derselben Gebirgsbildung an. Dennoch aber läßt sich kein Bewegungsbild aufstellen, von dem man sagen kann: Zug für Zug entsprechen einander vorkristalline und nachkristalline Deformationen, so daß

die Beziehung von Kristallisation und Deformation durch das ganze Bewegungsbild lediglich eine Funktion des Ortes, nicht der Zeit ist.

Es hat uns also unsere Analyse so bis vor diese beiden grundsätzlich wichtigen Typen von Bewegungsbildern im metamorphen Grundgebirge geführt, je nachdem die wichtige Beziehung der Kristallisation zu Deformation bzw. die Verteilung vorkristalliner und nachkristalliner Deformation nur vom Orte (ortsmetamorph) oder nur von der Zeit (zeitmetamorph) oder von beiden abhängt, wie in unserem Falle. Zeitmetamorph ist das Bewegungsbild z. B. nördlich von Sterzing, wo der vorkristallin deformierte Schneeberger Zug unvermittelt an intensive rein nachkristalline, unter ihn einfallende Phyllonite stößt: Hier waren nicht die kristallisierenden Faktoren des hangenden Schneeberger Zuges gegen unten scharf abgegrenzt, sondern die Überschiebung des Altkristallin durch Schneeberger Gesteine ist jünger als die Tauernkristallisation des Schneeberger Zuges. Damit wird es nun aber für die ganze nachkristalline Fuge Kalkphyllit-Altkristallin wahrscheinlich, daß sie jünger als die Tauernkristallisation ist. Und zwar wird dies gerade damit wahrscheinlich, daß wir diese Fuge übrigens ganz in Übereinstimmung mit jeder bisherigen Theorie für ein zusammengehöriges tektonisches Phänomen halten. Es ist dann nicht möglich, die Tauern als unter altkristallinen Decken ausgeprägt zu betrachten. Sondern das übrigens zwischen Sprechenstein und Lappach gar nicht vorhandene Einfallen der Kalkphyllite unter Altkristallin ist sekundäre Überschiebung am Rand des Scherenfensters, das die Tauern ja doch auf jeden Fall sind. Es hat aber dies Einfallen des Altkristallins unter Kalkphyllit zwischen Sprechenstein und Lappach ebensoviel oder mehr Anspruch, eine sekundäre Verstellung zu sein, wie das Einfallen des Kalkphyllits unter Altkristallin.

#### Stellung des Schneeberger Zuges.

Wir kehren nun zum Hauptproblem der Blätter Meran und Brixen zurück, welches die tektonische Stellung der Schneeberger Gesteinszuges betrifft, und berücksichtigen muß, daß dieser Streifen

nach Ausgangsmaterial, Mineralfazies und dem Verhältnis zwischen Durchbewegung und Kristallisation bis in die kleinsten Einzelheiten Zug für Zug Untere Tauernhülle ist.

Da in die bisherigen Synthesen und deckensystematischen Aufstellungen diese Tatsache, wie übrigens auch andere Tatsachen, nicht einbezogen ist, kommt schon ein Versuch, mit dieser Tatsache zu rechnen, ob er Beifall findet oder nicht, auf jeden Fall weiter in der Aufgabe, eine wirkliche für das vorliegende Gebiet brauchbare Synthese zu finden, als alle Versuche, welche solche Tatsachen unerörtert lassen. Nachdem von Seite der früheren Synthetiker, auch seitdem durch Kartierung kontrollierbar gemachtes Tatsachenmaterial vorliegt, noch kein Versuch zur Einbeziehung desselben in *Termiers* bewundernswerte, immer wieder fesselnde, immer wieder kopierte Vorlage gemacht ist, versuchen wir nun hier die möglichen Deutungen für die Stellung des Schneeberger Zuges neben einander zu stellen. Als zwei diskutabile Möglichkeiten erscheinen mir:

I. Der Schneeberger Zug ist eine nach Süden überschlagene komplizierte Mulde im Altkristallin.

II. Der Schneeberger Zug ist eine vom Altkristallin überschrittene Tauerndecke über Kalkphyllit. Sekundär gegen Süden emporgedrückt und als Fenster entblößt.

Beide Deutungen sind mit dem heutigen Bilde des Schneeberger Zuges vereinbar; daran, daß der letzte tektonische Akt konzentrische Anschoppung tauernkristallisationsfähiger „Unterer Tauernhülle“ gegen SO und S war, ist nicht zu rütteln; das ist aber an und für sich an Serien, welche kompliziert antiklin unter Ötz-Stubai emportauchend gegen SO und S bewegt werden, ebenso möglich wie in einer ebenso bewegten komplizierten Synklone. Auch das synklone Herausheben der Marmore in der Texelgruppe scheint mir heute nicht mehr beweisend für synklinalen Charakter des ganzen Zuges; es steht ihm ein wenn auch steiles antiklines Auftauchen zweifellosen Tauernkristallins mit westlich untertauchender Achse ebenfalls im Pfossental am Westende des Zuges gegenüber. Auch treten am Westende des Zuges intensive

O-W-Beanspruchungen im Alpenknick beirrend hinzu: Die Marmorknäuel Lodner-Hochweiße sind auch gegen Osten über das östliche Altkristallin bewegt. Da wir also weder am Westende noch im Mittelstück des Zuges eine Entscheidung zwischen I und II finden, betrachten wir die Verhältnisse am Ostende bei Sterzing.

Auch hier noch sehen wir zunächst die SO-Bewegung des Schneeberger Zuges am Westende der eigentlichen Tauern wirksam: Zwischen Gossensaß und Elzenbaum (südl. von Sterzing) sind alle die unter Altkristallin und Schneeberger Zug einfallenden B-Achsen des Tauernwestendes und dessen westlichster Sporn selbst aus der scharfen O-W-Richtung noch am Rande von Blatt Brixen in SW-NO-Richtung abgelenkt. Sie teilen damit das Schicksal fast aller Gesteine zwischen Ötz-Stubai und dem Brixner Granit: Alles Streichen wird gegen S und SO an die „alpino-dinarische“ Nordgrenze des südlichen Gebietes mit Eigentektonik angeschmiegt. Diese Grenze war also schon vorhanden, das Südgebiet war schon nach Norden mit der Stirne bis wenigstens dorthin überschoben, wo es heute liegt, als bei noch fortdauernder Tauernkristallisation die Anschmiegung fast alles Streichens gegen Süden an diese Stirne des alten Gebirges mit Eigentektonik stattfand.

Auch hier steht also die Südbewegung des Schneeberger Zuges fest. Zwischen Sterzing und Gossensaß-Pflersch liegen die Schneeberger Schiefer auf dem nachkristallin phyllonitisierten Altkristallin, das selbst über dem Kalkphyllit liegt. Gleichviel, ob man nun die Grenze hier als sekundäre betrachtet oder als das Ausstreichen primärer großer Deckengrenzen, auf keinen Fall können die Schneeberger Gesteine etwa die irgendwie deformierte Wölbung der Unteren Hülle eines der eigentlichen Tauerngneise vom Tauernwestende sein. Denn Kalkphyllit zwischen Schneeberger Zug und Altkristallin fehlen völlig. Die Schneeberger Gesteine könnten als Fenster gedeutet nur eine Decke von nochmals wiederholter Tauernkristallisation Unterer Schieferhülle über dem Kalkphyllit darstellen. Spuren derartiger Einschaltungen kennen wir als tauernkristalline Schubfetzen in der Grenz-

fläche (Kalkphyllit zu Altkristallin) Luttach — Rensen — Brenner. Diese Schubfetzen liegen aber mit den Schneeberger Gesteinen nicht in derselben Fläche: Heute wenigstens liegt zwischen Sterzing und Gossensaß Altkristallin zwischen beiden. Gewiß wäre es im Sinne der Deckentheorie lockend, trotz dieser schmalen unstimmgigen Lage von Altkristallin, beide Fugen (Luttach — Rensen — Brenner und die Randfuge der Schneeberger Gesteine gegen die südliche Serie L) bei Sterzing in eine zu verbinden, also die tauernkristalline Untere Schieferhülle von Außer-rüst — Gasteig — Sterzinger-Bahnhof direkt mit der des Roßkopf. Man würde dabei den Schneeberger Zug als Fortsetzung des Tauernfensters betrachten, aus welchem nur noch eine oberste im Osten und als Schubfetzen im Westen ganz plötzlich sehr stark entwickelte Tauerndecke über Kalkphyllit in nachträglich deformiertem Zustande blickt. Aber es stehen gegen diese bestechend einfache Fassung auch Einwände. Einmal müßte mit Ausnahme der Roßkopfdecke alles, was wir von Tektonik überhaupt sehen, eben dieser nachträglichen Deformation (Südbewegung) der aus der Fuge gegen Nord geströmten Decke angehören. Ferner ist jene Deformation gar nicht nachträglich, sondern von der Tauernkristallisation überdauert wie alle anderen typischen Tauerndeformationen. Ferner müßte man annehmen, daß in einer Decke noch über Kalkphyllit noch derart blühende Tauernkristallisation parakristallin bis nachtektonisch stattfinden kann, wie wir sie in den Tauern nur aus größter Granitnähe kennen. Übrigens ist der deutlich synklin abgeschlossene Kalkphyllit des Gostjöchl (Jaufen) nicht etwa unter den Schneeberger Zug zu kriegen. Endlich liegt der nach Material und Metamorphose vom Schneeberger Zug nicht trennbare Tribulaun a u f, nicht u n t e r dem Ötz-Stubai-Kristallin. Die Deutung des ganzen Tribulaun etwa als Faltung über den Rahmen eines Schneeberger Fensters ist nicht geradezu unmöglich, aber recht gezwungen. Wenn wir uns dagegen auf das beziehen, was wir von der Tektonik der Schneeberger Gesteine wirklich sehen, so ist das eben, daß sie an einer Riesenfuge im Altkristallin parakristallin gegen Süden geschuppt und geschoppt zutage treten. Dem entspricht ein

Südwärtsschwimmen der Stubaier Masse samt Tribulaun über die Kristallisationsherde, welchen sie die Schneeberger Gesteine entführt, und damit in den Wirkungsradius dieser Granite, der sich nun auch auf die Tribulauntrias erstreckt. Der Kalkphyllit vom Gostjöchel aber wäre dann eben ein Rest ü b e r den Schneeberger Gesteinen wegerodierter Kalkphyllite.

Der Wechsel süd- und nordwärts gerichteten Transportes ist ein Hauptzug der Tektonite der Blätter. Es fand dieser Wechsel schon während der Tauernkristallisation statt. Unser einziges Argument, im Großen ein zeitliches Vorangehen der Transporte nach Norden anzunehmen, ist, daß die Südtransporte schon den dinarischen Block nach Norden vorgedrungen fanden und sich an das Streichen der Stirne desselben anschmiegen.

Bis in diese Umrissform etwa läßt sich eine über das unmittelbar Ablesbare hinausgehende Synthese im engen Raume der beiden Blätter und auf Grund der durch das Nachkriegsschicksal des Gebietes vielfach lückenhaft gebliebenen Bearbeitung führen.

Da kein synthetischer Versuch über das direkt Ablesbare hinaus erwarten kann noch möchte, daß er der einzige bleibe, sollen nun für solche Versuche oder deren Erneuerung besonders in Frage kommende tektonische Einzelheiten angeführt werden.

---

## XI. Tektonische Einzelheiten.

Die folgenden tektonischen Einzelheiten sind nach dem Gesichtspunkt ausgewählt, künftigen synthetischen Versuchen und der Erneuerung bisheriger Versuche zu dienen, und ich bin in letzterer Hinsicht auch zu ausführlicheren Auskünften bereit als sie hier der Raum gestattet. Die Bezugnahmen auf erfolgte Synthesen möchten nur die Tatsachen beleuchten, nicht aber gegen Synthesen polemisieren, denen die Tatsachen eben noch nicht zur Verfügung standen. Ich will auch nicht annehmen, daß auf allen anderen Kartenblättern das Verhältnis der Tatsachen zur bisherigen Synthese ein solches sei wie auf den vorliegenden. Unbeirrte Beobachtung wird erst künftig über den Wert der Synthesen entscheiden, welcher selbst trotz der anregendsten und leichtverständlichen Darstellung um so tiefer sinkt je weniger Tatsachen die Synthese ungezwungen zusammenfaßt.

**Pflerschtal.** Die Kalke, Reiblerschichten und Dolomite von Schneeberg, Telferweißen, Tribulaun und Unterer Tauernhülle, deren Einschaltungen sowie deren nächstes Liegendes, liegen an den genannten Orten vollkommen identisch vor, was Ausgangsmaterial und die so überaus kennzeichnende Tauernkristallisation anlangt. Was die Position dieses Mesozoikums anlangt, so folgen unter den Kalken und Dolomiten tauernkristalline Transgressionsprodukte (Blastopsammite und -konglomerate ausgebildet als typische „Greinerschiefer“ der Unteren Tauernhülle), dann Orthogneise am Schneeberg, am Tribulaun und in den Tauern. Auch bei diesen Gneisen besteht kein Anlaß, sie für anders als in ihrer tektonischen Position verschiedene Dinge zu halten. Es sind Tauerngneise der Gruppe B, periphere Lagengneise der Tauern, welche diese mit „Altkristallin“-Arealen eben gemeinsam haben. Diese Gneise sind bisweilen begleitet von Schiefen der Serie L (Pflersch, Hochfeiler). Beide Gesteine gehören unter anderem auch zum alten Dach für die jüngeren Nachschübe von Tauerngraniten, welche an dafür empfindlichen Gliedern eben die Tauernkristallisation erzeugten. Diese Granite sind nur in den Tauern enthüllt, im Tribulaun- und Schneebergerzug an ihrer Wirkung und Sicherheit zu erschließen. Wo diese jüngeren Granite nicht vorhanden sind (Mauls, Jaufen, Brennermesozoikum im Norden), da liegen stratigraphisch gleiche Serien eben ohne Tauernkristallisation vor.

Sowohl Tribulaun als Telferweißen bildet, zunächst mit dem tauernkristallinen Liegenden und kleine Diskordanzen abgerechnet mit Serie L, eine konkordante Serie. Im innersten Pflersch bildet dann das liegende Ötztaler Kristallin mächtige buckelige Wölbungen, auf deren Ostabdachung die Trias mit ihren basalen Tauernkristallin liegt. Noch unter das Ötzer Kristallin dieser Gewölbe taucht wie im Ridnaun ersichtlich, der Schneeberger Zug in seiner Hauptmasse. Aber Schneeberger Tauernkristallin in einer ganzen Anzahl typischer Gesteinsvarietäten (Garbenschiefer, Schiefer mit queren Hornblenden („Queramphibolite“) und Biotiten, Ankerit-Albitschiefer usw.) liegt am Roßkopf und an der Schleierwand, auch noch auf den Dolomitschuppen der Telferweißen.

Diese Schuppen liegen nicht etwa in einem einfachen gegen Süden geschlossenen Scharnier von Tauernkristallin (wie schon die Karte sagt), sondern sie liegen zwar in Tauernkristallin, aber einer konkordanten Fuge eingebettet: Man findet unter und über den Dolomiten Tauernkristallin, aber nicht in denselben Varietäten.

Die altkristallinen Gewölbe des inneren Pflerschtales sind im Aufbau unruhig und gestört, so z. B. an der Westgrenze des Telferweißen-Dolomites (gegen Maratsch) bis zu einer steilen Antikline mit NS-Achse aufgebogen.

Weder auf den Dolomitschuppen der Telferweißen, noch zwischen denselben, sondern ausschließlich unter denselben gibt es Ötztaler Kristallin. Ebenso steht fest, daß jede einzelne Varietät des Tauernkristallins, welches über dem Telferweißen-Dolomit liegt, sogleich westlich im Streichen des Schneebergzuges wiederzufinden ist.

Ferner ist Telferweißen in Gliederung Mächtigkeit, Liegendem und wie gleich erörtert wird, auch im Hangenden, ferner in der Art der Metamorphose Zug für Zug die Fortsetzung des Tribulaun auf der anderen Talseite. Für die Kartendarstellung war es nötig, das was über dem Tribulaun liegt, anders zu bezeichnen als was über Telferweißen liegt, denn die Karte sollte nicht nach Decken, sondern nach Gesteinen gliedern, kann keine Übergänge darstellen und sich im Falle gemischter Serien nur nach dem schätzungsweise vorwaltenden Glied entscheiden. Der Quarzphyllit über dem Tribulaundolomit ist nachweislich, wenigstens zum Teil, ein nachkristalliner Phyllonit des Tauernkristallins vom Roßkopf, aus welchem er am Ostgrat des Roßkopfs unzweifelhaft hervorgeht. Vollkristalline Tauernkristallin-Linsen findet man dort als Reste, welche der nachkristallinen Durchbewegung entgingen. Im Grat Telferweißen — Gossensaß gibt es zwar undurchbewegtes und vorkristallin durchbewegtes Tauernkristallin, aber auch schon sehr viel nachkristallin durchbewegtes als Quarzphyllit. Auch ein Fetzen von „Wachengneis“, wie er die Trias von Mauis — Fartleis und Jaufen begleitet, ist noch mitbeteiligt.

Tribulaun und Telferweißen bilden einen örtlich tauernkristallin gewordenen, örtlich dann noch nachkristallin deformierten Bewegungshorizont in der übrigens sowohl am Tribulaun als in den Kalkkögelh gegen die Unterlage verschobenen Brenner-Trias. Den die Tauernkristallisation von unten bedingenden Herden gegenüber wurde Tribulaun und Telferweißen nicht mehr beträchtlich nachkristallin verschoben. Sie liegen sich deutlich abhebend von der wenig bis nicht metamorphen Brenner Trias weiter nördlich, noch heute dort wo auch die Gesteine des Schneeberger Zuges tauernkristallin geworden sind.

Das kleine Dolomitvorkommen im Gehänge an der Pflerscher Bahnschleife ist nicht (wie Staub annimmt) die Fortsetzung der Telferweißen. Unter der Tribulaunlage und über dem fraglichen Dolomitvorkommen fehlen die über dem Dolomit Telferweißen und Schleierwand befindlichen sehr auffälligen Gesteine. Das fragliche Dolomitvorkommen bildet ferner keine auch nur einigermaßen anhaltende Lage, sondern ist schon in dem gleich westlich davon einschneidenden Fuchs-

graben spurlos verschwunden. Über dem Vorkommen ist das Gehänge besetzt mit großen Sturzmassen (viel Tribulaunschutt) von oben, das Vorkommen selbst ist von jungen, noch unverätzten Harnischen durchzogen. Das fragliche Vorkommen hat das Gepräge einer im Gehänge herabgesessenen Masse.

Schließlich sei noch angeführt, daß über dem Tribulaundolomit im Niveau seiner Verfaltung mit dem Quarzphyllit der Steinacherdecke die für die Tarntaler bezeichnenden Breccien, Quarzite und Kalkschiefer folgen, während sie ganz im Norden nach dem wir das Gebiet der Deckschuppen der Brenner-Trias (Tribulaun, darüber Steinacherdecke, darüber Blaserdecke, siehe Sander, Verh. Geol. Bundesanstalt 1923, Nr. 1, S. 20) überschritten haben, verschliffen an der Basis unter dem Dolomit der Kalkkögel zu finden sind.

**Sterzing.** Der Felssporn von Schmuders und der Graben zwischen Flans und Tschöfs ergeben folgende Gesteinsfolge, wenn wir vom Tauernkristallin des Roßkopfs gegen die Kalkphyllite der Oberen Tauernhülle hinuntersteigen:

1. Tauernkristallin des Roßkopfs O—W 30 S
2. Dolomit von Vallming, (Telferweißen, Schleierwand)
3. Altkristallin (phyllonitisch)
4. Diaphoritische Amphibolite
5. Altkristallin (Augengneisphyllonit)
6. Dolomit
7. Quarzit
8. Altkristallin (typ. „Phyllitgneis“ und Augengneisphyllonit)
9. Weißer Quarzit und Pfitscher Dolomit O—W Achse 30 W
10. Kalkphyllit
11. Grünschiefer und Serpentin
12. Phyllonite aus Tauernkristallin
13. Kalkphyllit der Oberen Tauernhülle

Wir heben besonders hervor Altkristallin 3—8 und die Gebilde der Rensenzone 9—12.

**Brenner.** Auch im Giggelberger Graben bei Gossensaß finden wir ganz unten unter Granatglimmerschiefer und über dem Kalkphyllit denselben Augengneisphyllonit wie im Tschöfser Graben.

Im Profile Brennerwolf-NW liegt über dem Kalkphyllit der Schieferhülle lückenlos erschlossen von oben nach unten:

1. Tribulaundolomit
2. Kalkphyllit
3. Quarzphyllonit
4. Gneisphyllonit (heller Gneistektonit wie auch sonst an der Basis des Tribulaun)
5. Quarzit
6. Serizitschiefer
7. Pfitscherdolomit
8. Kalkphyllit der Tauernhülle

2—7 kann hier sehr wohl als verschuppte Rensenzone aufgefaßt werden.

Glied für Glied entsprechen sich Weißspitz bei Gossensaß und Kalkwand am Brenner.

**Rensenzone.** An tektonischem Detail aus der Rensenzone sind noch zu erwähnen deutlich gegen unten abschließende Scharniere der Marmore. Ferner hat die im Gegensatz zur Maulser Trias tauernkristalline Trias der Rensen(-Matrei)Zone ganz wie am Schlüsseljoch (Kalkwand am Brenner) als Quarzite und Kalkphyllite schon vollkommen geschiefert vorlagen, tektonische Breccien mit deren Fragmenten gebildet.

**Jaufen.** Wie Tribulaun und Mauls besitzt die Einlage vom Jaufen Tarntaler Kalkschiefer und -phyllit. Unter dem Kalk vom Jaufen liegt derselbe Gneistektonit-Quarzit, welcher die Maulser Kalke (im Seiterbergtal z. B.) begleitet. Die Karte enthält hier (am Jaufen) zwar die Umgrenzung, aber es fehlt das Punktmuster.

**Schneeberger Zug.** Entgegen den sonstigen Verhältnissen (Verschiedenheit des Süd- und Nordrandes) finden wir im Profil Hochwilde-Tschigot am Westende des Zuges bis in Einzelheiten (gewisse Diorite) gleiche Ausbildung dieser Ränder.

Im hinteren Ratschinges folgt in besonders gliederreicher Ausbildung genauestens die Untere Tauernhülle vom Wolfendorn über den N fallenden L-Gesteinen und wird von mächtigen Granatphylliten überlagert. Was sich in den Tauern emporwölbt, bildet hier eine Mulde oder man hätte hier (im Falle einer komplizierten Antikline) die mächtigen Granatschiefer unter dem Marmorantel (aber nach Süden überschlagen) statt über demselben wie am Hochfeiler.

Mehrere Profile veranschaulichen, daß die Trias zum Teil auf Altkristallin, zum Teil auf Schneeberger Tauernkristallin liegt. Ganz so wie etwa im Tuxergebiet die Tarntaler Gesteine teilweise auf und im Kalkphyllit des Fensters, teilweise auf und im Quarzphyllit liegen. Man begegnet immer wieder derselben Schwierigkeit für eine Systematik einfach nordfließender Decken, immer wieder denselben unbefriedigenden Versuchen, bei Annahme einfach nordfließender Decken um diese Schwierigkeit herumzukommen. Die Bewegungshorizonte scheinen mir eben gar nicht in Gestalt der angenommenen Decken vorzuliegen oder jemals vorgelegen zu sein. Bewegung gegen Süden beschränkt sich nicht nur auf das Wurzelgebiet. Zuscherung der Scherfenster scheint mir eine unvermeidliche Annahme. Eine generelle befriedigende Erklärung läßt sich weder nach dem Stande der geologischen Beobachtung noch überhaupt von drei Kartenblättern aus geben.

**Serie L.** An den Schiefen über dem Marmorantel des Hochfeiler scheint Altkristallin der Serie L neben Tauernkristallin mitbeteiligt, wenn auch bei der Schwierigkeit scharfer Trennung nicht ausgeschieden; auch Tektonite der peripheren Lagengneise der Tauern sind beteiligt in genau derselben Prägung wie im Tuxertal. Alles Glieder, wie sie

auch im Quarzphyllit vorkommen, dessen Beziehung zur Serie L ja durch Serie L auf dem Innsbrucker (Patscherkofel usw.) und auf dem Brixner Quarzphyllit (Hundskopf) deutlich sind. Am Hundskopf bei Brixen finden wir mineralführende Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Graphitquarzit, Grünschiefer, Gneisphyllonit, Marmor; das ist schon ohne die Gabbroamphibolite, die im Streichen dazutreten, unverkennbar die Serie L des Patscherkofel. Diese Serie L des Quarzphyllit findet man also mit Quarzphyllit im Brixner Quarzphyllit, in der Unteren Tauernhülle und in Begleitung der tauernkristallinen wie der nicht tauernkristallinen Trias.

Was die Serie L am Nordrand des Brixner Granits anlangt, so sind dort die Tonalitgneise nicht nur sehr oft durch Phyllonitlagen anderen Ausgangsmaterials (Kalk- und Graphit-Gehalte) vom Brixner Granit getrennt, sondern auch dort, wo diese Zwischenschichten fehlen, und abgesehen von der plötzlichen chemischen und mineralogischen Änderung, bildet schon die viel stärkere nachkristalline bis lokal parakristalline Verschieferung des Tonalites im Vergleich zum Granit eine scharfe Grenze. Diese Tonalite sind eher als ein vom Granit überfahrenes und ausgewalztes eigenes Massiv zu betrachten, denn einfach als basische Randfazies zu bezeichnen. In der Eisackschlucht bei Mauls (or. rechts) liegen zwischen Granit und Tonalitgneis mächtige Graphitquarzite und Phyllonite, ganz wie sie weiter nördlich die Trias von Stilfes (Mauls-Fartleis) begleiten. Da auch dunkle Kalkmylonite gleich über dem Brixner Granit vorkommen und die Serie L die Trias von Mauls-Fartleis, Jaufen, Tribulaun begleitet, liegt die Annahme nahe, daß in der Serie L am N-Rand des Brixner Granits auch Trias mitverschiffen ist. Am N-Rand des Brixner Granits liegen tektonisch miteinander verschiffen: Intrusiva (Tonalite und saure Lagen); Glimmerschiefer der Serie L und Marmor; Gesteine der Maulser Zone. In der Zone Mauls-Fartleis liegen: Intrusion (Gabbro und saure Lagen); Glimmerschiefer der Serie L; Gebilde der Maulser Zone. Es ist möglich, daß die heutigen Unterschiede im Material beiden Zonen vielfach sekundär durch verschiedene Deformationsbedingungen erworbene sind.

## **XII. Bemerkungen zur Literatur der Synthese im Bereich der Blätter.**

### **Zu Termier.**

1. Der Fortsetzung der Tauernwölbung, wie sie Termier auf seiner Karte einzeichnet, entspricht im Bereiche der Blätter Meran und Brixen nicht die aus den wirklichen Gesteinslagen erschließbare Tektonik. Termiers Tauernachse verläuft durchschnittlich 8 km südlich vom Südrand des Schneeberger Zuges (vgl. L 69 Karte).

2. In den Profilen vom Tauerngneis gegen Westen ist zwischen Tribulauntrias und Kalkglimmerschiefer die Glimmerschieferlage in Gestalt von Phylloniten zu ergänzen; was eine Ergänzung für, nicht aber gegen Termiers spätere Fassungen seiner Idee ist.

3. Termiers Trias von der Sengesspitze (l. c. S. 229) liegt nicht an der Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer und altem Gneis. Sie liegt als Kuppel mitaufgewölbt und angeschnitten über der Unteren Tauernhülle von Afers. Termiers Verbindung dieser Lage (als Wurzel des Tribulaun) mit Weißespitze, Telferweißen und Tribulaun, wie sie die Profile Seite 229, 231 ziehen, entfällt und ebenso die mit diesen Profilen belegte Deckensystematik.

4. Auf Profil Telferweiße-Sprechenstein (Seite 231 l. c.) fehlt im südlichen Drittel des Profils der über den alten Gneisen liegende Kalkphyllit. Auch diese Feststellung ist nötig, denn es ist infolge dieser Unrichtigkeit in Termiers Profil wie überhaupt in seiner Synthese ganz unzulänglich mit den Transporten südwärts gerechnet. In der Synthese kommt das faktisch ablesbare Bewegungsbild nicht genügend zu Worte.

5. Wenn man Termiers Idee in der Form entgegenkommt, daß man Telferweißen-Tribulaun in der wirklichen Fuge zwischen Altkristallin und Kalkphyllit entspringen läßt statt in der von Termier eben für diese Fuge gehaltenen Dolomitlage von Senges, dann verstößt zwar Termiers synthetischer Versuch weniger gegen die wirklichen Verhältnisse Sterzing-Pflersch, als spätere Auswege anderer. Aber man ist dann eben gezwungen, aus dieser Wurzel die ganze Brennertrias (eigentlicher Tribulaun) unter der Steinacher und Blaser Decke als Decke zu beziehen; ebenso aber auch (wie schon erörtert) den Schneeberger Gesteinszug. Als Decke hat dann letzterer unter die Öztalner zu tauchen; das Mesozoikum aber hat sich über den Öztalern auszubreiten; die Öztalner selbst müssen zwischen Tribulaunwurzel und Wurzel des Schneeberger Zuges an dessen Südgrenze entspringen. Damit aber rückt die Wurzel des Tribulaun aus der Fuge Kalkphyllit-Altkristallin weiter nach Süden ins Altkristallin, womit unser im Sinne von Termiers Idee (daß der Tribulaun zwischen Kalkphyllit und Altkristallin entspringt) gemachter Entwurf sich eben als unableitbar aus der heute wirklich sichtbaren Tektonik erweist. Aber selbst wenn man ultratektonischen, das heißt aus der heute wirklich sichtbaren Gesteinslagen nicht mehr ableitbaren Entwürfen durchaus nicht etwa wissenschaftliche Existenzberechtigung aberkennt, wie es seinerzeit begreiflicher Weise naive Aufnahmegeologen gegenüber primitiven Deckentheoretikern taten, so stehen unserem Entwurfe im Sinne Termiers noch einige konkretere Einwände gegenüber. Diese Einwände sind:

Die Nichtbeachtung der auf Blatt Meran und besonders im Schneeberger Zug die Hauptrolle spielenden Südbewegung.

Die früher schon gemachten feldgeologischen Einwände gegen die Herleitung der Schneeberger Gesteine, also auch des Tribulauns aus der Fuge Kalkphyllit-Altkristallin.

Die steilachsige Tektonik (Teplitzerhütte — Becherhaus) in Ötz-Stubai, also Eigentektonik gegenüber den mit ganz anderem Baustil strömenden Decken Schneeberg und Tribulaun, zwischen welchen Ötz-Stubai als Decke zu liegen hätte, bedarf eigener Ableitung nach dem ihr (vor- oder nachkristalliner) Charakter geklärt ist.

6. Termiers Arbeiten bedeuten mithin zwar eine belebende Tat, die Übertragung bahnbrechend erweiterter Erfahrungen über tektonische Ferntransporte in unser Gebiet, gestatten aber keine die heute bekannten Tatsachen umfassende Synthese desselben.

7. Termiers fundamentaler, immer wieder verfochtener Annahme, daß die durch Kristallisation erhaltenen Gesteinsmerkmale vortektonisch erworben seien, steht neben der von mir ausgebauten Lehre von den Beziehungen zwischen Teilbewegung und Kristallisation im besonderen der Nachweis parakristalliner Durchbewegung (Blastomylonite) größten Ausmaßes gerade im vorliegenden Gebiete verneinend gegenüber. Es ergibt sich hieraus manche Erleichterung, aber auch die früher erörterte grundsätzliche Erschwerung für die tektonische Analyse metamorpher Gebiete. Ich nehme bei dieser Stellungnahme als selbstverständlich an, daß Termier unter seinem „Dynamometamorphismus, der nicht existiert“, nur Kristallisationsprozesse begreift, nicht aber die Metamorphose der Gesteine durch nachkristalline Durchbewegung; denn Termier hat ja selbst nachkristalline Tektonite außergewöhnlicher Ausmaße erstmals bekannt gemacht.

Wir haben uns gefragt, ob sich im Bereiche der Blätter Termiers Auffassung, daß sich die Tauernwölbung, überdeckt von kristallinen Norddecken, gegen Westen fortsetze, aus der wirklich erschlossenen Tektonik eindeutig beweisen lasse. Das war zu verneinen.

Eine andere Frage aber ist es, ob und mit welchen Hilfsannahmen dieser Grundgedanke Termiers als ultratektonische Hypothese mit der aufgeschlossenen Tektonik der Blätter überhaupt verträglich sei. Diese Frage scheint mir zu bejahen etwa mit folgenden Annahmen: Ötztal-Stubai zusammen mit Brixner Quarzphyllit gehen nach Norden über den Kalkphyllit und über ein Niveau „N“ unmittelbar über dem Kalkphyllit, welches sich mit heute noch erkennbarer Symmetrie um die Symmetrielinie der Gneise Meran — Mauls (siehe Übersichtskarte) gliedert; diese wäre die etwas genauer als bei Termier eingestellte Fortsetzung der Tauernachse Termiers; „N“ läge dann (wie bei Kober anders als bei Staub) zwischen dem Südrand des Schneeberger Zuges und dem Nordrand des Brixner Granits entblößt. Es ist hiebei grundsätzlich unnötig, nach so scharfen Deckengrenzen zu suchen, wie es üblich ist, wie es aber die Mechanik eines solchen Transportes weder verlangt noch wahrscheinlich macht. Ebenso unnötig ist es, nach Wurzeln zu den Decken zu suchen: Es müssen weder steilgestellte hintere Enden der Decken noch Ursprungsquellen der Decken vorhanden sein, wenn wir als deckenbildende Vorgänge flach ins Freie hinaus führende Scherungen unter Schub von hinten oder Ableitungen nach der Schwere annehmen. Wir erblicken also im Fehlen der genannten zwei Daten zwar einen Einwand gegen eine Deckentheorie, welche scharfe Deckengrenzen und Wurzeln unbedingt sucht und in unhaltbarer Weise einzeichnet; aber keinen Einwand gegen das Wesentlichste jeder Deckentheorie, den tangentialen Ferntransport. Da wir also weder nach Wurzeln noch nach scharfen Deckengrenzen suchen und der Abstand zwischen Ötz-Stubai

und Brixner Quarzphyllit ein viel größerer war als heute nach der sekundären Einengung des Gneiszuges Meran-Mauls, ist ein ehemaliger Zusammenhang zwischen Brixner Quarzphyllit (schwach metamorpher Quarzphyllit mit einigen tektonischen Gneisen; vorpermische Tektonik) und Ötz-Stubai (Gneise mit stark metamorphem Quarzphyllit; vorkristalline tektonische Züge) möglich.

Für das Zustandekommen der erschlossenen Tektonik hätten wir Südbewegung und -Schuppung und ferner die Beanspruchung im Alpenknick, ferner Steilstellung mit Einengung der Areale zwischen Ötztal und Brixner Quarzphyllit heranzuziehen.

Aber bei all diesen Annahmen ist der Schneeberger Zug dieses im Großen und im Kleinen mit den Achsen westwärts untersinkende Gebilde, demgemäß untertauchend im Osten, heraussteigend im Westen, noch nicht in das Bewegungsbild gebracht. Wir müßten eben, wie früher versucht, nachdem wir schon die Decken über dem Tribulaun (Steinacherdecke, darüber Blaserdecke) von Süden bezogen haben, das Tauernkristallin des Schneeberger Zuges etwa an einer Scherfläche mit Südbewegung des Hangenden (Ötztal-Stubai und Tribulaun etc.) auftreten lassen. — Diese hypothetische Erörterung hat vorläufig nur den Sinn, zu zeigen, daß sich im Bereich der Blätter das Wesentliche an Termiers Auffassung auch heute noch als eine mögliche ultratektonische Hypothese erweist, nicht aber etwa als eine Synthese ohne Schwierigkeiten.

#### Zu Staub.

In Staubs, des bewährten Aufnahmsgeologen, synthetischen Versuchen steht geringe Anpaßlichkeit der ultratektonischen Annahmen schroff neben der Betonung einzelner Aufschlüsse (L 56). Auf die allgemeinen Gesichtspunkte Staubs und auf Grundsätzliches kann von zwei Kartenblättern aus nicht eingegangen werden, z. B. etwa was den Schluß von Scharnieren (= Wurzel oder Stirne) auf Bewegungsrichtungen anlangt, oder den sekundären Charakter von „Rückfaltungen“.

Wie seinerzeit schon Termier, so hat R. Staub in der Fensterfrage der Tauern den Hauptpunkt der Ostalpensynthese gesehen. Er erblickt in der Übertragbarkeit seiner Deckensystematik Bünden — Ortler — Brenner „eine gefährlich“ zu bewältigende „Klippe der Alpensynthese“ (S. 163) und hiebei wird ganz folgerichtig das Gebiet von Sterzing das entscheidende: Am Tribulaun liegt „der Schlüssel zum Verständnis des Ganzen“. Es ist durchaus dankenswert für den Fortschritt der Debatte, daß Staub die Karte so deutlich aufzeigt, auf welche er nicht weniger als die Alpensynthese setzt. Wir wollen aber weniger auf diesem hohen Einsatz bestehen, als auf der weiteren wertvollen Mitarbeit eines guten Kenners mancher Schweizergebiete, falls es sich erweisen sollte, daß jene Karte und damit Staubs Synthese eben doch nicht den geologischen Karten stichhält.

Es ist ferner bemerkenswert, daß Staub als erklärter Anhänger des Tauerfensters klipp und klar die „Vorstellung der Vertreter der Deckentheorie“ als „heute unhaltbar geworden“ bezeichnet (S. 170),

nach welcher die Tribulauntrias lokal über die höhere Ötztalerdecke getreten sei. Eben weil wir auf diese und andere Unhaltbarkeiten nicht erst heute, sondern schon länger hinwiesen, haben wir Staubs heutige Feststellung, daß es keine haltbare Synthese mit dem Tauernfenster gab, vorwegnehmen und uns mit der Art, wie die auch von Staub für repräsentativ genommene Deckentheorie in Österreich auf wirkliche Arbeitsbeiträge zur Synthese reagierte, abfinden müssen.

In die Übersichtskarte ist zunächst Termiers Festsetzung der Achse der Tauernwölbung eingetragen. Diese Linie ist eine reine ultratektonische\*) Annahme, d. h. sie ist ohne jede Beziehung zur aufgeschlossenen Tektonik der alpinodinarischen Kontur parallel gezogen. Denn sie verläuft von Gasteig gegen SW folgendermaßen:

7 km in der Achse der Synkline vom Jaufen; 7 km bis St. Leonhard ziemlich genau in deren Fortsetzung als mylonitische Fuge; bis zur Etsch dann in Winkeln von  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$  quer über Schieferung und Lagenwechsel der Gesteine.

An diese Linie nun schließt sich die, wie wir sehen werden, ebenfalls ultratektonische, aber deckentheoretisch ganz folgerichtige Annahme Staubs: Zwischen Ötz-Stubai und einem südlichen Rande gleichen Kristallins taucht jene Decke (Compodecke) auf, welche die Tauernwölbung überwölbt; das Fenster ist am Südrand wie am Nordrand von Ortertrias gesäumt, welche eine Lage zwischen dem (äußeren) Ötzer Kristallin und dem (inneren) Campokristallin bildet.

Staub stellt also nicht nur eine ultratektonische Forderung auf, sondern er bezieht sich auch auf Karten, auf Züge der erschlossenen Tektonik. Andernfalls wäre übrigens der Entwurf gelegentlich einer Erörterung geologischer Kartenblätter ebenso wenig zu behandeln wie die Einzelkarten von Profilen ganz unerschlossener Tiefen u. a. m.

Die Grenzlinien, um welche es sich bei Staubs Entwurf handelt, habe ich, so genau es nur Staubs Darstellung erlaubt, in meine Übersichtskarte übertragen.

Nun haben diese Linien die Unvollkommenheit, daß sie das Streichen schief schneiden. Ich kann das nicht umzeichnen, aber vorbemerkem, was davon im Sinne des Textes bloße Unvollkommenheit der Zeichnung ist. Die nördliche Linie hat nicht diagonal durch den Schneeberger Zug zu laufen, sondern, besetzt mit der „Ortertrias“ Telferweißen-Schneeberg, an dessen Nordrand. Aber auf keinen Fall entgeht am Westende und am Ostende diese Linie dem Geschick, das Streichen quer zu schneiden.

1. Die von Staub im Westen geforderte Fortsetzung seiner nördlichsten Linie als Trias führende Fuge oder auch nur als deckenbegrenzende Fuge im Streichen ist nicht vereinbar mit der Karte; sie besteht nicht.
2. Die von Staub im Osten geforderte Fuge Telferweißen-Sterzing würde unausweichlich die Gesteine des Schneeberger Zuges schief

\*) „Ultratektonisch“ bedeutet eine rein deskriptive, überprüfbare Feststellung, kein Werturteil. Es war nur zum Schaden der Deckentheorie, wo sie ohne diesen Grundbegriff darstellte.

zu ihrem tatsächlichen Weiterstreichen schneiden; sie besteht nicht; unverkennbare Schneeberger Gesteinstypen bilden den Roßkopf über dem Dolomit des Valming, nicht aber Ötztaler Kristallin, auch nicht gemeinsame Typen.

3. Die im Pflerschtal geforderte Fuge zwischen Telferweißen und Tribulaun läge zwar im Streichen, würde aber ebenfalls ununterscheidbar Gleiches trennen.

Staubs Konstruktion der Linie ist hiemit als undurchführbar aufzugeben. Rückt man diese Linie nach Süden, so ergibt sich erst bei einer Lage südlich der Serie L (südlich vom Schneeberger Zug) die Möglichkeit, ohne Schneiden des Streichens eine unter das Ötz-Stubai-Kristallin einfallende Fuge zu konstruieren. Diese Fuge würde aber nicht mehr eine Ötz- und eine Campodecke trennen, ohne daß letztere anders definiert würde als bei Staub (ohne Schneeberger Gesteine; ohne Telferweißen-Schneeberg).

Staubs Südgrenze der Campodecke schneidet das Streichen nur durch die Unvollkommenheit der Zeichnung schief (Stilfes — Meran). Aus Staub's Schwarz-Weiß-Kärtchen (Tafel XXIV) ergibt sich Mauls-Fartleis als annahmegemäßer Gegenflügel für Telferweißen-Schneeberg. Das macht die vollkommen verschiedene tektonische und Mineralfazies der beiden zu einer sehr unbefriedigenden Annahme: Sie sollten als Lage in derselben Decke ein einigermaßen ähnliches Schicksal in beiden Hinsichten gehabt haben.

Was die kristallinen Schiefer anlangt, so trennt diese Linie auf keinen Fall zwei überhaupt unterscheidbare Gestaltungen; unter anderem würde sie Brixner Tonalit und Rensentalit trennen, sowie den beiderseitigen Rand von Serie L u. s. f. Bei dieser Gelegenheit sei auch bemerkt, daß die innerhalb der Campodecke östlich Mauls mit der Farbe der Tarntalerköpfe bezeichneten, aber unvollständig ausgeschiedenen Marmorlagen alte Marmore der Serie L sind. — Als Grenze gegen die „Campodecke“ ist also Linie C nicht näher als eben erörtert zu begründen.

Vollkommen unbegründbar und teilweise unausweichlich quer zum Streichen verläuft Linie D.

Was die Linien C und D als gemeinten Gegenflügel zu Ötztal-Stubai zwischen sich fassen, ist ein Streifen aus Serie L, Tonalittektoniten, Brixner Granit und Brixner Quarzphyllit. Dieser Streifen steht inhaltlich Ötz-Stubai in keiner Weise näher als der „Campo-Decke“. Der Quarzphyllit hat von Ötz-Stubai so verschiedene Tektonik, daß er damit weder als Wurzel noch als Decke ohne weiteres (s. o.) zu verbinden ist. Der große innerhalb des Streifens C—D austreichende Bewegungshorizont (N-Rand des Brixner Granits) ist keine Hauptfuge der Staub'schen Synthese.

Das erschlossene Bewegungsbild allgemeiner Südtransporte auf Blatt Meran kommt neben den ultratektonischen Postulaten der Deckentheorie nur als Rückfaltung zu Wort; doch soll das nur angemerkt, nicht gerügt sein: Was man sieht, ist Rückfaltung.

Es bleibt noch der Versuch zu machen, ob sich für eine Fortführung der Tauernachse im Sinne Termiers und eine Überwölbung derselben eine andere Variante finden läßt. In der Tat läuft die bezeichnete Variante im Streichen und ist folgendermaßen symmetrisch flankiert: Serie L — Jaufentrias — Augengneis — Tschigotgranit — Augengneis — Maulsertrias — Serie L. Was nun aber nach außen folgt, ist im Norden Schneeberger Zug, Ötztal und Tribulauntrias; im Süden Brixner Granit und Brixner Quarzphyllit mit Eigentektonik. Nun — solange eben Ötztal und Brixen weder als Decke noch als Wurzel und Decke besser aufeinander beziehbar erscheinen als beim heutigen Stand der Kenntnis, muß ich die Möglichkeit, daß der Raum zwischen beiden nur mehr oder weniger zugesichert, nicht aber einsinnig überfahren sei, also den möglichen Scherenfenstercharakter auch für das Gebiet zwischen Ötztaler Gneis und Brixner Quarzphyllit, verfügbar halten.

Damit, daß Staub betont, daß die Wurzeln lediglich die steilgestellten rückwärtigen Teile der Decken seien (Seite 213), befinde ich mich sozusagen seit 1911 (L 42 Abschnitt „Wurzeln und Decken“) insoferne in Übereinstimmung, als ich es als ein Hauptergebnis meiner Aufnahme betonte, daß nach Tektonik, Serienbildung und Durchbewegung keinerlei Unterschied zwischen dem damals geforderten Decken- und Wurzelland zu finden sei. Die realen Gründe aber, mit welchen Staub seine ultratektonisch geforderten Verbindungen seiner Decken mit seinen Wurzeln belegt, sind im Gebiete der vorliegenden Blätter nicht zu halten.

Die stratigraphische Fazies der Telferweißen ist genau die des Tribulaun und steht der von Mauls unverkennbar ferner. Man darf also nicht wie Staub (S. 212) tut mit der Fazies begründen, wenn man aus guten oder schlechten ultratektonischen Gründen Tribulaun und Telferweißen als verschiedene Decken trennen, Telferweißen und Mauls als Decke und Wurzel verbinden will.

Die von Staub (S. 213) südlich des Brixner Granits (östl. v. Pensertal bis Bruneck) angenommene „großartige Störungslinie“, welche eben den Brixner Granit und ein Stück Brixner Quarzphyllit als ostalpine Wurzel von dem Gegenflügel der Ötztaler abschneiden soll, ist eine rein ultratektonische Forderung; sie besteht nicht in irgendwelchen Tatsachen, und es beruht auf einem Irrtum, daß ich (S. 217) sogar dafür zitiert bin.

Diese Beispiele können die verfängliche Macht ultratektonischer Voraussetzungen im Zirkelschluß mancher deckensystematischen Überlegungen veranschaulichen und damit wenigstens für manche Fachgenossen auch die Grenze, an welcher ultratektonische Entwürfe zu Illusionen mit immer weniger realen Grundlagen werden. Da etwas von einer Illusion schon jeder tektonischen Deutung und selbst in so gut erschlossenen Gebirgen wie die Alpen anhaftet, lassen sich zwar Beispiele deutlicher Überschreitung jener Grenze aufweisen, nicht aber läßt sich heute schon die Grenze selbst allgemein erkenntnistheoretisch festlegen. Damit kommt zum Ausdruck, daß innerhalb tektonischer

Deutung die Illusion heute noch nicht bis zu dem Grade grundsätzlich abtrennbar ist wie in den Realwissenschaften. Es ist mehr folgerichtig als für manchen Geschmack erbaulich, daß ein fortwährendes Operieren mit unabgrenzbaren (richtigen oder unrichtigen) Illusionen alle formalen Merkmale religiöser Debatten im Schrifttum der Deckentheorie z. B. gezeitigt hat. Aber die Illusion ist eben doch ein Motor der Geologie, wo nicht auch jeder anderen Wissenschaft.

Die Unmöglichkeit, Alpen und Dinariden so scharf zu trennen, wie es bisweilen geschah, kommt in Staubs Synthese stark zu Worte (vgl. auch Sander, Verh. Geol. Reichsamt 1916 „Alpinodinarische Grenze in Tirol“); freilich, gerade auf den vorliegenden Blättern ist, wie schon bemerkt, die versuchte Lösung nicht begründbar. Ein Punkt, in welchem Staub abweichend von dessen Darstellung in der Geologie der Schweiz (1922) meiner Darstellung (Zur Geologie der Zentralalpen Jahrb. Geol. B. Anst. Wien 1921) folgt, ist ferner die Unterscheidung der Öztaler Überschiebungsmasse von der Silvretta auf Grund Hammer'scher Aufnahmen.

#### Zu K o b e r.

Von Kober liegen mir zwei Arbeiten (L 27, L 28) vor, welche das Gebiet der beiden Kartenblätter betreffen. L 27 wird hier erwähnt, weil dort (Karte) noch der Schneeberger Zug als Tauernhülle gezeichnet ist, ebenso der Zug des Jaufen; beide freilich einfach als Gabelung des Tauernfensters; Kober hat weder diese Deutung genügend begründet, noch weshalb er sie in der zweiten Arbeit fallen ließ. — Ferner finden wir in der ersten Arbeit (Karte) die tektonische Einheit der Radstätter Decken zugleich über Öztaler Kristallin (Tribulaun), über Tauernhülle (Brenner, Schneeberger Zug, Rensenzonen) und über Innsbrucker Quarzphyllit (Tarntaler usw.) eingezeichnet; ebenso ist der Quarzphyllit über dem Tribulaun mit dem Innsbrucker Quarzphyllit auf der tektonischen Karte Kobers in eine Einheit zusammengefaßt. Die Einwände dagegen findet man immer wieder in meinen Arbeiten und Referaten (z. B. Verh. der Geol. Bundesanst. Wien 1913 Nr. 6, 10, 13).

Nicht nur auf die Unmöglichkeit jener Deckensystematik, sondern auch auf das Westeinfallen aller tektonischen Achsen und Teildecken am Tauernwestende habe ich immer wieder hingewiesen, was das Verhältnis zwischen Tarntal und Tribulaun angeht, meines Wissens zum erstenmal sogar schon 1913 (im Führer zu geolog. Exk. in Graubünden und in den Tauern, Deutsche Geolog. Vereinigung Leipzig 1913, bei M. Weg): „Manches davon“ (Tarntaler Trias und Breccien) „liegt auf Quarzphyllit, welcher zwar stratigraphisch, nicht aber tektonisch dem Quarzphyllit der Steinacher Decke“ — das ist eben der Quarzphyllit über dem Tribulaun — „entspricht. Denn wahrscheinlich fallen sowohl der Quarzphyllit als die Tarntaler Gebilde der Tuxer Voralpen unter die Stubai Gneise, welchen die Fortsetzung der Tribulaun- und Steinacherdecke aufliegt.“ (l. c. S. 48.) Kober müßte also vor allem beklagen, daß er selbst so lange nicht „die Kraft gehabt“ hat, „Ordnung in das“ von Kober selbst angerichtete „Chaos zu bringen. Und doch liegen

die Verhältnisse so einfach." (Siehe Kober, Sitzber. 1922 S. 380.) Die Verhältnisse liegen einfach so, daß an Stelle der unrichtig zusammengefaßten Großdecken Teildecken treten, deren westlichere östlicher gelegene mit westeinfallenden Achsen übersteigen, wie ich das gegen Kobers Deckensystematik vertreten habe; aber so einfach, daß Kobers Synthese 1922 oder Staubs Synthese von 1924 bestehen könnte, liegen die Verhältnisse nicht. Bevor ich dazu übergehe, soll übrigens auch noch für einen anderen Fall, gegenüber dem letzten Absatz (l. c. S. 381) der Kober'schen Arbeit 1922, die Sachlage in der Literatur verdeutlicht werden, was Kober'schen Arbeiten gegenüber schon sehr oft unausweichlich war. Man muß aus diesem Absatz den Eindruck gewinnen, daß ich gegen die Deckenlehre „gewettert“ habe und die Tektonik der Stangalpe falsch gesehen habe. Was ersteres anlangt, so hat A. Heim in seiner Geologie der Schweiz besser als Kober und trotz Kobers Literaturdarstellung erkannt, daß mich meine Kritik an noch unreifen Synthesen nicht von positiver Mitarbeit und nicht von der Weitergestaltung unserer Begriffe abhielt. Und was letzteres anlangt, so habe ich ebenfalls schon 1913 die *tektonische* Analogie des Stangalpengebietes mit dem schon von Pichler als Überschiebungsgebiet erkannten Gebiet Tribulaun—Steinacherjoch deutlich und ausführlich betont, so daß dort die spätere Auffindung der Trias unter Karbon eine bloße Bestätigung meiner Auffassung bedeutet und deren Zitation, nicht aber Kobers irreführende Klage (l. c.) über die Geologen, die schon dort waren, zu erwarten war. Da es sich, wie bemerkt, um ein dem Brenner im Aufbau sehr verwandtes Gebiet handelt, sei aus meinem oben zitierten Führer (1913) angeführt (S. 48): „Die Analogie zwischen Brenner und dem Ostende der Tauern scheint noch weiter zu gehen. Denn nicht nur herrschen im Bereich des Turracher Karbons eminent tektonische Gesteinsfazies vor..., sondern wir finden (Steinturrach) über dem Karbonkonglomerat als eine ebenfalls unverkennbare tektonische Gesteinsfazies den Quarzphyllit mit Eisendolomit wie in den Tuxer Voralpen und am Nöblacherjoch. So gestattet das Turracher Gebiet einen Vergleich mit der Brennerregion hinsichtlich der Stratigraphie, der Metamorphose und der Tektonik, letzteres insofern, als es sich aus den oben angeführten Gründen um ein ebenfalls postkarbonisch stark durchbewegtes Gebiet zu handeln scheint, mehr als um ein durchsichtiges Schulbeispiel für karbonische Transgression.“

Solche Klarstellungen sind nicht überflüssig, wenn überhaupt eine reifere Synthese mit besserer Aussprache und Vorbesprechung als für die bisherigen gewiß ebenfalls mühevollen Versuche Kobers zustande kommen soll.

Kritik ist noch keine Verkennung der unablässigen Bestrebungen Kobers, auch nicht wenn sie gegenüber der Tonart dieser Bestrebungen hiemit feststellt, daß Kober auf kristallinem tirolischem Boden bisher überhaupt gar nichts Haltbares erstmalig zur Synthese beigetragen hat.

Kehren wir zu Kobers Synthese im Gebiete der Blätter Meran und Brixen zurück.

Wenn Kober sagt, die Zillertaler Gneise seien die höhere tektonische Einheit als die Tuxer Gneise, so ist das eine ultratektonische Behauptung ohne Begründung. Die Zillertaler sind schon nach meiner älteren Deutung eine Auffaltung aus größerer Tiefe des Bewegungshorizontes der Tauern als die Tuxer Gneise, wenn man meine Gründe (intensivere Tauernkristallisation stratigraphisch äquivalenter Glieder) gelten lassen will. Eine Überlagerung der Tuxer durch Zillertaler ist bisher nicht bekannt, Kobers Aufstellung ist also lediglich eine ultratektonische Formel für die Annahme, daß die Tauerngneise bei ihrer Auffaltung noch gegen Norden bewegt seien, was ich bisher für eine vorhergehende tektonische Phase durch Teildecken nachgewiesen habe. — Kobers Dekret: „Nähere Studien werden erst jetzt von besonderem Interesse, wo diese Zusammenhänge“ — zwischen den Gneisdecken der westlichen und östlichen Tauern — „wahrscheinlich werden“, stellt man am besten neben die Tatsache, daß früher als in den östlichen Tauern durch Kober, am Tauernwestende durch mich die passive Faltung der Gneise im Sinne von E. Sueß und Posepny und gegen die Lakkolithe und Schollen Beckes überhaupt durch kontrollierbare Profile mit Gliederung der Gneise nachgewiesen war (L 42). Auch die Bildung von nach Norden überschlagenen Teil-Deckfalten aus Tauerngneis habe ich in den westlichen Tauern früher nachgewiesen (L 45, 46) als Kober in den östlichen. Es waren also schon vor Kober nähere Studien an den Tauerngneisen von besonderem Interesse und von Erfolg.

Kober zitiert mich (Seite 380) dafür, daß die Dolomite, Marmore, Phyllite des Schneeberger Zuges zu den Laaser Phylliten, Marmoren usw. gehören; das ist im Sinne meiner Kober bereits vorliegenden Publikation (1921 Jb. Geol. B. A) unrichtig zitiert. Das Kärtchen zu Kobers Arbeit 1922 ist bedeutend ungenauer als den Vorlagen abgezeichnet als Staubs tektonische Karte 1924, und gestattet keine eingehenderen Bezugnahmen, weil man gegenüber bis über 15 km unrichtigen Abmessungen nicht immer weiß, wo sich der Autor mit seiner Eintragung zu befinden meint. Darin, daß alles zwischen Ötztal-Stubai und Brixner Granit als tektonische Einheit, welche das Tauernfenster überwölbt, zusammengefaßt ist, liegt eine gewisse Priorität Kobers gegenüber Staubs Synthese. Letztere hat in ultratektonisch folgerichtiger (aber wie ausgeführt tektonisch nicht haltbarer) Weise Kobers ultratektonische Unfolgerichtigkeit beseitigt, daß die Wurzeln des oberostalpinen Tribulaun im Mittelostalpin liegen. Telferweißen-Schneeberg befindet sich bei Kober noch ungetrennt vom Tribulaun; wenigstens ist das abweichend gezeichnete Muster in der Erklärung nicht ausgewiesen; der Brixner Quarzphyllit ist unzerteilt und erscheint nicht als Gegenflügel der Ötztaler, womit wir übereinstimmen. Von einem Ausspitzen von Schladminger Gneisen und Ötztaler Altkristallin nordöstlich von Brixen ist in der Natur nichts zu sehen, jedoch ist bei der Ungenauigkeit der Zeichnung ungewiß, ob Kober diese Ausspitzen auf Blatt Brixen, wo er sie faktisch zeichnet, auch haben will.

Kobers Buch über Bau und Entstehung der Alpen (Boroträger 1923) bringt, was die beiden Blätter Meran und Brixen anlangt, die-

selben deckensystematischen Grundlagen (S. 129), dieselbe Literaturentstellung, dieselbe nach meinem Ermessen für den Ausbau unserer Vorstellungen über die Tatsache weitreichender Tangentialtransporte unförderliche Kritiklosigkeit, dasselbe der wissenschaftlichen Aussprache unförderliche Bestreben, die Deckenlehre allein zu vertreten, auch wo das glücklicherweise nicht nötig ist. Und wie soll man es nennen, wenn Kober, für den die Augenfeldspate der Augengneise Porphyroblasten sind (L 28), sich in diesem Buche (S. 130 unter dem dafür unzutreffenden Titel „Einwürfe gegen die Deckennatur“) mit der petrographisch-tektonischen Analyse inhaltsreich wie folgt auseinandersetzt: „Sander hat ja versucht, das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in ein Schema zu bringen. Aber es zeigt sich, daß es nicht absolut gilt, daß auf die speziellen Verhältnisse Rücksicht zu nehmen ist, die sich aus dem Bau aus dem Gestein selbst ergeben.“ Dem gegenüber muß man petrographisch besser als Kober vorgebildete Leser auf das Literaturverzeichnis verweisen.

Nachdem ich mich hiemit vorläufig im Raume zweier Kartenblätter mit den synthetischen Versuchen, welche die Beobachtung anregen, aber nicht beirren dürfen, auseinandergesetzt und übergangene Tatsachen zur Verfügung gestellt habe, werde ich neue Versuche begrüßen, und so weit die Gebiete heute der geologischen Begehung noch offen stehen und jene neuen Versuche mit den bisherigen Tatsachen gerechnet haben, auch neuerlich aufnahmogeologisch zur Kritik beitragen.

Wenn ich mich hier bei der Erläuterung zweier Aufnahmeblätter vor allem auf den Standpunkt der Evidenthaltung von Tatsachen stellte, so möchte ich doch betonen, daß es zwei Wege zur Synthese gibt. Der eine versucht, für eine vorgefaßte Idee einzelne Tatsachenbelege auszuwählen, Beweistatsachen zu finden; der andere versucht ohne solche Auslese aus den Tatsachen neue Ideen zu bilden. Wenn sich jeder dessen bewußt ungestört an seinen Weg hält, ohne den anderen grundsätzlich zu bestreiten — so z. B. der Aufnahmegeologe an den zweiten Weg —, so werden trotz aller gegenteiligen Kritik jene schweren Mißverständnisse zwischen zwei Geologentypen entfallen, welche unsere tektonische Literatur gekennzeichnet haben und beim Beginne ultratektonischer Studien in den wenig erschlossenen deutschen Gebirgen allenthalben bevorstehen.

#### **Legende für die Blätter Brixen und Meran des italienischen Kartenwerkes 1: 100.000 und für die Profile.**

- da Vegetation, Alluvium, Schutt der Gehänge und alten Felsterrassen, heutige Moränen.
- f Große Schuttkegel, Muren, Bergstürze.
- at Terrassenschotter, interglaziale Beckenfüllungen.
- mo Moränen in situ und verschwemmt.
- r Rät, Kalkschiefer mit verquarzten Breccien; grobe Kalkglimmerschiefer.

## 106

- n Oberer Dolomit (= Hauptdolomit).
- rb Raiblerschichten (schwarze Tonschiefer übergehend in schwarze Glimmerschiefer mit Querbiotit), Wettersteindolomit („Unterer Dolomit“).
- t Fossilführende zentralalpine Trias im allgemeinen (Hauptdolomit, Raibler, Muschelkalk, Buntsandstein).
- ld<sub>2</sub> Wengenschichten.
- ld<sub>1</sub> Buchensteinerschichten.
- as Muschelkalk und Dolomit.
- wf Buntsandstein
- p<sub>2</sub> Bellerophonkalk
- p<sub>1</sub> Grödner Sandstein; Grundkonglomerat des Bozner Quarzporphyrs; basische Tuffe; Breccien; Tuffsandsteine und Ergüsse.
- π<sup>1</sup> Bozner Quarzporphyr.
- v Verrucano, hellgraue Arkosen mit Quarzgeröllen, übergehend in Maulser Quarzserizitschiefer, Porphyroide.
- wgn Tektonite von Arkosen und Orthogneis (?) (sog. „Wackengneise“).
- gn Tauerngneise.
- sc Kalkphyllite und kalkfreie Glanzschiefer (Tektonische Fazies paläozoischer und mesozoischer Gesteine).
- q Quarzite, Graphitquarzite, Quarzkonglomerate, z. T. mit derselben Kristallisation wie sch, und mit Rhätizit (Jungpaläozoisch).
- pp Glimmersandsteine und Konglomerate z. T. mit derselben Kristallisation wie sch (Perm?, Paläozoisch?).
- sch Kristalline Schiefer der Unteren Schieferhülle; vor und während der Kristallisation von Albit, Granat, Biotit, Hornblende und Ankerit entstandene Tektonite (Paläomesozoisch).
- π<sup>2</sup> Quarzglimmerporphyrite; Granitporphyrite, Aplitporphyrite.
- δ Basische Intrusion (Diorit, Diabas, Norit) und deren porphyrische Gänge.
- τ Tonalit und dessen tektonische Fazies.
- γ Biotitgranit; Hornblendegranit.
- gg Biotitgranit-Gneis.
- cd Kalk und Dolomit der Unteren Schieferhülle (z. T. mesozoisch) und des „Altkristallin“.
- σ Serpentin und Talk.
- α Grünschiefer, Amphibolit, Serpentin.
- go Augengneis.
- ogn Saure Orthogneise im „Altkristallin“ (aplitische, pegmatitische und porphyrische Fazies, Muskowitgranitgneise).
- fq Kontaktmetamorpher Quarzphyllit.
- fc Quarzphyllite; Albitphyllit; Granatphyllit; Biotitphyllit; (tektonische Fazies meist vormesozoischer Gesteine, oft graphitisch).

- msc Mineralreiche Glimmerschiefer (Granat, Staurolith, Disthen).  
pgn Paragneise und Glimmerschiefer; deren nachkristalline tektonische Fazies Arterite; Gneise im Quarzphyllit.

#### Literatur zur Regionalgeologie und Synthese.

- 1 Becke F. — Denkschriften der mat.-nat. Kl. d. Ak. d. Wiss. Bd. 75 Wien. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer pag. I.
- 2 — Zur Physiologie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. pag. 97.
- 3 — Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen. pag. 153.
- 4 — Intrusivgesteine der Ostalpen. Tsch. min. petrogr. Mitt. XXXI; N. 4.
- 5 — Westende der Hohen Tauern. VIII. Führer für die Exkursion des 9. internationalen Geologen-Kongresses. Wien 1903.
- 6 Blas J. — Beiträge zur Geologie Tirols (Glaciale Ablagerungen bei Meran). Verh. geol. R. A. Wien 1892.
- 7 — Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck (Wagner) 1902.
- 8 Cathrein A. — Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal. Zschr. d. deut. geol. Gesell. Bd. 50 pag. 257. Berlin.
- 9 Elterlein A. v. — Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten des Schneeberges bei Mayern in Südtirol. Jb. geol. R. A. Wien 1891.
- 10 Foullon H. B. v. — Über die Diabasporphyrite von Rabenstein in Sarntal. Verh. geol. R. A. Wien 1887.
- 11 Frech F. — Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wissenschaft. Ergänzungshefte zur Zsch. D.-Ö. Alpenverein II. Bd., I. Heft 1905.
- 12 Fuchs C. W. C. — Die Umgebung von Meran. N. Jb. f. Min. ecc. Stuttgart 1875; auch in der Zsch. D.-Ö. Alpenverein 1875.
- 13 Furlani M. — Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. d. mat.-nat. Kl. d. Ak. d. Wiss. Bd. 97 pag. 33 Wien.
- 14 Götsch G. — Der alte Etschgletscher. Zsch. d. D. Alpenverein 1869 —1870.
- 15 Granigg B. — Ein Beitrag zur Tektonik der Erzlagerstätten am Schneeberg bei Sterzing in Tirol. Zsch. f. Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1907.
- 16 — Die Bauwürdigkeit der Schneeberger Lagerstätten. Ibid. 1908.
- 17 — Die stoffliche Zusammensetzung der Schneeberger Lagerstätten. Ibid. 1908.

- 18 Grubenmann U. — Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Tsch. Min.-Petrog. Mitteil. Wien 1897.
- 19 — Bericht über Aufnahmen im Gebiete nördlich von Meran. Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. Mat.-Nat. Kl. 33 Bd. Wien 1896.
- 20 Hammer W. — Die kristallinen Alpen des Ultentales. II. Teil. Jb. geol. R. A. Wien 1905.
- 21 — Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verh. geol. R. A. Wien 1903.
- 22 Hradil G. — Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauis in Tirol. Sitzber. K. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. Bd. 121 pag. 860. Wien 1912.
- 23 Klebelsberg R. v. — Der Brenner. Zsch. d. D.-Ö. Alpenvereins 1920.
- 24 — Südtiroler geomorphologische Studien. II. Zsch. d. Ferdinandeums. Innsbruck 1922.
- 25 — Südtiroler geomorphologische Studien. I. Teil. Das mittlere Eisaktal. Zschr. d. Ferdinandeums III F; 56 H. Innsbruck 1912.
- 26 — II. Teil. Die Höhen zwischen Eisak und Sarntal. Ibidem 1922, Heft 1.
- 27 Kober L. — Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 1912.
- 28 — Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sitzber. Ak. d. W. Wien 1922.
- 29 Lechleitner H. — Eine neue Lagerstätte dioritischer Gesteine bei Vahrn am Eisak, im Spilluker Tale. Verh. geol. R. A. Wien 1892, N. II.
- 30 Lindemann B. — Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen ecc. Stuttgart 1904.
- 31 — Petrographische Studien in der Umgebung von Sterzing in Tirol. N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Beil. Bd. XXII (1906), pag. 454.
- 32 Mojsisovics v. Mojsvar E. — Die Dolomitriffe von Süd-Tirol und Venetien, Wien (Hölder) (1879).
- 33 Penk A. und Brückner E. — Die Alpen im Eiszeitalter. III Vol. Leipzig. 1908.
- 34 Petrascheck W. — Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. geol. R. A. Bd. 54 (1904).
- 35 Pichler v. A. — Beiträge zur Geognosie von Tirol. N. Jahrb. f. Min. ecc. 1871. pag. 256; 1882 II pag. 283.
- 36 — Geologisches aus Tirol. N. Jb. f. Min. ecc. Stuttgart 1873.
- 37 — Beiträge zur Geologie Tirols. Ibid. 1878.
- 38 Posepny F. — Über die Erzlagerstätten am Schneeberg in Tirol. Österr. Zsch. f. Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1879.
- 39 Rothpletz A. — Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart (Schweizerbart) 1894.

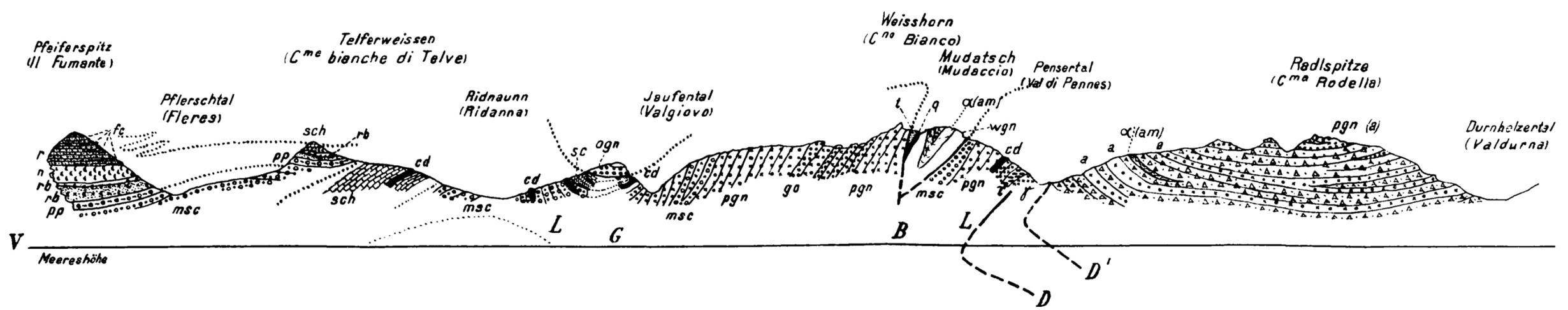
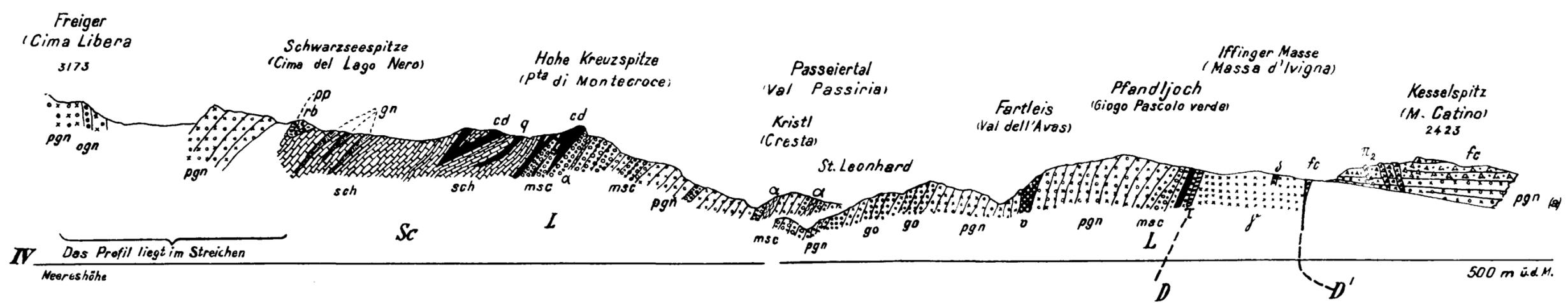
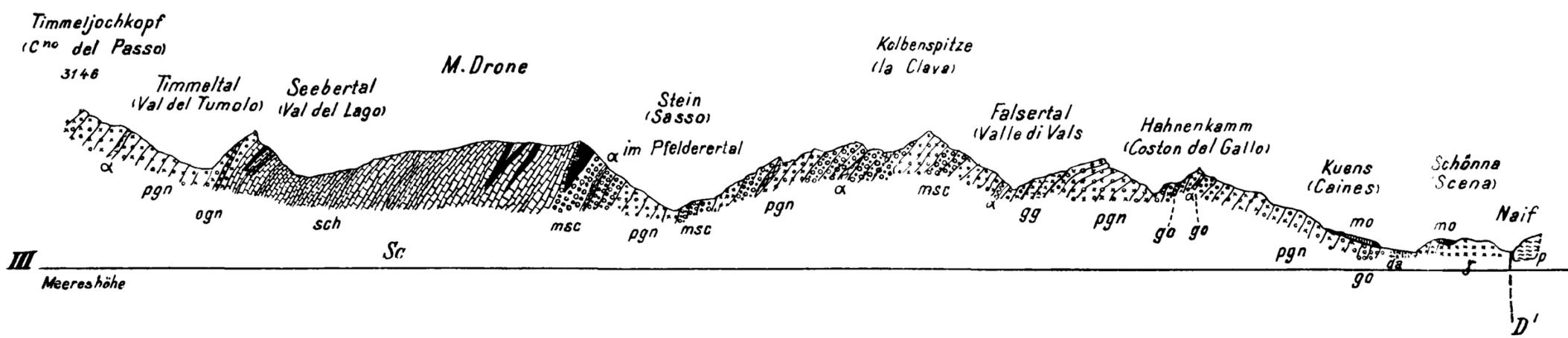
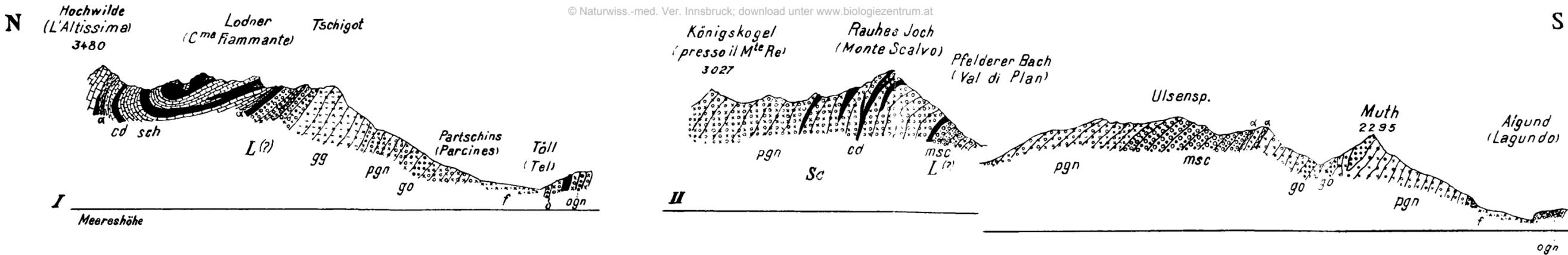
- 40 Sander B. — Geologische Beschreibung des Brixner Granits. *Jahrb. geol. R. A.* Bd. 56 (1906) pag. 707.
- 41 — Porphyrite aus den Sarntaler Alpen. *Zsch. d. Ferdinandeums.* III. Folge. 53. Heft. Innsbruck.
- 42 — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht) *Denkschr. d. mat.-nat. Kl. d. Ak. d. Wiss.* Bd. 82 (1911) pag. 257 Wien.
- 43 — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tsch. min.-petrogr. Mitt.* XXX (1911) pag. 281.
- 44 — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jahrb. geol. R.-A.* Bd. 62 (1912) pag. 219.
- 45 — Geologische Exkursionen durch die Tuxer Alpen und den Brenner. Im Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig (M. Weg). 1913.
- 46 — Aufnahmsbericht über Blatt Sterzing-Franzensfeste. (Z. 18, K. V.) *Verh. geol. R.-A.* 1914 N. 14.
- 47 — Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. I. Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer. *Jahrb. geol. R.-A.* Bd. 64 (1914) pag. 567. II. Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. pag. 597.
- 48 — Zur Geologie der Zentralalpen. *Verh. geol. R.-A.* 1916 N. 9 u. 10; I. Alpinodinarische Grenze in Tirol; II. Ostalpin und Lepontin; III. Stand der Deckentheorie in den Zentralalpen.
- 49 — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht) *Jahrb. geol. R.-A.* Bd. 70 (1920) pag. 273.
- 50 — Zur Geologie der Zentralalpen. *Jahrb. geol. B.-A.* Bd. 71 1921 S. 173.
- 51 — Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. *Jb. geol. B.-A.* Wien 1920.
- 52 Simony O. — Über die Alluvialgebirge im Etschtal. *Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss.* Wien. 1857.
- 53 Spechtenhauser B. — Diorit und Noritporphyrite von St. Lorenzen im Pustertal. *Zschr. d. deut. geol. Gesell.* 1898 pag. I.
- 54 Spitz A. — Eine Querstörung bei Meran. — *Verh. geol. B.-A.* Wien 1919.
- 55 — Die Nonsberger Störungsbündel. *Jb. geol. B.-A.* Wien 1919.
- 56 Staub R. — Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz. Bern 1924.
- 57 Stiny J. — Talstufe von Mareit. *Mittel. d. Geogr. Gesell.* Wien 1911.
- 58 Stotter M. — Die Ötztaler Masse. *Zsch. d. Ferdinandeums.* Innsbruck 1857.
- 59 Sueß E. — Das Antlitz der Erde. III. Bd. 2. Hälfte. Wien (Tempesky) 1909.

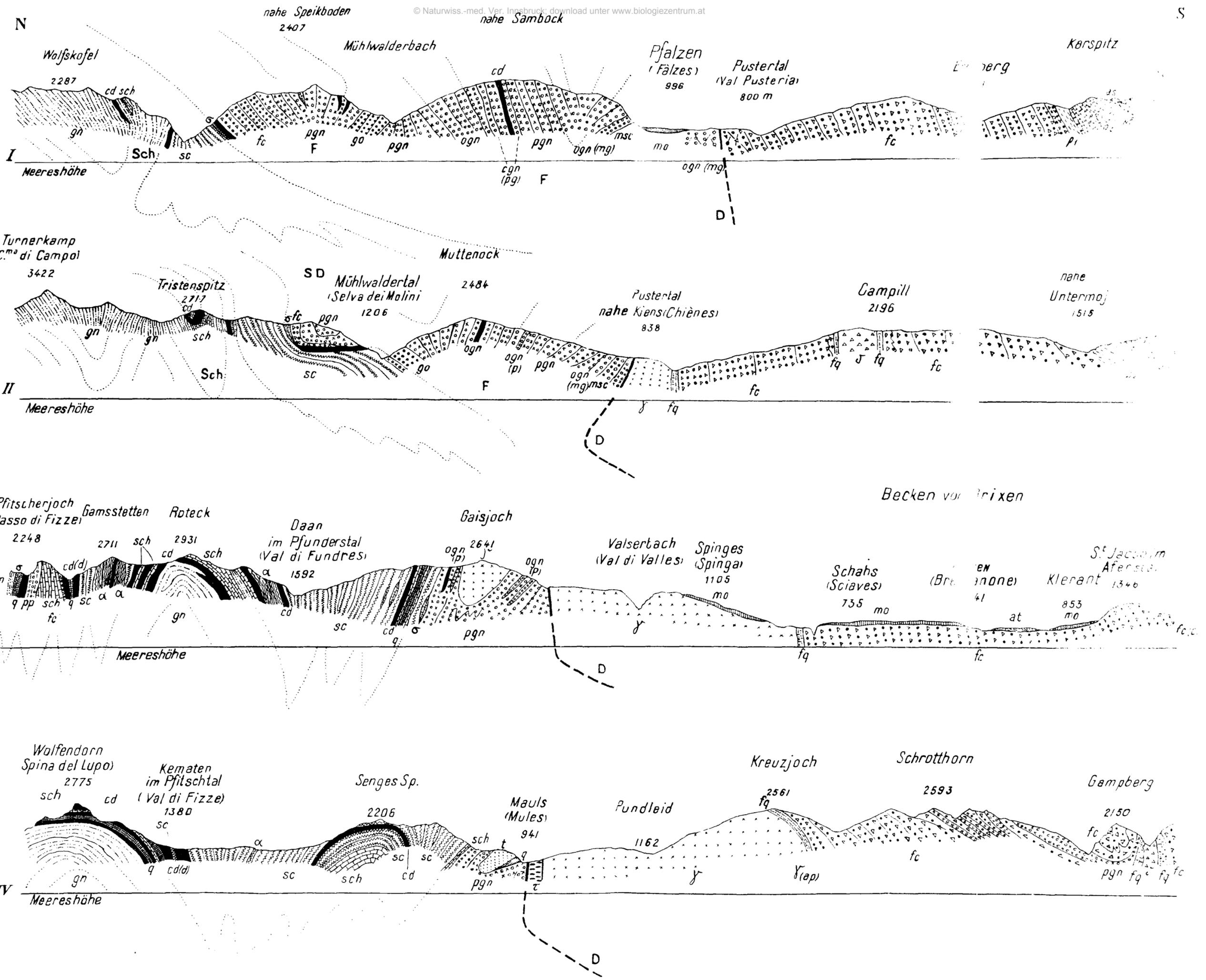
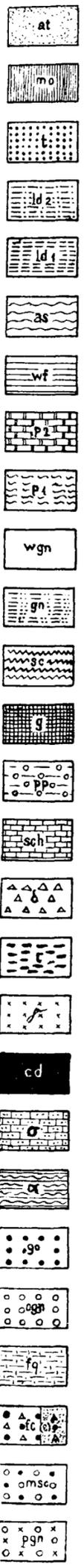
- 60 Teller F. — Zur Tektonik der Brixner Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. Verh. geol. R.-A. 1881 p. 69.
- 61 — Über die Aufnahmen im Hohepustertal. Verh. geol. R.-A. 1882 pag. 342.
- 62 — Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette. Verh. geol. R.-A. pag. 241.
- 63 — Aufnahmen im oberen Ötz- und Passciertal. Verh. geol. R.-A. Wien 1877.
- 64 — Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Ifingergebiet. Verh. geol. R.-A. Wien 1878.
- 65 — Geologische Mitteilungen aus der Öztalerguppe. Verh. geol. R.-A. Wien 1878.
- 66 Teller u. Foullon v. H. — Über porphyrische Eruptivgesteine aus den Tiroler Zentralalpen. Jahrb. geol. R.-A. 1886 pag. 715.
- 67 Teller u. John v. C. — Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. geol. R.-A. 1882 pag. 489.
- 68 Termier P. — Les nappes des Alpes Orientales et la synthese des Alpes. Bull. Soc. geol. de France 4. serie T. III. pag. 711 (1903).
- 69 — Les nappes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. geol. Fr. Paris 1905.
- 70 Wolff F. v. — Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozner Quarzporphyrs“. N. Jb. Min. BB. XXVII Stuttgart 1909.

**Allgemeine Literatur zur Einführung in die petrographisch-tektonische Analyse.**

1. Sander, Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Band XXX, 1911, Seite 281—314, Wien.
2. — Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1912, Band 62, 2. Heft, Seite 219—288.
3. — Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1914, Band 64, 4. Heft, Seite 567—634.
4. — Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Band XXXIII, 1915, Seite 103—113, Wien.
5. Schmidt, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Band VIII, 1915, Seite 62—115.
6. — Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturwiss. Klasse, Abteilung I, 126. Band 6. und 7. Heft, Seite 515—538.  
Wien, Mathem.-naturwiss. Blasse, Abteilung I, 126. Band, 6. und 7. Heft, Seite 515—538.
7. — Jahrbuch der Montanistischen Hochschule Leoben 1923, Seite 1—7.

8. Sander (mit Pernt), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Band 74, 1923, Heft 3 und 4, Seite 183–253.
  9. — Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Band 75, 1925, Heft 1 und 2, Seite 181–236.
  10. Schmidt, Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, Band 3, 1925, Seite 1–64.
  11. — Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Band 38, 1925, Seite 392–423, Wien.
  12. Sander, Zentralblatt für Mineralogie usw. Jahrgang 1926, Abteilung B Nr. 5, Seite 168–173.
  13. — (mit Schmidegg), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Band 76, 1926, Heft 3 und 4, Seite 323–404.
  14. Fischer, Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilageband LIV, Abteilung B, 1926, Seite 95–114.
  15. Schmidt, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Band 76, 1926, Heft 3 und 4, Seite 407–430.
  16. — Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Jahrgang 1926, Nr. 9, Seite 171–176.
  17. Sander, Geologisches Archiv, 4. Jahrgang, 1926, 1. Heft Seite 29–35, 3. Heft, Seite 141–150.
  18. — Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Jahrgang 1927, Nr. 4, Seite 1–4.
  19. — (mit Schmidegg und Felkel), Zeitschrift für Kristallographie, Band 65, Heft 4, Leipzig, Seite 501–506.
  20. Schmidegg, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Band 78, 1928, Heft 1 und 2, Seite 1–52.
  21. Sander (mit Korn), Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Jahrgang 1928, Beilageband, LVII, Abt. A.
  27. Schmidt, Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Jahrgang 1928, Beilageband. LVII Abt. A.
  23. Christa, Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Jahrgang 1928, Beilageband. LVII Abt. A.
  24. Sander (mit Schmidegg und Korn), Notizblatt der Hessischen Geologischen Landesanstalt, Darmstadt 1928.
  25. — Fennia 50 Helsingfors Nr. 14.
  26. — (mit Felkel und Drescher), Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilagebd. LIX Abt. A. 1929; S. 1–21.
  27. — (mit Felkel und Reithofer), Sitzber. Akad. Heidelberg 1929 13. Abt.
-



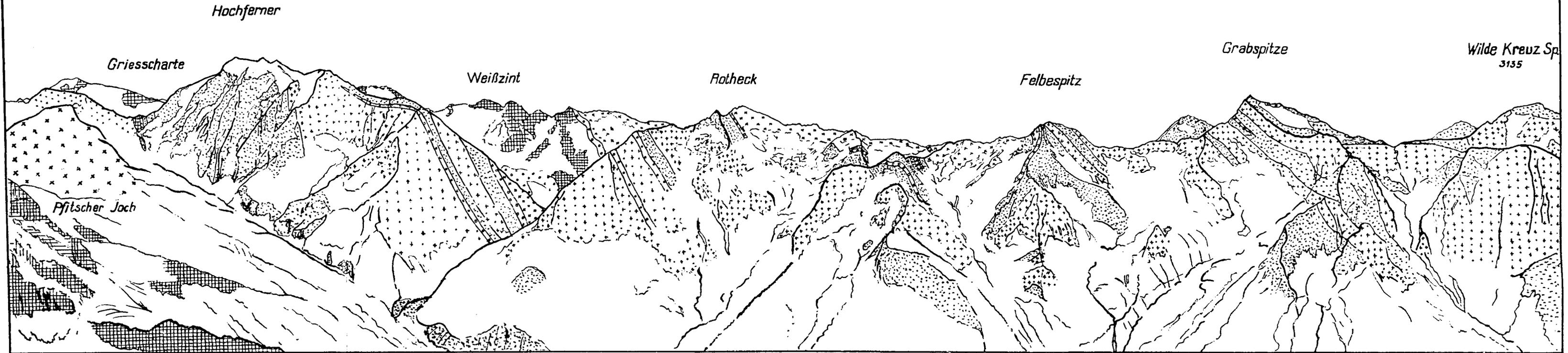


B. Sander.

PROFILE 1:100000 zu BLATT BRIXEN.

BEILAGE ZU SANDER: ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE MERAN-BRIXEN

B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen.



- Grünschiefer, α der Profile,      □ Kalke, cd der Profile,      □ Kalkphyllit, sc der Profile,      □ Tauernkristalline, Schiefer der Unteren Tauernhülle, sch der Profile,  
■ Zillertaler Tauerngneis, gn der Profile.

B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen.

 Tauernkristallin wie untere Tauernhülle

 Tauernkristalline Trias mit Jungpaläozoikum  
Tribulaun - Telferweissen - Schneeberg

 Schubfalten in den Grenzflächen des Kalkphyllit  
Zusammensetzung siehe Karte

 Hauptzüge der Serie L (Laaser-  
Gesteine).

 Kalkphyllit

 Quarzphyllit

 Trias mit Jungpaläozoikum  
ohne Tauernkristalli-  
sation Mauls - Fartels - Jaufen

