

Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern.

II. Bericht.

Von Dr. Bruno Sander.

Mit einer Karte (Tafel Nr. X) und einer Profiltafel (Nr. XI).

Einleitung.

Da der Farbendruck größerer Gebiete im entsprechenden Maße (1 : 25.000) schon vor dem Kriege zu teuer kam, gedachte ich einen möglichst monographisch gehaltenen Bericht über das Tauernwestende an die Publikation der Blätter Sterzing und Matrei anzuschließen. Umstände, wie die Okkupation des Sterzinger Gebietes durch Italien, die Trennungsbestrebungen Tirols von Wien und die Teuerung müssen es entschuldigen, wenn ich nun Kürze halber nur Begleitworte zu einer Uebersichtskarte veröffentliche und dem genügend interessierten Leser ansinne, sich meine früheren Arbeiten und Referate (siehe Publikationen der Reichsanstalt in Wien) sowie die geographische Kartengrundlage selbst zu beschaffen. Aus demselben Grunde überlasse ich es vorläufig, auch diesem Leser meine Arbeiten mit der Literatur, zum Beispiel mit der Schullehre der Tauerndeckentheorie, wie sie kürzlich (K o b e r, Sitzber. d. Akad. 4. III. 1920) in Thesen gebracht wurde, zu konfrontieren.

Dauerndere und regionaler interessierende Ergebnisse der Tauerngeologie werden meines Erachtens jene sein, welche nicht von Fossilspuren im Hochstegenkalk oder von zweifelhafter Stratigraphie in den Radstätter Tauern abhängen, und welche nicht lediglich abzielend auf Für und Wider der Synthese Termiers gesucht, sondern bei unbeirrter Fragestellung gefunden werden. Für solche Erkenntnisse halte ich unter anderem den tiefentektonischen Bautypus mit seinen Merkmalen und Regeln, deren einige ich mich gleich nach Termiers Synthese mit Anschluß an die mechanische Technologie zu entwickeln bemühte; ferner die tektonische Gesteinsfazies, sofern man sie nicht etwa gar gleich Mylonit setzt, sondern erkennt, daß Tektonite außerordentlich vielmal verbreiteter und vielsagender sind und ebenso wenig wie zum Beispiel kristalline Schiefer stratigraphisch faßbar, sondern neben Sedimente und Massengesteine zu stellen und oft als eigene Kategorie zu kartieren wären; ferner die Beziehungen zwischen Teilbewegung und Kleingefüge, tektonischer Deformation und kristalliner Mobilisation des Gefüges; die aus solchen Fragen gewonnenen allgemeinen Regeln, deren Kritik und Weiterbau, wie ich meine, erst

die Geologie der tektonischen Gesteine in derzeit noch unvermuteter Selbständigkeit neben die Geologie der Massengesteine und Sedimente stellen wird. Denn es gibt sehr viele Tektonite, von denen wir zunächst nur die Tatsache und die Bedingungen ihrer Prägung, sodann erst vielleicht noch ihr Ausgangsmaterial und die Entstehungszeit auszusagen haben, welche letztere nicht der stratigraphischen Zeitfolge der Formationen angehört (vgl. Denkschriften der Akad. d. Wissensch. 1911, S. 312, über „Formationen“ kristalliner Schiefer).

Die eigentliche und dauernde Lehre aus der Arbeitsrichtung Uhligs und seiner Schüler in dieser Richtung erblicke ich nun, was die Tauern anlangt, geradezu in dem freilich unfreiwilligen auch für ähnliche Gebirge erbrachten und durch Kobers oben erwähntes Referat über die Ergebnisse für mich besiegelten Nachweis von der Unfruchtbarkeit der allzu stratigraphischen Methode für das tektonische Studium derartiger Gebirge, in welchen eben beispielsweise F. E. Sueß' an die Tiefenstufenlehre angeschlossene Richtung (Moravische Fenster) oder das technologische Studium der Tektonik, worin übrigens, wie mir scheint, die Uhlig'sche Richtung mir bisher unzulänglich folgte, ja bloße genaue Kartierung oder selbst das Festhalten geophysikalischer Gesichtspunkte mit Ampferer und Schwinner mehr neue und bleibende Ergebnisse liefern, als die alte stratigraphische Betrachtungsweise im Dienste für und wider Termiers höchst anregende Synthese.

Einer eingehenden und zur Vermeidung von unzeitgemäßer Polemik genügend sachlichen Behandlung meiner vielleicht überraschenden Behauptung und der ganzen Frage nach der Fruchtbarkeit der Deckentheorie messe ich allgemeinere Bedeutung bei. Aus diesem Grunde werde ich gelegentlich sowohl auf die strenge Zeitfolge der positiven Ergebnisse als auch darauf zurückkommen, ob man das Fallenlassen der Uhlig'schen Stratigraphie (Folge: Quarzit, Jura, Trias), ferner der durch unhaltbare Verwendung bei so vielen Gelegenheiten Literaturballast gewordenen Bezeichnung Lepontin, der Verfaltungshypothese und die Wiederholung ungefährer Meinungen Termiers schlechthin als „Ergebnisse“ eben jener Vertretung der Deckenlehre anführen darf, welche selbst die ersteren Umwege eingeschlagen und folgerichtig zu den von anderen veröffentlichten Zweifeln nun anscheinend verlassen hat.

In den folgenden Begleitworten zur Karte und Profiltafel, welche sich zuletzt an das in den Verhandlungen 1920, Nr. 7, und im Jahrbuch 1920 Gesagte anschließen, habe ich die Bezeichnung Decke eben wegen ihrer Verflachung seit jeher jenen tektonischen Gliedern vorbehalten, bei welchen ich sie für derzeit begründbarer und für dauerhafter halte, als ich zum Beispiel manche Unterscheidungen von Ostalpin und Lepontin halten konnte oder Staubs Trennung der penninischen Zentralgneis-Schistes lustrés-Decken von den unterostalpinen Brenner- und Tribulaundecken halten kann. Eben dieser Zurückhaltung gegenüber möchte ich andererseits meine seit Termier ausgesprochenen Anschauungen über die allgemeine und besondere Bedeutung der tektonischen Fazies als Zeichen für die Durchbewegtheit der Tauern neuerdings betonen.

Die wichtigsten Ausgangspunkte für die von mir eingeschlagene Arbeitsrichtung in der Tektonik habe ich dem Vergleich zwischen alpinen und fennoskandischen Schiefen, Termiers Ansichten über meine Aufnahmegebiete, der Fühlung mit der mechanischen Technologie durch Professor Ludwick und Beckes Lehren über kristalline Schiefer zu danken.

Gliederung im Einzelnen.

Umschreift man das Tauernwestende, indem man in der Hülle von Maierhofen nach Lappach wandert und jeweils von den Gneisen ausgeht, so lassen sich die im folgenden aufgezählten Teile unterscheiden. Sie sind alle tiefentektonisch durchbewegt. Ihre heute vorliegende tektonische Form ist, wie sich im Einzelnen ergeben wird, nicht etwa durchwegs aus der nachträglichen Faltung vorher übereinanderliegender Decken abzuleiten, sondern besser als Teilbewegung zu dem Akte der Ueberschreitung auftauchender Gneisschwellen zu verstehen und sie bürgen in diesen Fällen nicht dafür, daß die und jene Decke in continuo jemals bestanden habe. Das macht meines Erachtens einen längst betonten wesentlichen Unterschied von Annahmen, wie sie etwa in Uhligs Radstätter Tektonik gipfelten, deren Falten aus einer vorher gebildeten anormalen Schichtfolge wie aus einer normalen Schichtfolge gebildet waren. Als derartige echte Teildecken seit jeher betrachte ich zum Beispiel jene Falten des Tuxer Marmors, welche einander mit westeinfallender Achse übersteigen.

Andererseits gibt es tektonische Glieder zum Beispiel in den Pfunderer Bergen, welche besser als Falten in einer unmittelbar oder längere Zeit vorher gebildeten tektonischen Serie aufzufassen sind. Und endlich gibt es Fälle, welche sich keinem der beiden jeweils möglichst zu trennenden beiden Fälle (echte Teilfalte und nachträglich gefaltete Falte) zuweisen lassen und Fälle, in denen nichts mehr als eine tektonische Mischfazies mit Trümmern zu unterscheiden ist.

I. Tuxer Kamm und Tuxer Voralpen zum Teil.

1. Hochstegenlage.

Diese wird fast im Streichen von der Klamm des Tuxerbachs zwischen Hochstegen und Freithof geschnitten und läßt sich von Hochstegen bis ins Krierkar verfolgen anfänglich über dem mächtigen Tuxer Porphyrgneis. Erst nördlich der Realspitze und im Krierkar spitzt sich der Tuxer Porphyrgneis zwischen anderen Gliedern der B-Gneisgruppe aus; so daß diese letzteren z. B. Knollengneise zwischen Hochstegenlage und Porphyrgneis treten. Bezeichnend für den Kontakt zwischen Hochstegenlage und Tuxer Porphyrgneis ist Diskordanz, spurloses Abschneiden der Aplitgänge im Porphyrgneis an der Grenze, Phyllonitisation des letzteren normalerweise nicht einmal bis zum Augengneisstadium geschieferten und durchbewegten Gesteins an der Grenze und Mylonit zwischen dem auf den Gneis folgenden weißen und roten Quarzit und dem an Hornsteinspindeln reichen, meist

graphitischen Tuxer Marmor. Diese Kontaktverhältnisse lassen das Fehlen eines Intrusivkontaktes und das Vorhandensein einer Bewegungsfläche erkennen, ohne sichere Schlüsse auf Sedimentärkontakt zu gestatten. Der Verschiebungsbetrag in der Bewegungsfläche ist nicht bestimmbar. Außer den genannten Gliedern sind Graphitquarzite, Porphyroide und Arkosen hervorzuheben. Pfitscher Dolomit tritt zurück, Breccien sind keine nachgewiesen.

Am Grünberg erreicht die Hochstegenlage ihre größte nach der Auffassung des Verfassers tektonische Komplikation. Für die tektonische Stellung der Hochstegenlage sind die Profile 2 bis 5 zu vergleichen, welche das Untertauchen der Hochstegenlage unter die Knollengneise des Höllenstein zeigen. Letztere Gneise tragen den Tuxer Marmor des Schmittensbergs, nach welchem die über der Hochstegenlage folgende nordwestgerichtete Tauchdeckfalte mit minimal schon sehr beträchtlicher Verschiebung über die Hochstegenlage (siehe Profile 3 bis 5) hier benannt wird.

2. Schmittensberg-Tauchdecke.

Der Verlauf dieser Decke im Streichen ist wegen des namentlich im Westen raschen und vielfachen Zerfalles in Teilschuppen und -Falten (vgl. Profil 5 und 6) nicht mehr so klar zu zeigen. Während in der Hochstegenlage Marmor und Quarzit nur ein Wurzelscharnier zeigen an der Stelle, wo die Ueberfaltung des Knollengneises beginnt, treten in 2 dem Charakter als kurze Tauchdecke entsprechend mehrfach Stirnscharnieren auf. So bereits in der Schmittensberg Ostwand (Profil 5), wo wir der auch für 2 geltenden Regel begegnen, daß die Faltenachsen westlich untertauchen. Gut beobachtbare Stirnscharnieren mit Kernen aus Grauwacken. Grauwackengneis und Phylliten treten weiter westlich auf (zum Beispiel unter Tuxer Hochleger, Lärmstange etc.), wo die Komplikation der Decke 2 in eine Gruppe verfalteter Einlagen kartographisch durch die Zusammenhänge im Streichen nachgewiesen ist (Lärmstange, Frauenwand, Tuxerjoch geschnitten vom Profil 6). Die Einlage vom Tuxerjoch setzt sich im Streichen über Rieperspitz fort; dagegen entsteht zwischen der Lärmstange und den Stirnscharnieren der Schöberspitzen (vgl. Profil 7) eine Unterbrechung im Streichen durch folgende immer wieder begegnete Regel: Die Achsen der korrelat gefalteten und zu riesigen Stengeln gestreckten, beziehungsweise zu Nudeln gewalzten Einlagen, die Achsen dieser Stengel also, welche vom Gneis als kurze Tauchdecken nordwestwärts vorrollen, sinken westlich unter, so daß öfters die Achsen scheinbar ohne weiteres im Streichen zu verbindender Stücke aus gleichem Material nicht zusammenhängen, worüber man Allgemeines in den Verhandlungen 1920 von mir erörtert findet. In unserem Falle tritt die Achse der Schöberspitzkalke ostwärts in die Luft und sinkt westwärts am Hohenopf unter die Schiefer, um nicht mehr aufzutauchen (Profil 8).

Ihre Fortsetzung nach Nordosten dürften die Schmittensbergkalke in den Marmoren von Doschboden- und Elsalpe finden und weiter rechnen wir hieher die Vorkommen von Enntal, „im alten Stall“, Holzeben und zwischen Finkenbergr und Astegg, welche letztere der

Mariensteig zwischen Astegg und Mairhofen schneidet (siehe Profil 1). Die Fortsetzung der Knollengneise vom Höllenstein gegen Nordost ist nicht an typischen Knollengneislagen verfolgbar; doch können an deren Stelle nach allen Erfahrungen quarzphyllitische Typen (gegenüber Enntal, Holzeben) gesetzt werden.

Was ihre Bestandteile anlangt, so zeigt die Schmittenbergtauchfalte im Vergleich zur Hochstegenlage, wenigstens was deren Verlauf bis Mairhofen anlangt, reichlichere Beteiligung der Dolomite (neben Tuxer Marmor) und der Grauwacken. An einer Stelle (etwas nördlich der Frauenwand) fanden sich bereits polygene Breccien. An Stelle des Tuxer Porphyrgneises sind Knollen- und Grauwackengneise mit Greinerschiefern getreten, im Felde und petrographisch von den kalkhaltigen und porphyrquarzführenden Grauwacken nicht scharf trennbar. Die Marmore lassen (Weg zur Elsalz, Rieperspitz) unbestimmbare Fossilspuren erkennen. Die Schmittenbergdecke enthält also außer den Gliedern der Hochstegenlage insbesondere Zentralgneise *B* und hochkristalline Schieferhülle. Die Differentialbewegung hat die Silikate rupturrell deformiert und vielfach kalkphyllitische und quarzphyllitische Mylonite (Phyllonite) ausgebildet. Die tektonischen Deformationen namentlich der Karbonatgesteine sind stetig und es fehlt die für andere Zonen bezeichnende Verfrachtung von Trümmern an Bewegungsflächen.

Der direkte Zusammenhang der Lage Kahler Wandkopf—Kleiner Kaserer—Spannagelhaus mit der Schmittenbergdecke ist zwischen Kaserer und Lärmstange vom Tuxer Ferner bedeckt. Diese letztgenannte Lage ist im Streichen als erste Lage über den Tuxergneisen bis ins Pfitschtal verfolgbar. Nördlich vom Olperer ist sie nach der Meinung des Verfassers tektonisch zwischen die tiefere Hochstegenlage und die höhere Schmittenbergdecke eingeschaltet. Die Gneise des Höllenstein entsprechen denen des Rauhenegg, des Spannagelhauses und weiter der Kaserer Kuppel und enthalten eben beim genannten Schutzhaus das Ostende der Lage vom Kl. Kaserer.

3. Gschößwand-Lage.

Als äußerste, nördlichste kalkige Einschaltung in die Hauptzone der Tuxer Grauwacken und Grauwackengneise (u. Phyllonite beider) wäre der Dolomit- und Breccienzug zu nennen, welcher südwestlich über Lanersbach den Auenwald durchquert. Diese Einschaltung ist von der Schmittenbergdecke durch Tuxer Serizitgrauwacken getrennt. Bei manchen mylonitischen Einschaltungen in die Tuxerwacken ist es möglich, daß es sich um eingeschaltete Gneismylonite handelt. Eine Lage am Dettenjoch über Lanersbach gleicht einem Knollengneis, in welchem aller Glimmer der Zwischenmasse durch Serizit ersetzt ist. Typen vom Kaiserbrünnl und Tuxerjochhaus gleichen einem ebensolchen Augengneis. Gerade das Gestein vom Kaiserbrünnl, von manchen Varietäten des Schwazer Augengneises ununterscheidbar, zeigt aber neben den bis 1 cm großen Orthoklasindividuen auch die in den Grauwacken häufigen, im Zentralaugengneis bisher nicht von mir gefundenen korrodierten Porphyrquarze und rückt dadurch der Grau-

wacken-Porphyrgruppe näher. Die Beteiligung von Myloniten der Tuxer Orthogneise an unserer Lage ist auch durch die mikroskopische Untersuchung der genannten grünen Tuxerwacken bis jetzt nicht sicher nachweislich gewesen. Südwestlich ist diese Einschaltung in Gestalt der Tuxerwacken vom Kaiserbrünnl und jener Einlage von Breccien, Kalkphyllit, Quarzphyllit etc. verfolgbar, welche vom Kaiserbrünnl zum Joch emporzieht (Graben), weiterhin nicht mehr deutlich, wenn wir die Breccien zum Leithorizont dieser Einlage machen. Verfolgt man den Nordrand der Tuxer Hauptzone der Grauwacken im Streichen, so ist dies bis zur Kalten Herberg im Schmirntal möglich und dort liegt, also tektonisch gut entsprechend der Breccieneinlage, Pichlers „Lias“. Sobald wir übrigens die Tuxer Hauptzone der Grauwacken bis ins Profil Kahler Wandkopf—Hoher Nopf (Profil 8) verfolgt haben, werden die Verhältnisse im Profil gegen den Gneis insbesondere durch Einschaltung einer Kalkphyllitlage zwischen letzteren und die Grauwackenzone geändert. Anzumerken ist ferner, daß der Rand der Tuxer Grauwackenzone (am Tuxerjoch) mit den südlicheren Teilen (Hoher Nopf) die gabbroiden Amphibolite vom Weißhorntypus gemein hat und als Einschaltung in die mehrerwähnte Breccien- und Phylliteinlage Kaiserbrünnl—Tuxerjoch in der Nähe ersterer Lokalität fast unveränderter Tuff (Raiblerschichten?) mit Fragmenten eines basischen Eruptivs gefunden wurde.

Außer den Breccien bildet auch letzteres gelegentlich näher zu beschreibende Gestein ein an die Tarntaler Gebilde erinnerndes Glied unserer Lage. Und je weiter wir in der Verfolgung derselben gegen Nordosten gehen, desto mehr häufen sich solche Anklänge.

Die Fortsetzung unserer Lage im Nordost-Streichen ist unter den weiten unerschlossenen Gehängen (Naudes- und Penken-Alm) verfolgbar und sind auch die Kalke, Dolomite und Breccien von Penken und Gschößwand noch heranzuziehen; um so mehr, als sowohl in der Penken-Breccie als in der Breccie vom Kaiserbrünnl als Komponenten der sehr charakteristische, von kleinen (1 bis 2 mm lang) weißen Körperchen durchsäte Dolomit vom Gschößwandgipfel auftritt und nachtriadisches Alter beider genannten Breccien wahrscheinlich macht. Außer der Penkenbreccie ist in der Lage vom Dettenjoch auch der dichte porzellanartige Penkendolomit allenthalben anzutreffen. In den zum Teil flach liegenden Kalken und Breccien der Gschößwand, über deren Entwicklung das unten beigebrauchte Detailprofil Aufschluß gibt und welche bekanntlich in der Gerlos ihre Fortsetzung finden, sehe ich die allerdings tektonisch wiederholte Fortsetzung der nördlichsten Einlage (Kaiserbrünnl-Auenwald) in die Tuxer Hauptzone der Grauwacken. Besondere Bedeutung gewinnt die Gschößwandserie als noch besser erhaltenes, d. h. von der Faltung nicht ausgeplättetes Ostende unserer 3. Lage, welches ein stratigraphisches Bindeglied zwischen dieser und den erst viel weiter nördlich folgenden Tarntaler Serien des Hippoldkammes darstellt. Die stratigraphische Äquivalenz der Tuxer Grauwackenzone und der Tarntaler Serien erstreckt sich also nicht nur auf die Grauwacken etc., sondern auch auf triadische, noch jüngere Kalke und Breccien. Damit verlassen wir die im Gschößwandprofil

auf ihre geringste Mächtigkeit reduzierte, am Penken noch von Glimmerschiefer der unteren Schieferhülle überdeckte Hauptzone der Tuxer Grauwacken, welche eine tektonisch vervielfachte Serie aus permokarbonischen bis posttriadischen Gliedern mit Beteiligung von Gneistauchdecken darstellt. Ganz gleiches nun wie im Profil Wandkopf—Hoher Nopf (Schmirntal), wo sich eine phyllitische Zone gegen Südwest rasch anschwellend zwischen die Grauwacken vom Kahlen Wandkopf und vom Hohen Nopf einlegte und unsere Hauptzone teilte (vgl. Profil 7 und 8), können wir im Profil Penkenberg—Wanglspitz—Grindl beobachten. Auch hier legt sich eine noch sehr schmale phyllitische Zone, welche gegen Südwest rasch mit der Hauptzone der Tuxer Phyllite verschmilzt zwischen die Tuxer Grauwackenzone (Gschöwand) und die Tarntaler Gebilde (Fortsetzung der Gebilde des Hippoldkamms im Streichen, vgl. Profil 1 bis 3). Näheres über das Mesozoikum der Zone 3 und 4 folgt später.

4. Hauptzone der Tuxer Phyllite.

Für die Frage nach der tektonischen Stellung der Tuxer Hauptzone der Phyllite sind folgende Umstände von Belang:

1. Das ebenerwähnte Ausspitzen der Phyllite im Kartenbilde gegen Ost. Einfallen der Walzungsachsen gegen Westen.
2. Lagerung der Phyllite über den Dolomiten des Hohen Nopf (Schmirntal), welche das Westende der Tuxer Hauptzone der Grauwacken darstellen (vgl. Profil 8).
3. Lagerung über Quarzphyllit (Horbergtal, vgl. Profil 1).
4. Einfallen unter Quarzphyllit (Hobartal, vgl. Prof. 2 und 3. Zillertal bei Schwendau—Hippach.)
5. Asymmetrie der Tuxer Phyllitzone: ungleiche Begrenzung am Nordrand und am Südrand (vgl. Profil 2 bis 6).

In den Profilen vom Tuxergneis gegen Norden finden wir die Kalkphyllite und Glanzschiefer, welche die Tuxer Phyllitzone ausmachen, jeweils in zwei verschiedenen Stellungen, abgesehen von der Verfaltung mit den anderen Zonen:

1. Unter der nördlich folgenden Quarzphyllit einfallend und in dieser Position noch durch das tiefe Zillertal bei Schwendau angeschnitten und 2. über dem Quarzphyllit sich mit östlich ansteigenden Achsen der Verfaltung aus demselben hebend. Wo sie sich berühren, lassen sich diese zwei tektonisch so verschieden gestellten Kalkphyllite nicht voneinander trennen.

Die Tuxer Phyllitzone als Ganzes hebt sich also nicht, wie es fraglich war, mit ostansteigender Achse heraus, wie dies etwa bei den Phylliten der Hohen Warte im Schmirntal (vgl. Profil 7 und 8) der Fall ist.

An der Hohen Warte legen sich die Tuxerphyllite als Einfaltung mit westeinfallender Faltungsachse zwischen die Teildecken der Tuxer Hauptzone der Grauwacken, deren nördlichen Zweig sie im Schmirntal bereits überdecken. In dieser Lage können die Phyllite

der Hohen Warte entweder als Teildecke zugleich mit der Tauchdeckenbildung in der Tuxer Grauwackenzone geraten sein oder durch nachträgliche Einfaltung der Kalkphyllite. Die Phyllite können hier nur als Decke über den einsinkenden Grauwacken der Nopfspitze liegen, da die Grauwacken selbst im Streichen, wie bereits beschrieben, deutlich als Tauchdecke vom Gneis abrollen, nicht aber als Liegendes der Kalkphyllite aus dem Untergrund emporgefaltet sind.

Wollte man aber etwa die Tuxer Grauwackenzone als Syncline in den Phylliten, und wo sie (östlich vom Kaserer) unmittelbar über Gneis liegt die Phyllite als ursprünglich fehlend betrachten (Tuxerphyllite älter als untere Schieferhülle), so widersprechen dem die Verhältnisse in der ganzen Umgebung des Tauernwestendes.

Damit erscheinen die Tuxerphyllite auch abgesehen von ihrer tektonischen Fazies hier als Decke. Die ganzen Tuxerphyllite zeigen eben als tektonische Fazies große Einheitlichkeit. Dieser Umstand sowie die tektonische Beimengung einer Anzahl von Gesteinen, welche ich als verfrachtete untere Schieferhülle am besten zu deuten glaube (Albitphyllit und Grünschiefer der Gamskarspitze) um so mehr, als die Tendenz zur Ueberfaltung gegen Norden in der Tuxer Grauwackenzone so deutlich ist, alles dies spricht zum mindesten für eine starke Beteiligung von Phyllitdecken an der Tuxer Phyllitzone, wenn man auch vielleicht nicht annehmen wird, daß die Gneise von jeher die nördliche Faziesgrenze der Gesteine waren, deren tektonische Fazies die Tuxerphyllite sind.

Was die Frage der Asymmetrie der Tuxer Phyllitzone am Nord- und Südrand betrifft, so kehren zwar am Nordrande Grauwacken, Lithodendrenmarmore, Dolomite und Breccien der Tuxer Grauwackenzone (Lage 3, also Südrand der Phyllitzone) wieder, sind jedoch der Grenze Tuxerphyllite — Quarzphyllit — entweder sicher tektonisch (Trümmerflächen des Sägenhorst) oder gar nicht eingeschaltet, sondern überschreiten die erwähnte Grenze und den Nordrand der Phyllite (vgl. Profil 3 und 4).

Bei Rücksicht auf die erwähnten Umstände betrachte ich auch die Hauptzone der Tuxerphyllite, ohne es auszuschließen, daß sie mit relativ autochthonem Material gemischt ist, im wesentlichen als Teildecken, deren Walzungsachsen sich häufig gegen Ost aus dem Relief heben und welche gegen West durch tektonische Vervielfältigung answellen und untersinken.

5. Tarntaler Mischungszone.

Auf die Tuxer Phyllitzone folgt gegen Norden die bereits in den Akademiedenschriften 1911 beschriebene ruptuell tektonische Mischungszone zwischen unverkennbaren Tarntaler Gesteinen und Phylliten, in deren Schieferungsflächen die Tarntaler Quarzite, Dolomite und Breccien besonders stark angereichert sind, während sie vereinzelt bereits südlich der Tuxerphyllite (vgl. Profil 6) zu finden sind. Derartige Trümmerflächen mit ungefähr konstantem Niveau habe ich l. c. bereits mehrfach aus den Phylliten beschrieben und ist hier nur noch die zwischen Hoher Warte und Gammerspitz anzuführen.

Solche Zonen sind, wo sie sich wiederholen, als Hinweise auf Teildeckenbau der betreffenden Phyllite zu verstehen, auch wo sie im Streichen zur tektonischen Mischfazies im Handstück werden.

6. Tarntaler Gesteine.

Gleichsam als eine höhere und besser erhaltene derartige Lage, aber nicht nur mit dem Kalkphyllit, sondern auch mit dem Quarzphyllit verfaltet (vgl. Profil 3 und 6), stellen sich die Tarntaler Gesteine ein. Die mehrfachen Untersuchungen von verschiedener Seite ergeben kein einheitliches Bild. Charakteristisch für die unter erheblicher Belastung erfolgte Zerwalzung und Plättung in tektonische Teilelemente mit westeinfallenden Streckungsachsen ist nach meiner Auffassung Profil 3, mit welchem ich 1911 (Verh. d. R.-A.) zeigte, in welcher Weise die Tarntaler Gebilde die Grenze zwischen Kalkphyllit und Quarzphyllit übergreifen, ohne daß Sedimentärkontakt oder Diskordanz mit einem der beiden Gesteine nachweislich ist.

Im Profil 1 nähern sich einander leider auf schlecht aufgeschlossenem Gebiet die tektonische Fortsetzung der Tarntaler Gesteine des Hippoldkammes und die Tarntaler Gesteine des Penkenberges, welche im Streichen die Lage 8 der Tuxer Grauwackenzone bilden.

An der Gschößwand bei Maierhofen findet man von unten nach oben:

1. Tuxer Grauwacken und Kalkphyllit.
2. Weißer Quarzit.
3. Bänderiger gelber, sehr muskovitreicher Marmor, gutgebant, wechselnd mit Kalkschiefer; in einzelnen Lagen finden sich reichlich Korallen (Lithodendron?) und Gastropoden, ferner ein unbestimmbarer Ammonitenrest und Diploporen.
4. Grauer gebankter Dolomit, ähnlich Pfitscher Dolomit und Raibler Dolomit des Burgstallkammes.
5. Hauptentwicklung ockeriger schwarzer Mergel, wechselnd mit Glanzschiefern, Kalkschiefern, Breccien.
6. Grauer Marmor (nur $\frac{1}{2}$ m mächtig, Fossilführung wie in 3).
7. Grauer dichter gebankter Dolomit.
8. Grobgebantke helle Dolomite und Kalke, dicht und muschelartig brechend. Diplorendolomit und Dolomitbreccie.
9. Wechsel von gelben und blaugrauen Dolomiten cf. Pfitscher Dolomit, durchsät von unbestimmbaren kleinen weißen Körperchen.

Die Mächtigkeit der unteren Gruppe (gut geschichtete, vorwiegend kalkig-mergelige Gesteine 3 bis 6) beträgt etwa 40 m. Hier, wie so oft, entsteht angesichts der Gesteinsfolge I. Quarzit II kalkig tonige Gruppe III dolomitische Gruppe die Frage, wie diese Folge zu deuten sei. Es besteht kein Grund, anzunehmen, daß II nicht zwischen I und III gehöre. Stratigraphisch aber gibt es zwei Möglichkeiten, daß hier Trias vom Rhät aufwärts vorliege oder Trias von den Raiblerschichten (oder noch tiefer an) aufwärts. Auf die Bänke mit den lithodendronähnlichen Korallenrasen hat Uhlig seinerzeit in den Radstätter

Tauern großes Gewicht gelegt und daraus auf Rhät geschlossen. (Sitzber. d. Akad. 1906, Bd. CXV, Abt. I, 1721 ff.). Doch ist diese Deutung derzeit noch nicht durch Bestimmung der Lithodendren und Lumachellen gestützt. In unserem Gebiet sind bis jetzt weder die Korallenrasen bestimmbar, noch die Lumachelle, welche Ohnesorge in der Fortsetzung unseres Gesteins in der Gerlos fand. Diese Gesteine sind also, bei aller lithologischen Aehnlichkeit, durch die Korallen derzeit noch nicht sicher als Rhät bestimmt. Außer reinen Korallenrasen, findet man von kleinen Gastropoden erfüllte und reine Gastropodenbänkchen. Die außerdem aus diesen Gesteinen zu erwähnenden zwei kleinen Ammoniten sind nicht bestimmbar. Ich fand sie anlässlich eines Vergleiches meines Materials in einer lithologisch (abgesehen von der Kristallisation) ähnlichen ammonitenführenden Muschelkalkfazies des Lechtals, deren Kenntnis ich Ampferer verdanke. Ebenso sind die Siphoneen nicht bestimmbar.

Diese kalkig-tonige Gruppe ist wohl am besten neben manches zu stellen, was Hartmann in den Tarntaler Kögeln als fragliche „Raibler Schichten?“ bezeichnet, zum Beispiel im Profil Kahle-Wand Südhang, ebenso neben die untere kalkig-tonige Serie der Kalkkögel, welche Raibler Oolith und die Basalgesteine umfaßt, deren Deutung als Vertretung der ladinischen Stufe (Sander 1916) kürzlich Spitz durch Vergleiche mit seinen Aufnahmegebieten gestützt hat, wobei er auch noch Muschelkalk annimmt.

Auf den bisher beschriebenen Gesteinen des Gschöbwallprofils liegt, wahrscheinlich tektonisch, der Serizitquarzit des Gschöbwallgipfels. Damit wiederholt sich ein Glied der Tuxer Grauwackenzone. Tektonisch über dieser Einschaltung liegen jene Gesteine des Penkenberges, welche eine Fortsetzung des Gschöbwallprofils nach oben konstruieren lassen. Ueber einer (paläo?-)mesozoischen Serie mit Kalkphyllit, Marmor, Quarzit und mit Kalk und Dolomit der Gschöbwall-Trias, die eben beschrieben wurde, folgt mit Einschlüssen aus dieser Gruppe eine polygene Breccie nachtriadischen Alters, wie die damit vergleichbaren Tarntaler Breccien und weiter der dichte, muschelartig brechende biankoneähnliche dolomitische Kalk des Penkenberges, vielleicht Jura.

Die polygenen Tarntaler Breccien habe ich in weiter Verbreitung in den Tuxer Voralpen festgestellt (Verh. 1910), ihren mylonitischen Charakter aber auch das Vorkommen von sedimentärer Konglomeratfazies mit Rhätgeröllen, also nachtriadischen Alters, angemerkt (Verh. 1911), aber schon damals die Frage offen gelassen, ob nicht „manche polygene Breccien die tiefsten Vertreter der Trias sind“. Hartmann hat in den Tarntaler Kögeln die polygenen Breccien insgesamt als „Jurakonglomerate (normal und mylonitisiert)“ (Verh. 1916) aufgenommen und bestätigt. Ich habe aber gewisse dieser polygenen Breccien von Raibleroolith begleitet in den Kalkkögeln gefunden und ich nahm daher an, daß es auch im unteren kalkig-tonigen Triashorizont (Raibler und Tieferes) solche Breccien gibt (Tuxer Voralpen, Kalkkögel und Mauls, dessen Gesteinsfolge ich seit jeher nicht neben die Nordalpen, sondern eindringlich neben die des Brennermesozoikums stellte). Die Breccie vom Penken gehört aber ebenso wie die süd-

licheren Breccieneinschaltungen (s. ö. Lanersbach, Hintertux) zu den Breccien, welche den Triasdolomit der Gschößwand bereits als Komponente enthalten. Also zu jenen nachtriadischen Tarntaler Breccien, welche ich (Verh. 1911) mit Breccien des Rhätikon verglich (Falknis, Tilisuna, Cotschua). Wenn nun von anderer Seite Gründe für kretazisches Alter der genannten Vergleichsgebilde geltend gemacht werden, so würde mich auch dies von meinem Vergleich um so weniger abbringen, als mich die Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Inntal überaus an die nachtriadischen Tarntaler Breccien erinnerte, ohne daß ich vorerst daraus Folgerungen ziehe.

Was die Tarntaler Gesteine im Norden des Tuxerkammes anlangt, ist also festzuhalten:

Nicht nur Quarzit und Dolomit, sondern auch Tarntaler Breccien nachtriadischen Alters sind (Lage 3) schon der Tuxer Grauwackenzone (= wenigmetamorphe untere Schieferhülle) mit Gneisdecken (Schwazer Augengneis), Quarzphyllit und mit Amphibolit (vom Typus Sarner Weißhorn, Patscherkofel, Aufbruchzone) tektonisch eingeschaltet. Also nächst dem Zentralgneise und in Begleitung von Gesteinen, welche man dem Altkristallin zuzuweisen pflegte. Wie denn überhaupt die mesozoischen Einfaltungen am Tauernwestende in der Regel von Kristallin begleitet sind, in welchem ältere Kristallisation oder Tauernkristallisation oder Diaphtorese vorherrscht, ohne daß ich deshalb je seine Zuteilung zu Ostalpin oder Lepontin für empfehlenswert hielt.

Neben den zahlreichen Uebereinstimmungen und Bestätigungen, welche meine Hinweise über Tarntaler, Kalkkögel, Radstätter Tauern, Aufbruchzone und Maulserzone durch Spitz erhielten, sie hätten sich noch vermehren lassen, wenn Spitz meine Publikationen damals zugänglich gewesen wären, bringt Spitz' Nachlaßarbeit viele neue Einblicke und bleiben auch wesentliche Unterschiede in unserer Auffassung, und manches weder von Hartmann, noch von Spitz, noch von mir Aufgeklärte bleibt weiterer Aufnahme vorbehalten, nachdem hier der derzeitige Stand der Sache umrissen ist.

II. Schmirntal, Valsertal, Brenner, Pfitsch.

Es soll nun auch für die Biegung der Schieferhülle um das Westende der Tuxergneise zunächst eine Einteilung in übereinanderliegende Lagen vorgenommen werden.

1. Kasererlage.

In der Scharte südlich des Kleinen Kaserer beginnt mit Pfitscherdolomit und Tuxer Marmor eine Lage, welche sich als gneisnächste und ausnahmslos noch von typischer hochkristalliner Schieferhülle (Granatschiefer, Garbenschiefer, Spatschiefer etc.) überdeckte, bis zum Pfitscherjoch verfolgen läßt.

Unsere Lage steht mit dem Hochstegenkalk von Hochstegen nicht mehr in Verbindung, vielleicht aber mit der Schmittenberglage;

die hierfür entscheidende Stelle verdeckt das Eis des großen Tuxerferners. Tektonisch steht die Kasererlage zwischen der tieferen Hochstegenlage und der höheren Schmittenberglage.

Die Bedeutung der Kasererlage tritt besonders hervor, wenn man zunächst den Vergleich der Tuxer- und der Hochfeiler-Schieferhülle vorwegnimmt. Wir treffen beiderseits über einer tiefsten Marmor- und Pfitscherdolomitlage hochkristalline Schieferhülle in Gestalt von Paragneisen, Gneisen, Granatphylliten, Garbenschiefern, Graphitglimmerschiefern und Quarziten. Ueber dieser Hauptlage von tiefster Schieferhülle (Greinerschiefern) folgt im Zillertaler Hauptkamm eine ununterbrochene zweite Marmor- und Quarzitlage als Abschluß nach oben. Aehnlich dem finden wir im Tuxerkamm an vielen Stellen eine obere Lage („Kalkwandlage“) von Tuxer Marmor und Pfitscherdolomit über den im Norden schwächtigen, immer aber deutlichen Mantel von Schieferhülle-Glimmerschiefern gebreitet, welcher auf der tiefsten Marmor- und Pfitscherdolomitlage aufliegt.

Die Kalkwandlage wird später in ihrem Verlauf verfolgt.

Die Kontaktfläche der Kasererlage mit den liegenden Gneisen ist vielfach sehr deutlich als Bewegungsfläche gekennzeichnet durch Mylonite und Phyllonite mit präkristallinem Charakter (Gneis-Blastomylonite, vgl. Prof. 8). Die präkristallinen, das heißt von den fort-dauernden Kristallisationsbedingungen überholten Teilbewegungen gestatten in der bereits anderwärts (Verh. geol. R.-A. 1912, Nr. 10) ausgeführten Weise für die akataklastischen Grenzgesteine gerade solche Bewegungen anzunehmen wie für die Mylonite etc. mit Kataklasen. Man findet im Hochkristallin Umfaltung und Phylonitisierung mit Linsenbau ganz gleichen Gepräges wie unter den mikrorupturell deformierten und noch kataklastischen Gesteinen. Man kann diese Dinge überhaupt erst u. d. M. unterscheiden und ist wohl im Recht, wenn man für die in ihrem jetzigen Zustande akataklastischen Deformationsformen lediglich andere Bedingungen während und nach der Deformation, nicht aber geringere Teilbewegung annimmt und derartige nichtdiaphoritische kristalline Schiefer ganz ebenso zu Zeugen tektonischer Verschiebungen nimmt wie Mylonite und Phyllonite.

Injektionen fehlen in den Marmoren unserer Lage auch in maskiertem, zum Beispiel durch Bewegung in s ausgeschlichtetem Zustande.

Der Kontakt mit Gneis wird in den Karen am Brenner (Griesbergalm) diskordant, wenn man von den kontaktnächsten, den Marmoren parallel geschichteten Augengneisen (Blastomyloniten) absieht. Andernorts, wie an der Langen Wand bei Maierhofen und am Tristen-spitz im Pustertal setzt die saigere Schieferung der Gneise quer durch die Kontaktfläche in Quarzit und Marmor über. Die Konkordanz am unmittelbaren Kontakt ist nicht mit Weinschenk's Piezokristallisation zu erklären, wenn man die diskordanten Gneispartien mit ins Auge faßt; denn die entsprechend gerichteten Drucke würde man für erstarrendes Magma kaum herauskonstruieren können. Schon deshalb scheint mir hier auch angesichts des apophysenfreien Hangenden, der viel weitere Begriff präkristalline Teilbewegung besser am Platz und ich bezeichne diese Gesteine geradeso als Blastophyllonite, wie andere kristalline Schiefer, welche überhaupt nie Magma waren. Es wäre

also an diesem Unterschied festzuhalten, ohne daß das Verdienst der Beobachtungen übersehen werden soll, welche Weinschenk's „Piezokristallisation“ summierte.

Man fragt nun, ob denn die Kasererlage stratigraphisch der Hochstegenlage entspreche. Daran ist nicht zu zweifeln und es hat auch schon Becke die Kalke des Wolfendorn mit seinem Hochstegenkalk zusammengefaßt.

Neben den grauen und gelben Marmoren, Pfitscher Dolomit, Glimmermarmor, sandigen Marmoren und weißen Quarziten sind besonders die Graphitquarzite als gemeinsames Glied der verglichenen Lagen zu vermerken. An den Graphitquarziten, -Phylliten und -Konglomeraten läßt sich am besten ersehen, daß lediglich die Schieferhüllenmetamorphose der Glieder in der Kasererlage eine immer hochgradigere wird, wenn wir das Gneisende südwestwärts umschreiten. Rhätizit und Granat beginnen schon im Hintergrunde des Valsertals die Graphitschiefer zu kennzeichnen und weisen schon im Felde auf die Kristalloblastese, welche die Untersuchung u. d. M. dann jedesmal zeigt. Die bekannten Rhätizitschiefer des Wolfendorn umziehen so als markante Glieder der Kasererlage das ganze Westende der Tuxergneise vom Valsertal bis nach St. Jakob in Pfitsch.

Versucht man nun die Kasererlage nach oben dort abzugrenzen, wo eine stärkere Entwicklung von Kalken und Phylliten über den höher kristallinen und silikatischeren Gliedern einsetzt, so ist es gut, ausnahmsweise im Süden zu beginnen. Am Pfitscherjoch schwillt die Kasererlage (hier gleich „Greinerzunge“ Becke's) mächtig an. Dieses Anschwellen ist am besten als tektonische Komplikation der Kasererlage zu verstehen. In mehreren Lagen wiederholt sich hier tiefste Schieferhülle bis zu den am besten schon zu den *B*-Zentralgneisen zu stellenden Knollengneisen, vielfach sind blastophyllonitische Ausbildungsweisen Zeugen nicht geringerer Teilbewegung als die Tuxer Mylonite und endlich wiederholt sich sogar an der Griesscharte der Porphyrgneis vom Typus Landshuterhütte in Begleitung von Tuxer Marmor, Pfitscherdolomit und Blastopsammiten. Kurz es wiederholt sich an der Griesscharte die Kasererlage mit Orthozentralgneis und was zwischen der Griesscharte und dem Dolomit vom Pfitscherjoch liegt, die „Greinerzunge“ wird als die durch Stauchung, Umfaltung und Schuppung komplizierte „Greinerschiefer“lage zu betrachten sein, welche sowohl im Tuxer als im Zillertaler Hauptkamm über dem tiefsten Marmor liegt.

Dieser tiefste Marmor ist es, welcher sich sowohl im Tuxer Kamm als im Zillertaler Kamm tektonisch wiederholt, beidemal mit einer hervorhebenswerten Gleichheit in der Anordnung. Diese besteht darin, daß der Marmor in beiden Fällen (Griesscharte und Dun-Tristenspitze, südlich Hochfeiler) südlich vom Gneishauptzug noch von Orthozentralgneis begleitet ist und daß sich in beiden Fällen zwischen Gneishauptzug und tektonische Wiederholung des Hüllenmarmors im Süden eine viel mächtigere, tektonisch zu größerer Mächtigkeit angestaute Zone einschiebt als im Norden, welche aus der hochkristallinen Schieferhülle besteht, die im Tuxer und im Zillertaler Kamm auf dem untersten Marmor liegt. Diese für unser Gebiet als *Asymmetrie*

der tiefsten Schieferhülle bezeichnete Erscheinung scheint mir am besten als Stauwirkung an den Gneisschwellen bei Süd-Nordwegungen der tiefsten Hülle verständlich, und sogar ein verlässliches Zeichen dieses Bewegungssinnes. Scharniere, welche derartige von S nach N über den Zillertaler Gneis geschlagene Falten beweisen, habe ich vom Tristenspitz südlich des Mösele beschrieben. Die wahrscheinliche Fortsetzung des Vorkommens von der Griesscharte finden wir an der Kalkwand am Brenner.

2. Kalkwandlage.

Während die Kasererlage am Wolfendorn sich im rechten Winkel, ihr Streichen aus ONO in NNW ändernd, dem Westende der Tuxergneise anschmiegt, behält die Kalkwandlage ihr Streichen annähernd bei. Beide Lagen bilden also am Brenner einen rechten Winkel zwischen ihren Streichrichtungen. Die Kasererlage ist vom Verlauf der Gneisgrenze abhängig. Ihre tektonische Wiederholung, die Kalkwandlage ist diesem Einfluß schon vollkommen entzogen und ausschließlich durch meridionalen Druck orientiert (in Ostwestrichtung eingestellt). Wir sehen hier in geringer Höhe über dem nordsüdlich laufenden Westende der Gneise schon im tektonischen Niveau der Kalkwandlage Nordsüddruck ausschlaggebend für die Tektonik und können Aehnliches auch am Westrande der Zillertaler Gneise bemerken. Am Brenner aber ist diese Tatsache besonders wichtig. Sie spricht gegen eine der Schieferhüllenverdopplung korrelierte Ostwestbewegung der Tribulaundecke und erweckt die Vorstellung, daß Decken über der Kalkwandlage nur meridional und wahrscheinlich an dem bereits stauenden Westende der Tuxergneise vorübergeschoben worden wären und derart die langsameren, jetzt tieferen Decken überholt und bedeckt hätten, mit welchen sie stratigraphisch das meiste (Pfitscherdolomit = Tribulaundolomit, Schleierwandgipfel = gneisnächste Schieferhülle, Graphitkonglomerate etc. etc.) gemeinsam haben.

III. Pfunderer Berge.

Ein höherer Grad der Kristallisation (Tauernkristallisation) und eine weit stärkere Vertretung der Grünschiefer (Prasinite) kennzeichnet die Phyllite südlich des Pfitschtals allenthalben und ist auf der Karte ersichtlich, besonders auffällig der starke Greinerschiefer- und Grünschiefermantel des Hochfeiler. Die bei früheren Gelegenheiten festgestellte Verfaltung der Grünschiefer mit den Phylliten als eine Serie ohne Diskordanzen tritt auf der Karte besonders an der Grabspitze hervor. Sind die Grünschiefer basische Massen und Tuffe oder anlässlich der Tauernkristallisation veränderte Phyllite, jedenfalls ist ihre Bildung, ja auch ihre Einschaltung zwischen die Phyllite älter als der heutige komplizierte Faltenbau, in dem sie bereits mit den Phylliten als eine Serie verfaltet und umgefaltet liegen. Die Grünschiefer scheinen mir nicht etwa eine Hochfeilerdecke gegenüber einer Tuxerdecke zu charakterisieren, sondern sie besagen dasselbe

wie die gegen Süden im Grade zunehmende Tauernkristallisation: daß in einem und demselben Bewegungshorizont, der sich wohl schon früher durch Gneisschwellen in Synklinoria mit verschiedenen Bedingungen zu teilen begann, weiter im Süden eben andere Verhältnisse herrschten sowohl was Grünschiefer als was die kristalline Mobilisation in der Bewegungsphase anlangt. Von dieser Mobilisation ist es möglich, daß sie gleich der mir in den finnischen Wiederaufschmelzungsgebieten bekannt gewordenen, eine sekundäre war und als tektonische Differentialbewegung allenfalls aus der Intrusionsphase vorhandene intrusive Kontakte zu dem heutigen Gesamtbilde des Parallelkontaktes ohne Quergriffe durch die Schieferung umgestaltete.

Von den Analogien im Bau der Tuxer- und Hochfeiler-Gneisaufwölbung war bereits die Rede. Als ein kompliziertes synklinales Element mit westeffallender Achse und dem wahrscheinlichen Mesozoikum der Weißespitz im Kern folgt genau westlich über der Hochfeilerhülle der Zug Grabspitz—Weißespitz. Südlich davon, wohl also auch südlicher als der Hochfeiler und als eine eigene Aufwölbung zu betrachten, folgt die Aufwölbung der untersten Schieferhülle zwischen Wiesen—Senges—Wilde Kreuzspitz. Von Süden fast in das Weiterstreichen dieser dritten Gneisaufwölbung am Tauernwestende gedrängt folgt die komplizierte Syncline zwischen Steinberg und Roter und Schwarzer Riffel. Da diese Arbeit lediglich eine Fortsetzung der bereits publizierten Berichte ist und von der unteren Schieferhülle in der Bensenzone zwischen Phylliten und Maulser Gneis, vom Fächer der Terentener Berge, von der über die Kalkphyllite des Lappacher Tales nach Nord überschlagenen altkristallinen Speikboden- decke und von der alpinodinarischen Grenze kürzlich die Rede war, seien diese letzteren tektonischen Elemente hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Allgemeine Bemerkungen.

Wir können die Umhüllung des Tuxer und des Zillertaler Gneis- astes vergleichen bezüglich ihrer stratigraphischen Aequivalenz, bezüglich ihrer Metamorphose und hinsichtlich ihrer Tektonik. Für die erste Frage, ob die stratigraphische Aequivalenz vorhanden sei, und wie weit sie gehe, ist von Belang der Nachweis zahlreicher gleicher Serienglieder, die Wahrscheinlichkeit, daß andere Glieder (wie z. B. Grauwacken) nur durch kristalline Metamorphose (z. B. Albitisation) in der Hochfeilerhülle (etc.) stärker verändert vorliegen und endlich die Erfahrung, welche man bei Umschreitung des Tuxergneis-Westendes im Streichen macht, daß nämlich beim Einbiegen in den Greinerzug kontinuierlich aus der Tuxerzone verfolgbare Gebilde wie Tuxer Marmor, Pfitscherdolomit, Graphitquarzit, -Konglomerat und -Schiefer zur hochkristallinen südlichen Hülle der Tuxergneise, zu Mitgliedern des hochkristallinen Greinerzuges, und damit der hochkristallinen Zillertalergneishülle um so ähnlicher werden.

Wird demnach hier eine weitgehende stratigraphische Aequivalenz der Tuxer und Zillertaler Schieferhülle angenommen, so sind

darüber gewisse Verschiedenheiten auch abgesehen von den sicher dem Metamorphismus zu verdankenden nicht zu übersehen und würde als deren auffälligste die Mächtigkeit der Grünschiefer bis Amphiboliteinschaltungen in die Hochfeilerhülle hervorgehoben.

Ob man sie nun als Tiefsee-Ergüsse oder als Infiltrationsprodukte nimmt, es läßt sich in beiden Fällen ihr regionales Zusammenfallen mit den südlichen Gebieten stärkerer kristalliner Metamorphose verstehen unter der Annahme, daß man sich gegen Süd größerer Tiefe in einer vortektonischen Schichtanordnung nähere.

Was die zweite Frage nach den Unterschieden der Metamorphose betrifft, so wurde deren Art und Grad in bezug auf regionale Verteilung andernorts ausführlich beschrieben, wobei freilich nur einzelne besonders wichtige Gesteinsgruppen eingehender behandelt wurden. Wenn daher auch das gewonnene Bild der regionalen Verbreitung mancher Ergänzung gewärtig bleibt, so scheinen doch dessen Grundzüge sichergestellt, wie z. B. die Steigerung der Kristallinität gegen Süd und zentripetal gegen die Gneise, das hiermit verbundene Vorwalten präkristalliner und parakristalliner Gefügebewegung über die im Norden und im Maulser Phyllitgneiszug (also in der Tuxer- und Maulserzone) vorwaltende rupturale Teilbewegung. Diese Regel ist trotz der Komplikation durch Teildeckenbildung im Hangenden der Gneise deutlich geblieben und nachgewiesen.

Überall sind im Gebiete des Verfassers die unverkennbaren typischen Greinerschiefer nächst den Gneisen nachgewiesen, bis auf einige Stellen im Hangenden des Porphyrgneises bei Finkenberg. Diese Regel verlangt einen Erklärungsversuch, und unter diesen scheint es mir am besten, von einer Interferenz zwischen regionaler Tiefenstufen- und lokaler Kontaktmetamorphose zu sprechen.

Die Tatsache, daß Greinerschiefer auch granitferne auftreten, würde nach den am Tauernwestende zahlreichen Beispielen postmetamorph vom Gneise fortbewegter derartiger Gebilde keiner weiteren Diskussion bedürfen.

Es wäre mit Anlehnung an die Anschauungen französischer Petrographen über Granitisation möglich, nicht den Granit als die Ursache der Metamorphose, sondern sowohl die Bildung des Granits als die Metamorphose der Greinerschiefer in erster Linie beide als Folgen der Annäherung an größere Tiefen aufzufassen. Man kann sich etwa vorstellen, daß das Auftreten der Granite, je tiefer man hinabsteigt, einer allgemeinen Granitisation immer ähnlicher werde und daß die Granite, je höher man hinaufgeht, immer seltener werden und der Modus ihres Auftretens ein immer rupturreller (Gänge!), die lokale Kontaktmetamorphose immer klarer. Dies scheint mir alles mit Heims, Weinschenk's und Beckes Ideen vereinbar. Für unser Gebiet möchte ich die Tauernkristallisation in eine Tiefe verlegen, in welcher die Einschaltung von quergreifenden Graniten gegenüber der Granitisation wahrscheinlich schon vorher zum Teile gneisiger (ältere Gneise), zum Teil aber psammitischer (Permokarbon) Substrate zurücktrat. Die Erhaltung primärer Diskordanzen wäre bei der Gefügemobilisation in solcher Zone und nach den vielfach erläuterten Regeln für Teilbewegung in blättrigem Material von vorn-

herein unwahrscheinlich. Die Produkte der Tauernkristallisation zeigen Zeichen *a*) nachkristalliner, *b*) vorkristalliner (das heißt von der Kristallisation überdauerter) und *c*) parakristalliner Teilbewegung im Gefüge nach folgendem Grundplan regional verteilt, welcher trotz einzelner Ausnahmen mir deutlich erkennbar scheint: *a* tritt regional dort in den Vordergrund, wo die Umkristallisation überhaupt dem Grade nach abflaut: im Norden und tektonisch gneisferner. *b* und *c* dagegen treten dort in den Vordergrund, wo die Umkristallisation dem Grade nach steigt; nämlich in den gneisnäheren (Knollengneise und Begleiter) und südlicheren Arealen (Greinerzug, Hochfeilerhülle, Schneebergerzug).

Alle diese Teilbewegungen im Gefüge (*a*, *b*, *c*) kann man mit dem Verfasser der tektonischen Hauptphase unseres Gebietes zuordnen, welche sich mit der Tauernkristallisationsphrase zeitlich gegen Ende derselben berührt und mit ihren Wirkungen interferiert.

Letzteres in der Weise, daß es im allgemeinen erst in größerer Distanz vom Gneis und im Norden, namentlich in den vom Gneis nach Nord abwandernden Tauchdecken, zur Zerstörung von Produkten der Tauernkristallisation kam.

Man kann annehmen, daß in der Steigerung der Kristallisation und im vorkristallinen bis parakristallinen Charakter der Teilbewegung im Gefüge, wenn wir nach Süden gehen, auch nichts anderes zum Ausdruck kommt, als daß wir uns damit eben seinerzeit tiefer gelegenen, überlasteteren, gneisnäheren, beziehungsweise der Granitisation stärker ausgesetzten stratigraphischen Aequivalenten der Tuxer Schieferhülle nähern, wie wir dies hinsichtlich der Greinerschieferhülle des Hochfeiler wahrscheinlich fanden.

Man kann also nach der Meinung des Verfassers am besten Schieferhüllenmetamorphose, Granitisation und Auftreten von Graniten weniger als Ursachen voneinander denn als einander zum Teil fördernde Folgen eines und desselben geologischen Vorgangs, nämlich synklinaler Senkung und Ueberlastung betrachten. Damit hat man die erstgenannten Vorgänge als Tiefenstufenmetamorphose im weitesten Sinne bezeichnet und in diesem Begriffe auch für kontaktmetamorphe und „piezokontaktmetamorphe“ Vorgänge Raum gelassen, welche in dem Augenblicke geradezu wahrscheinlich werden, wo wir Bewegung und Verlagerung in dem tiefenmetamorphen Niveau und Areal einsetzen lassen. Während man die vortektonische Phase der Tiefenmetamorphose als eine bewegungsarme Zeit nach Grad und Art stetig verlaufender Metamorphosen zu betrachten hätte, deren tektonische Bedeutung in der latenten Störung des Krustengleichgewichts läge, brachte die nun einsetzende tektonische Phase schon durch mechanische Verlegung der Isothermen, der richtungslosen Spannungen und der nun erst häufiger werdenden gerichteten Spannungen die Unstetigkeit nach Grad und Art in das Bild des Tiefenmetamorphismus. Und es fände hier auch 1. echte Kontaktmetamorphose theoretisch ihren Platz ebensogut wie 2. die Unterbrechung der Schieferhüllenmetamorphose durch vorwiegend mechanische Teilbewegung im Gefüge (also etwa durch eine Metamorphose seichterere „Tiefenstufe“) oder 3. ein gleichsinniges Fortwirken der Metamorphose, welche zur kri-

stallinen Abbildung parakristalliner nichtmolekularer Teilbewegung im Gefüge führt und wenigstens theoretisch zu der tatsächlich noch kaum nachgewiesenen reinen Deformationskristalloblastese führen könnte.

Ich fand bis jetzt am Tauernwestende 1 nur etwa im Graben von St. Jakob, 2 in den Tuxeralpen am Nordrand der Gneise, 3 weiter südlich, gneisnäher und im Schneebergerzug verwirklicht. Der Umstand, daß die rupturelle Teilbewegung nur im Norden von der Schieferhüllenmetamorphose nicht mehr überholt und abgebildet wurde, ferner der Umstand, daß wir nur im Norden nach der Deutung des Verfassers von der Tauernkristallisation überhaupt nicht erreichte Äquivalente der Schieferhülle finden, diese beiden Erscheinungen lassen sich ebenfalls gut mit der Ansicht vereinen, daß wir uns, im Profile die Schieferhülle von Nord nach Süd durchschreitend, ungefähr längs der heute tektonisch umgestellten unteren Grenze eines Areals bewegen, welches im Norden dem Bereich der Tauernkristallisation entzogen war (Tuxer Grauwackenzone), während eine Gleiches bedeutende Südgrenze vielleicht durch das Maulser Paläomesozoikum gegeben ist.

Schon der Umstand, daß die Tuxer Grauwacken und die Knollengneise gleiche Gerölle führen und von der Tauernkristallisation als bereits vorliegende Produkte einer älteren Transgression ergriffen wurden, führte zur Annahme, daß vor der Tauernkristallisation und Ausbildung der wahrscheinlich gleichalten Tauerngneise ein älteres kristallines Substrat vorhanden war, dessen Trennung von den jüngeren Tauerngneisen nach der gemeinsam erlebten Tauernkristallisation und Deformation eine vielleicht unlösbare Aufgabe ist.

Bezüglich der Amphibolite und Grünschiefer des Tauernwestendes ist es wahrscheinlich, daß ihnen eine sehr verschiedenartige Entstehungsgeschichte zukommt, deren Aufklärung für jeden einzelnen Fall späteren, mit einem größeren Aufwand an Schriffen durchzuführenden Arbeiten vorbehalten bleiben muß. Zunächst läßt sich die gabbroid-dioritische Amphibolitgruppe vom Typus Weißhorn im Sarntal (Weißhorn, Tuxerjoch, Patscherkofel, Bündner Aufbruchzone) von allen anderen unterscheiden. Die Gründe, welche vom Verfasser für den Orthogesteinscharakter (Gabbro oder Diorit) dieser Gruppe in ihrer Entwicklung am Weißhorn angeführt wurden, lassen die ganze Gruppe nur als ehemalige differenzierte und mehr oder weniger veränderte Massengesteine betrachten.

Man kann nach Ausschaltung dieser Gruppe alle übrigen Chlorit- und Hornblendeschiefer unseres Gebietes in manchem Sinne zusammenfassen. Vor allem lassen sie sich ganz ebenso wie die Kalkphyllite und Tonschiefer in eine stetige Reihe nach dem Grade ihrer kristallinen Metamorphose bringen. Diese Reihe führt von Chloritphylliten über viele Zwischenglieder zu reinen Amphiboliten und zu Hornblendegneisen und dioritischen Fazies der *B*-Gneisgruppe. Es liegt sehr nahe, die letztgenannten Endtypen nicht nur als Differenzierungsprodukte der Tauerngranite zu betrachten, sondern als stark feldspatisierte Glieder unserer Gruppe. Es ist zwar bis jetzt nicht gelungen (unter meinen wenig zahlreichen Schriffen), sedimentäre Relikte im Gefüge solcher dioritischer „Randfazies“ zu finden, jedoch

haben die Granaten der mit diesen dioritischen Randfazies durch Uebergänge eng verbundenen, zu Biotitgneis feldspatisierten Biotit-schiefer der *B*-Gneisgruppe (zum Beispiel Gerahütte) als interne Reliktstruktur noch ganz dieselben Quarzsandstreifen aufgewiesen, wie ihre Aequivalente aus der Greinerschiefergruppe. Das legt vorläufig die Ansicht nahe, daß auch manche dioritische Grenzfazies stark vergneiste, aber abzüglich dieser hochgradigen Metamorphose den Schieferhülleamphiboliten und weiter den Chloritschiefern äquivalente Gebilde seien.

Diese Chlorit-Hornblendeschiefergruppe verdankt die auffälligsten derzeitigen Verschiedenheiten ihrer Glieder der Phase der jüngeren Schieferhüllenmetamorphose oder Tauernkristallisation ganz so wie die übrigen Schieferhülleglieder. Sie hat ganz so wie letztere ihre weniger kristallinen und andersmetamorphen Aequivalente im Norden und ferner von der Schieferhülle kurz auch in der topographischen Anordnung, welche oben für den Grad der Schieferhüllenmetamorphose überhaupt zu geben versucht wurde.

Bemerkenswert ist bis jetzt bezüglich der Art der Metamorphose, daß in dem (sehr bequem zugänglichen) Graben nördlich von St. Jakob in Pfitsch der primäre Kontakt zwischen Amphibolit und einem Aplitquergang sich u. d. M. durch einen 2—3 mm breiten, wahrscheinlich exogenen Saum bezeichnet ist, in welchem Biotit die Hornblende vollständig ersetzt. Der Schluß, daß die Amphibolitisierung (Tauernkristallisation) vom Auftreten der Granite ganz unabhängig sei, etwa weil letzterer biotitisiere, ist damit nach Ansicht des Verfassers nicht gestattet, schon weil eine Interferenz relativ regionaler Kontaktmetamorphose mit andersartiger kontaktnächster Metamorphose möglich ist. Immerhin aber scheint Biotit als Kontaktmineral mit für die Bildung entscheidender höherer Temperatur verständlich, wenn man ihn der Hornblende als einem Produkt, für dessen Bildung hohe Belastung den Ausschlag gab, gegenüberstellt. Geologisch ist dieses Vorkommen insofern bemerkenswert, als wir hier die amphibolitisierende Tauernkristallisation, gleichviel, ob wir sie zunächst vom Auftreten der Granite abhängig machen oder nicht, jedenfalls durch Apliten noch modifiziert sehen. Dabei kann es sich entweder um eine mit der Schieferhüllenmetamorphose gleichzeitige, andersartige, kontaktnächste Kontaktmetamorphose handeln oder um eine spätere kontaktliche Modifikation (Biotitisierung der Amphibolite) der Schieferhüllenmetamorphose. Letztere Deutung ist die wahrscheinlichste. Jedenfalls aber liegt keine Modifikation von Kontaktmetamorphose durch spätere regionale Schieferhüllenmetamorphose vor. Und unser Vorkommen scheint mir gegen die Hypothese von der nachträglichen Verwischung eines älteren Kontakthofes durch jüngere Schieferhüllenmetamorphose (als Belastungsmetamorphose) zu zeugen und mehr für eine Modifikation gneisnächst noch wirksamer normaler Kontaktmetamorphose durch Belastung zu sprechen.

Das Auftreten der Apliten an unserer Stelle wäre also jünger, höchstens gleichalt wie die Amphibolitisierung. Letztere rechne ich zu den Ergebnissen der Tauernkristallisation. Das Auftreten der Apliten wird man für etwas jünger halten dürfen als das der Granite, höch-

stens für gleichalt. Das Auftreten der Aplite wäre hier jünger als die Tauernkristallisation, das Auftreten der Granite eher älter als das der Aplite, also zeitlich der Tauernkristallisation näher gerückt und wahrscheinlich nicht älter als dieselbe. Die Tauernkristallisation aber überdauert in großen, ja überwiegenden Arealen den Diastrophismus der jüngsten tektonischen Phase. Letztere und damit die Hauptfaltung am Tauernwestende fällt zeitlich noch in die Tauernkristallisation. Diese tektonische Phase ist jünger als das Auftreten vieler Apite. Die Tauernkristallisation hat also wahrscheinlich auch das Auftreten der Aplite überdauert, welche sie da und dort kontaktnächst modifizierten. Das Auftreten der Granite ist nicht jünger als das Ende der Tauernkristallisation und älter als das Ende der tektonischen Phase. Es fiel demnach das Auftreten der Granite schon in die vortektonische Aera der Tauernkristallisation. Diese ältere Aera der Tauernkristallisation und das Auftreten der Granite erscheinen als vielleicht beide demselben geologischen Vorgang (Ueberlastung und Versenkung) zugeordnete Vorläufer der tektonischen Phase und sind zugleich als deren gleichgewichtsstörende Vorbereiter verständlich, wenn man die schon von mehreren vertretene Vorstellung heranzieht, daß Krustenschwächung in Synklinalböden kristallokinetischem Auftrieb Gelegenheit zu Bewegung nach aufwärts geben könne. Letztere könnte der Ausgangspunkt der Gleichgewichtsstörung für höhere Niveaus und damit die erste Quelle einer Tektonik werden, welche nur noch Stauchung „tektonisch gemischter“ Zonen zwischen Schwellen und Antiklinen und weiter die Horizontalbewegungen heute erkennen läßt. Die Gerölle der Grauwacken und Knollengneise, sofern sie nicht wie vielfach nachweislich tektonische Gerölle sind, wären nach der eben entwickelten Auffassung aus älteren aplitischen und granitischen Gesteinen abzuleiten, welche schon vor der Ueberlastung der Tauern und vor der Tauernkristallisation Gerölle lieferten.

Nach alledem bleibt noch als eigene Frage, welches Substrat unserer durch die Tauernkristallisation differenzierten Amphibol-Grünschiefergruppe vor derselben zugrunde gelegen habe. Man neigt im allgemeinen dazu, an intrusive oder effusive basische Magmen zu denken und Steinmann hat sogar aus dem Fehlen der Zufuhrkanäle Schlüsse auf die Tektonik gerade des Tauernwestendes gezogen. Von geologischen Tatsachen scheint von Belang das Fehlen scharfer Grenzen der grünen Schiefer, welche Grenzen als Kontakte deutbar wären, die überaus langsame und stetige Mischung mit Kalkphyllit und Tonschiefer und der Umstand, daß die grünen Schiefer in dem höher metamorphen Süden viel reichlicher vertreten sind. Das läßt die Möglichkeit offen, daß die Bildung der grünen Gesteine zum Teil aus kalkigen und dolomitischen Tongesteinen erfolgt wäre und weist auf die Notwendigkeit quantitativer Analysen für die weitere Behandlung der Frage.

An den Maulser Gneisen und Glimmerschiefern lassen die bisherigen Voruntersuchungen des Verfassers deutlich einen Gefügeunterschied gegenüber der Schieferhülle des Hochfeiler, der Rensenzone, des Greinerzuges und des Schneebergerzuges erkennen. Während in den letztgenannten Gruppen das Studium von Faltenquer-

schnitten, die Beachtung verlegter Reliktstruktur und anderer Gefügemerkmale präkristallinen und parakristallinen Charakter der Teilbewegung im Gefüge als Regel ergeben und also auf eine zeitliche Ueberholung der tektonischen Phase durch die Kristallisationsbedingungen weisen, bieten die Maulser Gneise in erster Linie Beispiele für postkristalline Teilbewegung. Und es harmoniert hiermit der bereits viel früher vom Verfasser vermerkte Umstand, daß die zahlreichen Pegmatiteinschaltungen in die Maulser Gneise (z. B. am Sambok bei Bruneck) nach der Einschaltung und Erstarrung mit den Gneisen zugleich gefaltet sind. Es ließe sich also in diesem Sinn der noch wenig definierte Ausdruck „alkristallin“ für die Maulser Gneise etc. verwenden. Ihre Kristallisation wäre älter als eine tektonische Phase, welche letztere vielleicht dieselbe tektonische Phase ist, deren Teilbewegungen in den Schieferhülle- etc. Gesteinen von der Tauernkristallisation überdauert wurde. Es tritt da sofort die Frage auf, ob die Tauernkristallisation zeitlich mit der Kristallisation der „alten Gneise“ von Mauls etc. übereinfalle. Nach der Meinung des Verfassers darf diese Annahme wegen Mangel an Beweisen keineswegs gemacht werden, um so weniger, als wir sogar nach der Meinung des Verfassers in Geröllen kristalliner Schiefer in wenigmetamorphem Schieferhülleperm Hinweise auf eine ältere Kristallisationsphase in den Tauern selbst besitzen. Bis jetzt ist es weder an den Tauerngesteinen noch an den „alten Gneisen“ gelungen, zwei zeitlich verschiedene regionale Kristallisationsphasen überhaupt nachzuweisen. Jedoch ist diese Fragestellung eben sehr jung und bedürfen die Kriterien für eine Interferenz zweier zeitlich verschiedener Kristallisationsphasen weiterer Ausarbeitung. Im Sinne unserer Fragestellung gälte es, allenthalben nach Kristallisationsphasen zu suchen, deren ältere Gesteine vom Typus des „Altkristallins“, deren jüngere Schieferhülletypen erzeugt hätte. Das ist zu trennen von Beckes Frage, ob letztere Phase präexistierende Kontakthöfe maskiert habe.

Für den größten Teil der Schieferhülle, wenn nicht für die ganze, ist freilich von vornherein wahrscheinlich, daß er schon wegen seines geringeren geologischen Alters unbetroffen sei von der präkarbonen Kristallisationsphase der im Osten von Karbon transgredierte alten Gneise. Und es gestattet tatsächlich ein Gefügebild wie das mancher Albitgneise der Schieferhülle die Annahme einer kristallinen „voralbitischen“ Phase direkt auszuschließen.

Das sich die „alkristallinen“ Endprodukte von der Schieferhülle unterscheiden, ist bekannt, wengleich das „wie“ noch keine umfassende Bearbeitung erfahren hat. Fraglich aber dürfte es sein, ob nicht, wie vom Verfasser angenommen wurde, Tauerngneise einerseits und Maulser und Oetztaler Gneise (alte Gneise) andererseits durch gemeinsame Glieder eine auch tektonisch naheliegende Aequivalenz als Liegendes typischer Schieferhülle besitzen.

Für den Innsbrucker Quarzphyllit wurde vom Verfasser anläßlich der Besprechung eines Faltenquerschnittes Abbildungskristallisation, das heißt präkristalline Faltung und Teilbewegung wenigstens an einem Beispiel nachgewiesen. Derzeit ist leider über die Verbreitung präkristalliner und postkristalliner Teilbewegung im Inns-

brucker Quarzphyllit in den Oetztaler und Stubai Schiefen wie auch andernorts noch wenig bekannt, mit Ausnahme so verdienstvoller Angaben wie der Ohnesorges über die durchgreifende Gefügestaltung (man würde hierfür schon vielfach Mylonitisation sagen) des Schwazer Augengneises und die Bedeutung durchgreifender Gefügebewegung für die Bildung der Flauerlinger und Innsbrucker Quarzphyllite. Durch die Wahl gefalteter Belegstücke, durch Anwendung und weitere Ausgestaltung des vom Verfasser geübten Studiums orientierter Gefügebilder (Schliffe) lassen sich geologisch sehr wertvolle Daten gewinnen. Für jedes kristalline Gebiet mit Faltung ist die Angabe des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation möglich und der wichtigste Beitrag für eine Reihe geologisch-petrographischer Fragen.

Was nun den tektonischen Vergleich zwischen beiden Gneisarten anlangt, so ist für Zillertaler und Tuxer Schieferhülle Komplikation durch Teildecken gegen N nachgewiesen. Diese hätten sich nach der Vorstellung des Verfassers hier wie im Tuxerkamm die Gneise (mit zunächst unbestimmbaren Verschiebungsbeträgen gegen dieselben) nordwestwärts überwandernd hier der entstehenden Greinerzone, dort der entstehenden Tuxerzone tektonisch beigemischt. Dabei hätten, wie gesagt, im Süden die Kristallisationsbedingungen der Tauernkristallisation diese Hauptphase tektonischer und mikroskopischer Teilbewegung, wie bemerkt, überdauert.

In der Teildeckenbildung gegen N, im Austreten der gegen O ansteigenden Faltungsachsen und Scharniere und in der Anschoppung unterer Schieferhülle am Südrand liegen die Analogien im Bau des Zillertaler und Tuxer Gneiskerns.

Diese Teilbewegung im Dach der Gneise war nachweislichermassen fähig Diskordanzen (zum Beispiel Aplite in Augengneis) zu verwischen und erscheint zu einem mit der kristallinen Mobilisation und Differentialbewegung im Gefüge dem Verfasser als ein ausreichendes Erklärungsprinzip, wo es sich um die Deutung des von dem Typus eines „übersichbrechenden“ Granits so sehr abweichenden Kontaktes zwischen Gneis und Schieferhülle in unserem Gebiet handelt.

Es bleibt nun zu betrachten, welche tektonische Rolle die Tuxerzone, die Greinerzone und die Pfundererzone gespielt haben.

Das erschlossene tektonische Detail zeigt uns, wie bemerkt, in allen drei genannten Zonen fast ausschließlich tektonisch komplexe, isokline Serien. Derartige Anordnung kann aus normalen Folgen oder aus Decken sowohl durch die längst schon anderwärts erörterte Umfaltung verschiedenen Ausmaßes ohne beträchtliche Horizontalverschiebungen, als durch die Uebergangsformen solcher Umfaltung zu Teildeckenbildung (Teilalten oder Teilschuppen) als durch untertauchende derartige Teildeckengruppen entstehen. Mit Ausnahme der nachgewiesenen Beteiligung von Teildecken an der Tuxerzone sind wir bei der Deutung unserer drei Zonen auf Hypothesen angewiesen und könnten zunächst im Sinne von Termiers Karte und Uebersichtsprofil, welches die Detailaufnahme so vielfach bestätigt hat, alles südlich vom Hochfeiler als umgefaltet (autochthon, Wurzelzone), alles nördlich davon als Deckenland betrachten, und zwar als Differential-

deckengemisch von unbestimmtem Verschiebungsbetrag. Außer letzteren Präzisierungen oder Modifikationen der Termier'schen Hypothese „von Süd gekommener Decken“, ist aber noch folgendes zu bedenken: Es besteht für alle drei Zonen die Möglichkeit, daß sie weder nur verfaltete und umgefaltete Synklinen, noch Tauchdeckengruppen, also weder reines Wurzelland, noch reines Deckenland sind, sondern einen dritten tektonischen Typus darstellen, nämlich ein Gemisch von Teilwurzelland und Teildeckenland, dadurch entstanden, daß Tauchdecken in eine sich umfaltende Syncline einwandern. Gewiß ist das eine mögliche Art, auf welche sich eine Ueberwanderung sich gleichzeitig emporwallender und zwischengelagerte Synklinen immer mehr einengender und zu neuen Wurzelzonen gestaltender Gneiswälle vollziehen könnte; besonders wenn man in unserem Falle und in Föhlung der bekannten Idee vom sukzessiven Fortschreiten der Faltung in gewisser Horizontalrichtung annimmt, daß der erste Herd, zum Beispiel nordwärts schreitender Faltungsvorgänge in statu nascendi eine südlicher gelegene Synklinaltiefe gewesen sei.

Ein solches Gemisch aus „Wurzelland“ und „Deckenland“, derartige isoklinal verfaltete Serien, sollen hier der Kürze halber, sofern für sie die erörterte Entstehungshypothese in Betracht gezogen wird, tektonisch gemischte Areale heißen. Ich habe auf solche Wahrscheinlichkeiten bereits in den Verhandlungen 1913, S. 237 hingewiesen und im Führer der Deutschen geologischen Vereinigung 1913, S. 41; „tektonisch gemischte Zonen“. Dieser gemischte Charakter ist für die Pfundererzone am meisten hypothetisch, da wir bis jetzt südlich davon keine Kalkphyllite mehr kennen und sie höchstens hypothetisch unter Termiers hypothetischer Dinaridenschubfläche annehmen könnten.

Wenn man aber daher einerseits diese Hypothese des gemischten Charakters für die Pfundererzone zunächst noch nicht aufstellt, so kann man doch ihre Möglichkeit im Auge behalten. Umsomehr, als ich schon im I. Bericht feststellte, daß sich, was alles tektonische Detail anlangt, das Pfunderer Gebirge nicht als ein anderer Typus, etwa als Wurzelland dem Deckenland weiter nördlich gegenüberstellen lasse. Ja gerade im Pfunderer Gebirge scheinen mir die hier beigegebenen Querschnitte die Annahme gefalteter tektonischer Serien am nächsten zu legen.

Für die Greinerzone ist ihr Charakter als Wurzelzone (man beachte zum Beispiel nur den Zusammenhang der Dolomite Griescharte-Kalkwand) mit wenigstens gleichviel Recht zu behaupten, wie ihr Charakter als Tauchdeckenland und der Verfasser betrachtet dieses vielleicht in beträchtliche Tiefe reichende und den Rest einer ehemals geräumigen Synklinale darstellende Areal als tektonisch gemischt im oben erläuterten Sinne.

Auch bezüglich der Tuxerzone möchte der Verfasser die Möglichkeit hervorheben, daß es sich um eine gemischte Zone handle, mit Ueberfaltung über den aus (den Tauerngneisen etc. zum Teil stratigraphisch äquivalentem) Quarzphyllit gebildeten Nordrand der Tuxer Syncline. Eine sichere Entscheidung scheint dem Verfasser nicht möglich, ehe das Quarzphyllitareal südlich vom Inntal, nament-

lich im Hinblick auf eventuelle Schieferhüllenäquivalente, deren etliche vorhanden zu sein scheinen und besonders in Bezug auf die tektonische Stellung solcher Äquivalente untersucht ist.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite | |
|---|-------|------|
| Einleitung | 273 | [1] |
| Gliederung im Einzelnen | 275 | [8] |
| I. Tuxer Kamm und Tuxer Voralpen zum Teil | 275 | [3] |
| 1. Hochstegenlage | 275 | [3] |
| 2. Schmitzenberg-Tauchdecke | 276 | [4] |
| 3. Gschößwand-Lage | 277 | [5] |
| 4. Hauptzone der Tuxer Phyllite | 279 | [7] |
| 5. Tarntaler Mischungszone | 280 | [8] |
| 6. Tarntaler Gesteine | 281 | [9] |
| II. Schmirntal, Valsertal, Brenner, Pfitsch | 283 | [11] |
| 1. Kasererlage | 283 | [11] |
| 2. Kalkwandlage | 286 | [14] |
| III. Pfunderer Berge | 286 | [14] |
| Allgemeine Bemerkungen | 287 | [15] |
| Legende zur Profiltafel. | | |

Ergänzung zur Legende der Tafeln X und XI.

Tafel X. Nach *hi* Hippold: *h* = Hochstegenlage; *si* = Schmittenbergtauchdecke; nach *Sp* = Speickbodendecke: *F'* = Fächer der Terentener Berge; nach 17 sicheres Mesozoikum: *mt* = Maulser Trias; *my* = Maulser Mylonitzone.

Tafel XI. Nach *qf*: *qu* = Quarzit; *rr* = Rhätizitschiefer.

Westende der Hohen Tauern.

Mafsstab



Übersichtskarte vereinfacht aus den Aufnahmeblättern 1:25.000.

(Blatt Sterzing u. Blatt Matrei) von Dr. Bruno Sander.

Gliederung des Baues:

Gewaltete tektonische Elemente mit westeinfallenden Axen (meist komplizierte Synklinen)

Nördlich vom Brenner:

so Falten der Schöberspitze, o Einfaltung Hochwart-Ottenspitze

gs Gschösswandlage (fossilführendes Mesozoikum)

hi Hippold (fossilführendes Mesozoikum)

Südlich vom Brenner:

p Grabspitze w Weissespitze (wahrsch. Mesozoikum)

Andere tektonische Daten:

u Untertauchen des nördl. Astes der

Tuxer Grauwackenzone unter Kalkphyllit

kf u. qf Kalkphyllit unter Quarzphyllit (Hobar)

qf u. kf Kalkphyllit auf Quarzphyllit (Horberg)

tr Trümmerflächen aus Tarntaler Quarzit u. Dolomit

e Ende der Phyllite bei Sterzing

ub tektonische Vervielfältigung der unt.

Schieferhülle am Westsporn der Tuxergneise (Stauung)

gri Auffaltung in der Griesscharte

Gr verfaltete Syncline (sekundäre Würzeln?) der

Greinerzone

se südlichste Aufwölbung der Unteren Schiefer-

hülle (Wiesen-Senges-Kreuzspitze)

sr verfaltete Syncline Steinberg-Riffel

re Rensenzone (verfaltete Untere

Schieferhülle zwischen Gneis

u. Kalkphyllit)

tri verfaltete Teildecke

gegen N der Tristenspitze

bei tri 1 Austritt der

Synklinalaxe

sp Speikboden-

decke

Ht Decke

Telferweisse

Tribulaun

Schleier

berg

Vallina

Rosskopf

Wiesen

Sterzing

Ridnaun

Eisacktal

Mauls

Labeseben

Aschil

Stinn

Valsertal

Valsertal

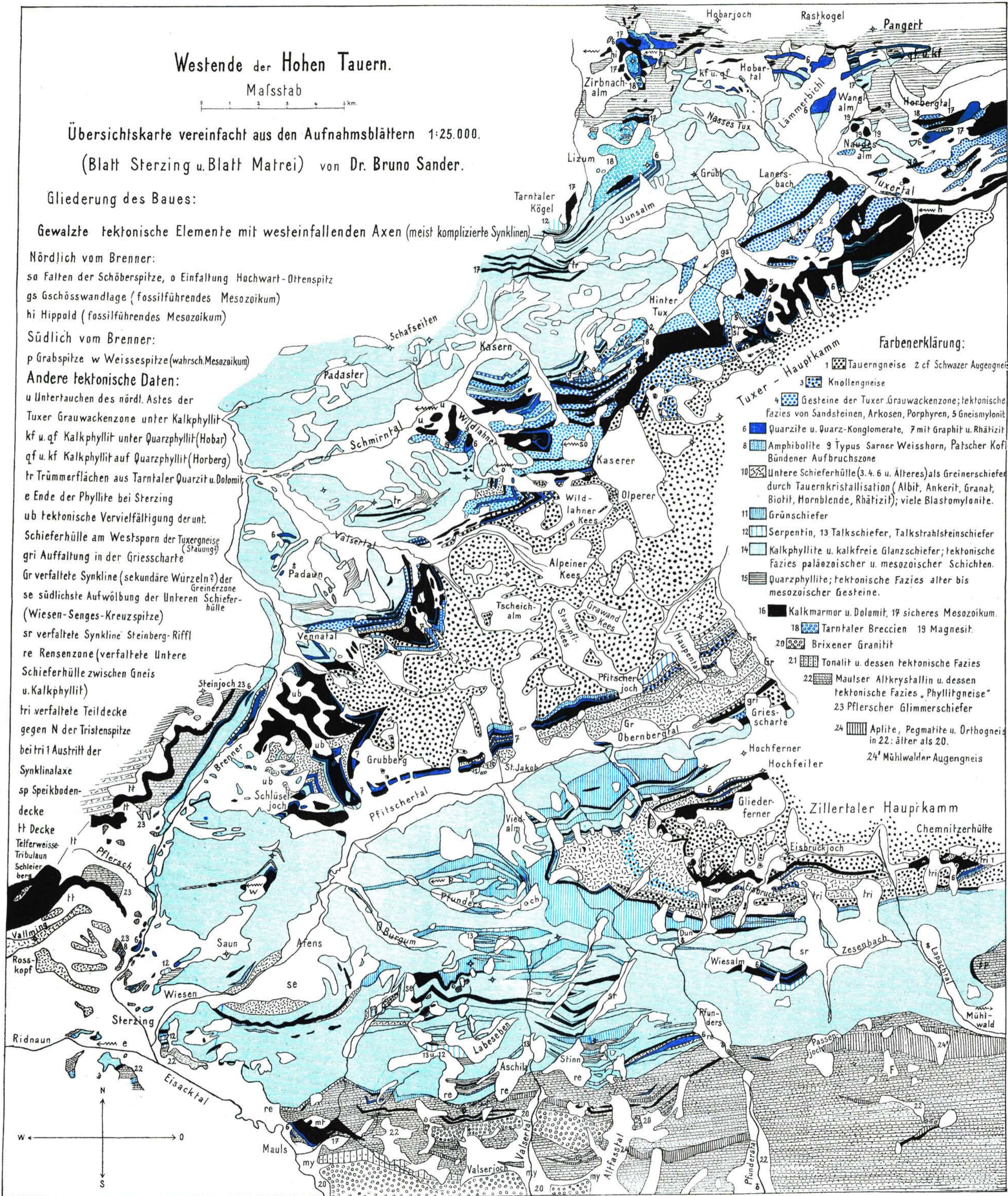
Alfatsal

Pfunders

Pfunders

Farbenerklärung:

- 1 Tauxergneise
- 2 cf Schwazer Augengneis
- 3 Knollengneise
- 4 Gesteine der Tuxer Grauwackenzone; tektonische Fazies von Sandsteinen, Arkosen, Porphyren, 5 Gneismylonit
- 6 Quarzite u. Quarz-Konglomerate, 7 mit Graphit u. Rhätizit
- 8 Amphibolite 9 Typus Sarnen Weisshorn, Patscher Kofl-Bündener Aufbruchzone
- 10 Untere Schieferhülle (3. 4. 6 u. Älteres) als Greinerschiefer durch Tauxerkristallisation (Albit, Ankerit, Granat, Biotit, Hornblende, Rhätizit); viele Blastomylonite.
- 11 Grünschiefer
- 12 Serpentin, 13 Talkschiefer, Talkstrahlsteinschiefer
- 14 Kalkphyllite u. kalkfreie Glanzschiefer; tektonische Fazies paläozoischer u. mesozoischer Schichten.
- 15 Quarzphyllite; tektonische Fazies alter bis mesozoischer Gesteine.
- 16 Kalkmarmor u. Dolomit, 17 sicheres Mesozoikum.
- 18 Tarntaler Breccien 19 Magnesit.
- 20 Brixener Granitit
- 21 Tonalit u. dessen tektonische Fazies
- 22 Maulser Altkrystallin u. dessen tektonische Fazies „Phyllitgneise“
- 23 Pflerscher Glimmerschiefer
- 24 Aplite, Pegmatite u. Orthogneis in 22: älter als 20.
- 24' Mühlwaldner Augengneis



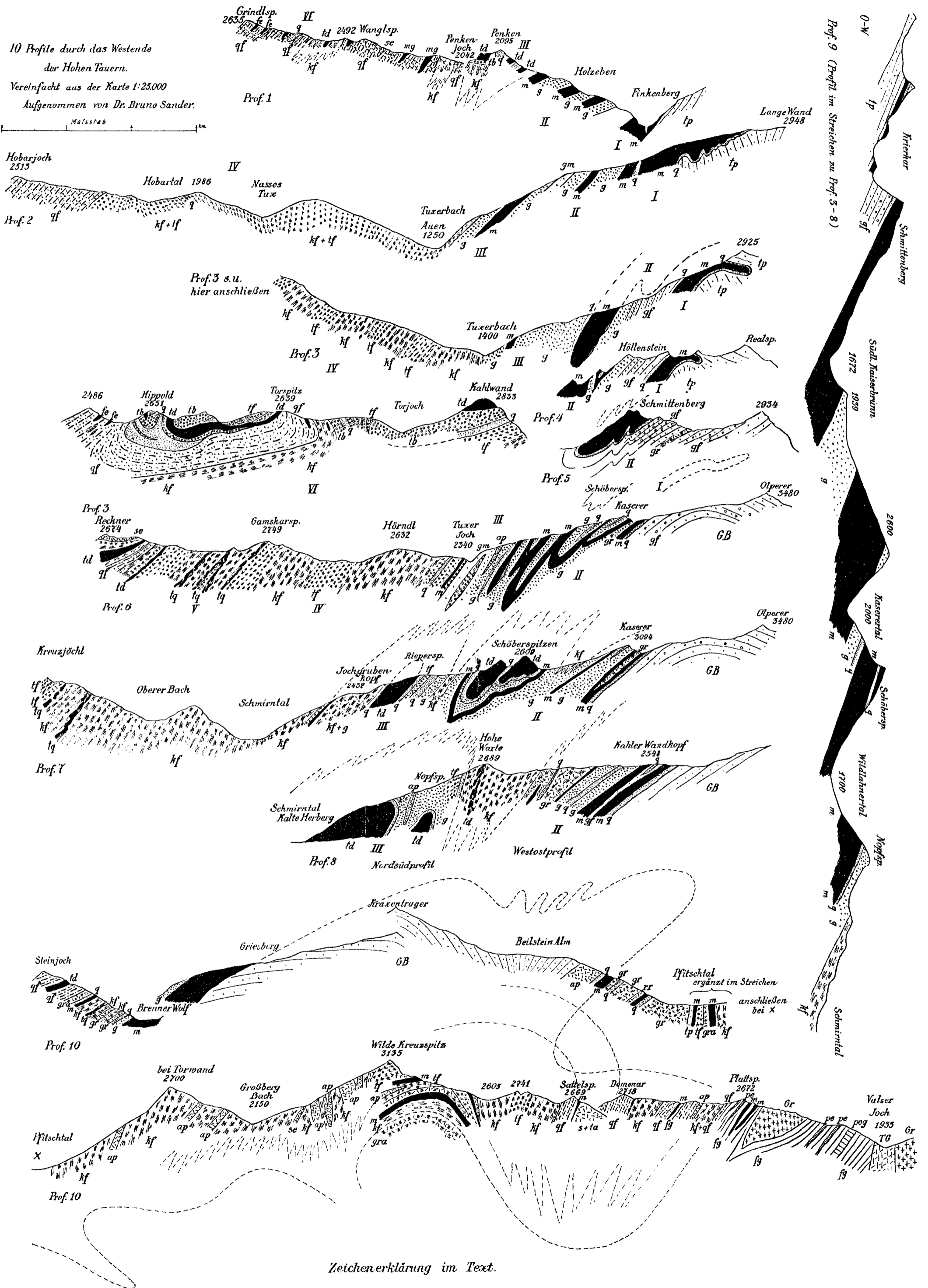
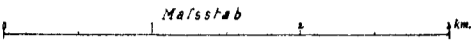
Alphabetische Legende zur Profiltafel Nr. XI.

- ap* = Amphibolit (Typus Sarner Weißhorn, Patscherkofel, Aufbruchszone).
a \bar{p} = Amphibolite und Grünschiefer.
fe = Eisendolomit.
fg = Phyllitgneis.
g = Tuxer Grauwacken und deren Mylonite (Phyllonite).
GB = „Zentralgneis B.“
gf = Phyllitisierte Gneis- bis typische Quarzphyllite, Geröllgneise, Tuxer Grauwackengneise, periphere Zentralgneise; tektonische Gemische dieser Gesteine.
gm = Gneismylonit, Schwazer Augengneis.
Gr = Brixner Granitit.
gr = Greinerschiefer der unteren Schieferhülle mit Mineralneubildungen der Tauernkristallisation (Granat, Biotit, Hornblende, Rhätizit, Albit, Ankerit).
gra = Albitgneis der Greinerschiefer.
kf = Kalkphyllit.
Mg = Magnesit.
pe = Pegmatite.
peg = Pegmatitgneise.
qf = Innsbrucker Quarzphyllit.
se = Serpentin.
ta = Talk.
tb = Tarntaler Breccien.
td = Tarntaler Dolomit (Trias, Jura? zum Teil, sicheres Mesozoikum).
tf = Kalkarme bis -freie Glanzschiefer.
tp = Tuxer Porphyrgneis.
Ty = Tonalit, geschiefert.
-

10 Profile durch das Westende der Hohen Tauern.

Vereinfacht aus der Karte 1:25.000

Aufgenommen von Dr. Bruno Sander.



Zeichenerklärung im Text.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [70](#)

Autor(en)/Author(s): Sander Bruno

Artikel/Article: [Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern: II. Bericht 273-296](#)