

Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 35 Zeichnungen.)

Der Südrand der Lechtaler Alpen steht auf der ganzen Strecke zwischen Arlbergpaß und Pitztal mit der großen kristallinen Gebirgsmasse der Ferwall- und Silvrettagruppe in unmittelbarem Kontakt.

Östlich von der Mündung des Pitztals ändert sich aber die regionale Tektonik am Südrand der nördlichen Kalkalpen recht wesentlich, indem hier die Ausläufer der Ferwallgruppe zugleich mit jenen der Lechtaldecke unter dem Vordrang der kristallinen Massen der Ötztaler Alpen verschwinden und diese unmittelbar an die Inntaldecke stoßen. Diese Grundlagen der regionalen Tektonik dieses Gebietes wurden schon vor längerer Zeit bei der Landesaufnahme von mir und Freund W. Hammer in gemeinsamer Arbeit festgestellt.

Das Ziel der folgenden Arbeit ist nun, im Rahmen dieser bereits gegebenen Großtektonik das außerordentlich mannigfaltige und lebhaft tektonische Detail an der Hand zahlreicher Querschnitte vorzulegen, welches bisher weder auf den Karten noch auch in den Arbeiten in ähnlicher Genauigkeit zum Ausdruck gelangte.

Die hier folgenden Profile wurden bei der geologischen Landesaufnahme in dem langen Zeitraum von 1908 bis 1928 gesammelt. Einige weitere Beiträge kamen in dieser langen Zeit auch gelegentlich von praktisch-geologischen Arbeiten zustande. Veröffentlicht wurden von mir aus diesem Gebiete bereits Profile in folgenden Arbeiten:

Geologischer Querschnitt der Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee, Jahrbuch 1911. Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen, Jahrbuch 1914. Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals, Jahrbuch 1915. Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch, Jahrbuch 1920.

W. Hammer hat einige Profile aus diesem Gebiete in seiner Arbeit über die „Phyllitzone von Landeck, Jahrbuch 1918“ veröffentlicht.

Von den geologischen Karten kommt in erster Linie das von mir und W. Hammer bearbeitete Blatt „Landeck“ im Maßstabe 1:75000 in Betracht. Das von mir und O. Reithofer bearbeitete Blatt „Stuben“ ist noch nicht ganz fertiggestellt, während das von W. Hammer aufgenommene östliche Anschlußblatt „Ötztal“ im Jahre 1929 erschienen ist.

Von dieser ganzen Strecke ist das Teilstück zwischen Landeck und Ötztal am seltensten von Geologen besucht worden.

Es ist dies jener schmale Streifen von kalkalpinen Gesteinen, welcher sich hier noch an der Südseite des Inns befindet.

Er spielt im Landschaftsbild nur eine recht bescheidene Rolle, und nur der stolze Burgfelsen der Ruine der Kronburg macht weiterhin auf diese Zone aufmerksam. Die ersten Nachrichten über dieses Gebiet stammen wohl von A. v. Pichler, der bereits in einige dieser wilden Schluchten forschend eingedrungen war.

In den Jahren 1909—1910 unternahm Fräulein Marianne Möller im Auftrage ihres Lehrers Prof. V. Uhlig eine genauere Untersuchung dieser Schichtenzone, welche aber nicht vollendet wurde. Bei einer Exkursion in die Schlucht des Kogeltales bei Imsterberg wurde hier auch mein Freund R. Folgner am 30. September 1911 durch Steinschlag schwer verwundet.

Es ist dies auch mit ein Grund gewesen, der mich lange Jahre davon abhielt, über diese Gegend etwas Genaueres zu schreiben.

Die Südgrenze der Lechtaler Alpen verläuft nicht in einer geraden Linie, sondern vom Arlberg bis gegen Landeck in ost-westlicher, dann von dort zum Öztal in nordöstlicher Richtung.

Wahrscheinlich prägt sich in dieser Umschwenkung der Südgrenze der Lechtaler Alpen schon der mächtige Vordrang der Öztaler Masse aus.

Ein Vordrang der kristallinen Massen ist ja längs des ganzen Südrandes der Lechtaler Alpen vorhanden. Auch die Gneise der Ferwallgruppe und die Quarzphyllite von Landeck sind ja gegen die Lechtaler Alpen zu überkippt und wahrscheinlich auch vorgeschoben.

Der Vordrang der Öztaler Masse ist jedoch viel beträchtlicher und hat zu einer starken Verbiegung der ganzen Südgrenze geführt.

Am Ostende unserer Zone finden wir auch das von mir im Jahre 1911 entdeckte Profil in der Schlucht des Walderbaches, wo die etwas überkippten Biotitgranitgneise und Amphibolite der Öztaler Masse unmittelbar auf die Quarzphyllite von Landeck aufgeschoben liegen. Weiter östlich treten die Gesteine der Öztaler Masse dann zwar ganz nahe an die Kalkalpen heran, aber überall verhindert der breite Schuttboden des Inntales einen Einblick in den unmittelbaren Kontakt. Wir sind aber nach den Aufschlüssen in der Schlucht des Walderbaches wohl berechtigt, den Vordrang der Öztaler Masse als den Vormarsch einer großen Schubmasse aufzufassen, welcher erst lange nach der Formulierung der Südgrenze der Lechtaler Alpen erfolgt sein kann.

Walter Schmidt hat diesen Gedanken bereits in seiner Arbeit „Zur Phasenfolge im Ostalpenbau“ in unseren Verhandlungen im Jahre 1922 ausgesprochen und dann in der Arbeit „Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen“ in diesem Jahrbuch 1923 noch weiter ausgeführt und begründet. Nach ihm soll die Scholle der Öztaler Alpen durch eine Jungüberschiebung an ihren heutigen Platz gebracht worden sein, wobei sie den ganzen Ostalpenbau, Pennin und Ostalpin, unter sich begrub.

Dieser Vorstoß soll wenigstens zum Teil sogar jünger als die Anlage der Längstäler sein. W. Schmidt glaubt, daß die große, ziemlich geradlinige Längstalfucht Oberengadin—Unterinntal durch die vordringende Scholle der Öztaler Alpen überfahren worden ist. Daher muß sich der Inn hier am Nordwest- und Nordrande der Öztaler Masse mühsam seinen Weg suchen, was seine wilden, schluchtartigen Einschnitte erklärt.

Die geradlinige Verbindung Unterinutal—Oberengadin zieht zirka 20 km südöstlich des Randes der Ötztalscholle durch. Das würde ein Minimum dieses Vorstoßes bedeuten.

Der Vorstoß der Ötztaler Scholle wird von W. Schmidt als eigene „Ötztaler Phase“ bezeichnet. Er gliedert dieselbe seiner Jungphase des Alpenbaues ein, die also

- a) Insubrische Phase,
- b) Ötztaler Phase

umfaßt.

Die Insubrische Phase wäre zeitlich vor Untermiozän, die Ötztaler Phase aber nach Untermiozän einzuschalten.

Über diese zeitlichen Verhältnisse des Vorschubes der Ötztaler Masse lassen sich an ihrem Nordrand kaum genauere Angaben erreichen, weil alle jüngeren Schichten zwischen Oberjura und Diluvium hier fehlen. Nicht einmal die Kreideschiefer der Lechtaldecke kann man bis an den Nordrand der Ötztaler Masse heran verfolgen.

Nichtsdestoweniger bleibt die Tatsache eines relativ sehr jungen Vorschubes auch dem Detail der Feldaufnahmen gegenüber bestehen. Der Nordscheitel der Ötztaler Masse liegt etwa bei Pfaffenhofen im Oberinntal, genau südlich von der mächtigen Aufwölbung der Hohen Munde (2661 m).

Hier stoßen die Gneise der Ötztaler Masse unmittelbar an den Quarzphyllit, der wohl ein Verbindungstück zwischen dem Quarzphyllit von Landeck und jenem von Innsbruck vorstellt.

Nördlich von diesem Scheitel der Ötztaler Masse beginnt schräg gegenüber die tiefe Einmündung des Seefelder Sattels, welche tektonisch durch eine mächtige Niederbiegung der Schichten zwischen den Gewölben der Hohen Munde im W und des Solsteins im O vorgezeichnet erscheint.

Es ist wahrscheinlich, daß diese breite, auffallende tektonische Depression als Folge des Anschubes der Ötztaler Masse aufzufassen ist.

Die Niederbiegung von Seefeld beschränkt sich aber nur auf den südlichsten Teil der Kalkalpenzone. Der Kamm Gerenspitze—Arnspitze—Karwendelkamm setzt bereits in ungestörter Weise über den tiefen Einschnitt der Porta Claudia bei Scharnitz hinweg, welcher dem Seefelder Sattel im N zugeordnet ist.

Dieser Umstand der streng räumlichen Beschränkung der Seefelder Niederbiegung auf die Nachbarschaft des Nordrandes der Ötztaler Masse spricht wohl für einen engeren Zusammenhang zwischen ihrem Vorschub und der Niederbiegung.

Der Vorschub der Ötztaler Masse ist aber am ganzen Nordrande nicht mit einem Vorsicherschieben der Kalkalpen verbunden. Es tauchen im Gegenteil sowohl von W wie von O her die betreffenden Gebirgszonen mit wenig verschobenen Streichrichtungen unter die Masse der Ötztaler Alpen hinein. Aus diesem Befund ergeben sich zwei wichtige Folgerungen.

Die erste Folgerung ist, daß die Ötztaler Masse also ihr Vorland nicht zusammengestaut, sondern überdeckt hat. Die zweite Folgerung ist, daß dieses Vorland zur Zeit des Vorschubes der Ötztaler Masse bereits

sehr tief erodiert war und daher die Öztaler Schubmasse über ein Relief vorgedrungen ist.

Wir haben es also auch hier wieder mit einer typischen Reliefüberschiebung zu tun. Diese Angaben eröffnen uns manche neue Einblicke in die Tektonik des Südrandes der nördlichen Kalkalpen.

Wir haben also eine ältere Gruppe von tektonischen Bewegungen, welche vor allem die Südgrenze der Kalkalpen hier gegen die kristallinen Massen der Silvretta-Ferwall-Gruppe einzeichnen. Diese Gruppe von Baubewegungen wird sich bei genauerer Betrachtung dann noch weiter unterteilen lassen.

Dann ist offenbar ein ziemlich langer ruhiger Zeitraum eingeschaltet, während dem die Erosion große zerstörende Wirkungen vollbrachte.

Zur Zeit des Vorstoßes der Öztaler Masse war die Ferwallgruppe und auch der Südrand der Lechtaler Alpen schon tief abgetragen. Nur so ist es möglich, daß die breite und schwere Öztaler Masse sich auf das Ostende der Ferwallgruppe und auf den Südrand der Lechtaler Alpen hinauflegen konnte. Erst die mächtige Vorarbeit einer tiefgreifenden Erosion hat hier die nötige Lücke für den Einmarsch der Öztaler Masse geschaffen. Diese Lücke ist dann durch Niederpressung vergrößert und vertieft worden.

Der Einschub der Öztaler Masse bedeutet somit für den Südrand der Lechtaler Alpen ein schwerwiegendes tektonisches Ereignis.

Wenn wir hier auch nicht in der Lage sind, seine zeitliche Funktion genauer zu bestimmen, so können wir doch versuchen, die zu diesem mächtigen Vorstoß gehörigen Auswirkungen aus der übrigen Tektonik herauszuschälen.

Diese Zugehörigkeit zu dem Vorstoß der Öztaler Scholle gewährt dann immerhin auch eine Altersbewertung und einen Einblick in den Umfang der Störungen, welche am Südrand und innerhalb der Kalkalpen noch als Wirkungen dieses Vorstoßes zu bezeichnen sind.

So kann der große Vorstoß der Öztaler Masse für uns zu einem Hilfsmittel für die Auflösung der verschiedenen tektonischen Baupläne der westlichen Kalkalpen werden.

Nach dieser kurzen Einleitung will ich die Beschreibung der einzelnen Profile am Südrand der Lechtaler Alpen im W beginnen und gegen O zu fortsetzen. Ich wähle diese Richtung, weil die tektonischen Verhältnisse im W wesentlich einfachere sind und gegen O zu dann neue Bauelemente hinzutreten.

Der Arlbergpaß selbst ist, wie ich schon mehrfach hervorgehoben habe, noch ganz in die Gneise der Ferwallgruppe eingeschnitten. Die Südgrenze der Kalkalpen liegt erst nördlich von der Paßhöhe und ist im Terrain nicht besonders deutlich ausgesprochen.

Die Gneise sind durchwegs gegen N überkippt und wahrscheinlich auch etwas auf die kalkalpinen Gesteine aufgeschoben.

Fig. 1 gibt einen Querschnitt durch die Grenzzone im Bereiche der Ulmer Hütte wieder.

Diese prachtvoll gelegene und vielbesuchte Schutzhütte nimmt auch eine geologisch ausgezeichnete Stelle ein. Sie liegt nämlich auf einem

sehr gut ausgebildeten Gewölbekern von dunkelrotem Verrucano, der im O und im W von der Serie der unteren Trias überlagert wird.

Es handelt sich aber bei dieser Aufwölbung von Verrucano nicht etwa um eine ost-westlich streichende Falte, sondern um eine kuppelförmige Aufwölbung von verhältnismäßig geringem Umfang.

Auffallend ist dabei, daß der Verrucano durchaus feingeschichtet und feingeschiefert ist und der Buntsandstein in seinem Hangenden hier fehlt. Der Verrucano wird unmittelbar von gelben Rauhdecken überlagert. Darüber stellen sich dunkle Kalke, dann eine reiche Serie von Hornsteinkalken, Partnachschiefer und Arlbergkalke ein. In Begleitung der Hornsteinkalke treten an den Pfannköpfen, westlich von der Ulmer

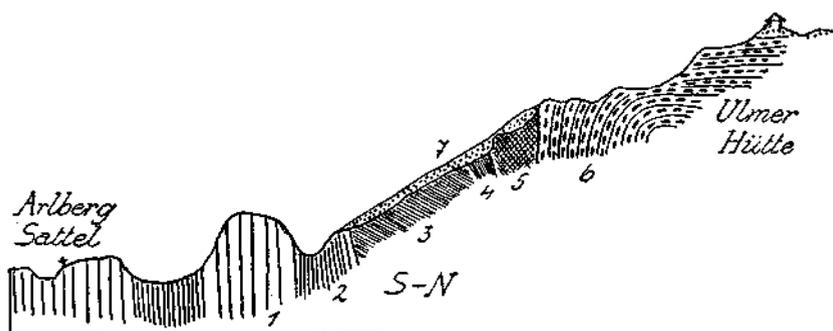


Fig. 1. 1 = Muskovitgranitgneis mit Staurolith. 2 = Glimmerschiefer. 3 = Phyllit mit Granaten — vielfach nur Glimmerteig. 4 = Feiner, verschieferter, grüner Verrucano. 5 = gelbe Rauhdecken. 6 = Roter, geschieferter Verrucano. 7 = Endmoränen.

Hütte, grünlichgraue, dünn-schieferige, porzellanartige Gesteine auf, welche an die Lagen von Pietra verde in der Trias der Südtiroler Dolomiten erinnern. Während sich also um den Verrucanokern der Ulmer Hütte im W und O und wohl auch im N eine reiche Serie von Trias herummantelt, stößt derselbe im S, wie Fig. 1 zeigt, ziemlich schroff und unvermittelt an die kristallinen Schiefer. Wir finden hier zunächst dem Verrucanogewölbe noch eine Zone von gelber Rauhdecke, dann eine schmale Lage von grünem, dünnverschieferem Verrucano.

Dieser letztere stößt dann unmittelbar an nordfallende feinschieferige Phyllite mit kleinen Granaten. Diese Phyllite bilden vielfach nur mehr eine Art von Glimmerteig. Die eben beschriebene Zone von weichem Phyllit hebt sich durch ihre nordfallende Schichtung deutlich von dem nun südlich folgenden kristallinen Gebiet des Arlbergpasses ab, dessen Schichten hier saiger stehen und breite Zonen von schönem Muskovitgranitgneis enthalten, die reichlich Staurolith führen.

Etwas weiter östlich, aber immer noch in der Nähe der Ulmer Hütte, verläuft das Profil von Fig. 2, das vom Arlensattel zum Gipfel des Galzig leitet.

Der Kontakt zwischen Kristallin und Kalkalpen ist hier in dem kleinen Detailprofil vom Arlensattel am besten zu sehen.

Auch hier ist zwischen dem südfallenden Kristallin der Ferwallgruppe und der nordfallenden Kalkalpentrias eine schmale Zone von

feinschiefrigem Phyllit mit kleinen Granaten und eine schwarze Tonschieferlage eingeschaltet. Neben dem Verrucano treten hier auch feingeschieftere rote Sandsteine und Schiefer auf.

Die Profile der Südhänge unter der Ulmer Hütte lassen also bezüglich des Kontaktes von Kristallin und Lechtaler Alpen folgende Eigenheiten erkennen:

Wir erkennen zunächst an der Aufwölbung des Verrucanos die Auswirkung einer Quersfaltung.

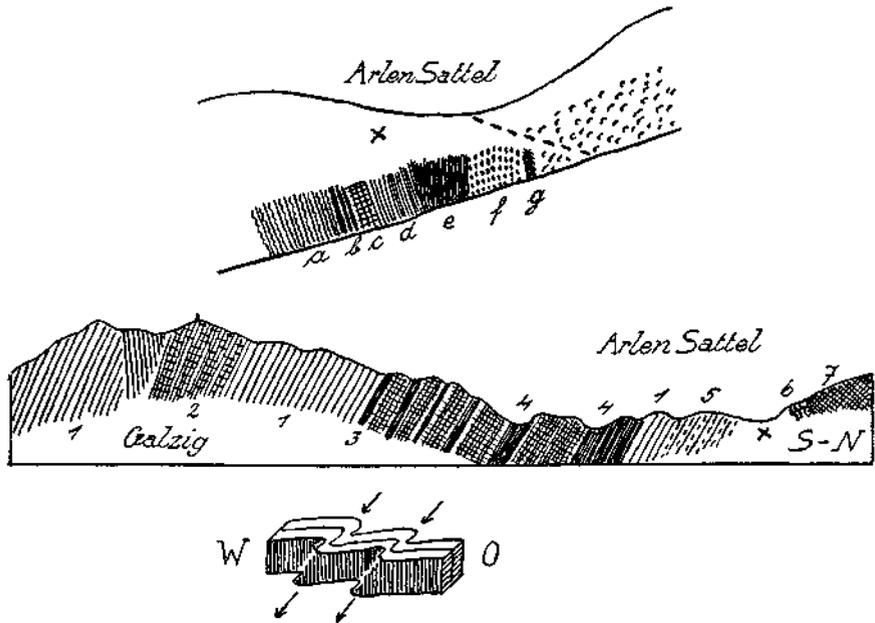


Fig. 2. 1 = Muskovitgranitgneis. 2 = Glimmerschiefer und Glimmerquarzit. 3 = Quarzphyllit. 4 = Breitere Zonen von Quarzphyllit. 5 = Verrucano. 6 = Muschelkalk. 7 = Rauhewacken. *a* = Feine Granatphyllite, dicht mit kleinen Granaten besetzt. *b* = Schmale schwarze Tonschieferlage. *c* = Quarzphyllit. *d* = Rote Schiefer und Sandsteine. *e* = Fein geschieferter roter Sandstein. *f* = Verrucano. *g* = Fetzen von gelber Rauhewacke.

Weiter sehen wir zwischen dem Kristallin und der unteren Trias der Lechtaler Alpen eine schmale Zone eingeschaltet, welche sowohl durch ihre Schichtenstellung als auch durch ihren Schichteninhalt eine tektonische Selbständigkeit beweist.

In dieser Zone treten Phyllite in Verbindung mit geschiefertem Verrucano, mit Buntsandstein und mit Rauhewacken auf.

Die Phyllite, welche wir hier antreffen, sind nicht mit dem Quarzphyllit von Landeck zu verwechseln. Sie sind viel feinschiefriger, weniger kristallin und weniger reich an Quarzlinsen.

Außerdem zeigen sie oft eine wilde, wirre Faltung und Verknäuelung.

Im Gegensatz zu dem einfarbigen Quarzphyllit besitzen sie auch häufig buntere Färbungen: silbergrau, schwarz, rosa, violett, dunkelrot . . .

Ihre Mächtigkeit entzieht sich jeder Schätzung infolge der Verfaltung und Verschuppung. Groß kann dieselbe indessen nicht sein, jedenfalls weit geringer als etwa jene des Quarzphyllits.

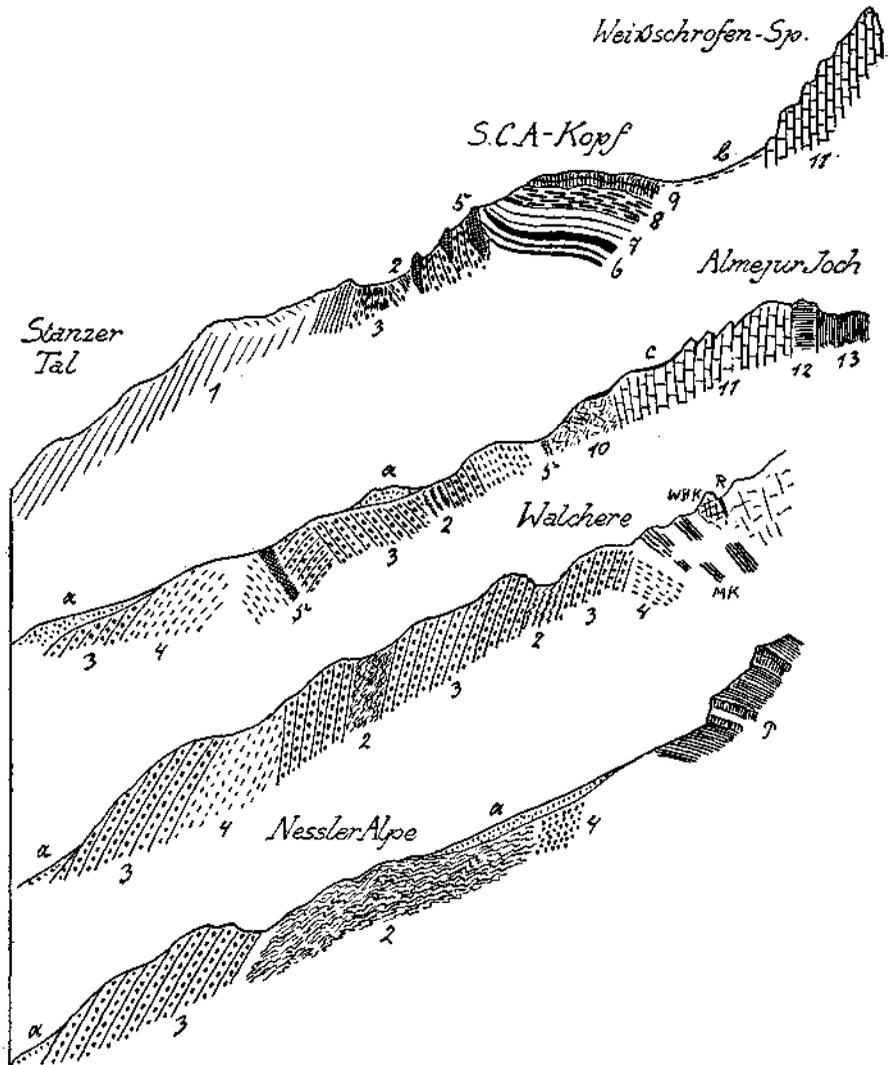


Fig. 3. 1 = Gneise. 2 = Bunte Phyllite. 3 = Geschichteter Verrucano. 4 = Buntsandstein. 5 = Gelbe Rauhwacken. 6 = Partnachschichten und Muschelkalk. 7 = Arlbergkalke. 8 = Raibler Sandsteine und Tonschiefer. 9 = Dolomithreccien. 10 = Hauptdolomit, Mylonit. 11 = Hauptdolomit, gut geschichtet. 12 = Oberrätikalke. 13 = Kreideschiefer. MK = Muschelkalk. P = Partnachschichten, in den unteren Schieferlagen Baktrillien. WStK = Wettersteinkalk. R = Raibler Schichten. α = Grundmoränen. b = Hangschiitt. c = Verschleppter Kreideschieferschiitt.

Auffallend ist indessen im Verhältnis zu ihrer geringen Mächtigkeit ihre Beständigkeit im Streichen. Sie lassen sich aus dem Bereich des Rätikons bis zu der großen Überschiebung der Ötztaler Masse verfolgen.

Wir werden dieser charakteristischen Zone noch in manchen Profilen der Südseite der Lechtaler Alpen begegnen.

Die Auswirkung der Querfaltung ist in dieser Gegend des Arlbergpases nicht bloß auf die Auffaltung von Verrucano und Trias in den Pfannköpfen bei der Ulmer Hütte beschränkt, sie beherrscht auch die Feinstruktur der kristallinen Schiefer.

Hin und hin bemerken wir eine sehr intensive Kleinfältelung, deren Achsen unter steilen Winkeln gegen W zu einfallen.

Auf Fig. 2 ist das Schema einer solchen Fältelung abgebildet, das nach einem Gletscherschliff am Gipfel des Galzig gezeichnet ist.

Wir finden also nicht nur am Südrand der Lechtaler Alpen, sondern auch am Nordrand der Ferwallgruppe Anzeichen für Verschiebungen der Gesteinsmassen in der Richtung des Streichens.

Das nächste Profil — Fig. 3 — bringt die geologischen Verhältnisse an dem Kamm des S. C. A. Kopfes oberhalb von St. Anton. Hier ist von der Aufwölbung des Verrucanos bei der Ulmer Hütte nur die obere flache Kuppel zu sehen, welche hier von Muschelkalk, Partnachschichten, Arlbergkalken und Raibler Schichten gebildet wird. Unter diesen Schichten steckt der im Profil nicht mehr sichtbare Kern von Verrucano und Buntsandstein.

Zwischen dem Kristallin der Ferwallgruppe und dieser Aufwölbung ist wieder eine Verschuppungszone eingebaut, die hier sehr auffällig wird durch die Einschaltung von drei Keilen von gelber Rauhwaacke in die geschieferten Verrucanomassen.

Die Zone der bunten Phyllite ist hier nur ziemlich schmal entwickelt. Sie erscheint aber in dem östlich benachbarten Profil zum Almejurjoch gleich wieder viel deutlicher.

Hier ist das Kristallin der Ferwallgruppe schon auf die Südseite des Stanzer Tales zurückgetreten. Verrucano und Buntsandstein sind mehrfach zusammengefaltet und enthalten Einschaltungen von Rauhwaacken und von silbergrauem Phyllit. Über dem Buntsandstein folgen Spuren von Raibler Schichten, Dolomitmylonit, Hauptdolomit und jenseits des Almejurjoches Oberrätikalke und Kreideschiefer.

Der Hauptdolomit unterhalb des Almejurjoches zeigt mächtige Zerrungsspalten und ist an den flacheren Stellen mit reichlichem Schutt von Kreideschiefern bedeckt, der wahrscheinlich von den Gletschern der Schlußeiszeit von N hergetragen wurde. Heute bildet er auf dem Dolomit die Unterlage für schöne Bergmähder.

Das Nachbarprofil durch die Walchere Schulter zeigt ein Übermaß von Verrucano, der hier offenbar auch tektonisch angestaut wurde. Wir haben hier das mächtigste Verrucanoprofil des ganzen Oberinntales vor uns. Im untersten Teil dieser großen Verrucanomasse ist auch eine bescheidene Erzführung vorhanden, die bei dem Weiler Obergand zu Bergbauversuchen auf Quecksilberfahlerz Veranlassung gab. Auch hier wird die große Verrucanomasse wieder durch zwei Einschaltungen von buntem Phyllit tief zerteilt.

Das östlich anschließende Profil durch das Gehänge der Neßleralpe oberhalb von Vadiesen enthält die größte Anstauung der bunten Phyllite unserer ganzen Südgrenze der Lechtaler Alpen.

Sie liegen hier zwischen dem Verrucano und Buntsandstein in heftiger Kleinverfaltung, aber doch flacherem Einfallen als ihre Begleitgesteine.

Über dem Buntsandstein folgt eine Schichtenlücke — weiter östlich schieben sich hier Rauhacken und Gips ein — und dann in flachem Nordfallen mächtige Partnachschiefer mit Baktrillien.

Sie bilden die Unterlage einer Schichtenreihe, die sich zur Kammhöhe des Kaiserjochs hinauf bis zu den Kreideschiefern vervollständigt.

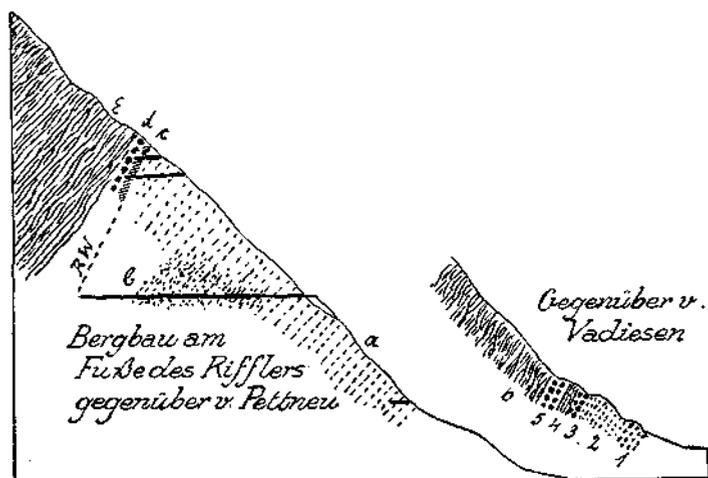


Fig. 4. 1 = Grober, rötlicher, sehr fest zementierter Verrucano. 2 = Rote, grüne, feinere Quarzsandsteine und Quarzite. 3 = Grobes Quarzkonglomerat. 4 = bunte, rote, gelbe, violette Phyllite. 5 = Grober, fester Verrucano. 6 = Quarzphyllit. a = Weißlicher Quarzsandstein mit rötlichen Lagen und Verrucano. b = Weißer Reibsand (Quarzarkose mit verwittertem Feldspat). c = 1–1½ m gelbe Rauhacken mit Schiefereneinschlüssen. d = 1–2 m weißer Quarzit mit Malachit und Azuritadern. e = Stark verschuppter Quarzphyllit.

Um den Umfang dieser zwei letzten Profile gegen das Kristallin der Ferwallgruppe hin zu ergänzen, füge ich hier noch die Profile von Fig. 4 hinzu, welche auf der Südseite des Stanzer Tales gegenüber von Vadiesen und Pettneu liegen.

Das Profil gegenüber von Vadiesen ist die südliche Fortsetzung des Profils durch die Neßleralpe und nur durch einen großen Schuttkegel von diesem abgetrennt.

Hier sehen wir den steil südfallenden Verrucano unmittelbar vom Quarzphyllit überlagert.

Die Grenze ist eine tektonische, wie man etwas weiter östlich deutlich erkennt, wo die Verrucanozone nicht nur von Quarzphyllit überlagert, sondern auch davon unterlagert wird.

Der Verrucanozug ist also unmittelbar mit dem Quarzphyllit verschuppt oder verfaultet.

Die Verrucanozone südlich von Vadiesen ist ziemlich bunt zusammengesetzt. Grobe und feinere Verrucanolagen wechseln mit Quarzsandsteinen und festem Quarzit. Dazwischen ist eine schmale Zone von roten, violetten, gelben Phylliten eingeschaltet.

Das zweite Verrucanovorkommen auf der Südseite des Stanzer Tales liegt südlich von Pettneu, etwa 1 *km* östlich von dem obenbeschriebenen. Es stellt seine unmittelbare Fortsetzung vor, die übertags durch einen Schuttkegel unterbrochen wird.

Die Lagerung ist im wesentlichen dieselbe, nur nimmt hier ein weißlicher Quarzsandstein mit grünlichen Schichtenflächen einen großen Raum ein. Er ist teilweise zu einem weißlichen Quarzreibsand zermalmt und von Eisenkarbonat durchzogen.

Im Hangenden dieses Quarzsandsteins tritt eine schmale Zone von gelber Rauhwaacke auf, die Stücke von Phyllit umschließt.

Zwischen dieser Rauhwaacke und dem hangenden Quarzphyllit erscheint dann auch ein etwa 2 *m* mächtiges Quarzitlager eingeschaltet, welches von Malachit- und Azuritadern durchzogen ist. Auf diese Spuren von Kupfererzen ist hier auch ein Bergbau in mehreren Stollen umgegangen. Derselbe war aber zur Zeit meines Besuches im Jahre 1916 bereits wieder eingestellt. Es handelt sich hier jedenfalls um dieselbe erzführende Verrucanozone, welche in der Nachbarschaft auch bei Gand und bei Flirsch abgebaut wurde und über welche W. Hammer in seiner Arbeit „Die Erzführung des Verrucano in Westtirol“ in den Verhandlungen vom Jahre 1920 berichtet hat.

Die zwei nächsten Profile durch den Südrand der Lechtaler Alpen — Fig. 5 — geben die Aufschlüsse zu beiden Seiten der tiefeingeschnittenen Schnanner Klamm wieder.

Die Zeichnung des Gehänges der Kridlonspitze ist eine Profilsansicht von O her, die Gegenseite ist von W her gezeichnet. Der Eingang der Schnanner Klamm ist in eine steil südfallende Schichtenfolge von Partnachschiechten und Wettersteinkalk als schmaler Schlitz eingeschnitten.

Dahinter stellen sich stark gestörte Raibler Schichten und dann Hauptdolomit ein.

Damit ist hier die regelmäßige Schichtenfolge bereits beendet.

Diese Schichtfolge, zu der im S, unter dem großen Schuttkegel von Schnann begraben, wohl auch Rauhwaacken, Buntsandstein, Verrucano gehören, ist kräftig gegen N zu überkippt und stößt dabei unvermittelt an ziemlich mächtige, ebenfalls südfallende Kreideschiefer.

Wenn man diese Profile verstehen will, so muß man sich die Überkippung zurückgebogen denken.

Denkt man sich also die Überkippung unseres Südrandes wieder aufgehoben, so lagern die Kreideschiefer in der Schnanner Klamm unmittelbar auf dem Hauptdolomit. Es fehlen also Kössener Schichten, Oberrätkalke, Lias, Fleckenmergel, Hornsteinkalke und Aptychenkalke. Diese ganze Schichtenfolge ist am Kaiserjoch (nicht einmal 3 *km* weiter westlich) noch vollständig im Liegenden der Kreideschiefer erhalten und zieht sich in gleicher Vollständigkeit weit gegen W hin.

Es hat also hier zwischen Kaiserjoch und Schnanner Klamm eine mächtige Abschrägung der oberen Schichten stattgefunden. Diese Abschrägung findet jedoch in der Schnanner Klamm durchaus noch nicht ihren Abschluß. Sie erreicht im Gegenteil erst nördlich von Flirsch das größte Ausmaß, wo die Kreideschiefer sogar an die Rauhwaacken der

oberen Werfener Schichten stoßen. Fig. 6 bringt diesen Aufschluß des Zusammenstoßes von Rauhwacken der Untertrias mit den Kreideschiefern zur Anschauung.

Es ist aber zwischen den Rauhwacken und den Kreideschiefern auch eine schmale Zone eingeschaltet, welche unbedingt beweist, daß die Kreideschiefer hier nicht unmittelbar einem Erosionsrelief aufgelagert sind.

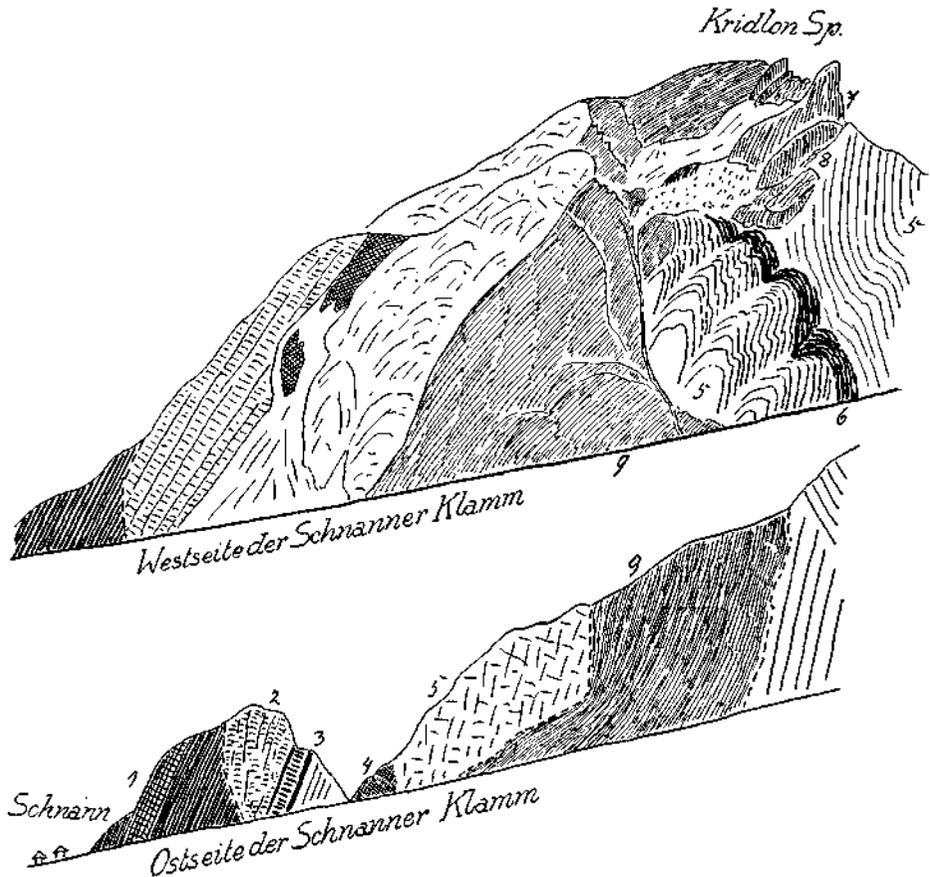


Fig. 5. 1 = Partnachschiechten. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Rauhwacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Kössener Schichten. 7 = Oberrät- und Liaskalk. 8 = Fleckenmergel. 9 = Kreideschiefer.

Wir finden hier nämlich als Zwischenschaltung ein etwa 1 bis 2 m mächtiges Band der rotmaschigen Eisenspitzbreccie (Gosau?) und einen schmalen Streifen von stark gestreckten Aptychenkalken. Die merkwürdige Beschaffenheit und Lagerung der Eisenspitzbreccie habe ich bereits in diesem Jahrbuch im Jahre 1920 mit einer farbigen Ansicht der Eisenspitze zur Darstellung gebracht. In dieser Arbeit ist auch unsere eben erwähnte Kontaktstelle in der Profilserie durch den Westgrat der Eisenspitze in Fig. 1 schon abgebildet, doch ohne den Anschluß mit der südlich benachbarten Verrucano-Phyllit-Zone.

Weiter östlich von Flirsch vervollständigt sich dann die Schichtenfolge unter den Kreideschiefern wieder sehr rasch.

Am Gipfelgrat der Eisenspitze haben wir bereits wieder die volle Serie bis zu den Aptychenkalken. Dabei darf man allerdings nicht übersehen, daß die vollständigen Serien sowohl am Kaiserjoch als auch an der Eisenspitze in der Gipfelregion liegen, während die schärfsten Abschrägungen in den tiefen Klammern nördlich von Schnann und Flirsch zu sehen sind.

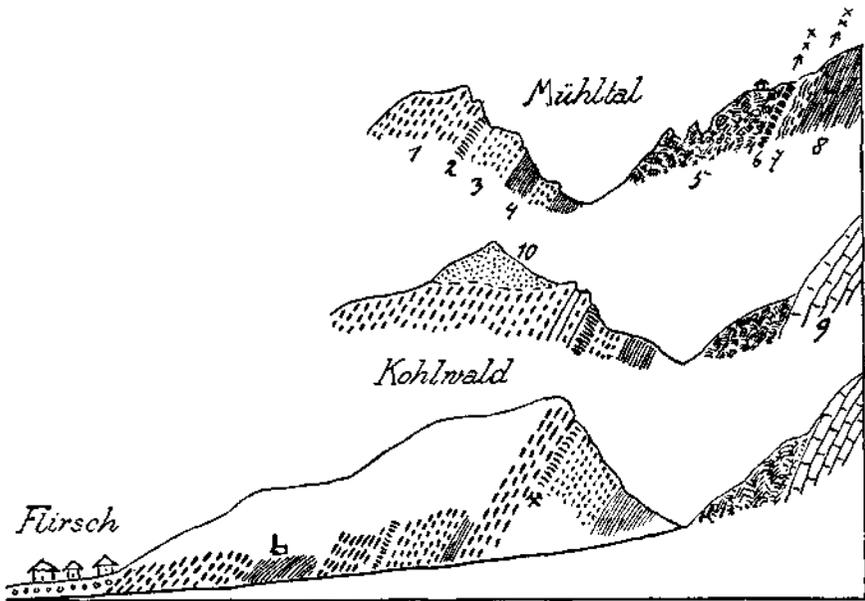


Fig. 6. 1 = Grober, rötlicher Verrucano. 2 = Feiner, weißer Quarzsandstein, wird als Roibsand abgebaut. 3 = Grober Verrucano mit Erzführung. 4 = Bunte Phyllite. 5 = Gelbe Rauwacken. 6 = 1 bis 2 m mächtige, rotmaschige Eisenspitzebreccie. 7 = Stark gestreckte Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer. 9 = Oberrätalkalke. 10 = Grundmoräne.

Es erhebt sich also hier die Frage, ob diese mächtigen Abschrägungen als Wirkungen der Erosion oder der Tektonik zu verstehen sind.

Durch die Einschaltung von einzelnen abgetrennten Teilen, Linsen oder Schuppen von verschiedenen Schichten zwischen die Liegendserie und die Kreideschiefer wird die Grenze als reine Erosionswirkung unmöglich gemacht.

Für eine Abscherung von so großen Gesteinsmassen fehlt aber andererseits wieder die tektonische Begründung. Außerdem wäre die weiche Schichtenmasse der Kreideschiefer wohl auch technisch ungeeignet, die viel härteren Jura- und Triasgesteine in derartig großem Maßstab abzuscheren.

So bleibt wohl nur die Annahme übrig, daß tatsächlich tiefe Erosionslücken hier vorliegen, diese sedimentäre Auflagerungsgrenze aber durch spätere Tektonik noch umgestaltet worden ist.

In dieser Frage haben nun die schon erwähnten bunten Breccien der Eisenspitze ein wichtiges Wort mitzureden.

Wie ich schon in meiner Arbeit über die Breccien der Eisenspitze im Jahrbuch 1920 näher begründet habe, haben wir an diesem geologisch hochinteressanten Berge zwei Transgressionsbildungen vor uns.

Es sind dies einerseits die Transgression der Kreideschiefer über ihren tief erodierten Untergrund und andererseits die wesentlich jüngere Transgression der Eisenspitzbreccien, ebenfalls über ein tief eingeschnittenes Relief — Fig. 7. Das Merkwürdige ist dabei aber die gegenseitige Lagebeziehung der beiden Transgressionen.

Die ältere Transgression steht auf dem Kopf. Sie liegt heute als mächtige Überkippung vor.

Die jüngere Transgression greift über die hochauferichteten überkippten Trias- und Juraschichten der Eisenspitze hinweg.

Versuchen wir, die ältere Transgression, welche heute auf dem Kopf steht, in ihre richtige Lage zurückzudrehen, so ist das Ergebnis, daß nun die jüngere Transgression auf den Kopf zu stehen kommt. Die jüngere Transgression nimmt heute im Bereich der Eisenspitze eine steil südfallende Lagerung ein.

Will man diese tektonisch aufgestellte Lagerung in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzen, so muß man die Schichten der Eisenspitze dazu noch viel stärker überkippen als sie es heute sind.

Aus diesen merkwürdigen Befunden ergeben sich also folgende Folgerungen. Die Überkippung des Südrandes der Lechtaler Alpen muß im Bereiche des Stanzer Tales zur Zeit der Ablagerung der Eisenspitzbreccien offenbar noch wesentlich stärker als heute gewesen sein. Nach Ablagerung dieser Breccien ist die Überkippung bis zu einem gewissen noch heute bestehenden Betrag rückgängig gemacht worden.

Dieser letztere Vorgang verdient schon wegen seiner Seltenheit in dem Bauinventar der Alpen unsere besondere Aufmerksamkeit.

Nach diesen Ergebnissen aus dem Bau der Eisenspitze wird man die Überkippung des Südrandes der Lechtaler Alpen wohl kaum mehr auf den Anschub des Kristallins der Ferwallgruppe zurückführen dürfen. Eher könnte man die teilweise Aufhebung der Überkippung als ein Werk der starken Anpressung zu verstehen suchen.

Insbesondere wäre dies verständlich, wenn der Anschub des Kristallins nicht in einem hohen, sondern in einem tieferen Niveau, also als eine Unterpressung erfolgt ist.

Kehren wir nun wieder zu unserer Beschreibung des Südrandes der Lechtaler Alpen in der Gegend von Flirsch zurück. Hier sind die wichtigsten Profile in Fig. 6 vereinigt.

Der Quarzphyllit von Landeck erscheint auf der Nordseite des Stanzer Tales erst östlich von Flirsch.

Im Bereiche von Fig. 6 spielt er noch keine Rolle. Dafür ist der Verrucano reichlich und in verschiedenen Ausbildungen vertreten. Er wechselt wieder mehrfach mit unseren bunten Phylliten und auch mit Buntsandstein und Rauhacken.

Auch eine stärkere Erzführung ist in dem Verrucano nördlich von Flirsch zu verzeichnen. Die Quarzsandsteine sind größtenteils zu Reib-sanden verdrückt, die hier auch zu lokalem Bedarf abgebaut werden.

Östlich von Flirsch ist der tiefe Graben des Schneggenbaches eingeschnitten. Sein unterer Teil liegt schon ganz im Bereich der Quarzphyllite. Der obere Teil enthält die in Fig. 8 verzeichneten Aufschlüsse.

Hier fällt vor allem ein mächtiger reinweißer Quarzitzug auf, welcher an der Ostseite des Grabens hohe Wände bildet.

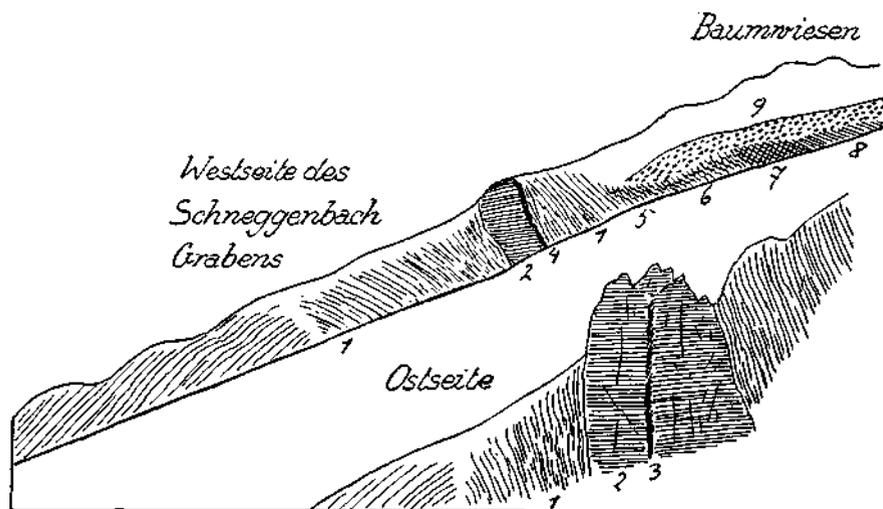


Fig. 8. 1 = Quarzphyllit. 2 = Weißer Quarzitzug. 3 = Kluft mit Malachitüberhängen. 4 = Roter Schiefer. 5 = Grauer Phyllit. 6 = Violette, gelblichrote Phyllite. 7 = Quarzkonglomerat. 8 = Rötliche Phyllite. 9 = Moränen.

Eine Kluft durchzieht hier den Quarzitzug, die mit schön grünem Malachit überzogen ist. Auf der Westseite des Grabens wird dieser Quarzitzug von einem schmalen Band von rotem Phyllit überlagert.

Die nun oberhalb des Quarzites folgende Serie von bunten Phylliten zeigt wieder das charakteristische Gegenfallen zu der tieferen Serie des Quarzphyllits. Dieses Gegenfallen beginnt aber schon mit der Einschaltung des großen Quarzitzuges.

Es ist also auch hier wieder auf die Zone zwischen dem südfallenden Quarzphyllit und der ebenfalls südfallenden Trias der Eisenspitze beschränkt.

Der große Quarzitzug läßt sich vom Schneggenbachgraben noch zirka 2 km geschlossen gegen O zu verfolgen. Wir finden ihn noch auf dem schönen Sattel des Tanugg am Südfuß der Eisenspitze.

Hier ist, wie Fig. 7 lehrt, wieder eine intensive Verschuppung von Quarzit, Verrucano, Buntsandstein mit dem bunten Phyllit zu sehen. Auch das Gegenfallen ist wieder entwickelt. Auf den untersten Felsabsätzen des Südgrates der Eisenspitze treffen wir auch bereits auf Reste der schon mehrfach erwähnten Eisenspitzbrecchie.

Auf dem Sattel des Tanugg haben wir auch wieder Anzeichen von ausgesprochener Querstruktur.

Es stößt nämlich an das Ostende des großen Quarzitzfelszuges eine Scholle von Quarzphyllit, welche bei saigerer Stellung nord-südlich streicht und stark quergefaltet ist.

Diese Scholle hat zwar keine große Ausdehnung, aber deutet doch zwischen den anderen ost-westlich angeordneten Schichten auf Verschiebungen im Streichen hin, welche zu dieser Querstellung führten.

Nun folgt in der breiten Mulde der Dawinalpe eine Unterbrechung der Aufschlüsse. Hier breiten sich mächtige Moränenwälle und Schuttfelder über den Kontakt von Kristallin und Kalkalpen.

Erst am Südabbruch der Stertaspitze gegen den wilden Lattenbachgraben stellen sich wieder tiefgreifende Aufschlüsse ein, welche von Fig. 9 zur Darstellung gebracht werden. Wir finden hier an die steile Wand von Wettersteinkalk angepreßt eine bunte zusammengewürfelte Gesteinsfolge.

Keile von dem weißen Quarzitzfels stecken hier zwischen Wettersteinkalk im N und Partnachschichten, Muschelkalk, Buntsandstein und Rauhwacken im S.

Der bunte Phyllit erreicht hier eine ziemliche Mächtigkeit und zeigt teilweise auch wieder das Gegenfallen.

Der tiefe Lattenbachgraben enthält aber nicht nur an seinem oberen Ende, sondern auch in seinem mittleren Abschnitt Kontaktaufschlüsse zwischen Kalkalpen und Kristallin. Es liegt dies in seinem

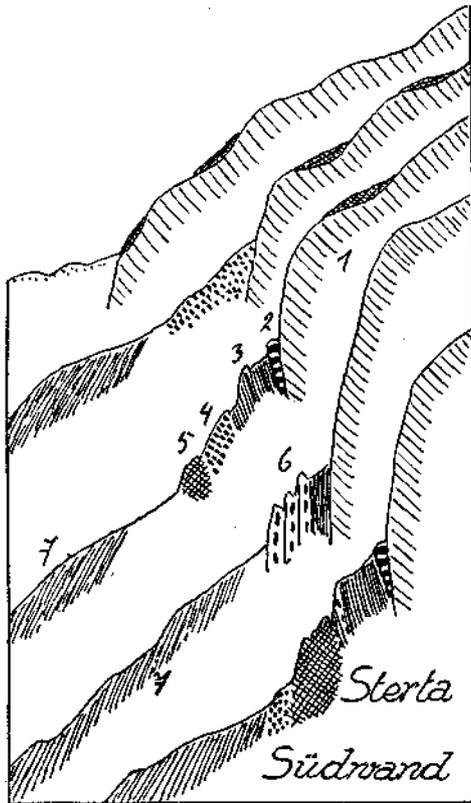


Fig. 9. 1 = Wand von Wettersteindolomit mit aufgeschobenen Rauhwacken. 2 = Keil von weißem Quarzitz. 3 = Partnachschichten. 4 = Roter Buntsandstein. 5 = Rauhwacken. 6 = Muschelkalk. 7 = Bunter Phyllit.

von NW gegen SO gerichteten Lauf begründet.

Fig. 10 gibt das Detail dieser Aufschlüsse wieder, welche sich westlich von dem Wildbadkopf (1251 m) oberhalb von Grins befinden.

Das Auffallendste ist hier ein wildes Blockwerk von großen Gipsblöcken, die zwischen dem südfallenden Quarzphyllit und Verrucano im S und dem nordfallenden Buntsandstein im N eingeschaltet sind.

Neben Gips kommen hier auch noch Schollen von Rauhwacke und von buntem Phyllit vor, der wieder ein sogar ganz flaches Gegenfallen gegen N enthält.

Noch tiefere Aufschlüsse bietet der östlich eng benachbarte Graben des Gasillbaches.

Fig. 11 legt einen Schnitt durch den mittleren Teil der Gasillschlucht vor und Fig. 12 eine Profilersie in der Gegend der Bitterquelle.

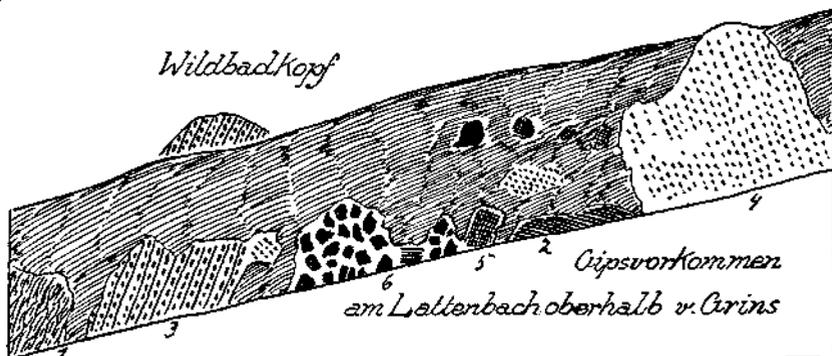


Fig. 10. 1 = Quarzphyllit. 2 = Bunte Phyllite. 3 = Verrucano. 4 = Buntsandstein. 5 = Rauhacken. 6 = Gips.

Der Austritt der Bitterquelle dürfte wohl dem hier übertags nicht sichtbaren Durchstreichen eines Salz-Gips-Lagers in den Werfener Schichten entsprechen.

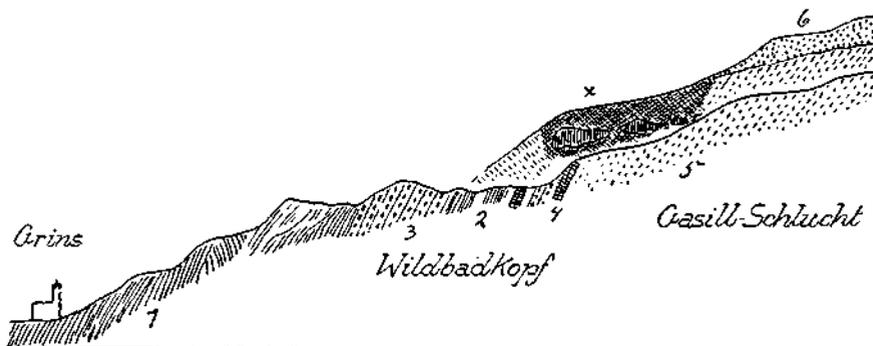


Fig. 11. 1 = Quarzphyllit. 2 = Bunter Phyllit. 3 = Verrucano. 4 = Rauhacken. 5 = Buntsandstein. 6 = Moränen. x = Verfaltung von großen Felsen von splittigem, heller und dunkler grauem Dolomit mit Rauhacken.

Nach Angabe von Bamberger und Krüse (Jahrbuch 1914) besitzt diese Quelle eine Temperatur von 18.3°C und eine Emanation von $3.8-4.4$ Mache-Einheiten.

Sie ist in früherer Zeit zu Badezwecken verwendet worden, worauf noch der Name „Wildbadkopf“ hinweist.

Sie tritt in einem kurzen Stollen aus dem Buntsandstein zutage.

Auch die Aufschlüsse der Gasillschlucht lassen wieder eine Verschiebung des bunten Phyllits mit Verrucano, Rauhacken und Buntsandstein erkennen.

Wie Fig. 11 vorführt, kommen hier auch große Schollen von splittigem Dolomit vor, die gleich über gutgeschichtetem Buntsandstein in gelber Rauhacke stecken.

Wahrscheinlich handelt es sich um Dolomit der tieferen Trias und nicht um Hauptdolomit.

Die Rauhwacke mit diesen Dolomitschollen liegt in einer Mulde von Buntsandstein.

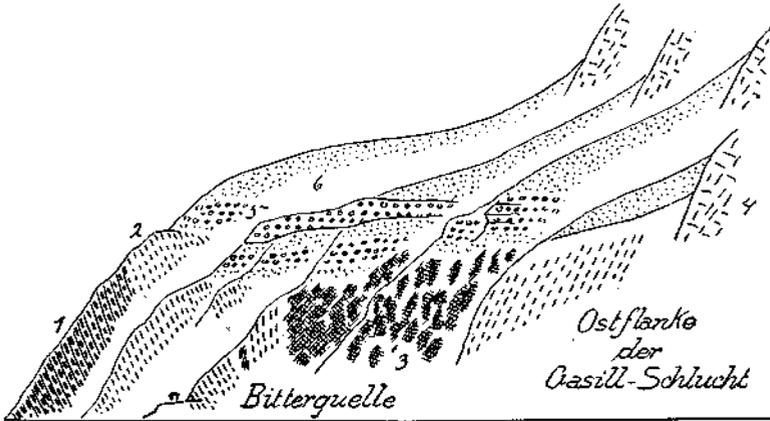


Fig. 12. 1 = Verrucano. 2 = Buntsandstein. 3 = Gelbe Rauhwacken. 4 = Dolomit. 5 = Verkittete Schotter. 6 = Grundmoränen.

Die Terrasse von Grins am Fuß der Parseierspitze wird im wesentlichen von südfallendem Quarzphyllit aufgebaut.

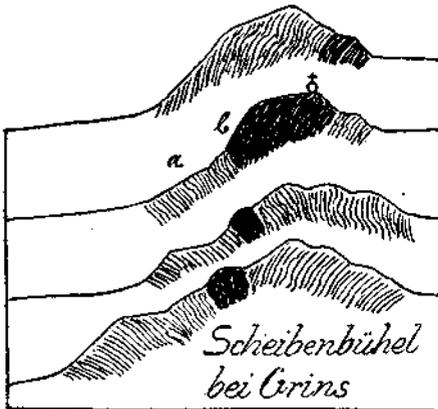


Fig. 13. a = Quarzphyllit. b = Ungeschichteter Diabas.

In diesem Quarzphyllit stecken nun Gänge eines dichten grünen Diabases, deren Auftreten am Scheibenbühel bei Grins die Fig. 13 veranschaulicht. Sowohl im Streichen als auch im Fallen stößt dieser Diabasgang quer an die regelmäßig geschichteten Quarzphyllite. Eine petrographische Beschreibung dieser Diabase hat W. Hammer in diesem Jahrbuch 1928 in der Arbeit über die Phyllitzone von Landeck veröffentlicht.

Der Diabasgang des Scheibenbühels bei Grins kommt der Südgrenze der Kalkalpen bereits auf zirka 300 m nahe.

Die Südgrenze der Kalkalpen gerade nördlich von diesem Diabasgang entwirft hier Fig. 14, die zwei Schnitte durch das Eibental abbildet.

Hier tritt ein dunkler, blaugrauer Dolomit mit schwarzen Tonschieferlagen nahe an den Quarzphyllit heran.

Immerhin ist aber auch hier noch eine Zone mit Schollen von Quarzit, hellem Kalk, schwarzen Tonschiefern und Sandsteinen zwischengeschaltet. Die schwarzen Tonschiefer und Sandsteine gehören wohl zu den Raibler Schichten.

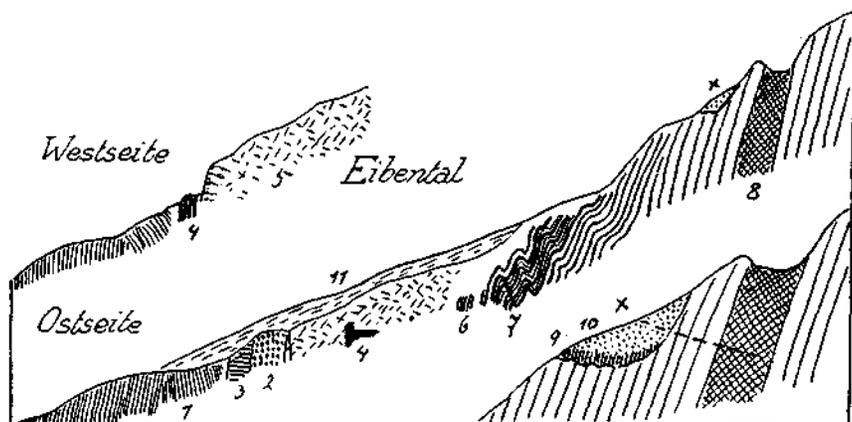


Fig. 14. 1 = Quarzphyllit. 2 = Gelblicher, weißlicher Quarzit. 3 = Hellgrauer Kalk. 4 = Schwarze Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Schichten. 5 = Dunkler Dolomit. 6 = Schwarze Tonschiefer und Dolomitlagen. 7 = Dunkler, blaugrauer Dolomit. 8 = Dolomit-Mylonitzone. 9 = Untere Zone der Grundmoräne aus Buntsandstein. 10 = Obere Zone der Grundmoräne aus Dolomit. 11 = Hangschutt.

Zwischen dem Eibental und dem weiter östlich gelegenen Stanzer Tobel finden wir nun einen Gehängeabschnitt, der in Fig. 15 geologisch dargestellt erscheint.

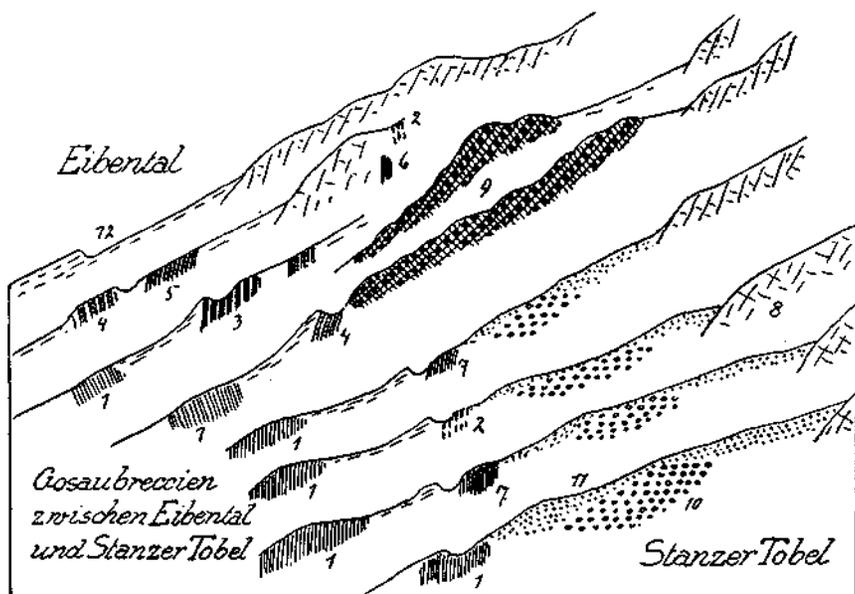


Fig. 15. 1 = Quarzphyllit. 2 = Rote und grüne, wohlgeschichtete, glimmerige Mergel und Sandsteine. 3 = Knollenkalke. 4 = Dunkle Kalke. 5 = Partnachschichten. 6 = Raibler Sandsteine. 7 = Heller, lichter Kalk. 8 = Dolomit. 9 = Eisenspitzebreccie. 10 = Innschotter. 11 = Grundmoräne des Inntalgletschers. 12 = Hangschutt.

Die Grenzzone zwischen dem Quarzphyllit von Landeck und dem Triasdolomit der Kalkalpen ist hier teils mit Schutt teils mit einem Rest der uns schon bekannten Eisenspitzebreccie überdeckt.

Diese Breccie besteht aus grauen, weißlichen, rötlichen Kalk- und Dolomitbrocken, welche mit einem roten, mergeligen oder kalkigen Zement verkittet sind.

Östlich von dieser Eisenspitzbreccie liegt reichlich Glazialschutt, und zwar unten gelbliche bunte Innschotter und darüber weißlichgraue, stark bearbeitete Grundmoräne.

Diese Glazialablagerungen sind in dem benachbarten oberen Stanzer Tobel — Fig. 16 — besonders gut aufgeschlossen.

Hier liegen zu beiden Seiten des oberen Stanzer Tobels zwischen 1100 bis 1200 *m* Höhe große Massen von horizontal geschichteten, stark abgerollten, bunten Innschottern. Sie zeichnen sich durch eine sehr bunte Mischung der Gesteinsarten und durch eine gelbliche Verwitterungsfarbe aus. Sie enthalten reichlich kopfgroße, schön gerundete kristalline Gerölle.

Die darauf liegende Grundmoräne ist weißlich gefärbt und vorherrschend kalkalpin. Im untersten Teil erscheint sie ebenfalls durch die Aufnahme von Geröll des liegenden Schotters gelblich gefärbt.

Diese Aufschlüsse von Innschottern im Liegenden einer mächtigen Grundmoräne des Inntalgletschers reichen zirka 400 *m* über die heutige Inntalsole bei Landeck empor.

Sie stellen höchstwahrscheinlich einen Rest der Inntalterrassen vor, der sich hier in diesem geschützten Winkel noch erhalten hat.

Sie beweisen jedenfalls eine ganz gewaltige Talverschüttung, welche in ihrem Ausmaß nur wenig hinter der Talverschüttung bei Innsbruck (nach der Rumer Tiefbohrung zirka 500 *m*) zurückbleibt.

Die Grundmoräne gehört sicher noch zur Würmeiszeit und nicht zur Schlußeiszeit. Die Gletscher der Schlußeiszeit reichten von der Parseiserspitz bis gegen die Terrasse von Grins herab, sie haben aber nirgends gut durchgearbeitetes Grundmoränenmaterial geliefert.

Außerdem gibt es hier im oberen Eibental (vergleiche Fig. 14) einen Aufschluß von Grundmoräne, welcher seine Zugehörigkeit zu einer großen Talvergletscherung direkt beweist.

Im oberen Eibental liegt auf seiner Ostseite in etwa 1350 *m* Höhe ganz auf Dolomit ein größerer Rest von Grundmoräne. Diese Grundmoräne ist weiß gefärbt und besteht hauptsächlich aus zerriebenem Dolomitmaterial.

Sie besitzt aber eine zirka 1—2 *m* mächtige Basisschichte, die ganz aus Brocken von Buntsandstein besteht und daher rot gefärbt erscheint. Dieser Buntsandstein kann in diese Lage nur durch eine Eisbewegung aus der oberen Gasillschlucht hergebracht worden sein, wo der Buntsandstein noch ungefähr in derselben Höhe ansteht. Diese Verfrachtung kann aber nur ein großer Talgletscher und niemals ein steil herabhängender Hängegletscher vollbringen. Wir sind also vollaufberechtigt, diese Grundmoränenreste der Würmeiszeit zuzusprechen.

Die Aufschlüsse im oberen Stanzer Tobel lassen aber auch wieder die tiefgreifende tektonische Scheidung zwischen dem mächtigen Quarzphyllit von Landeck und der schmalen Zone unseres bunten Phyllits gut erkennen. Bei der Beschreibung des Alpenquerschnittes im Jahrbuch 1911 ist weder mir und noch auch W. Hammer die Eigenart dieser

Phyllitzone aufgefallen. Wir haben nirgends den bunten Phyllit von dem typischen Quarzphyllit abgetrennt.

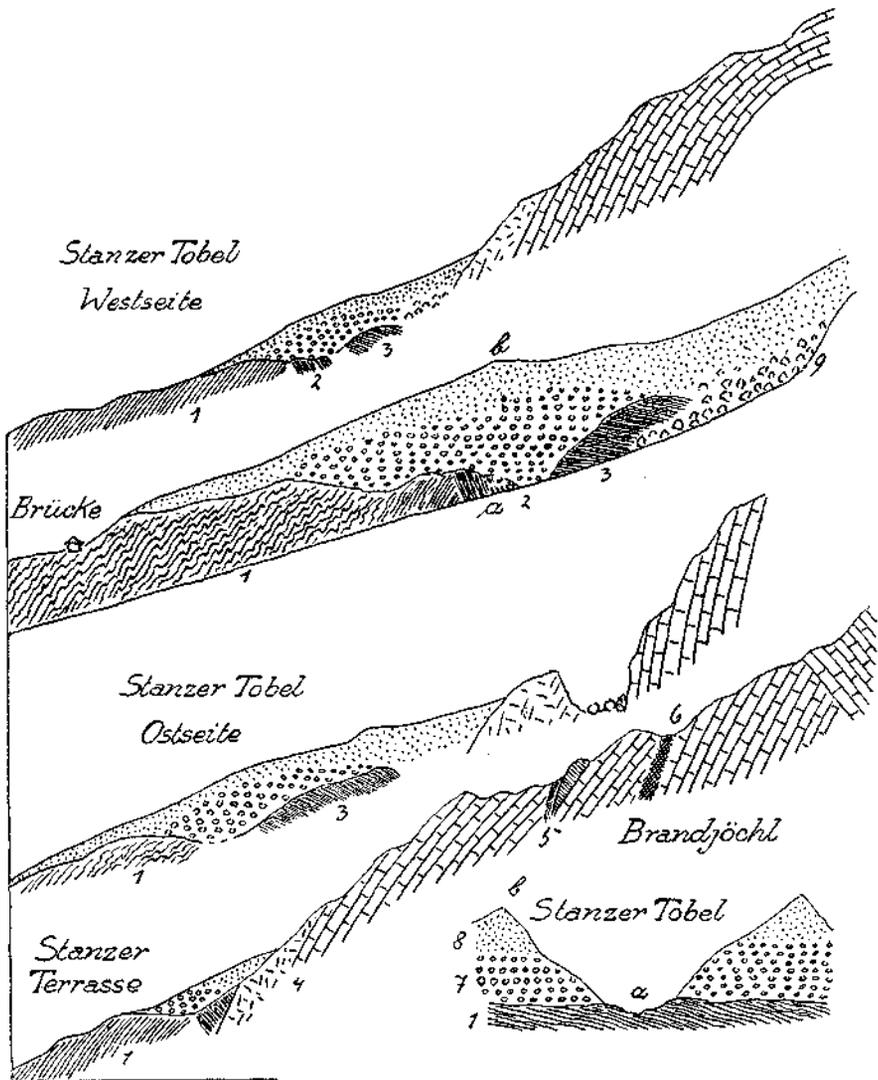


Fig. 16. 1 = Quarzphyllit. 2 = Geschieferter Verrucano. 3 = Bunter Phyllit. 4 = Hellerer und dunklerer Dolomit. 5 = Keil von gelbgrauen Kalkmergeln mit schwärzlichen und rötlichen Lagen (Fleckenmergel) und lichtgrauem, gelblich-rötlichem Kalk (Oberrätalkalk und Lias). 6 = Dolomitmylonit. 7 = gelblich verwitterte Innschotter. 8 = Hellweißliche Grundmoräne des Inntalglatschers. 9 = Blockwerk.

Die Selbständigkeit der bunten Phyllitzone ist aber im oberen Stanzer Töbel recht gut ausgesprochen, sowohl durch die Einschaltung von Verrucano als auch durch Gegenfallen und andere petrographische Beschaffenheit.

Mit der Terrasse von Grins—Stanz endet das Auftreten des Quarzphyllits an der Nordseite des Inntales. Die Grenze der Kalkalpen tritt

schon unterhalb von Landeck bei Zams auf die Südseite des Inntales über, um dort bis gegen die Mündung des Ötztales zu verbleiben.

Die Grenze der Kalkalpen wendet sich nun, wie schon erwähnt, von Landeck bis zur Mündung des Ötztales gegen NO zu.

Da aber die Faltenzüge der Lechtaler Alpen trotzdem auch hier noch ihre ungefähr ost-westliche Streichrichtung bewahren, so werden sie von der schräggestellten Grenze des Kristallins allmählich abgeschnitten. Diese Abschrägung erfolgt nun in einer ganz eigenartigen Weise.



Fig. 17. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke und bunte Liaskalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke.

Es bleibt dabei die südlichste Zone der Kalkalpen mit der Kristallinengrenze im allgemeinen parallel, und erst die weiter nördlich folgende kalkalpine Zone muß den ganzen Betrag der Abschrägung auf sich nehmen.

Diese Zone ist die östliche Fortsetzung der Parseierspitzgruppe.

Der Kamm der Parseiergruppe wird im O von dem tiefen und wilden Einschnitt des Zamer Lochs begrenzt. Die Schichten streichen aber ungebrochen über diesen tiefen Erosionseinschnitt weiter und bilden hier als Fortsetzung den schönen Gipfel der Silberspitze, von der Fig. 17 eine schematische Ansicht bringt.

In der Silberspitze treffen wir nördlich von Landeck auf die ganze Schichtenfolge von dem mächtigen Hauptdolomit bis zu den Aptychenkalken, welche den kühnen Gipfel der Silberspitze aufbauen. Wie man aus Fig. 17 leicht erkennt, ist insbesondere die Gesteinsgruppe Oberrätkalke—Liaskalke—Fleckenmergel recht heftig miteinander verfaultet.

Diese Verfaultung zeigt auch starke Einwirkungen von Bewegungen in der Richtung von O—W. Diese an der Silberspitze noch sehr mächtige und steil nordfallende Schichtenserie erleidet nun bei ihrer östlichen Fortsetzung sehr starke tektonische Abschrägungen.

Dabei wird die Schichtenstellung eine angenähert saigere, und die Abschrägungen setzen hier sowohl an der Südseite als auch an der Nordseite ein.

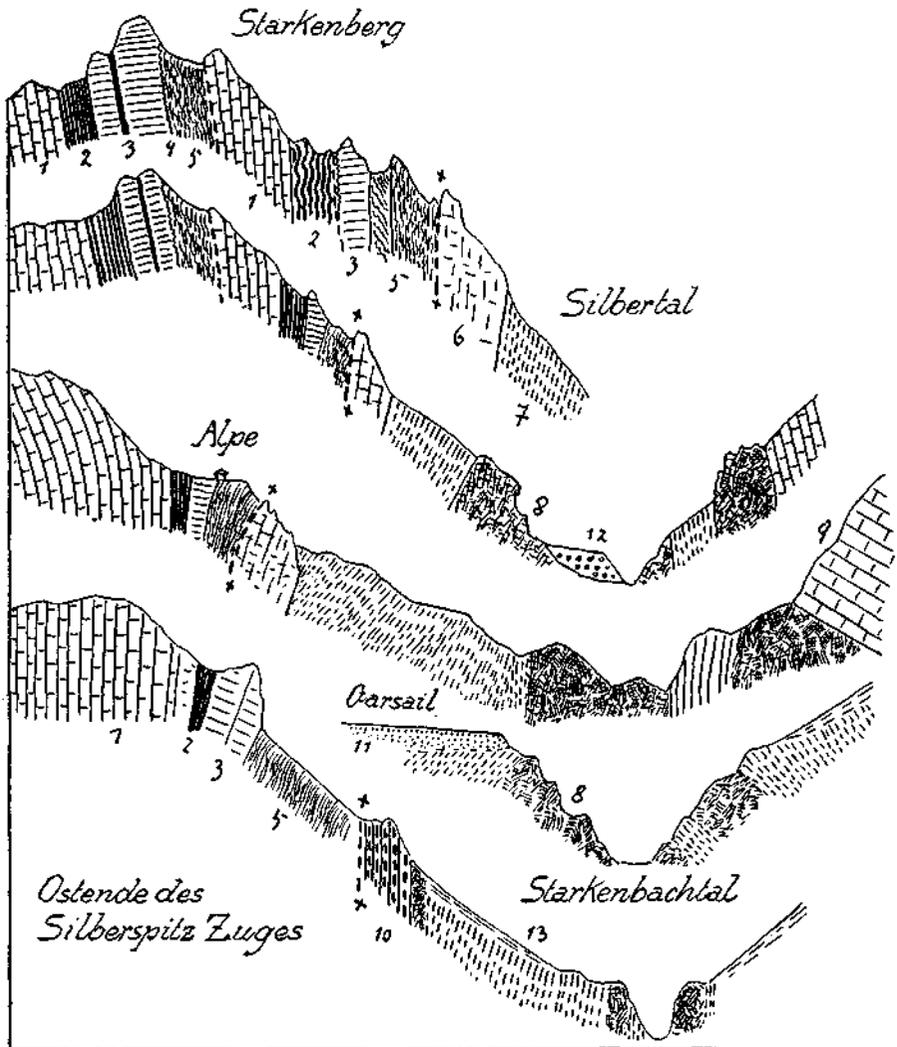


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckeumergel. 6 = Wettersteindolomit. 7 = Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten. 8 = Rauhwacken und Dolomitreccien der Raibler Schichten. 9 = Hauptdolomit. 10 = Horasteynknaurkalke-Muschelkalk. 11 = Grundmoräne. 12 = Schotter des Baches. 13 = Gehängeschutt.

An der Südseite äußert sich die Abschrägung in einer fortwährenden Verschmälerung des großen Hauptdolomitzuges, welcher endlich, kaum mehr 200 m mächtig, bei der alten Innbrücke von Starkenbach in saigerer Stellung noch den Inn überschreitet. Der Inn fließt hier auf den saigeren Schichtenköpfen des Hauptdolomits.

Die Abschrägung auf der Nordseite des Zuges der Silberspitze vollzieht sich ebenso energisch, aber in einer viel komplizierteren Weise. Fig. 18 bringt ein Bild dieser Verhältnisse. Verhältnismäßig sehr rasch gehen die Aptychenkalke und Hornsteinkalke des Gipfels der Silberspitze verloren. Wesentlich länger halten dann die Fleckenmergel und die Oberrätkalke aus.

Wir werden erkennen, daß sich Reste der jungen Schichten auch noch weiter östlich an der Südseite des Inntales befinden.

Interessant ist nun, daß sich an der Nordseite des Zuges der Silberspitze neben den Anzeichen der Abscherungen auch Anzeichen von Anschoppungen in der Form von Schichtenwiederholungen einstellen.

Im obersten Profil von Fig. 18 reicht die Hauptschichtenzone bis zu den Fleckenmergeln, welche aber tektonisch bereits stark zugestuzt sind. Mit einer Schubfläche folgt Hauptdolomit samt Kössener Schichten.

Nun treffen wir einen Keil von Oberrät- und Liaskalk, welcher beiderseitig von Schubflächen eingefafßt erscheint. Dann folgt eine teilweise quergeschichtete Zone von Fleckenmergel, die im N neuerdings von einer großen, glatten, etwas gewölbten Schubfläche begrenzt wird. Diese Schubfläche ist einem hellgrauen Dolomit angeschliffen, der wahrscheinlich nicht mehr Hauptdolomit, sondern Wettersteindolomit sein dürfte. Er wird im N von Tonschiefern und Sandsteinen der typischen Raibler Schichten unterlagert. Zu diesen gesellen sich dann noch mächtige Rauhwacken.

Dieser Schichtenkomplex von Wettersteindolomit und Raibler Schichten gehört nicht mehr zu dem Zug der Silberspitze.

Während der Zug der Silberspitze die unmittelbare Fortsetzung des Parseierkammes vorstellt und also zur Lechtaldecke gehört, haben wir es hier bereits mit Gesteinen der Inntaldecke zu tun.

Die Schubfläche zwischen den Fleckenmergeln und dem Wettersteindolomit hat also mehr als lokale Bedeutung. Sie ist als der Ausstrich einer großen Deckengrenze zu betrachten.

Wahrscheinlich hängen auch die auffallenden Schichtenwiederholungen mit dem Durchziehen dieser wichtigen Deckengrenze zusammen. Die Verschuppungen verschwinden gegen O zu nach und nach.

Am Ausgang des Starkenbachtals stößt die einfache Hauptserie unmittelbar an Muschelkalk und Raibler Schichten.

Muschelkalk und Partnachschieften sind hier an Stelle des Wettersteindolomits getreten, der selbst wieder verschwunden ist.

Man erkennt daraus, daß die tektonischen Abscherungen und Verschuppungen nicht bloß auf die liegende Lechtaldecke beschränkt sind, sondern auch die Basis der Inntaldecke ergriffen haben.

Die Grenze zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke streicht also an der Nordseite des Silberspitzzuges beim Dorfe Starkenbach in das Inntal aus. Sie zieht an der Nordseite der Parseierspitze durch das Zamer Loch und über den Silbersattel ins Starkenbach- und Inntal. Mit ihrem Weiterstreichen und Verschwinden an der Südseite des Inntales werden wir uns dann noch genauer beschäftigen. Wir kehren vorerst wieder in die Gegend von Landeck zurück, um die Grenzzone gegen das Kristallin von Zams an weiter ostwärts zu verfolgen.

Fig. 19 legt die Verhältnisse der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit unmittelbar beim Kloster Zams vor. Die Kalke sind hier durch einen Steinbruchbetrieb sehr gut aufgeschlossen. Merkwürdig ist hier das Auftreten eines milden, blendend weißen Kalkes, der sich auch noch eine Strecke weiter gegen O verfolgen läßt.

Wahrscheinlich entspricht er dem Wettersteinkalk, wenn sich dies auch nicht sicher beweisen läßt.

Zwischen diesem weißen Kalk und dem südlich folgenden blaugrauen Dolomit sind schwärzliche Tonschiefer und dunkle Kalke eingeschaltet.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich hier um Partnachschiechten handelt. An den blaugrauen Dolomit stoßen dann unmittelbar die Quarzphyllite.

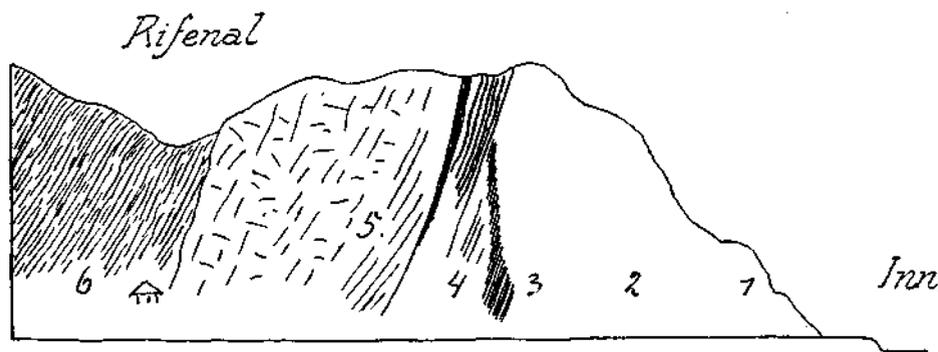


Fig. 19. 1 = Dunkelgrauer Dolomit. 2 = Blendend weißer, milder Kalk. 3 = Bräunliche, schwärzliche Tonschiefer, steilstehend gefaltet. 4 = Dunkle, wohlgeschichtete Kalke. 5 = Blaugrauer Dolomit. 6 = Quarzphyllit.

Etwas weiter östlich schalten sich hier aber wieder weißliche, gelbliche, rötliche Quarzite und Quarzsandsteine ein.

Die eben beschriebene Triasscholle von Rifenal hat nur eine geringe Ausdehnung. Ihre Mächtigkeit beträgt nur zwischen 300 und 400 m, ihre Länge nur etwas über $\frac{5}{4}$ km.

Unterhalb von Schweighof treffen wir die in Fig. 20 abgebildeten Verhältnisse. Der untere Teil des Hanges besteht hier aus festen schwarzen Tonschiefern, die wahrscheinlich den Partnachschiechten zugehören. Dann folgt eine tektonische Einschaltung von Blöcken von blaugrauem Dolomit.

Gleich darüber setzen dann schon die südfallenden Quarzphyllite ein.

Im nächsten östlichen Graben treffen wir von oben bis unten nur mehr auf Quarzphyllit.

Es ist dies aber nur eine schmale Zone, wo der Zug der kalkalpinen Gesteine hier vollständig unterbrochen erscheint.

Wenig weiter östlich begegnen wir dann schönen Aufschlüssen in der Schlucht des Meranzbaches, welche Fig. 21 wiedergibt.

Die Schlucht des Meranzbaches führt an der Westseite des stolzen Felsriffes der Kronburg vorbei.

Dieses weithin auffallende Felsriff wird von saiger aufgerichteten Schichten des Hauptdolomits gebildet.

Es ist dies ein Teil der großen Hauptdolomitmasse der Silber Spitze, welcher in ost-westlichem Streichen den Inn überschritten hat.

In der tiefen Einsattelung im S der Kronburg streichen Rauhwacken, gelbe, schwarze Mergel, dünn-schichtige schwarze Dolomitlegen, schwarze Tonschiefer und Sandsteine aus. Die ganze Schichtengruppe dürfte den Raibler Schichten angehören.

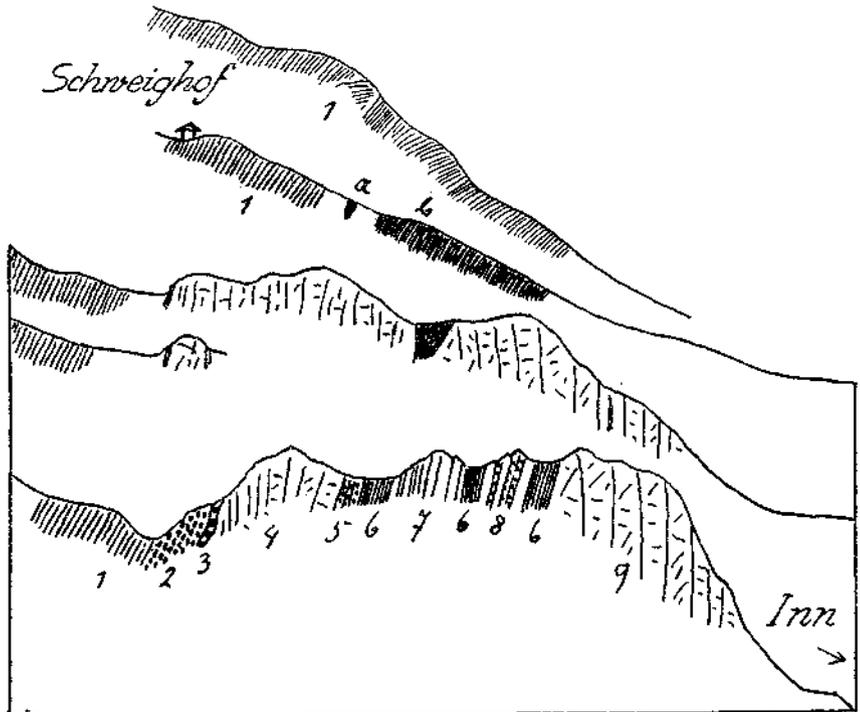


Fig. 20. 1 = Quarzphyllit. 2 = Weißlich-gelblicher Quarzit. 3 = 1–2 m dünn-schichtete, weiß gestreifte Kalk. 4 = Dunkelgrauer, sandiger Dolomit. 5 = Dunkelgraue Hornsteinknauerkalke. 6 = Schwarze, splittrige Tonschiefer. 7 = Hellgrauer, dünn-schichtiger Kielkalk. 8 = Schwarze, wohlgeschichtete Hornsteinknauerkalke, 9 = Lichter, weißlichgrauer Weitersteinkalk. a = Blöcke von blaugrauem Dolomit. b = Feste, schwarze Tonschiefer.

Darüber erhebt sich steiles Gehänge, das aus hellgrauem, oolithischem Kalk besteht. Der Kalk wird nach oben ganz licht und weiß (Wettersteinkalk).

An diesen lichten Kalk stößt südlich eine schmale Lage von schwarzen Tonschiefern und schwarzer Kalk mit Hornsteinknauern — wahrscheinlich Partnachschiefern und Muschelkalk. Ganz unvermittelt treffen wir dann auf eine saigere Scholle von weißlich-gelblich-rötlichem Quarzit.

Es ist derselbe Quarzit, welchen wir besonders mächtig am Südfuß der Eisenspitze angetroffen haben.

An seiner Südseite stellen sich blaugrauer Dolomit, dünn-schichtige schwarze Tonschiefer und endlich dunkle und hellgrau bis blaugraue Bänderkalke mit Schieferlagen ein.

Diese Bänderkalke sind auffallend stark gestreckt und erinnern in ihrer Ausbildung sofort an die bekannten Klammkalke vom Nordrand der Hohen Tauern.

Die sind stark gefaltet und gestreckt. Die Faltungsachsen sind gegen W gerichtet. Im S stoßen diese eigenartigen Kalke unmittelbar an den südfallenden Quarzphyllit, da hier gerade kein Verrucano eingeschaltet ist.

Diese auffallend gefalteten und gestreckten Kalke sind hier am Südrand der Kalkalpen zwischen den Weilern Lahnbach und Grist auf die Länge von zirka 1 km zu verfolgen.

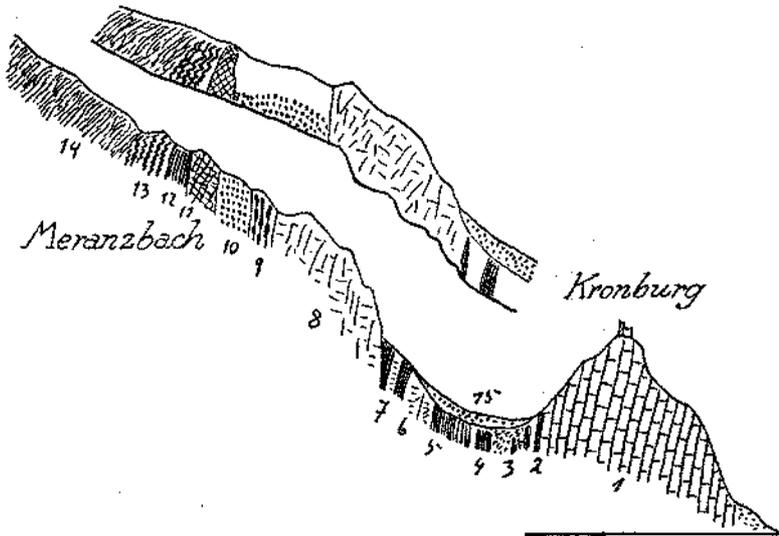


Fig. 21. 1 = Hauptdolomit. 2 = Zerdrückte, dünngewalzte, schwarze, gelblichgraue Mergel. 3 = Gelbe Rauhwecke mit großen Brocken von dünnschichtigem Kalk und Dolomit. 4 = Blaugrauer Dolomit. 5 = Schwarze Dolomit- und Schieferlagen. 6 = Blaugrauer Dolomit. 7 = Schwarze Tonschiefer und Sandsteine. 8 = Hellgrauer, oolithischer, oben ganz leichter Kalk. 9 = Schwarze Kalke und Hornsteinknauckalke, schwarze Tonschiefer 10 = Weißlich-gelblich-rötlicher Quarzit. 11 = Blaugrauer Dolomit. 12 = Dünnschichtige, schwarze Tonschiefer. 13 = Dunkle, hellgraue, blaugraue Bänderkalke, stark gestreckt (Klammkalke?). 14 = Quarzphyllit. 15 = Hangschutt und Schotter.

Während in dem obenbeschriebenen Profil des Meranzbaches der Verrucano fehlt, tritt derselbe weiter östlich in dem tiefen Einschnitt des Kronburgbaches wieder in großen Massen auf.

Fig. 22 gibt ein Ansichtsprofil der Westseite der Kronburger Schlucht mit der Kirche von Grist (1236 m) wieder.

Hier tritt der mächtige Dolomitzug der Kronburg in saigerer Stellung bis ganz an den Südrand der Kalkalpen vor.

Interessant ist dabei, daß dem Dolomit hier unterhalb von Falterschein eine Breccie angelagert ist, welche ihrer ganzen Ausbildung nach als eine sedimentäre Bildung aufzufassen ist.

Diese Breccie besteht völlig aus eckigen Stücken. Die eingeschlossenen Dolomitstücke bestehen aus einem dunkleren, feingeschichteten Dolomit und werden von einer helleren ungeschichteten Dolomitmasse lückenlos umschlossen.

Es handelt sich offenbar um eine jüngere transgressive Auflagerung auf dem Dolomit, welche natürlich bei der heutigen Lagerung nicht entstehen könnte.

Möglicherweise gehört diese Breccie in eine Reihe mit der hier schon mehrfach erwähnten Eisenspitzbreccie.

Wenn dies der Fall ist, so haben wir bei Falterschein das östlichste bisher bekannte Vorkommen der Eisenspitzbreccie zu verzeichnen.

Es ist von Interesse, in diesem Zusammenhang auf das westlichste bisher bekannte Vorkommen solcher Breccien am Südrand der Lechtaler Alpen hinzuweisen. Ich habe dasselbe im Jahre 1923 am Gipfel des

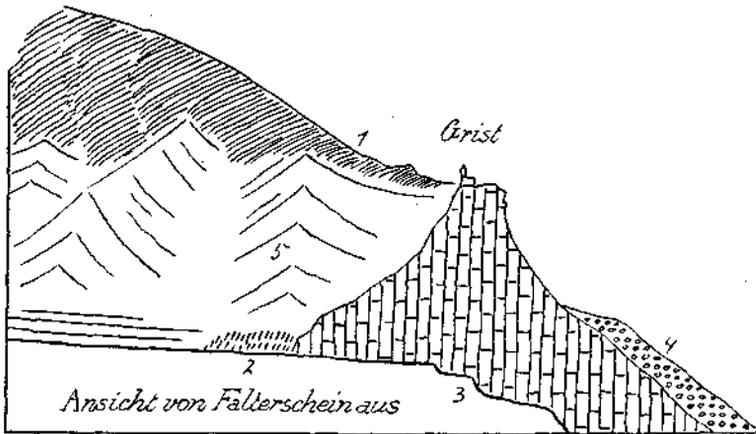


Fig. 22. 1 = Quarzphyllit. 2 = geschieferter Verrucano. 3 = Heller bis bläulichgrauer Dolomit. 4 = Linschotter. 5 = Grundmoränen.

Brazer Steins an der Südseite des Kloostertales bei Dalaas entdeckt und in Fig. 1 in der Arbeit über das Spullerseewerk in diesem Jahrbuch 1925 abgebildet.

Auch am Brazer Stein besteht die Breccie aus eckigen Stücken eines feingeschichteten, bänderigen Dolomits in einem ungeschichteten dolomitischen Zement.

Diese Breccie sitzt auf den Schichtenköpfen des ebenfalls saiger aufgerichteten Hauptdolomits ganz nahe dem Südrand der Lechtaler Alpen.

Die Ähnlichkeit dieser zwei Breccienreste ist trotz einer Entfernung von zirka 52 km eine überraschende.

Wir kommen somit zu dem Ergebnis, daß anscheinend am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen Breccien zur Ablagerung kamen, welche wahrscheinlich alle zeitlich der Eisenspitzbreccie entsprechen.

Die bisherigen Fundstellen dieser von mir im Laufe der Landesaufnahmen nach und nach aufgefundenen Breccien sind also Brazer Stein bei Dalaas, Arlbergstraße zwischen Langen und Stuben, Gipfel der Valluga, Gipfel der Eisenspitze, Gehänge östlich von Grins und Felskopf bei Falterschein. Das weitaus ausgedehnteste Vorkommen ist jenes von der Eisenspitze, nach dem ich auch diese Breccien benennen will.

In dem Profilschnitt entlang der tiefen und schmalen Klamm des Kronburgbaches treffen wir südlich von der großen Hauptdolomitmasse gleich anschließend auf Verrucano mit eingeschalteten bunten Phylliten.

Der Felskopf, auf dem das Kirchlein von Grist steht — Fig. 22 — ist deutlich vom Eise abgeschliffen. Dahinter liegen große Massen von Grundmoränen, während am Nordabfall unter Grist und Falterschein noch Reste von hoch emporreichenden Innschottern erhalten sind.

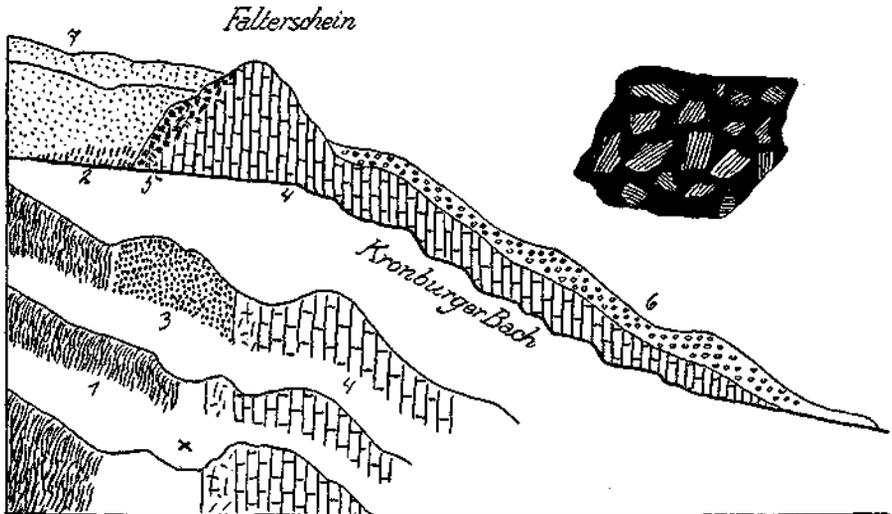


Fig. 23. 1 = Quarzphyllit. 2 = Geschieferter Verrucano und bunter Phyllit. 3 = Blaßrötlicher, fester, feiner Quarzsandstein. 4 = Heller bis bläulichgrauer Dolomit. 5 = Dolomithrecce (Eisenspitzebreccie). 6 = Innschotter. 7 = Grundmoränen des Inntalgletschers.

Diese Schotter sind nicht von Moränen überlagert.

Östlich von Falterschein (Fig. 23) verschwindet dann wieder der Verrucano und es stellt sich eine ziemlich mächtige Scholle von festem, feinem, blaßrötlichem Buntsandstein ein. Noch weiter östlich treten an der Grenze von Kristallin und Kalkalpen große Mulden und Trichter auf.

Vielleicht handelt es sich um Auslaugungen von hier vorhandenen Gipsmassen.

Der Hauptdolomit, welcher noch bei Kronburg und Grist eine sehr deutliche saigere Schichtung zeigt, verliert dieselbe gegen O zu. Außerdem schwindet seine Mächtigkeit sehr zusammen, wie Fig. 24 lehrt, die zwei Profile östlich von Falterschein verbindet.

Zu dem Hauptdolomit treten hier aber im Hangenden Kössener Schichten sowie Oberrätkalke und Liaskalke.

Wir haben bereits die ganze, aber stark zugestutzte Serie des Silberspitzzuges vor uns.

Im Liegenden des Hauptdolomits erkennen wir wieder einen Streifen von stark gestreckten dunklen Kalken und Tonschiefeln samt rotem und weißlichem Buntsandstein. Im Hangenden der Liaskalke aber stellt sich die Serie Partnachschiechten und Muschelkalk ein.

Diese Serie gehört aber nicht mehr zu der Lechtaldecke, sondern bereits zu der Inntaldecke.

Wir stehen also hier schon im Bereiche der Fortsetzung der Aufschlüsse des Starkenbachtals von Fig. 18.

Das gleich anschließende östliche Nachbarprofil von Fig. 24 zeigt leider gerade an den entscheidenden Stellen ausgedehnte Schutt-
ablagerungen, die im unteren Teil aus Innschottern, im oberen aus Grundmoränen bestehen.

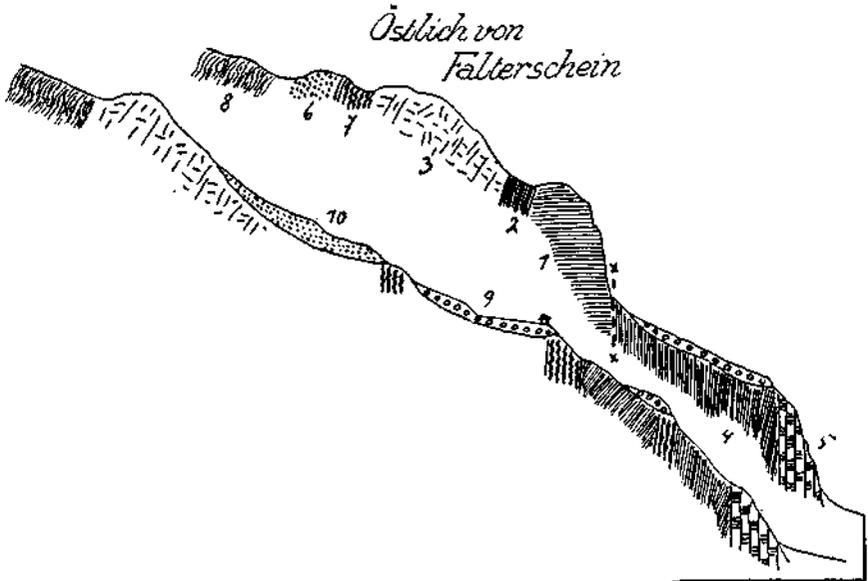


Fig. 24. 1 = Oberrot- und Liaskalke. 2 = Küssener Schichten. 3 = Blaugrauer Dolomit. 4 = Partnachschiefer und Kalklagen. 5 = Blaugraue, dunkle Kalke, Hornsteinknauerkalke. 6 = Roter und weißlicher Buntsandstein. 7 = Schwarze Kalke und Tonschiefer, stark gestreckt. 8 = Quarzphyllit. 8 = Innschotter. 10 = Grundmoränen. x-x = Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke.

Viel bessere Aufschlüsse bietet dann die benachbarte tiefe Schlucht, welche bei Sauers ins Inntal mündet.

Fig. 25 ist hier nach den Aufschlüssen an der Ostseite dieser Schlucht gezeichnet.

Im untersten Teil der Schlucht finden wir Raibler Schichten in sehr gestörter Lagerung mit einer Scholle von grauem Dolomitmylonit, der wahrscheinlich als Wettersteindolomit zu bezeichnen ist.

Mit einer steilen Störung stoßen daran mächtige und zusammengestauchte Partnachschiefer und Muschelkalk.

Die schwarzen Tonschiefermassen weisen hier deutliche Druckschieferung auf.

Darüber folgt eine mächtige Störungszone, welche wahrscheinlich mit dem Durchstreichen der Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke identisch ist.

An diese Störung stößt dann Dolomit (wahrscheinlich Hauptdolomit), eine schmale Rauhwackenzone (Raibler Schichten) und endlich hellgrauer

Kalk und Dolomit (Wettersteinkalk) sowie ein Streifen von schwarzen festen Tonschiefern (Partnachschieften).

Diese ungefähr saiger stehende Schichtenfolge grenzt im S an weißlichen, gelblichen, rötlichen Quarzit und dieser an stark verschieferten Verrucano.

Der Verrucano wird von dem typischen südfallenden Quarzphyllit überlagert.

Zu beiden Seiten der Saurer Schlucht haben sich reichliche Schutt-
ablagerungen erhalten.

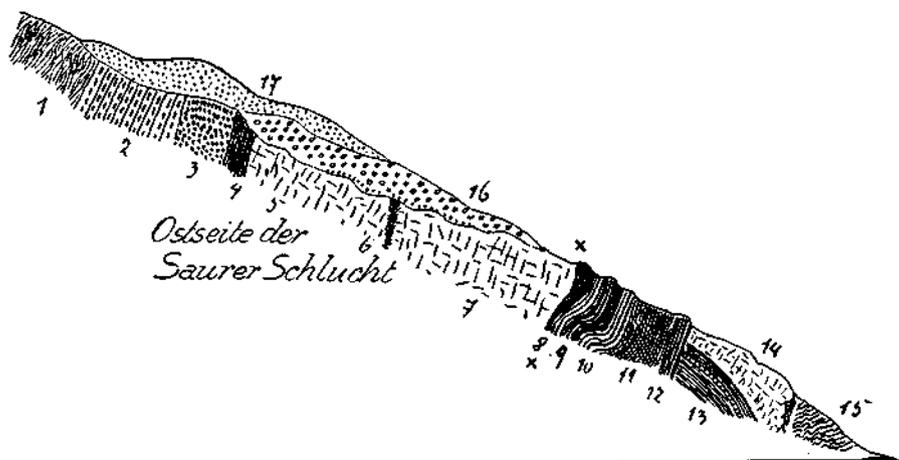


Fig. 25. 1 = Quarzphyllit. 2 = Stark geschieferter Verrucano. 3 = Roter, weißlicher, gelblicher Quarzit. 4 = Feste, schwarze Tonschiefer. 5 = Hellgrauer Kalk und Dolomit. 6 = Rauhacke. 7 = Grauer Dolomit. 8 = Partnachschieften. 9 = Graue, dünngeschichtete Kalklagen. 10 = Kalke mit Tonschiefern wechselnd. 11 = Partnachschiefer mit Druckschieferung. 12 = Dunkle, dickgeschichtete Knollenkalke. 13 = graue, schwarzgefleckte Raibler Sandsteine mit Pflanzenresten. 14 = Grauer Dolomitmylonit. 15 = Schwarze Tonschiefer. 16 = Innschotter mit Resten von Liegendmoräne. 17 = Grundmoräne des Inntalglätschers.
x-x = Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke.

Es sind dies einerseits alte, hochgelegene Innschotter, welche von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne sowohl unter- als auch überlagert werden.

Die Unterlagerung ist am besten an der Ostseite der Schlucht zu sehen, aber ziemlich schlecht zugänglich.

Die unterlagernde Grundmoräne ist nur geringmächtig, die überlagernde dagegen weit umfangreicher.

Nach der Geschiebeführung handelt es sich bei den Grundmoränen um solche des Inntalglätschers.

Sehr guten Aufschlüssen begegnen wir dann in der Umgebung des hochgelegenen Weilers von Spadegg.

Hier ist die Trennung der Schichtenserien in die südliche Lechtaldecke und die nördliche Inntaldecke recht deutlich zu erkennen. Fig. 26 bringt eine Abbildung der hier in der Natur vorliegenden geologischen Verhältnisse.

Die Serie der Lechtaldecke erscheint in der Umgebung von Spadegg ungemein reichhaltig entwickelt. Es stellen sich hier nämlich über den

Oberrät-Liaskalken ziemlich mächtige Fleckenmergel und sogar noch Oberjura-Hornsteinkalke ein.

Diese bunten Oberjura-Hornsteinkalke von Spadegg sind noch von besonderer Bedeutung, weil in ihnen von Fräulein Marianne Möller seinerzeit ein Stück mit kleinen Eruptivgängen aufgefunden wurde.

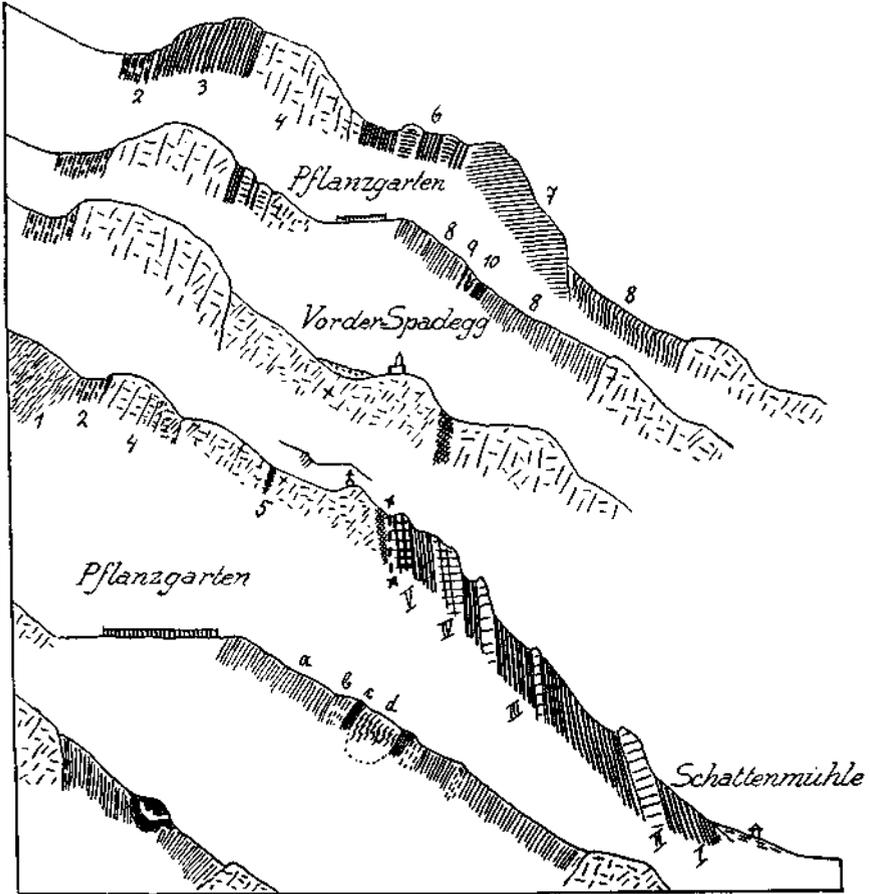


Fig. 26. Lechtaldecke: 1 = Quarzphyllit. 2 = Verrucano. 3 = Partnachschichten. 4 = Weißer Kalk und Dolomit. 5 = Gelblichgraue, dolomitische Rauhwacke. 6 = Kössener Schichten. 7 = Oberrät- und Liaskalk. 8 = Fleckenmergel. 9 = Grüne, 10 = rote Hornsteinkalke. a = Weißgelbliche bis schwärzliche Mergel mit kalkigen Lagen. b = weiche rote, dünnblättrige Mergel. c = Grüne, d = rote Hornsteinkalke. Inntaldecke: I = Schwarze Tonschiefer. II = Dunkle, schwarze Kalke. III = Graue milde, dünnblättrige Tonschiefer. IV = Hellgraue Kalke und Mergel. V = Graue Hornsteinkauerkalke. x-x = Grenze zwischen Lechtal- und Inntaldecke.

Die petrographische Untersuchung hat Dr. A. Spitz ausgeführt.

Möglicherweise haben wir hier am Südrand der Lechtaldecke eine Spur von denselben vulkanischen Durchbrüchen, die weiter nördlich bei Ehrwald am West- und Südrand des Wettersteingebirges ebenfalls in den Oberjura-Hornsteinkalken stecken.

Diese Hornsteinkalke sind deutlich muldenförmig zusammengebogen und heben nach kurzem Streichen sowohl im O wie auch im W in die Luft aus.

Auch die Zone der Fleckenmergel besitzt nur eine bescheidene Erstreckung.

Am schönsten aufgeschlossen ist diese Zone von jungen Schichten im Gehänge unterhalb des Pflanzgartens bei Spadegg.

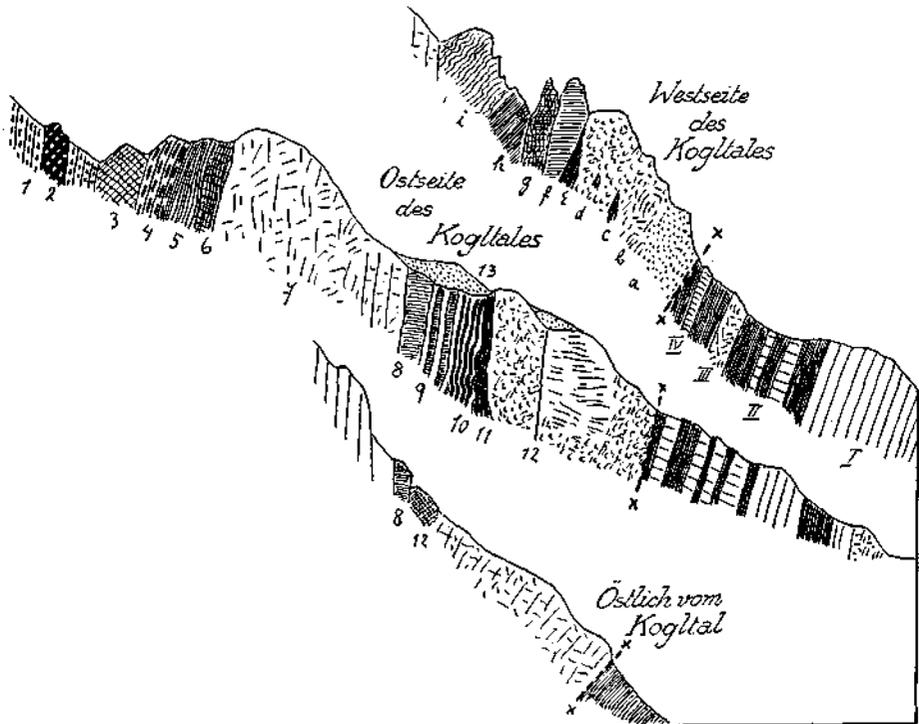


Fig. 27. Lechtaldecke: 1 = Geschieferter Verrucano. 2 = Weißlicher Quarzit mit ostwestlichen Schubstreifen. 3 = Mylonit von splittrigem, hellblaugrauem Dolomit. 4 = Hornsteinkauerkalke. 5 = Partnachschieben. 6 = Dünnschichtige Kalke und Mergel. 7 = Sandiger Dolomit. 8 = Roter Marmor (Lias). 9 = Rote, geschichtete Kalke (Lias). 10 = Kössener Schichten. 11 = Schwarze Schiefer. 12 = Dolomitbreccien-Rauhacken. 13 = Grundmoränen. Inntaldecke: I = Blaugraue dolomitische, dickschichtige Kalke und Dolomit. II = Feste schwarze Mergel mit Kalklagen. Partnachschieben. III = Grauer Dolomit. IV = Schwarze Mergel. a = Gelbliche Rauhacken. b = Zertrümmerter, hellgrauer Dolomit, in Breccien und Rauhacken aufgelöst. c = Keil von schwarzen Mergeln. d = Reibungsbreccien von Schiefer- und Dolomitbrocken, oft rauh geränderte Stücke. e = Schwarze Schiefer. f = Heller Dolomit. g = Oben dünnfaserig und feingewalzt. h = Rote Mergel und Kalke mit Belemniten. i = Fleckenmergel. x-x = Grenze zwischen Lechtal- und Inntaldecke.

Die Juraschichten werden von Dolomit unterlagert. Dieser gehört offenbar noch zur Lechtaldecke, und die Grenze gegen die Inntaldecke streicht erst unterhalb derselben durch.

Entlang dieser Grenze ist der Dolomit mechanisch zu einer Breccie verarbeitet.

Nördlich von dieser Grenze folgen Bänke von Hornsteinkauerkalken des Muschelkalks und eine reiche Serie von Partnachschieben. Mehrfach wechseln hier schwarze Tonschiefer mit dunklen und helleren Kalklagen.

Östlich von Spadegg ist dann die wilde Schlucht des Kogeltales eingeschnitten, in welcher im Jahre 1311 mein Freund R. Folgner am Fuß der schon von A. v. Pichler entdeckten Liasschichten durch Stein-schlag eine schwere Kopfverletzung erlitt.

Auch hier ist das Durchstreichen der Deckengrenze recht klar erschlossen.

Im Liegenden von dieser Grenzfläche haben wir wieder mächtige Partnachschiehten. Entlang der Grenzfläche erscheint ein außerordentlich heftig zertrümmerter Dolomit, welcher vielfach in eine mechanische Rauhwaacke übergeht.

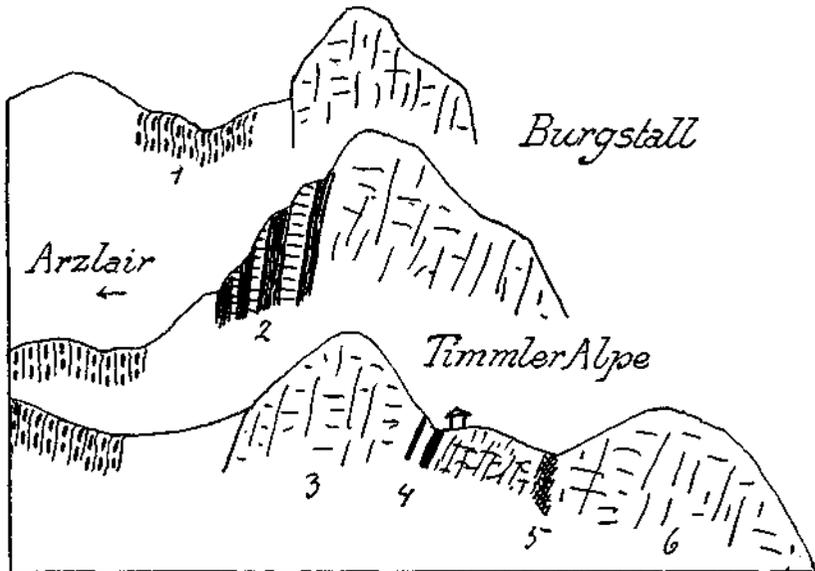


Fig. 28. 1 = Geschieferter Verrucano mit vielen ostwestlichen Schubstreifen. 2 = Partnachschiehten. 3 = Heller Kalk und Dolomit (Wettersteinkalk). 4 = Feste, dunkle Sandsteine der Raibler Schichten. 5 = Spur von Rauhwaacken. 6 = Sandiger Dolomit (Hauptdolomit).

Oberhalb von diesem Dolomit streichen Kössener Schichten, rote geschichtete Kalke und roter Marmor durch. Im roten Marmor erscheinen viele flache ost-westliche Rutschstreifen. Der rote Kalk geht im Streichen mehrfach in grauen und weißen Kalk über. Dieses interessante Vorkommen von Liasgesteinen ist schon vor langer Zeit von Adolf v. Pichler entdeckt worden.

Über den Liasgesteinen erhebt sich dann eine mächtige Wand von dunkelgrauem, gegen oben sandigem Dolomit.

Dieser Dolomit stößt gegen S an eine Dolomitbreccie und diese dann an Partnachschiehten und Muschelkalk. Zwischen Muschelkalk und Verrucano springt dann noch ein Mylonit aus hellem, splitterigem, blaugrauem Dolomit ein.

Die Verrucanozone ist hier ziemlich mächtig und enthält eine Mauer von hellem Quarzit mit ost-westlichen Rutschstreifen.

Über dem Verrucano folgt dann wieder die mächtige Masse des Quarzphyllits. Die etwas östlicher auftretenden Schichtkombinationen führt Fig. 28 vor. Bei der Timmleralpe sind hier feste dunkle Sandsteine der Raibler Schichten entwickelt.

Dies zeigt uns eine Gliederung der großen Dolomitzone in Wetterstein- und Hauptdolomit an.

Die Partnachschichten sind hier streifenweise auch noch entwickelt.

Die Kontaktverhältnisse mit der ziemlich mächtigen Verrucanozone entziehen sich aber durch Schuttbedeckung einer Prüfung.

Mit dem Felskopf des Burgstalls befinden wir uns schon nahe an dem Ostende der Kalkalpenzone auf der Südseite des Inns.

Der Felskopf des Burgstalls bricht bereits steil gegen die Ortschaft Arzl (885 m) nieder, welche größtenteils schon auf den Sanden und Schottern der Inntalerrasse liegt.

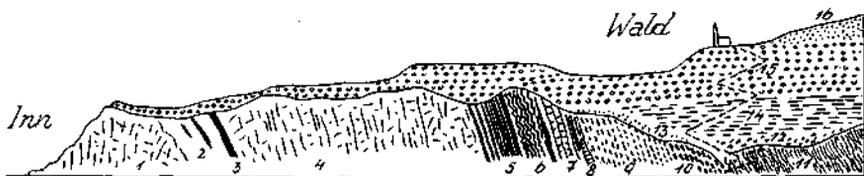


Fig. 29. 1 = Grauer Dolomit. 2 = Zone der Raibler Schichten. 3 = Graue, gelbe, geschichtete Raubwacke. 4 = Dunkelgrauer Dolomit. 5 = Partnachschichten. 6 = Knottenplattenkalke mit Mergellagen. 7 = Dunkle Kalke und Dolomit. 8 = Weißer Dolomit. 9 = Grünliche, rötliche, weißliche, schön geschichtete Quarzsandsteine. 10 = Rötlicher Verrucano mit buntem Phyllit wechselnd. 11 = Quarzphyllit. 12 = Grober, schlammiger Schutt. 13 = Grundmoräne. 14 = Mehlsande. 15 = Schotter. 16 = Grundmoräne.

Die Kirche von Arzl steht aber noch auf einem abgerundeten Sockel von dem lichtgrauen Wettersteindolomit des Burgstalls. Den nächsten, tiefgreifenden und zusammenhängenden Aufschluß bringt dann die große Pitztalschlucht.

Die Aufschlüsse an der Ostseite dieser Schlucht legt Fig. 29 vor.

Der Anschnitt der vordersten Pitztalschlucht verläuft nicht senkrecht, sondern schräg zum Schichtenstreichen. Darum erscheinen die Schichten im nördlichen Abschnitt des Profils von Fig. 29 relativ mächtiger als in seinem südlichen Abschnitt.

Die ganze Schichtenfolge reicht vom Verrucano bis zum Hauptdolomit, hat keine tektonischen Lücken und ist durchaus mäßig gegen N zu überkippt.

Bei einer Musterung dieser Aufschlüsse begegnen wir von S gegen N zuerst dem Quarzphyllit, dann Verrucano mit buntem Phyllit, schön geschichteten festen Lagen von Buntsandstein, weißem Dolomit, dunklem Kalk und Dolomit, Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Auf den Schichtenköpfen dieser Serie lagert sehr viel Schutt, u. zw. in Form von spärlichen Resten einer Liegendmoräne, mächtigen Sand- und Schottermassen und einer Hangendmoräne. Letztere ist erst südlich von der Ortschaft Wald entwickelt.

Westlich von Wald reicht die Schutteinfüllung fast bis zur heutigen Sohle der Pitztalschlucht hinab.

Wir haben hier eine verschüttete alte Talfurche vor uns, die von der Pitztalschlucht unter den Schotterterrassen gegen O zum Inn zieht.

Sie ist hier auf eine Strecke von über 2 km tief verschüttet und ist auch noch auf den Profilen von Fig. 30 recht gut zu erkennen.

Die Profile von Fig. 30 stellen die östlichsten Aufschlüsse der Kalkalpengrenze zwischen Pitztal und Ötztal vor.

Das Profil durch den unteren Teil der Schlucht des Walderbaches enthält auch den einzigen Aufschluß, wo man sieht, wie die etwas überkippten Biotitgranitgneise und Amphibolite der Ötztaler Masse über die Quarzphyllite von Landeck vorgeschoben sind.

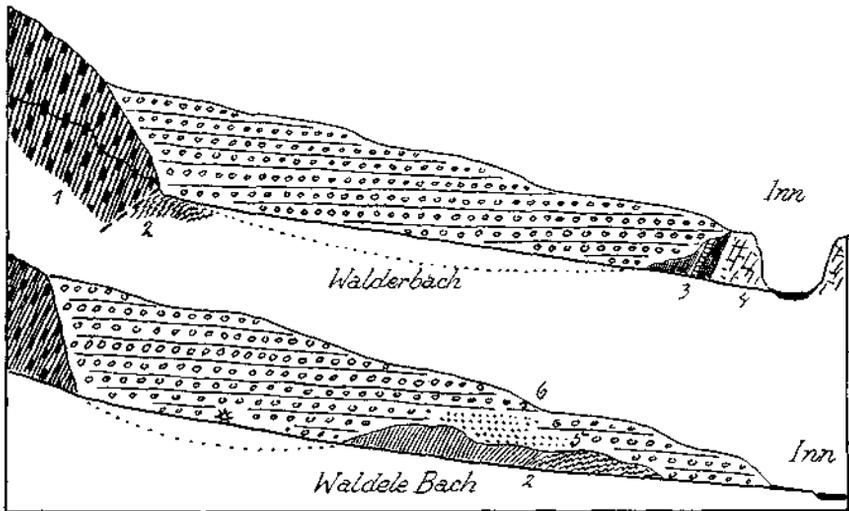


Fig. 30. 1 = Biotitgranitgneis, Amphibolit. 2 = Reitend gefalteter Quarzphyllit. 3 = Partnachschiechten. 4 = Hellgrauer Dolomit. 5 = Sand. 6 = Grober Schotter mit Blöcken.

Im Graben des Waldelebaches liegen zwar die tektonischen Verhältnisse ganz gleichartig, aber der Bacheinschnitt reicht nicht tief genug, um die Überschiebung selbst noch bloßzulegen.

Im Graben des Waldelebaches sind aber die Quarzphyllite recht gut erschlossen. Sie zeigen hier teilweise eine lebhaft gegen N zu reitende Fältelung.

Etwa 1 km unterhalb von der Mündung des Waldelebaches endet das Auftreten des Quarzphyllits unmittelbar am Südufer des Inns.

Weiter abwärts überdeckt dann der riesige Bergsturz des Tschirgants alle weiteren Aufschlüsse.

Nördlich von der Mündung des Waldelebaches streichen am Nordufer des Inns Partnachschiechten und bei Roppen Dolomittkuppen aus.

Damit sind wir am Ostende unseres Gebietes, beim Ausgang des Ötztales, angekommen.

Weiter ostwärts liegt der Kontakt von Kalkalpen mit Kristallin und Grauwacken auf eine lange Strecke unter der Schuttsohle des Inn-

tales begraben. Erst im Unterinntal taucht unsere Grenzzone unterhalb von Schwaz an der Südseite des Inntales wieder auf. Wir kehren nochmals an die Mündung des Pitztales zurück.

Das Profil von Fig. 29 ergänzt sich im N des Inns mit dem Profil von Fig. 31.

Dieses Profil ist etwas unterhalb von der Mündung des Pitztales angesetzt.

Es zeigt einen relativ einfachen Felsbau, der von den Eismassen stark gefurcht und abgeschliffen wurde. Darüber liegt streckenweise stark bearbeitete Grundmoräne, die östlich von Karres einen schön geglätteten Drumlin bildet. Am oberen Rand der breiten Falsterrasse hat sich dann ein Endmoränenwall erhalten, der reichlich zentralalpinen

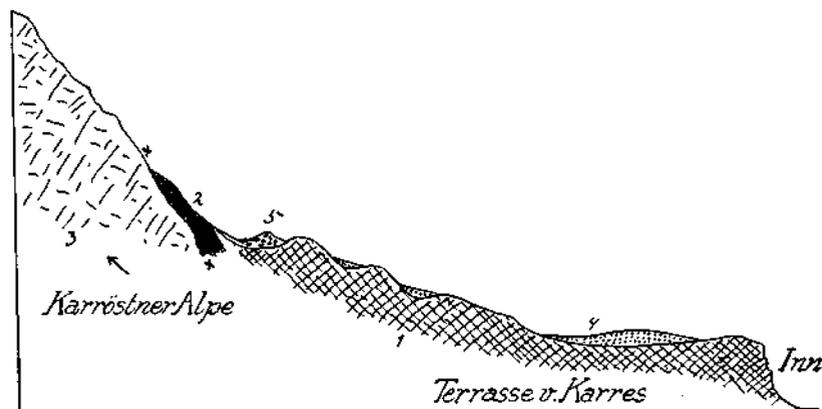


Fig. 31. 1 = Blaugrauer Dolomit. 2 = Schwarze, arg zerschuppte Tonschiefer und Sandsteine. 3 = Bräunlicher, sandiger, feinstreifiger, schwach bituminöser Dolomit. 4 = Grundmoräne des Inntalgletschers. 5 = Blockmoränenwall.

Schutt und Gneisblöcke führt. Es ist kein Grundmoränenmaterial, sondern grober, meist kristalliner Schutt. Wahrscheinlich stammt dieser Moränenwall am Südfuß des Tschirgant doch vom Rückzug der Würmvergletscherung.

Der Wall ist mehr als $\frac{1}{2}$ km lang und steigt von zirka 900 m bis über 1000 m Höhe empor.

Das Grundgebirge von Fig. 31 besteht im unteren Teil aus einem blaugrauen Dolomit, dann schalten sich sehr stark verschieferte, metallisch glänzende schwarze Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Schichten ein.

Der obere Teil des Profils liegt dann in einem bräunlichen, schwach bituminösen Dolomit.

Übersteigt man diese Dolomitstufe, so gelangt man auf der Terrasse der Karröstner Alpe in eine reiche Serie von Raibler Schichten und darüber in den Wettersteinkalk, welcher den schönen, feingeschungenen Gipfel des Tschirgants bildet.

Es erhebt sich nun die Frage, wo wir in diesem Profil zwischen dem Gipfel des Tschirgant und dem Ausgang des Pitztales (Fig. 29 und 31) die Grenze zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke hineinlegen können.

Die Entscheidung ist hier nicht leicht zu treffen, da eine klare Trennungsfuge offenbar fehlt.

Wir haben die Deckengrenze bis über das Kogeltal (Fig. 27) hinaus sehr deutlich verfolgen können.

Hier versagen dann die Aufschlüsse im Bereich des Arzler Waldes. Die Streichrichtung der Schichten leitet uns aber durch diesen Wald- und Schuttbereich unmittelbar zu den Aufschlüssen am Beginn der Innschlucht bei der Eisenbahnstation Imst.

Fig. 32 gibt hier eine Ansicht der geologischen Verhältnisse am Nordufer des Inns wieder. Wir begegnen einem mächtigen System von Raibler Schichten mit vielen Lagen von schwarzen und grauen Ton-schiefern und Sandsteinen. Das auffallendste Glied dieser Serie sind

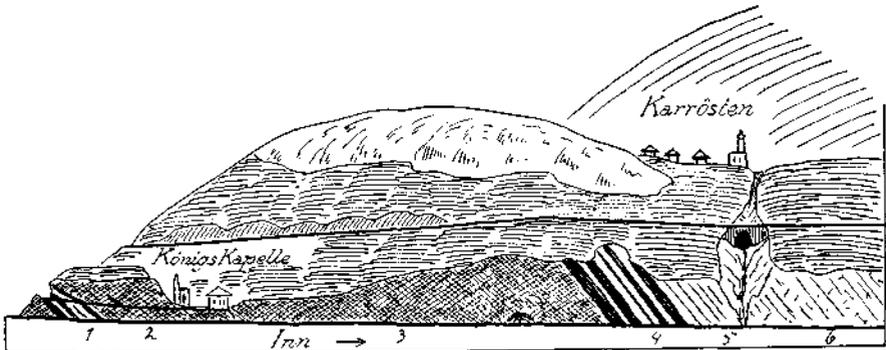


Fig. 32. 1 = Mergel-, Tonschiefer-, Dolomitalagen, 2 = Dolomithbreccie, die teilweise in geschichteten Dolomit übergeht. 3 = Dolomithbreccie, graue bis gelblichgraue Rauhwacke mit Höhlenbildung. 4 = Reiche Folge von schwarzen Schiefen und Sandsteinen mit Dolomitzwischenlagen. 5 = Fester, grauer, geschichteter Dolomit. 6 = Strukturloser, hellgrauer, nicht bituminöser Dolomit.

aber tektonische Rauhwacken ganz von jener Art, wie wir sie bereits im Kogeltal und auch im Starckenbachtal angetroffen haben.

Diese Rauhwacken stellen größtenteils dolomitische Breccien vor, die oft noch geschichtete Gesteinslagen enthalten und hin und hin von verbogenen Rutschflächen durchzogen sind.

Diese stark mylonitisierten Schichten streichen bei der Imster Innbrücke fast nord-südlich und fallen, wie Fig. 32 lehrt, ziemlich steil gegen O zu ein.

Durch diese quergestellte Streichrichtung beweisen diese Schichten, daß sie nicht zum Südrand der Lechtaldecke gehören können. Dieser Südrand streicht ja etwa 1 km südlich davon ungestört ost-westlich durch. Sie dürften also doch zu der Inntaldecke gehören.

Die aus Muschelkalk und mächtigen Partnachschiefern bestehenden Basalschichten der Inntaldecke streichen auf der Strecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau in der Richtung von SW gegen NO zu an der Talsohle des Inntales aus. Ihre Fortsetzung weist also unmittelbar unter das Massiv des Tschirgant's hinein.

Diese Schichten finden aber am Westabfall des Tschirgant's keinerlei Fortsetzung mehr. Sie müssen also hier entweder abgeschnitten sein oder untertauchen.

In dieser Strecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau treten aber auch noch merkwürdige und unerwartete Schichteneinschaltungen auf. Es sind dies eine kleine Scholle von Liaskalk und ein größerer Streifen von typischem Buntsandstein, welche ich hier im Jahre 1911 entdeckt habe.

Fig. 33 bildet die Einschaltung der Buntstandsteinscholle in den Partnachschichten ab. Der Quarzsandstein erscheint in gelbliche Rauwacken eingewickelt, welche Bruchstücke von Buntsandstein, Partnach-

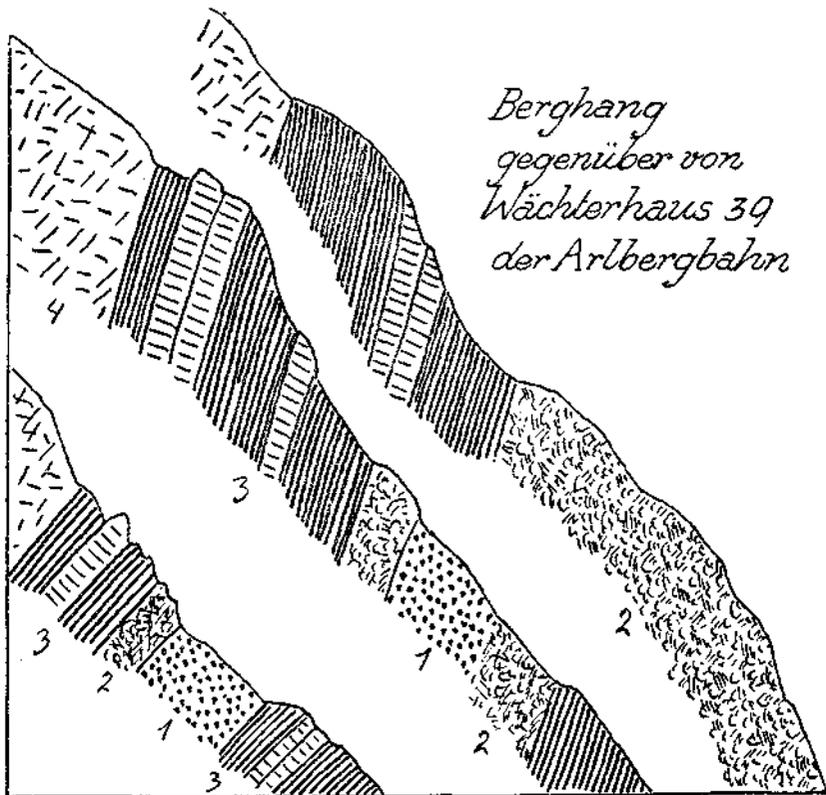


Fig. 33. 1 = Zerdrückter, weißlicher, grünlicher, gelblicher, glimmeriger Quarzsandstein. 2 = Gelbliche Rauwacken mit eingeschlossenen Brocken von Buntsandstein, Partnachschichten, Kalk und Dolomit. 3 = Tonschiefer und Kalklagen der Partnachschichten. 4 = Dolomit.

schichten und Triaskalk und Dolomit umschließen. Die Buntsandsteinscholle ist etwa 200 m lang und zirka 25 m mächtig.

Auch ihre Streichrichtung weist gegen NO bei steil südlichem Einfallen.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Schichten der Inntaldecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau stärker schräg gegen NO zu streichen als die Südgrenze der Kalkalpen und dabei tektonische Einschaltungen enthalten. Sie streichen scheinbar unmittelbar unter das Gewölbe des Tschirgants hinein.

Das Gewölbe des Tschirgants zeigt aber an seinem Westabfall gegen Imst selbst recht auffällige Störungen, mit denen wir uns noch genauer

beschäftigen müssen. Die ersten Zweifel an dem regelmäßigen Gewölbebau des Tschirgants wurde in mir schon im Jahre 1916 beim Studium seiner Erzlagerstätten wachgerufen.

Die Lagerstätten des Tschirgants wurden schon seit alter Zeit auf Blei- und Zinkerze abgebaut.

Vor und noch während des Weltkrieges trat eine neue Belegung des Bergbaues hier ein, welche auf die Gewinnung von Gelbbleierzen gerichtet war.

Während die alten Stollen größtenteils in den mittleren und oberen Berggehängen des Tschirgants liegen, wurden die neuen Stollen ganz oder nahe an der Talsohle angeschlagen.

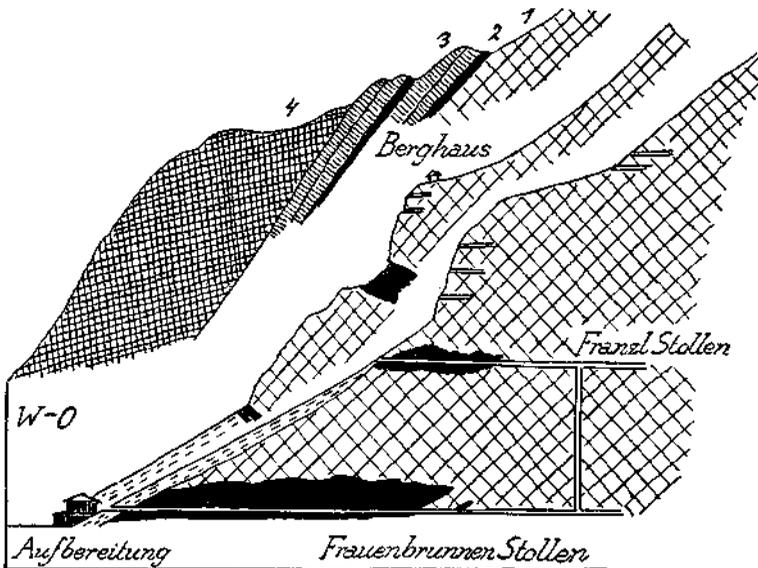


Fig. 34. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Raibler Sandsteine und Tonschiefer. 3 = Kalk- und Dolomitlagen. 4 = Hauptdolomit.

Sie befinden sich an der Westseite des Tschirgants, gerade gegenüber von der kleinen Stadt Imst. Ich habe diese Stollen in Begleitung von Herrn Bergdirektor Bewersdorf und Obersteiger Nothdurfter kennen gelernt.

Das tektonisch überraschende Ergebnis dieser Stollenaufschlüsse ist die mächtige Einschaltung von Tonschiefern und Sandsteinen der Raibler Schichten ins Liegende des Wettersteinkalks.

Fig. 34 gibt die wichtigsten hierher gehörigen Aufschlüsse am Westfuß des Tschirgants wieder. Der tiefste Stollen — Frauenbrunnenstollen — hat hier die schwarzen Tonschiefer der Raibler Schichten auf eine Strecke von zirka 200 m aufgefahren und dabei reiche Quellen erschlossen.

Der Stollen verläuft in ost-westlicher Richtung. Auch der höhere — Franzl Stollen — hat noch eine starke Einschaltung von Raibler Schichten angetroffen.

Unterhalb des Niveaus des Frauenbrunnenstollens befinden sich sicherlich ebenfalls noch Raibler Schichten.

Das ist mit einem regelrechten Gewölbebau des Tschirgants nicht zu vereinigen.

Aber auch die ganze Gruppierung der Schichten am Westabfall des Tschirgants sieht, wie Fig. 35 lehrt, nicht sehr gewölbemäßig aus. Zumindest hat hier der alte Gewölbebau eine kräftige Umformung erlitten.

Die Umformung ist am ehesten als eine Überfaltung des Gewölbes gegen NW zu verstehen.

Diese Überfaltung des Tschirgantgewölbes kann man wohl auch wieder mit dem großen Vorstoß der eng benachbarten Öztaler Masse in Verbindung bringen.

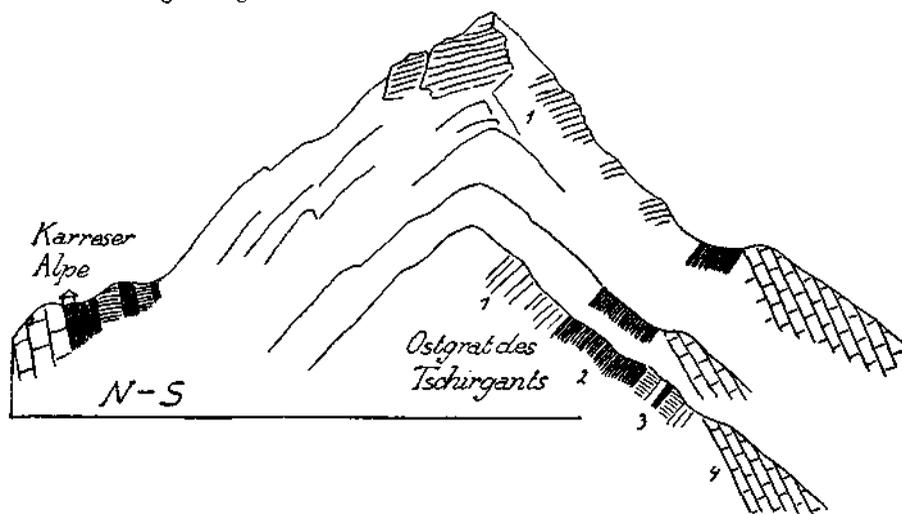


Fig. 35. 1 = Wettersteinkalk und Dolomit. 2 = Raibler Schichten, Sandsteine und Tonschiefer. 3 = Raibler Schichten, Kalk und Dolomite. 4 = Hauptdolomit.

Jedenfalls streichen also die Muschelkalk- und Partnachschiefer von Imsterberg von der Südgrenze der Kalkalpen stärker gegen NO zu ab und verschwinden unter dem Vorstoß der Tschirgantmasse.

Die Grenze zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke muß daher irgendwo in dem Gebiete des Inndurchbruchs an der Südseite des Tschirgants durchziehen.

Wahrscheinlich haben wir am Südabfall des Tschirgants die Grenze zwischen der Lechtaldecke und der Inntaldecke in der Zone jener arg zerschuppten Raibler Schichten zu suchen, welche hier auf Fig. 31 zwischen dem Dolomit der Terrasse von Karres und jenem der Karöstner Alpe eingeschaltet sind.

Dieses eben genannte Profil an der Südseite des Tschirgants ist das östlichste, welches noch eine Trennung zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke erkennen läßt.

Weiter östlich verhüllen Moränen, Bergstürze, Schuttkegel und Schotterterrassen die Grenzzone zwischen dem Tschirgantgewölbe und der Stirne der Öztaler Masse.

Am Ausgange des Ötztales kommt bereits der Granit des Ambergs auf $1\frac{1}{2}$ km an die Trias des Tschirgant's heran.

Die Trias des Tschirgant's wird dann bis gegen Telfs hin immer tiefer abgescrägt. Bei Telfs beträgt die Entfernung zwischen dem Quarzphyllit des Hocheders und dem Hauptdolomit des Achberges nur mehr 800 m.

Wir sind nun mit unserer Detailbeschreibung der Südgrenze der Lechtaler Alpen zum Ende gekommen.

Es bleibt uns nur mehr übrig, eine Zusammenfassung der in dieser Arbeit vorgelegten Beobachtungen und Ergebnisse auszuführen.

Zusammenfassung.

Die Südgrenze der nördlichen Kalkalpen gegen das Kristallin der Ferwallgruppe und die Phyllitzone von Landeck ist zwischen Arlberg und Öztal durchaus eine mehr minder starke Überkipfung. Diese Überkipfung erscheint am kräftigsten im Arlberggebiet, klingt aber jenseits des Arlbergs im Bereiche des Klostertales aus, wie die Profile in der Spullersee-Arbeit im Jahrbuch 1925 beweisen.

Immerhin bleibt die Grenze auch hier noch vertikal gestellt.

Nach dem geschlossenen und weithin streichenden Auftreten dieser Überkipfung muß man dieselbe wohl als einen einheitlichen tektonischen Vorgang großen Stils bezeichnen.

Die kristallinen Gesteine sind dabei zumindest streckenweise über den überkippten Rand der Kalkalpen vorgeschoben worden.

Denkt man sich diese Überkipfung wieder rückgängig gemacht, so lagern die Gesteine der Lechtaldecke in aufrechter Folge auf dem kristallinen Untergrund.

Zwischen den kalkalpinen und den kristallinen Gesteinen hat hier nirgends die Einschaltung von jüngeren Gesteinen stattgefunden.

Dagegen ist hier längs der beschriebenen Südgrenze der Kalkalpen eine Zone von bunten Phylliten, Verrucano, Buntsandstein und Rauhwacken vorhanden, welche untereinander vielfach intensiv verschuppt erscheinen. Diese Verschuppungen bleiben stets auf diese relativ schmale Grenzzone beschränkt und greifen nur selten ins Liegende oder ins Hangende über.

Es ist unmöglich, durch eine einfache Überkipfung die intensive Verschuppung dieser Zone zu erklären.

Viel wahrscheinlicher ist es, daß es sich hier um eine Gleitfluge der Kalkalpen über dem kristallinen Grundgebirge handelt.

Als Unterstützung für diese Ansicht kommen noch folgende Beobachtungen und Überlegungen in Betracht.

Der Verrucano und auch der Buntsandstein, welche am Südrand der Lechtaler Alpen mit dem Quarzphyllit von Landeck in Kontakt treten, bestehen nirgends aus einem Abtragungsmaterial von Quarzphyllit oder von Gneis, Granit oder Amphibolit.

Verrucano und Buntsandstein enthalten dagegen massenhaft rötliches Quarzmaterial sowie Stücke von roten und violetten Tonschiefern und

Phylliten. Das ist ein sehr auffälliger Befund, welcher mit einer Bildung des Verrucanos und Buntsandsteins auf dem Kristallin der Landecker Phyllitzone wohl kaum zu vereinen ist.

Wenn aber Verrucano und Buntsandstein der Lechtaldecke mit dem Kristallin nicht in einem engeren Sedimentationsverbande stehen, so gewinnt die Annahme, daß sie mit den Kalkalpen über das Kristallin hergeschoben wurden, unbedingt an Wahrscheinlichkeit. Der tektonische Bau der Verrucanozone mit ihren scharfen Anschoppungen und Abscherungen spricht unbedingt für eine Gleitfuge. Damit wäre auch die Mitverschuppung der bunten Phyllite und die Einschaltung der gestreckten Kalke südlich der Kronburg wohl zu vereinen. Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Lechtaldecke auch vor der Überkipfung nicht mit dem Kristallin in ungestörtem Sedimentverbande stand, sondern daß zwischen Kristallin und Kalkalpen hier eine tektonische Gleitfuge eingeschaltet liegt.

Es ist in dieser Arbeit die Phyllitzone von Landeck nicht von dem Kristallin der Ferwallgruppe getrennt behandelt worden. Immerhin sprechen aber die Befunde von W. Hammer für eine tektonische Selbständigkeit dieser Zone.

Die Phyllitzone verschwindet im W am Arlberg, im O taucht sie unter die Ötztaler Masse hinein, erscheint dann wieder bei Pfaffenhofen an der Stirne der Ötztaler Masse und steht von dort ab mit dem Innsbrucker Quarzphyllit in Verbindung. Die nähere Abgrenzung der Landecker Phyllitzone gegen das Kristallin der Ferwallgruppe gehört nicht mehr zu den Aufgaben dieser Arbeit.

Die von W. Hammer entdeckten Einschaltungen von Verrucano und Triasfetzen bei Landeck sind im Bereiche des Stanzer Tales nicht mehr vorhanden. Hier lagern die Gneismassen der Ferwallgruppe gleichsinnig auf den Quarzphylliten. Dasselbe ist auch am Nordrande der Ötztaler Masse der Fall.

Wir haben dann weitere tektonische Schlüsse aus dem Studium der Eisenspitzebreccien ableiten können.

Diese Breccien, die wahrscheinlich als Gosaubreccien aufzufassen sind, treten am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen auf und zeigen Lagerungsverhältnisse, welche zu dem Schlusse führen, daß die Überkipfung des Südrandes der Kalkalpen hier zur Zeit ihrer Ablagerung noch wesentlich stärker als heute war.

Wir haben diesen merkwürdigen Befund der Verminderung einer Überkipfung mit der starken Anpressung des Kristallins an die Kalkalpen in Verbindung gebracht.

Diese Anpressung darf man wohl als gleichzeitig mit dem jungen Vorschub der Ötztaler Masse betrachten, welche nicht nur das Engadiner Fenster, sondern auch noch das Ostende der Ferwallgruppe überschritten und die Kalkalpen teilweise niedergedrückt hat.

Das Engadiner Fenster und das Ostende der Ferwallgruppe muß zur Zeit dieses Vorstoßes der Ötztaler Masse bereits tief von der Erosion angeschnitten gewesen sein.

Der Vormarsch der Ötztaler Masse erfolgte also über ein Relief und ist daher als Reliefüberschiebung zu bezeichnen.

Nachdem wahrscheinlich auch die Überschiebung der Lechtaldecke über das Kristallin der Ferwallgruppe eine Reliefüberschiebung vorstellt, haben wir es hier mit zwei altersverschiedenen Reliefüberschiebungen zu tun.

Übrigens dürfte dasselbe auch für die Überschiebung der Inntaldecke gelten, welche wir hier nur auf der Strecke zwischen Silbersattel und Ötztal kennengelernt haben. In diesem Bereiche steht die Schubbahn der Inntaldecke vertikal oder überkippt.

Die Steilstellung der Inntaldecke ist sicherlich gleichzeitig mit der Überkipfung der Lechtaldecke entstanden.

Während wir aber am Nordwest- und Westrand der Inntaldecke überall in ihrem Liegenden noch ziemlich mächtigen Ablagerungen der Kreidesschiefer begegnen, fehlen diese an ihrem Südrande.

Hier sind Aptychenkalke, Oberjura, Hornsteinkalke und Fleckenmergel die jüngsten Schichten im Liegenden der Inntaldecke.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß diese Schichtenlücken im Liegenden der Inntaldecke ebenfalls von der Erosion ausgefressen wurden. Indessen ist aber die Möglichkeit einer mechanischen Abschürfung dieser leicht verschiebbaren Schichten beim Vormarsch der Inntaldecke auch nicht ausgeschlossen.

Die Krabachjochdecke kommt mit dem Südrand der Kalkalpen nicht mehr in Berührung. Westlich von Imst tritt dieselbe aber am Laagers und Larsenngrat ziemlich nahe daran heran.

Was die Frage nach dem Alter des Vorstoßes der Ötztaler Masse betrifft, so haben wir keine geologischen Tatsachen für eine genauere Datierung finden können. Man kann also nur mit morphologischen Mitteln genauer rechnen.

Es liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit, eine solche morphologische Untersuchung auszuführen.

Ich möchte nur zum Schlusse noch erwähnen, daß die Altflächen auf dem Plateau der Simmeringalpe mit jenen auf dem Plateau von Silzerberg-Ochsengarten sich in guter Übereinstimmung sowohl der Höhenlage als auch der Ausbildung befinden. Das Plateau der Simmeringalpe liegt auf dem Tschirgantzug am Südrand der Kalkalpen, während das Plateau von Silzerberg-Ochsengarten zum Nordrand der Ötztaler Masse gehört.

Beide Plateaulandschaften befinden sich etwas unterhalb der Mündung der Ötztaler Ache und liegen nur durch die Furche des Inntales getrennt, einander schräg gegenüber.

Das Plateau der Simmeringalpe ist heute noch zwischen Simmering — 2098 *m* — im S und auf dem Horn — 1868 *m* — im N über 2 *km* breit und etwa 1 *km* lang. Es ist eine wellige, stark buckelige Hochfläche quer in die Schichtenköpfe des steil stehenden Hauptdolomits eingeschnitten.

Diese schöne Altfläche erhebt sich durchschnittlich zirka 1200 *m* über die Sohle des Inntales und zirka 1000 *m* über die Sohle des Gurgltales. Das schräg gegenüber befindliche Plateau am Silzerberg-Ochsengarten ist ganz in steil überkippte Gneise eingeschnitten.

Es zieht sich in ostwestlicher Richtung vom Narrenkogel — 1830 *m* — bis gegen die Feldringer Alpe — 2029 *m* — hin und wird ebenfalls von Furchen und Kuppen reich gegliedert.

Diese zwei Altflächenreste sind heute zirka 6 *km* voneinander durch den tiefen Einschnitt des Inntales getrennt. Sie entsprechen sich aber in ihrer Höhenlage so gut, daß man dieselben wohl unbedenklich als Teile einer und derselben Altfläche ansprechen darf.

Wenn dies aber gestattet ist, so muß die gegenseitige Lage von Kalkalpen und Öztaler Masse hier mindestens schon seit der Einebnung dieser Altfläche fixiert gewesen sein.

Nachdem inzwischen der Inn und die Öztaler Ache hier zirka 1200 *m* tiefe Furchen in diese Altfläche eingegraben haben, wird man den Anshub der Öztaler Masse doch nicht als ganz jugendliches Ereignis betrachten dürfen.

Die Ausbildung der Altflächen von Simmering und Ochsen Garten reicht bestimmt ziemlich weit ins Tertiär zurück.

Jünger kann dann aber auch der Zusammenstoß der Öztaler Masse und der Kalkalpen nicht gewesen sein.

