

Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee.

Von Otto Ampferer und Wilhelm Hammer.

Mit drei Tafeln (Nr. XXXII—XXXIV) und 50 Textbildern.

Einleitung.

Der Alpenquerschnitt, welcher hiermit nach fast fünfjährigen Bemühungen der Fachwelt übergeben wird, ist dem Bedürfnisse entsprungen, die Alpen als eine Gesamterscheinung, als einen Bewegungsorganismus zu überschauen.

Dieses Bedürfnis, so allgemein und selbstverständlich es in den anderen Naturwissenschaften bereits geworden ist, hat in der Geologie noch immer eine recht geringe Verbreitung und die meisten Geologen begnügen sich mit der Bebauung ihres kleineren oder größeren Teilackers, ohne sich viel darum zu kümmern, was in den angrenzenden Gebieten gerade für Erfahrungen gewonnen werden.

Die Verfasser der vorliegenden Arbeit befanden sich diesem Zustande gegenüber schon lange in einer glücklicheren Lage, indem sie, der eine in den Zentralalpen, der andere in den Nordalpen beschäftigt, durch einen fortgesetzten, regen und rückhaltlosen Austausch der Beobachtungen und Folgerungen Wechselbeziehungen über ein weites Feld lebendig zu halten wußten.

Im Laufe des letzten Dezenniums waren uns durch die Feldaufnahmen im Maße 1:25.000 allmählich die Bereiche der Blätter (österreichische Spezialkarte 1:75.000) Füssen, Lechtal, Landeck, Nauders, Gurns—Ortler, Bormio—Passo del Tonale genauer bekannt geworden, so daß zu einer vollen Übersicht der ganzen Alpenbreite in dieser Zone (östlich des Meridians von Kempten 28°) nur noch im Süden die Blätter M. Adamello—Tione, Storo und Lago di Garda fehlten.

Hier war mit Hilfe der trefflichen Arbeiten von Bittner, Salomon und Trenner und entsprechenden Begehungen unschwer eine genügende Einsicht in den Aufbau zu erlangen. Ebenso waren am Nordende des Schnittes im bayrischen Anteil des Blattes Füssen noch eigene Aufnahmen nötig, da sich die alten Karten als nicht genugsam verlässlich erwiesen.

Wie man aus dieser kurzen Aufzählung erkennt, sind also für fast zwei Drittel der ganzen Länge die Neukartierungen einer sehr breiten Zone als Grundlage des Profils vorhanden.

Wenn man bedenkt, daß auch die südlichen Blätter zum größten Teile eine Neubearbeitung erfahren haben, so ergibt sich, daß hier in den gesamten Ostalpen vorläufig die einzige Zone vorliegt, wo die Neuaufnahmen der k. k. geologischen Reichsanstalt nahezu geschlossen die Alpenkette überspannen.

Das war jedenfalls für das Zustandekommen und die Ausführung unseres Unternehmens ein fester und geeigneter Untergrund.

Als Vorbild für die Durchführung diente in gar mancher Hinsicht der vor 17 Jahren von Prof. Rothpletz veröffentlichte Querschnitt, welcher ungefähr entlang dem Meridian von München die Alpen zwischen Tölz und Bassano durchsetzt.

Es wurde derselbe Maßstab 1:75.000 gewählt, die Erdkrümmung ebenso berücksichtigt und im wesentlichen die gleichen Gesichtspunkte bei der Zeichnung des Profils eingehalten. Es ist so viel als möglich vermieden worden, hypothetische Eintragungen mit den Ergebnissen der Beobachtungen zu verschmelzen, damit der Querschnitt gewissermaßen als reines Dokument der Feldaufzeichnungen leichter benützt und schärfer kontrolliert werden könne.

Auf diese Weise entbehrt der Querschnitt allerdings jede Übersicht auch der wichtigsten Kombinationen der einzelnen Bausteine und Zonen. Um diesen Mangel zu beseitigen, sind im zweiten Teile der Beschreibung eine größere Zahl von Zeichnungen eingefügt, aus denen sich alle wichtigeren Kombinationen ablesen lassen.

Größere Unterschiede als in der Zeichnungsweise des Querschnittes haben sich der Arbeit von Rothpletz gegenüber in bezug auf die Anordnung und den Umfang des Textes ergeben. Während dort die stratigraphische Beschreibung einen großen und selbständigen Teil der Abhandlung ausmacht, haben wir die verhältnismäßig wenig ausführlichen, stratigraphischen Bemerkungen ganz in die Detailbeschreibung aufgenommen.

Es hat dies einesteils seinen Grund darin, daß jeder von uns die wichtigeren neuen Tatsachen auf diesem Gebiete meist schon in den Aufnahmsberichten oder in Referaten besprochen hat und daß eben andernteils für große Gebiete wenigstens innerhalb der hier angestrebten Genauigkeit nichts wesentlich Neues vorzubringen war.

So zerfällt der begleitende Text in eine Detailbeschreibung der Beobachtungen und eine allgemeine tektonische Darstellung und Prüfung der Zusammenhänge der einzelnen kleineren Elemente und der großen Zonen.

So ähnlich im großen und ganzen die Behandlung des Stoffes, die Methode der Darstellung ist, so verschieden sind der Inhalt des Querschnittes und die daraus abgeleiteten Folgerungen.

Der Alpenquerschnitt, welchen Rothpletz im Jahre 1894 herausgab, ist aber auch ganz anders zustande gekommen.

Wir haben in ihm die energische und kühne Tat eines einzelnen Forschers vor uns, der weit größere Hindernisse zu bewältigen hatte, welche vor allem in der raschen Begehung und geolo-

gischen Deutung von weiten Gebirgsstrecken begründet sind, die vorher nur in groben Zügen bekannt waren.

Wenn man die beiden Querschnitte vergleicht, die nur durch einen Zeitraum von 17 Jahren getrennt sind, so tritt die Verschiedenheit der Durcharbeitung deutlich genug zutage. Was für Umwälzungen sind aber inzwischen in den tektonischen Anschauungen vorgegangen, wie sehr haben sich in dieser Richtung die Fragestellungen verändert und vermehrt!

Die Tektonik des alten Querschnittes arbeitet noch ganz mit primitiven Ausdrücken. Wenige kleine Überschiebungen und viele senkrechte Verwerfungen sind neben der Faltung die wichtigsten Bewegungselemente. Wie hat sich seither das tektonische Bild gerade im Bereiche dieses Querschnittes umgestaltet!

Im Karwendelgebirge sind große, flache Überschiebungen nachgewiesen, der Bau der Grauwackenzone und des Zentralgneises hat sich als ungleich komplizierter und ganz anders geartet herausgestellt und in den Dolomiten sind ebenfalls weitausgreifende, flache Überschiebungen erkannt worden.

Eine ganze Periode in der Entwicklungsgeschichte der Tektonik fällt zwischen die beiden Querschnitte hinein, eine Periode, an der Prof. Rothpletz selbst in scharfer und höchst charakteristischer Weise Anteil genommen hat.

Es ist die Deckenlehre, welche zum erstenmale in großzügiger Art nicht bloß das Neben- und Übereinanderliegen von Falten und Schollen, sondern die Lagebeziehungen aller größeren Zonen des Alpenkörpers zueinander ins Auge faßte und ihre Verbindbarkeiten aufsuchte. Man darf trotz aller Übertreibungen und Auswüchse den großen, entscheidenden Fortschritt in der Auffassung der modernen Tektonik nicht übersehen, welcher durch die Deckenlehre begründet wurde. Er liegt in dem Versuch, die einzelnen, oft weit getrennten Stücke des Alpenkörpers durch einen Bewegungsvorgang miteinander zu verknüpfen.

Wenn man die Alpen als einen Bewegungsorganismus auffaßt, so stellen sich die einzelnen Teile derselben gleichsam wie die mit Notwendigkeit ineinandergreifenden Glieder einer Maschine dar. Jeder einzelne Bewegungsvorgang ist für sich wie eine Maschine. Es sind ihrer aber viele und sie haben ihre Funktionen gar häufig gewechselt. Was früher Ambos war, ist später vielleicht Hammer geworden.

Nun liegen vor unseren Augen zahlreiche, oft merkwürdig geformte und von der Erosion verstümmelte Bestandteile dieser einst lebendigen Maschinen da.

Während nun die alte Methode Stück für Stück einzeln getreulich erforschte und beschrieb, versucht die neue Methode, die Stücke zu ergänzen, aneinandertzupassen und wieder zu einer Maschine zusammenzufügen.

Das ist in wenigen Sätzen der Hauptunterschied zwischen der alten und der neuen Betrachtungsweise.

Hier ist der Fortschritt ebenso klar wie unaufhaltsam.

Es ist nicht mehr möglich, dieser Anschauungsweise auszuweichen, so wenig als moderne Astronomen oder Anatomen keine Rücksichten auf die Gesamtorganisation der Welt- oder Tierkörper nehmen können.

Damit soll aber keineswegs gesagt sein, daß die Verfasser dieser Arbeit etwa mit den Grundformeln des Nappismus einverstanden seien.

Es haben sich im Gegenteile gerade bei der eingehenden Bearbeitung des Querschnittes viele und sehr einschneidende Beobachtungen zusammengefunden, welche gegen die von Lugeon, Sueß, Steinmann, Termier, Uhlig und ihren Schülern befürworteten Erklärungen sprechen. Es ist vielfach schon bei der Detailbeschreibung, noch mehr aber bei der tektonischen Zusammenfassung auf diese Erklärungen Rücksicht genommen und ihre Anwendung auf Grund der vorliegenden, vielfach neuen Beobachtungen geprüft worden.

Der Vorgang bei der Beschreibung war dabei stets der, zuerst eine rein lokale und dann erst eine regionale zu versuchen. Es sind mehrere Fälle vorhanden, wo nur eine lokale Erklärung gefunden wurde oder wo zwischen der lokalen und der regionalen größere Unterschiede bestehen blieben. Manche Fälle sind überhaupt nicht eindeutig und verlangen das Nebeneinanderstellen mehrerer Möglichkeiten.

Für diese Prüfung der vielen Kombinationen und ihrer oft recht verschiedenen Wahrscheinlichkeitsgründe ist ein großer Teil der hier vorgelegten Arbeit verwendet worden. Es war eine häufig sehr bedeutende Anforderung an die Elastizität der eigenen Persönlichkeit, den so außerordentlich verschiedenen Anschauungsweisen in ihren Licht- und Schattenseiten wenigstens einigermaßen gerecht zu werden. Eine solche Aufgabe ist zudem noch mit dem Mißstande verbunden, daß sowohl die Schule der reinen, überzeugungstreuen Nappisten als auch die Schar der Orthodoxen der ausschließlichen Lokalforschung jede Arbeit, die sich die Freiheit solcher Prüfung nimmt, von vornherein verdammen.

Für beide Parteilungen sind die Grundfragen, um die es sich hier dreht, ja schon lange gelöst und erledigt.

So bleibt für einen Appell nur jener geringe Teil von Forschern, die keiner Schule angehören, auf keine Lehrmeinung schwören, weil sie alles daran setzen, die Unbefangenheit und Selbstverantwortlichkeit ihres Denkens und Zweifelns zu wahren.

Abseits von diesem Kampfplatze steht A. Rothpletz mit seiner Anschauung der großen ost-westlichen Verschiebungen, welche er in mehreren Arbeiten für den Bereich unseres Querschnittes vertreten hat. Das Vorhandensein starker, gegen Nordwesten und Westen gerichteter Verschiebungen im Alpenkörper haben auch unsere Aufnahmen ergeben und sie bringen so für die Rothpletz'sche Lehre eine teilweise Bestätigung.

Rothpletz hat auf seinen ausgedehnten Alpenforschungen einen großen Teil der hier beschriebenen Gebiete schon vor uns oder aber gleichzeitig in Untersuchung genommen und darüber Bericht erstattet.

Seine Darstellungen haben alle einen stark schematisierten Zug und eine scharf umrissene Betonung der dem Autor gerade wichtigen Momente.

Es tritt uns besonders in den Zeichnungen und Karten eine lebhaftige Neigung zur Stilisierung geologischer Formen entgegen. Die Lust, dem feineren Detail an den Erscheinungen nachzugehen, ist ihm meistens fremd.

Man darf jedoch nicht vergessen, daß Rothpletz bereits zu einer Zeit das Vorhandensein großer Überschiebungen mit Nachdruck vertreten hat, als es noch nicht jedermanns Sache war, solche zu erkennen. Seine Argumente gegen den Nappismus sind, obwohl sie meist mit Totschweigen behandelt werden, doch immer noch recht lebenskräftig und überlegenswert.

Seine Schüler haben besonders in den nördlichen Kalkalpen ausgedehnte und meist recht verlässliche Aufnahmearbeit geleistet.

Mit diesen kurzen Hinweisen auf die innere Anlage der Arbeit und ihre Stellung zu den Hauptgruppierungen der heutigen Alpenforscher sei die Einleitung abgeschlossen.

Wir gehorchen nur dem Drange einer angenehmen Dankbarkeit, wenn wir der Direktion der k. k. geologischen Reichsanstalt herzlich danken, welche unsere Arbeiten durch die Verleihung von Reise-Stipendien aus dem Urban Schlönbach-Fonde gefördert hat.

Damit übergeben wir dieses Werk, dessen Herstellung uns reichlich Mühen und Freuden gewährte, den Lesern mit dem Wunsche, in ihnen über recht viele Fragen der Geologie Zweifel und erneutes Nachdenken anzuregen.

I. Geologische Detailbeschreibung.

Vorland und Allgäuer Alpen.

Als Vorland ist hier zusammenfassend die Molassezone mit dem Gebiet der helvetischen Kreide und des Flysches bezeichnet worden. Der Querschnitt beginnt im Norden in der Gegend von Görisried und folgt der Wertachschlucht bis Nesselwang. Es ist diese Richtung gewählt worden, weil nur hier entlang dem Einschnitte der Wertach einigermaßen zusammenhängende Aufschlüsse zu finden sind. Es ist eine mit Ausnahme unbedeutender Stellen fast durchaus in mittleren Neigungen gleichsinnig gegen Süden einfallende, ganz ungeheure Folge von Mergeln, Letten, Sandsteinen und Konglomeraten, welche wohl größtenteils der unteren Süßwassermolasse angehören dürften.

Im Süden, in der Umgebung von Nesselwang überwiegen die gröberen konglomeratischen Ablagerungen, während sich gegen Norden hin weichere, feinere Sandsteine und Mergel in den Vordergrund stellen. Bei Maria-Rain sind geringe Pechkohlenflötchen eingeschaltet, welche früher in Abbau gestanden haben.

In der südlichen Abteilung der Molasse bei Nesselwang finden wir oft recht mächtige Bänke von rötlich zementierten Kalkgeröllen, typische Kalknagelfluhbildungen, welche besonders südlich von Nesselwang bei der Ruine Nesselburg prächtig erschlossen sind. Es sind vorwiegend verschiedenartige Kalk- und Dolomitgerölle, daneben seltener Quarzgerölle, welche hier in ungeheuren Massen aufgeschichtet liegen. Andere Gerölle, zum Beispiel von kristallinen Gesteinen, scheinen nur sehr selten eingestreut zu sein. Die Konglomeratbänke sind durch mancherlei Übergänge mit Sandsteinen und Mergeln meist von roter, grauer oder grünlicher Farbe verbunden. Es ist ein un-

gemein häufiges Wechseln von Verfeinerungen und Vergrößerungen in der Sedimentation, das hier vor unseren Augen sich offenbart.

Die gelblichgrauen Sandsteine haben teilweise ein sehr feines Korn und sehen wie leicht verfestigte Mehlsandlager aus.

Dazwischen stellen sich dann wieder feine, kleingeröllige Kalkkonglomerate ein. Die Kalkgerölle besitzen häufig glatte, förmlich polierte Oberflächen. In den oft glimmerreichen Sandsteinlagen finden sich Spuren von Pflanzenresten.

Die Nagelfluhbänke, welche meist fest verkittet sind, bilden Rippen und Anhöhen in dem weiten, flachen Gelände. Die Ruinen der Nesselburg thronen auf einer der mächtigsten Nagelfluhmassen. Die feinen, grüngrauen bis gelblichgrauen Mergel und Letten zerfallen bei der Verwitterung zu Lehm und bilden rutschige, sumpfige Stellen.

Es ist ohne sehr viel weiter ausgedehnte Beobachtungen nicht möglich, im einzelnen genauer die sicher vorhandene mehrfache Zusammenfaltung dieser Molasseschichten zu entziffern. Eigentümlich ist die fast parallele Anordnung der Faltenschenkel. Sie kann wohl nur bei einer verhältnismäßig sehr starken und doch nicht tiefgreifenden Faltung zustande kommen. Die Oberfläche dieser steil aufgerichteten Schichten ist eine weite, leicht gewellte Abrasionsfläche, auf welcher an vielen Stellen Grundmoränen und Schotter ausgebreitet sind.

Südlich der mächtigen Nagelfluhmassen der Nesselburg finden wir vor dem Einsatze der Kreidezone der Alp Spitze noch einen breiten Streifen von weichen, grauen, lehmigen Mergeln. Mit ihnen verbunden sind grüngraue, gelbliche Letten und weiche, glimmerige, dünnblättrige Sandsteine mit Pflanzenresten.

Über der durch diese nachgiebigen, rutschigen Sedimente ganz verwischten Grenzzone setzt dann die steil aufragende Kreidezone der Alp Spitze ein. Die Grenze gegen die Molasse ist, obwohl nicht genauer erschlossen, sicher als Ausstrich einer bedeutenden Störungszone zu bezeichnen.

Die Kreidezone selbst ist im Bereiche unseres Querschnittes auf wenig mehr als 1 km Breite zusammengeschrumpft. Es beteiligen sich Gault, Schrattenkalk und Seewenschichten am Aufbau dieser hochgradig reduzierten und komprimierten Zone. Die Schrattenkalkschichten sind heftig kleinwellig zerknittert und nehmen schon im Verlauf von geringen Entfernungen im Osten und Westen recht verschiedene Gestaltungen an.

Wir haben hier ein durch mächtige Zusammenpressung und starke Schiebungen hochgradig reduziertes Schichtbündel vor uns, in dem man nur schwer mehr die Vertretung der herrlichen Faltenwogungen des Grüntens und Bregenzer Waldes erkennt. Die Grenze gegen das Flyschgebiet ist am Grate zwischen Alp Spitze und Edelsberg recht gut erschlossen.

Die Seewenmergel zeigen sich hier als feine, gelblichgrüne, weiche, dünn-schichtige Mergel mit reichlichen Foraminiferenspuren. Über diesen grauen Mergeln folgt ein Streifen von roten und dann nochmals einer von grünen Mergeln.

Unter diese schießen nun scheinbar ziemlich konkordant die hier lokal überkippten Flyschsandsteine ein. Die Sandsteine enthalten

in der Gipfelregion des Edelsberges und an dessen Südseite viele meist feinkörnige Quarzkonglomeratzonen. Das Flyschgebiet, das sich von hier zu der breiten, von Schutt und Sümpfen bedeckten Sattelfläche von Jungholz und Langenschwanden abseht, zeigt steile, wenig wechselnde Lagerungen. Dagegen weisen die von Langenschwand gegen den Zinken ansteigenden Hänge flache und viel unruhigere, mehrfach jäh wechselnde Wellungen auf.

Die Grenze der Flyschregion gegen das wenigstens teilweise an der Nordseite des Zinkens eingeschaltete Cenoman ist jedenfalls stark tektonisch umgestaltet. Am besten aufgeschlossen sind die Grenzverhältnisse in den Runsen an der Nordostflanke des Zinkens gegen das Vilstal. Hier finden wir an der Nordseite des Riesenbachgrabens steil südfallende Flyschsandsteine und Quarzkonglomerate. An diese stoßen cenomane Mergel, Letten mit bunten exotischen Geröllen und Kalklagen sowie Schollen von Hauptdolomit und ein schmaler Keil von Aptychenschichten. Unten im Vilstale ist zwischen den dort flach gelagerten Flyschsandsteinen und den cenomanen Mergeln ein steiles Riff von Tithonkalk (der sogenannte *H a n g e n d e S c h r o f e n*) eingeschaltet.

Über den mit diesen Schollen vermengten Cenomanschichten erhebt sich dann schroff und jäh der Zinken.

Mit der kecken Klippe des Zinkens (Sorgschrofens) beginnen nun die Kalkalpen, welche entlang unseres Querschnittes bis zum kristallinen Gebirge hin vorzüglich von triadischen und liasischen Gesteinen gebildet werden. Unter den Triasgesteinen herrscht bei weitem der Hauptdolomit vor. Nach ihm kommen dann die liasischen Allgäuschiefer (Fleckenmergel), während alle anderen Gesteinsarten nur in weit geringeren Massen am Gebirgsbau Anteil nehmen.

Die Schichtreihe, welche für den zugänglichen Teil des Gebirges in Verwendung kommt, beginnt mit Buntsandstein und reicht bis zur oberen Kreide.

Buntsandstein und untere Trias, (Reichenhaller Schichten, Myophorienschichten, Muschelkalk, Partnachsichten, Wettersteinkalk und Raibler Schichten) treten dabei nur an der Südgrenze der Kalkalpen und nahe ihrer Nordgrenze auf. Die übrigen Schichtglieder, wie Hauptdolomit, Kössener Schichten, oberrhätische Kalke, rote Liaskalke, Fleckenmergel, Radiolarite, Aptychenschichten und Kreide sind vom Nord- bis zum Südrand verbreitet.

Nur auf den Nordrand (die pieninische Klippenzone im Sinne von V. Uhlig) beschränkt bleiben die sehr versteinerungsreichen Ablagerungen der Hierlatzkalke, der Doggerkalke (Unteroolith, Posidonomyenkalk, Crinoideenkalk (Klausschichten), Vilserkalk (Keloway) des Malms (Transversariuskalk) und der Gaultmergel.

Die Faziesentwicklungen derselben Schichten in den verschiedenen tektonischen Zonen sind sonst im allgemeinen ziemlich unbedeutend. Jedenfalls gewähren sie keinen Anhalt für eine Auseinanderzerrung der Ablagerungen in weit voneinander entfernte Bildungsstätten.

Der Aufbau der Allgäuer und Lechtaler Alpen zeigt sich in erster Linie von Überschiebungen beherrscht.

Das haben die neueren Aufnahmen in allen Teilen dieser weiten Gebirgslandschaften Schritt für Schritt in klarster Weise festgestellt.

Es ist in diesem Gebirge keine einzige größere Falte vorhanden, welche nicht von einer Überschiebung betroffen wird. Unzerschnittene Verbindungen mehrerer Fallwellen kommen nicht vor. Es gilt dies gerade so für die mehrfach vorliegenden steil gefalteten Regionen wie für die Gebiete flacher Lagerungen.

Die Neigung der Schubflächen wechselt mit der Faltung.

Liegen die Schichten flach, so ziehen auch die Schubflächen flach darüber, stehen die ersteren steil, so meistens auch die letzteren.

Die großen Wellen der Faltung haben somit auch die Schubflächen gleichmäßig mitergriffen. Die Überschiebungen müssen älter als diese Faltungen sein.

Es gibt aber neben der eben erwähnten großwelligen Faltung noch eine kleinwellige, viel intensivere, welche nur an einzelnen Stellen besonders hervortritt.

Sie ist oft so heftig, daß es zu einer Verquetschung, einer vielfältigen Verspießung, einer förmlichen Verwebung der Gesteinszonen zu bunten Schichtteppichen kommt.

Solche Zonen sind stets mehr lokal und setzen oft zwischen sonst ruhig lagernden, oder einfach gebogenen Schichttafeln ein.

Geht man der Erscheinung genauer nach, so erkennt man, daß es sich hier um Schub- und Druckwirkungen handelt, welche vor allem an der Stirn- und Unterseite von vordringenden Schubmassen entstehen. Die schweren, vordrängenden Massen greifen den oft unebenen, rauhen, ungleichartigen Untergrund an, reißen Schollen ab, schleppen dieselben weiter, lassen sie an geeigneten Stellen liegen, schieben anderes Material darüber . . . Wir haben viele Erscheinungen wie an der Unterseite von Eisströmen und die Bildung und der Transport des Reibungsmaterials entspricht in mancher Hinsicht der Bildung und Verfrachtung der Grundmoräne. Noch kräftiger sind die Wirkungen an der Stirn solcher wandernden Gesteinsdecken. Der Untergrund und das benachbarte Vorland werden häufig aufgeschürft, aufgestaut, eingefaltet und verwalzt. So schiebt die Schubmasse je nach dem Untergrunde einzelne Schollen, Schollenblockwerk oder ganze Würste und Bündel enggekneteter und verfalteter Schichten vor sich her.

Die mechanischen Umformungen sind aber nicht auf Unter- und Vorgrund beschränkt, sie treten als Gegenwirkung ebenso im Leib der Schubmasse selbst auf.

Da diese aber in unserem Gebirge meist aus gewaltigen, festen Hauptdolomittafeln besteht, während der Untergrund vorzüglich aus den weicheren jüngsten Bestandteilen gebildet wird, so treten sie nicht so augenfällig hervor.

Sie äußern sich in Zertrümmerung des Schichtgefüges (Unklarwerden der Schichtung), in reichlicher Sprung- und Rißbildung sowie in kurzwelligem Faltenschlag.

Wir können diese Merkmale geradezu benutzen, um die Stirnregionen der Schubmassen zu verfolgen.

Die Allgäuer und Lechtaler Alpen bieten für diese Erscheinungen auch entlang unseres Querschnittes mehrere schöne Beispiele.

Neben diesen tektonischen Bewegungen treten die rein vertikalen Verwerfungen sehr an Bedeutung zurück. Die steilen Bewegungs-

flächen geben sich meist als später steil gefaltete Schubflächen zu erkennen.

Es ist eine charakteristische Erscheinung der Kalkalpen, daß die gegen Süden neigenden Schubflächen überwiegen. Es kommen beträchtlich weniger gegen Süden, Osten oder Westen einfallende Flächen vor.

Die Allgäuer und Lechtaler Alpen sind geologisch eng zusammengehörige Gebilde, deren Trennung durch den Lech nicht mit einer inneren Verschiedenheit zusammenfällt. Nur ist im allgemeinen die Zusammenpressung in den Lechtaler Alpen stärker, als in den Allgäuer Alpen. Infolge des schrägen Verlaufes des Lechtales erscheinen im Bereiche des Querschnittes die Allgäuer Alpen etwa doppelt so breit wie die Lechtaler Alpen. Der Querschnitt verläuft innerhalb der Allgäuer Alpen nicht genau nordsüdlich, sondern etwas schräg vom Zinken über den schönen, prächtig aufgeschlossenen Grat des Gais- und Kugelhorns zur Hochvogelgruppe und von dort über Kanzberg und Hornbachkette gegen das Lechtal bei Stockach.

Der Zinken gehört zu jener besonders etwas östlicher in den Vilser Alpen stratigraphisch und tektonisch ausgezeichneten Randzone der Kalkalpen, welche vom Standpunkt der modernen Deckenlehre aus eine eigene, wichtige Stellung erlangt hat.

Am Zinken haben wir eine schräg aufgefahrene, steile Hauptdolomitplatte vor uns, welche im Süden und teilweise auch im Norden von cenomanen Mergeln, Letten, Sandsteinen, Konglomeraten, Breccien umlagert wird.

Der Hauptdolomit zeigt im Süden bis zu den Gipfelzacken hinauf Basalbreccien des Cenomans.

Im Norden erscheint die Cenomanzone zwischen Flysch und Hauptdolomit und enthält hier große Schollen von Hauptdolomit und Tithonkalk. Diese Schollen sind als Einschübe aufzufassen. In den cenomanen Mergeln und Letten sind hier viele bunte, glattgerollte exotische Gerölle eingeschlossen. Ich habe solche Geröllgesellschaften in der Arbeit über die exotischen Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen (Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1909, Bd. 59, 2. Heft) näher beschrieben und brauche nur hinzuzufügen, daß dieselben schon im Cenoman aufzutreten beginnen.

Auf der Südseite des Zinkens ist die cenomane Breccie durch die Führung von massenhaften Blöcken und Trümmern roter und weißer Liascrinoidenkalke (Hierlatzkalke) ausgezeichnet. Sie dürften von der Brandungszerstörung einer Liaskalkzone in dem Cenoman liegen geblieben sein.

Diese südliche Cenomanserie wird nördlich von Rehbach von einer Dolomitklippe überschoben, welche zusammen mit eng gepreßten Aptychenkalken und Fleckenmergeln auftritt.

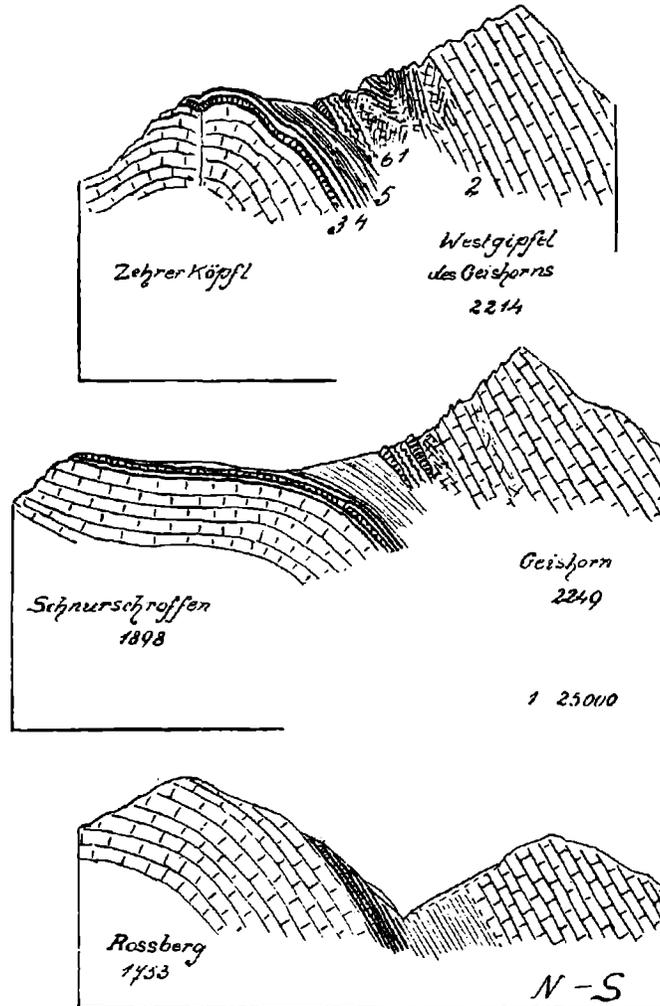
Dieses schmale, nur tektonisch zusammengeschweißte Schichtenbündel wird nun von Südosten her von einer flachen, weit gewellten und mächtigen Hauptdolomitplatte überfahren, welche großenteils noch Kössener Schichten, oberrhätische Kalke und Fleckenmergel trägt.

An der Unterseite dieser Schubmasse erscheint zumeist Rauh- wacke, dann aber etwas westlicher, am Nordhange des Iselers, auch

eine Scholle von roten und weißlichgrünlichen Quarzsandsteinen (Buntsandstein).

Gegen Süden schiebt diese Hauptdolomitplatte mit einer doppelkuppeligen Aufwölbung unter die Nordwand des Gaishorns ein.

Fig. 1—3.



- 1 = Dolomitreccien. — 2 = Hauptdolomit. — 3 = Kössener Kalke.
 4 = Kössener Schichten. — 5 = Fleckenmergel. — 6 Aptychenkalke.

Hier fügen sich über reichentwickelten Kössener Schichten noch eine schmale Zone von Fleckenmergeln sowie Keile von Aptychenkalken und Kössener Kalken ein. Die beistehenden drei Profile Fig. 1 bis 3 geben näheren Aufschluß über die Einschaltung dieser Keile an

der Basis der Gaishornwand. Der Hauptdolomit erscheint in den liegenden Teilen mehrfach zu Breccien verdrückt und enthält stark gepreßte Aufrollungen.

Verfolgt man diese hier frei und flach verbogen daliegende Hauptdolomitplatte gegen Osten, so zeigt sich dieselbe schon gleich östlich von Tannheim als Trägerin einer in viele Schollen aufgelösten Überschiebungsdecke. Nördlich von Tannheim ruht als mächtiger Vorposten der schöngeformte Einstein auf und südöstlich finden wir in der Umgebung der Ussern- und Strindenbergalpe eine interessante und vielgestaltige Schubschollenlandschaft entwickelt.

Hier zeigt sich unter den schützenden Dächern der Überschiebungsschollen, daß der Schichtbestand unserer Hauptdolomitplatte zur Zeit der Überschiebung ein weit reicherer gewesen ist. Wir finden über den mächtigen Fleckenmergeln Reste von Radiolariten, Aptychenschichten, Neocommergeln von cenomanen, vielleicht auch senonen Schichten.

Ich habe in der schon mehrfach erwähnten Beschreibung der exotischen Gerölle (Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1909, Bd. 59, 2. Heft) mehrere dieser Zone angehörige Stellen (Profil 21, 22, 23) näher erörtert.

Wie die umstehende Ansicht eines Teiles dieser Schollenlandschaft Fig. 4 erkennen läßt, handelt es sich hier nicht um durch Erosion herausgeschnittene Stücke einer einheitlichen Schubmasse, sondern um einen bunt zusammengewebenen Schichtenteppich, wie er nur an der Unterseite einer großen Schubdecke entstehen kann. Besonders an den gewaltigen Aufschlüssen in den Steilrinsen des Sulzgrabens lassen sich die feinen Ineinanderwebungen von Aptychenkalken, Radiolariten und Kreideschiefern gut verfolgen.

In die breite Mulde unserer Dolomitplatte ist das schöngeländige Tannheimertal auf eine längere Strecke eingebettet. Die Fleckenmergel liefern einen guten Grund für Wiesen und Wälder und die flachen Schichtstellungen gewähren eine milde, leichtgeschwungene Bodenplastik.

Gegen Osten zu verschmälert sich diese Mulde. Der im Süden angefügte Sattel zeigt, wie schon kurz erwähnt wurde, in der Gegend des Querschnittes eine doppelte, durch eine kleine Verwerfung gespaltene Aufwölbung. Auf dieser Wölbung ruhen Kössener Schichten auf. Auch dieser Sattel steigt wie die vorhin besprochene Mulde flach gegen Westen an.

Südlich von Tannheim zeigen sich an den Flanken des Vilstaales in dieser Sattelregion starke ost-westliche Verbiegungen.

Der Südschenkel der Aufwölbung taucht unter die steil aufgeschobene Hauptdolomitwand des Gaishorns unter.

Entlang der Nordwand dieses stolzen Gipfels (siehe Fig. 1—3) ist die Auflagerung mehrfach gut erschlossen.

Am Hauptkamm Fig. 1 treffen wir von den Kössener Schichten aufwärts steigend Fleckenmergel, dann einen Keil von Kössener Kalk, eine Scholle von Aptychenschichten und einen Streifen von Dolomitbreccie. Über letzterer beginnt die Hauptdolomitmasse, welche zumeist eine etwas gegen Norden überrollte kleine Mulde enthält.

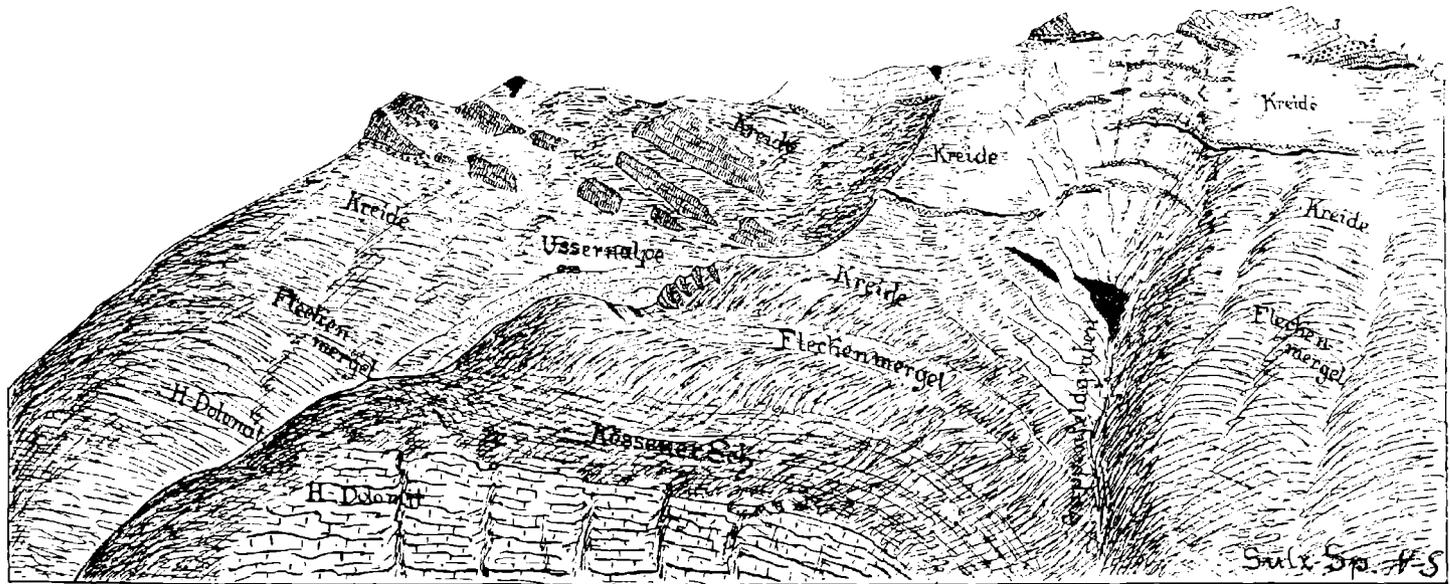


Fig. 4. Schematische geologische Ansicht der Schubschollenlandschaft in der Umgebung der Ussernalpe südöstlich von Tannheim.

1 = Muschelkalk. — 2 = Rauhwacke. — 3 = Hauptdolomit. — 4 = Radiolarite. — 5 = Aptychenkalke.

Die vorzüglich aus Muschelkalk, Rauhwacken und Hauptdolomit bestehenden Schubschollen bilden eine obere eigene Zone, unter welcher sich erst die vielfältigen Verfaltungen und Verknetungen von Kreideschiefern und Oberjuragesteinen befinden.

Deutliche Trennung in zwei tektonische Strukturfazies.

Der nächste, etwas östlichere Seitengrat Fig. 2 zeigt am Fuß der Gaishornnordwand ziemlich ähnliche Verhältnisse. Hier treten auch noch über den Aptychenschichten Kössener Schichten auf und die kleine Mulde im Hauptdolomit ist nicht mehr deutlich.

Noch weiter östlich in dem tiefen Graben gegen das Vilstal Fig. 3 sehen wir die Fleckenmergel unter den Hauptdolomit einschießen. Jenseits des Vilstales haben wir nach kurzer Unterbrechung durch den Schuttkegel des Gappenfeldbaches in klaren Umrissen die Fortsetzung dieser Tektonik.

Wir sehen das nördliche Gewölbe, das hier die Kreide und die Schubschollen der Ussernalpe trägt, und südlich daranstoßend die Gaishornscholle, welche aber hier eine deutlich gegen Norden überkippte, gewölbeförmige Gestalt annimmt. Die Kreideserie und die Schubschollenzone greifen über beide Wölbungen hinüber.

Wir erkennen daraus, daß die Störung an der Nordseite des Gaishornes keine weitausgedehnte ist, da sie gegen Osten rasch in kleine Verhältnisse übergeht.

Die Gaishornscholle bildet nur den nördlichen Teil von drei sehr steil und eng aneinander gepreßten Schollen, welche durch die Gipfel Gaishorn, Rauhorn und Kugelhorn bezeichnet werden. Von diesen drei Stücken zeigt nur das südlichste, welches den charakteristischen Namen Kugelhorn führt, wenigstens im oberen Teil deutliche Gewölbeform. Im mittleren Stück herrscht saigere bis fächerförmige Schichtstellung, im nördlichen steil südfallende.

Zwischen Gaishorn und Rauhorn zieht ein schmaler Streifen von Fleckenmergeln und Kössener Schichten in die Tiefe, zwischen Rauhorn und Kugelhorn ist ein Keil von Fleckenmergeln und Hauptdolomit eingeschaltet.

In der Tiefe des innersten Vilstales erscheint gleichsam im Bauche des Kugelhorngewölbes eine Zone von Fleckenmergeln mit Schollen von Kössener Schichten und Hauptdolomit.

Es ist wahrscheinlich, daß diese Zone in der Tiefe an der Ostseite des Kugelhornes mit jener an der Scharte zwischen Kugelhorn und Rauhorn in Verbindung steht, wenn auch der Zusammenhang nicht deutlich zu ersehen ist.

Am Südfügel des Kugelhornsattels stellen sich über den Kössener Schichten Fleckenmergel, Doggeroolithe, Radiolarienschichten, Aptychenkalke und eine mächtige Kreideserie ein, in welcher letztere eine Anzahl von schmalen Keilen von Aptychenschichten eingeschaltet sind. Im habe im Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1909 auf pag. 320—321 zwei Profile durch diese Zone veröffentlicht.

Die schmalen Keile von Aptychenschichten sind wenigstens teilweise aus abgerissenen, übertriebenen, liegenden Falten hervorgegangen.

Das erkennt man beim Verfolgen dieser Zone gegen Osten. Gleich am nächsten parallelen Seitengrat Fig. 5, welcher das kühn geschwungene Horn der Rotspitze trägt, sehen wir einen mächtig ausholenden liegenden Sattel von Aptychenschichten und Radiolariten. Die düster roten und grünen Hornsteinkalke der Radiolarienschichten bilden den arg verkneteten und verzerrten Kern, um den die plastischeren, zäheren Aptychenschichten herumgeschlagen sind.

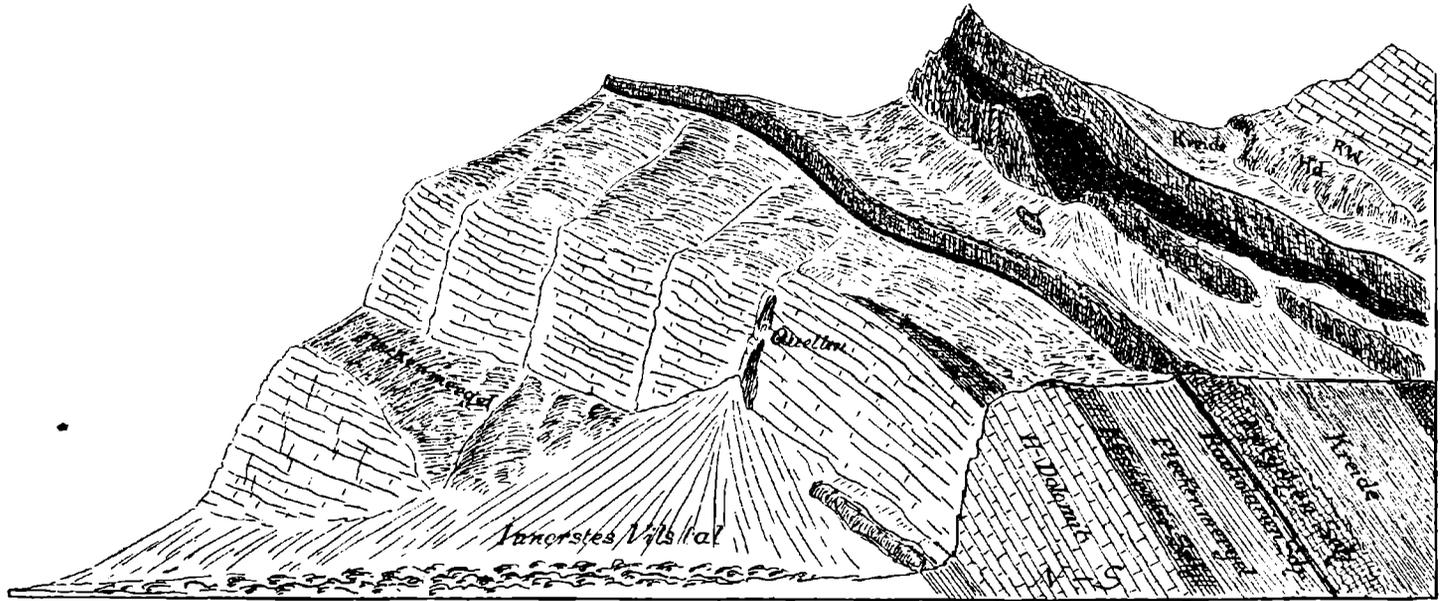


Fig. 5. Schematische geologische Ansicht der Westseite der Rotspitze südlich vom Vilsalpsee.

Übereinanderlagerung von drei Schubmassen. Der liegende Sattel der Rotspitze stellt eine Abschürfung und Überwälzung vor der Stirne der großen Schubmasse der Steinkarspitze dar.

Der Aufbau der Rotspitze mit ihrem deutlichen, liegenden Sattel, welcher kräftig gegen Norden vorgeschoben ist, gibt die Grundformel für eine lange Zone von oberjurassischen Schichten, welche aus der Gegend östlich von Reutte (vom Urisee an) bis zu den stolzen Hörnern der Höfats streichen. Es ist ein nur selten und auf kurze Strecken unterbrochener Zug, welcher sich hier dem Stirnrande der großen Triasschubdecke vom Wildenkamm bis zur Gaichtspitze vorlegt.

An der ganzen Strecke sind damit zugleich Streifen von Kreidesteinen verbunden und verfaultet.

Von der Rotspitze ostwärts erscheinen die Faltungen und Schuppungen dieser jungen Schichtenzone äußerst eng gepreßt, flach niedergedrückt, linsenförmig ausgequetscht, gleichsam hart niedergebügelt.

An der Rotspitze beginnt der Einsatz einer größeren, weiterstreichenden Sattelzone, welche sich dann zugleich mit dem Umbiegen gegen Südwesten immer mehr aufrichtet und mit dem annähernd saigeren Sattel der Höfats endet.

Mit dem Umbiegen gegen Südwesten ist eine beträchtliche Anschwellung der Mächtigkeit besonders bei den normal sehr gering mächtigen Radiolariten zu verzeichnen.

Diese sichtlich durch gewaltigen Zusammenschub und Verschweißung erfolgte Verdickung der Radiolarienschichten erreicht im Durchbruch des Hintersteiner Tales ihre größte Ausdehnung. Hier finden sich auch statt der sonst so wohl- und feingeschichteten roten und grünen Hornsteinkalke dicke, schichtungslose Massen von Hornsteinkalk, die in großen rauheckigen Blöcken verwittern.

Diese hier kurz skizzierte tektonische Zone, welche mit der Höfats im Osten beginnt und sich bis zum Urisee östlich von Reutte hinzieht, hat ihr beinahe spiegelbildliches Gegenstück an der Südseite der Tannheimer Berge. Vom Urisee bis zum Einstein nördlich von Tannheim ist an den unteren Südhängen der steil aufsteigenden Tannheimer Kette (Vilser Alpen Rothpletz's) ein Schichtenstreifen eingeschaltet, welcher ebenfalls aus eng und heftig verfaulteten Radiolarienschichten, Aptychenschichten und Kreidesteinen besteht. Im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1909 sind mehrere Profile 17, 18, 19, 20 (pag. 311 und folgende) abgedruckt, welche ein Bild von den höchst innigen Verknetungen und Durchspießungen dieser Zone entwerfen.

Die Gebirgsanschnitte sind hier durchweg sehr steil, so daß man die Einschaltung dieser tektonisch stark beanspruchten Gesteinsserie unter die großen, einfach gebauten Triassmassen der Tannheimer Kette klar erkennen kann. Zwischen der großen hangenden Triassplatte und dieser jungen Schichtzone stellen sich auch hier Schollen von Trias ein.

So fremdartig und in der nächsten Umgebung unmotiviert das Auftreten dieser Schichtenzone an der Südseite der Tannheimer Kette ist, so deutlich ergibt sich im Verein mit der weiter südlich gelegenen Gegenzone die Erklärung für diese Erscheinungen.

Beide Zonen mit ihren vielfältigen Verknetungen, Spießungen, Abscherungen, den mannigfachen Schollen sind nur verständlich als

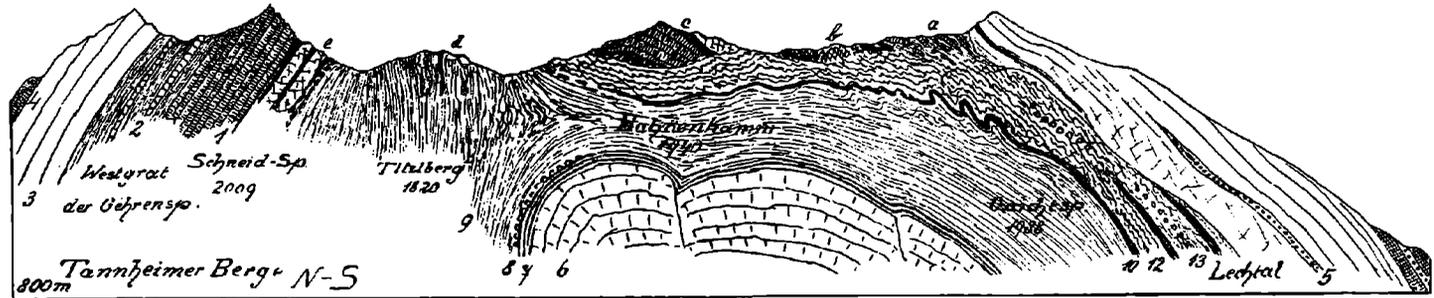


Fig. 6. Profil von der Gaichtspitze zur Tannheimer Kette nach den Aufschlüssen der Westseite.

Erklärung der Abkürzungen:

- 1 = Muschelkalk.
- 2 = Partnachschiechten.
- 3 = Wettersteinkalk.
- 4 = Raibler Schichten.
- 5 = Rauhwacke und Mergel.
- 6 = Hauptdolomit.
- 7 = Kössener Schichten.
- 8 = Rote Liaskalke.
- 9 = Fleckenmergel.
- 10 = Radiolarienschichten.

- 11 = Doggeroolith.
- 12 = Aptychenschichten.
- 13 = Kreideschiefer mit exotischen Geröllern.
- a = Schollen von Partnachkalken und Schiefern.
- b = Schollen von Dolomit, Rauhwacken, Sandsteinen und bituminösen Kalken (Raibler Sch.).

- c = Große Scholle von gefaltetem Muschelkalk, Partnachschiechten, Wettersteindolomit und Rauhwacken.
- d = Kleine Scholle von Wettersteinkalk.
- e = Schollen von Wettersteinkalk und Dolomit, Rauhwacken, Sandsteinen und Mergeln (Raibler Schichten).

Bildungen an der Basis einer großen Bewegungsmasse. Es ist die tektonische Verwebung von den jüngsten obersten abgeschürften Teilen des Untergrundes mit hergezerrten, aus dem Leibe der Schubmasse und aus der Tiefe gerissenen Stücken und Schollen.

Eine tektonische Mischungszone großen Maßstabes verbindet somit die Tannheimer Kette mit der weit ausgedehnteren südlicheren Schubmasse.

Die Schubschollenlandschaft der Ussernalpe stellt ein Stück des dazwischen noch erhalten gebliebenen Reibungsteppiches dar.

Noch klarer ist der ehemalige Zusammenhang östlich von Nesselwängle an dem Verbindungskamm zwischen Gaichtspitze und Tannheimer Kette Fig. 6 dargelegt. Wenn man von den übersichtlicheren Aufschlüssen an der steileren Westseite dieses nordsüdlich streichenden Kammes ausgeht, so bemerkt man als Grundlage des sichtbaren Aufbaues ein von Sprüngen zerstücktes, etwas gegen Norden gedrängtes Gewölbe von Hauptdolomit, über welchem Kössener Schichten, teilweise rote Liaskalke, Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenschichten lagern. Die Radiolarite und Aptychenschichten zeigen besonders im Bereiche des Südschenkels lebhaftes Schub- und Faltzeichen.

Über den Aptychenschichten sind noch stellenweise wenig mächtige Reste von Kreideschichten und Konglomeraten mit bunten exotischen Geröllen erhalten. Die Verfaltungen und Schuppungen der jüngsten Schichtglieder erreichen in der Gegend des Gaichtpasses ihren Höhepunkt. Hier legt sich dann von Süden her die gewaltige Triaskalkmasse der Gaichtspitze unmittelbar darauf. Sie besteht der Hauptsache nach aus hellem Wettersteinkalk, der bei Weißenbach im Lechtal von Raibler Schichten überlagert wird.

An der Nordseite unterteufen Partnachsichten den Wettersteinkalk, unter denen am Hornbergl (nordöstlich von der Gaichtspitze) mächtige Muschelkalkschichten sich einstellen.

Die Schichtserie der Gaichtspitze ergänzt sich gegen Osten ebenso rasch wie sie gegen Westen abnimmt. 2 km westlich vom Gaichtpasse sind sowohl der Wettersteinkalk als die Raibler Schichten zwischen Hauptdolomitmassen verschwunden. Auf dem Kammstück zwischen Gaichtspitze und Tannheimer Kette liegen nur eine größere Anzahl von kleineren und großen Schollen verschiedener Trias- und Juragesteine. Es sind Kalke und Mergel des Muschelkalks, Kalke und Tonschiefer der Partnachsichten, Wettersteinkalk und Dolomit, Sandsteine, Mergel, Kalke, Rauhwacken der Raibler Schichten, Dolomitbreccien, Radiolarienschichten und Aptychenschichten.

Nur der Muschelkalk des Hahnenkamms bildet eine größere Scholle, welche auch eine teilweise lebhaftes Faltung aufweist. Am östlichen Seitengrat des Hahnenkamms bemerken wir eine kleine, zusammengeklappte Mulde, deren Öffnung ostwärts gerichtet ist. Auch am Hornbergl tritt eine von Ost gegen West gerichtete Faltung hervor, welche hier einen gegen West überkippten Sattel bildet.

Die Scholle des Hahnenkamms steigt gegen Osten tiefer ab und zeigt sich entlang ihres Nordsaumes auf Rauhwacken und Sandsteine der Raibler Schichten aufgeschoben.

Steil und tiefer eingefaltet als die Triasschollen sind die Radiolarienschichten und Aptychenkalke am Titzlberg.

Nördlich dieses Kammstückes setzt die mächtige, steil nordfallende Triasplatte der Tannheimer Kette in die Tiefe. Muschelkalk, Partnachsichten, Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit folgen hier regelmäßig übereinander.

Gegen Osten rücken die Ränder der Tannheimer Kette und der Gaichtspitzscholle immer näher zusammen. In der Gegend des Urisees östlich von Reutte werden beide Züge nur durch eine schmale Zone von oberjurassischen Schichten und Kreidegesteinen getrennt und von einer gewaltigen Hauptdolomitmasse übergriffen.

Es ist auf Grund der heute vorliegenden Beobachtungen sehr naheliegend, in dem Profil Fig. 6 die Trias der Gaichtspitze mit jener der Tannheimer Kette zu verbinden und allgemein die Tannheimer Berge nur als einen Teil der großen südlichen Schubmasse aufzufassen.

Die Schollen zwischen den Erosionsrändern der Schubmasse in der Zone Reutte—Nesselwängle—Tannheim können nun entweder als Reste der von der Erosion zerstörten Deckenverbindung oder als Schubschollen an der Basis der Überschiebung gedeutet werden. Nach meinen bisherigen Beobachtungen sind diese Schollen besser als basale Schubschollen denn als Deckenreste verständlich.

Dies tritt weiter westlich zum Beispiel in der Schollenlandschaft der Ussernalpe Fig. 4 deutlicher hervor, da hier die Schollen vorherrschend aus Muschelkalk bestehen, während sowohl im Süden wie im Norden die Ränder der großen Schubmassen nur von Hauptdolomit zusammengesetzt werden.

Die ältere Trias bleibt in den großen Schubkörpern schon weiter östlich zurück.

Während also die Sippschaft der Triasschollen mit großer Wahrscheinlichkeit als tektonisches „Grundgeschiebe“ zu betrachten ist, sind die Verfaltungen und Schuppungen in den jüngsten Schichten des Untergrundes als mehr lokale Schürf- und Zerrwirkungen der darüber bewegten Massen anzusehen.

Die Triasschollen und manche der oberjurassischen Schollen und Falten wären so gewissermaßen der weitergewanderten Grundmoräne, die Verfaltungen und Schuppungen im obersten Untergrunde den Bodenstauchungen eines Eisstromes zu vergleichen.

Mit dem Kastenkopfe tritt der Querschnitt aus dieser reichgliederten geologischen Welt in den Bereich der einförmigen, vorzüglich von Hauptdolomit gebildeten großen Schubdecke ein. Einfache, weitgespannte Faltung beherrscht die großen, ziemlich einheitlichen Dolomitmassen. Es sind ungenau ostwestliche Faltwellen, die hier vorliegen.

Das Schwarzwassertal folgt einer Mulde, der Hochvogelkamm bildet zusammen mit der gewaltigen Hornbachkette eine breitmächtige Aufwölbung, an welche sich schon im Bereiche des Lechtales eine neue, tiefeingreifende Mulde anfügt.

Aus dieser großen, in schwere, breite Wogen geworfenen Hauptdolomitplatte sind an zwei Stellen, einerseits in der Westfortsetzung des Schwarzwassertales, andererseits im Bereiche des Hinterhornbachtals, große, spitzwinklige Stücke herausgeschnitten.

Während der schmale nördliche Ausschnitt sich nur bis in den Hintergrund des Schwarzwassertales verfolgen läßt, greift der viel breitere südliche bis ins Lechtal in die Gegend von Stanzach zurück.

Aber nicht nur in den Dimensionen, sondern auch in der Tektonik und Schichtgruppierung sind zwischen diesen beiden Deckeneinschlitten große Unterschiede vorhanden. Der schmale Einschnitt im Norden des hochragenden Gewölbes des Hochvogels ist charakterisiert durch eine vom Hauptdolomit bis zu den Aptychenschichten reichende vollständige Schichtserie, welche sich wenigstens an der Glasfelderscharte in regelrechter Weise an die heftig aufgefalteten Hauptdolomitschichten der Fuchskarspitze anschmiegt.

Gegen Osten verhindern in der Tiefe des Schwarzwassertales mächtige Schuttmassen den Einblick in den Zusammenhang, im Westen in der Umgebung des Prinz-Luitpold-Hauses, Fig. 7, greifen bald kleine Überschiebungen ein, durch welche die lebhaft gefalteten Hauptdolomitschichten über einen Keil von oberrhätischem- und rotem Liaskalk und dieser wieder über Fleckenmergel und Radiolarite vorgeschoben erscheint. Im Hintergrunde des Hintersteinertales verschwindet diese junge Zone und am Himmeleck ist nur in den Hauptdolomitschichten des Wildenkammes ein Rest jener kleinwelligen Auffaltung zu erkennen.

Die Nordgrenze dieser Einschaltung von jüngeren Schichten ist durchaus eine südfallende Schubfläche. Der hier angrenzende Hauptdolomit zeigt sich in schroffem Gegensatze zu den prachtvoll gefalteten, klaren Dolomitschichten der Fuchskarspitze und des Wiedenerkopfes (Fig. 7) großenteils strukturlos und feinbrecciös. Weiter ab von der Schubfläche tritt auch da wieder deutliche Schichtgliederung ein.

Es ist wahrscheinlich, daß diese Überschiebung sich durch das Schwarzwassertal und über den Saldeinersattel bis in die Gegend von Stanzach im Lechtal fortsetzt.

Nach den vorliegenden Beobachtungen dürfte diese Einschaltung junger Schichten nördlich des Hochvogels nicht als ein Fenster, als ein Durchblicken des Untergrundes, sondern im Gegenteil als eine Einrollung, eine Niederzerrung der Hangendschichten der großen Hauptdolomitplatte aufzufassen sein.

Die auffallend lebhaft kurzweilige Faltung, welche die Hauptdolomitschichten knapp südlich der jungen Schichten des Glasfelderkopfes zeigen, steht jedenfalls in engster Beziehung zu dem Vorgang der Einschaltung. Sie verrät gegenüber der weitgedehnten, großzügigen Architektur der Hochvogelgruppe einen schroffen Gegensatz und gibt ein ausgezeichnetes Bild einer ganz lokal begründeten Fältelung, einer Schichtzerknitterung wegen erhöhter Reibung beim Vormarsch der Schubmasse.

Wahrscheinlich gab eine kleine Senkung des Untergrundes den Anlaß zu einer Einsenkung der Schubmasse. Die eingesenkten Teile wurden dann von Südosten her teilweise überwältigt und heftig gepreßt.

Die jungen Schichten, welche nach dieser Auffassung ins Hangende der Schubmasse gehören, wurden durch die Einsenkung und Einrollung vor der Abtragung bewahrt, welche dieselben sonst weit und breit von der Hauptdolomitdecke entfernt hat.



Fig. 7. Schematische geologische Ansicht der Ostflanke des Wiedenerkopfs nordwestlich vom Hochvogel.

Die lebhafteste Kleinfaltung der Hauptdolomitschichten erlischt an der Grenze der weichen Kössener Schichten, welche streckenweise ausgequetscht und überschoben sind.

Ganz anderen Verhältnissen begegnen wir in den tiefen Einschnitten des Hinterhornbachtals. Hier liegt in wunderbar klaren, einfachen Umrissen ein gegen Westen geöffnetes Fenster der großen Hauptdolomitschubmasse vor, unter der weithin Fleckenmergel, seltener Liaskalke, oberrhätische Kalke und Kössener Schichten zum Vorschein kommen. Wir haben da vielleicht das deutlichste und am besten aufgeschlossene Fenster der nördlichen Kalkalpen vor uns. Es kommt dies dadurch zustande, daß sowohl die Decke als auch der Untergrund jeweils fast ausschließlich von einer Gesteinsserie gebildet werden, welche außerdem in jeder Richtung große Verschiedenheiten aufweist. Unten haben wir die weicheren, der Vegetation freundlichen liasischen Fleckenmergel, oben die raugestufteten und schroffverwitternden Hauptdolomitbänke. Der landschaftliche Eindruck dieser beiden Regionen wird durch die großen Räume, welche beiden zur Verfügung stehen, und die monumental einfache Architektur der flach gegen Westen ansteigenden Grenzlinien ausgezeichnet gehoben.

Das schöne Hinterhornbachtal ist mit seinen Seitengraben fast allenthalben tief in die Fleckenmergelzone eingeschnitten. Nur am Eingang des Tales, bei Vorderhornbach, verläuft der Bach im Hauptdolomit der hier tief herabgesunkenen Hornbacherkette, während sich die Fleckenmergelzone höher oben am nördlichen Berghang noch bis ins Lechtal bei Stanzach hinzieht. Der Anschnitt der Schubfläche, welcher das Fenster umrandet, zeigt einen beträchtlichen Anstieg von Osten gegen Westen. Im Lechtal gegenüber von Stanzach steigt die Schubfläche in zirka 938 *m* unter das Lechbett hinab. Im Westen liegt dieselbe am Hornbacherjoch bei 2023 *m*, am Kanzberg bei 2016 *m*, an der Westseite der Jochspitze bei 2216 *m*, am Grat südlich des Kreuzecks bei 2340 *m*, am Märzle bei 2201 *m* Höhe. Das ergibt im Durchschnitt auf eine Strecke von 13—17 *km* ostwestlicher Erstreckung einen allerdings nicht gleichmäßigen Anstieg von zirka 1100—1300 *m*.

Die Fleckenmergelschichten nehmen im allgemeinen flache, leicht verbogene Stellungen ein, sind jedoch besonders in dem engen östlichen Teil des Fensters von einer kräftigen Kleinfältelung durchdrungen.

Über den meist sehr steilen Lehnen und „faulen Wänden“ der Fleckenmergel thronen dann allenthalben die mächtigen Hauptdolomitbauten der großen Schubdecke.

Die Dolomitschichten ruhen durchaus mit einer glatten, scharfen Schubfläche den Fleckenmergeln auf und es ist mir bisher nicht gelungen, mit Sicherheit irgendeine fremde Zwischenschichte entlang der weithin offen zutage liegenden Schubgrenze zu erkennen. Es gilt dies sowohl für den nördlichen als auch den südlichen Fensterrahmen.

Vergleicht man dieses auffallende Fehlen der Radiolarite, Aptychenschichten und Kreideschiefer im Gebiete des Fensters des Hinterhornbachtals mit der gewaltigen Anhäufung und Zusammenfaltung in der Höfats-Schneck-Rotspitzzone, so entsteht die Vorstellung, daß wir in dieser letzteren Zone die weiter süd- und ostwärts abgeschürften obersten Lagen des Untergrundes aufgespeichert vor uns haben.

Was im Bereiche des Fensters des Hinterhornbachtals an Oberjura und Kreide fehlt, liegt wenigstens zu großem Teil in dieser Schürfzone vor der Stirn der großen Schubdecke angehäuft. Wir haben schon früher darauf hingewiesen, daß auch der Aufbau dieser eigenartigen Zone mit ihren kühnen Gräfelshörnern dieser Auffassung zustimmt.

Die Hauptdolomitschichten bilden über das Fenster hinweg, wie schon erwähnt wurde, ein weitgespanntes Gewölbe.

Dieses Gewölbe verengt und versteilt sich gegen Osten. Gegen Westen wird es sehr breit und hat eine leicht wellig verbogene Scheitelzone. Hier ist am Kanzberge und an der Jochspitze ein fast ganz abgetrenntes Stück des Scheitels zwischen Hinterhornbach- und Jochbachtal erhalten, welches nur noch mit einer schmalen Dolomitfaser an dem breiten Massiv der Wilden hängt, sonst aber allseitig frei auf den Fleckenmergeln schwimmt. So besitzt das Fenster des Hinterhornbachtals auch noch einen ganz ausgezeichnet erschlossenen Deckenzeugen.

Neben diesem großen Deckenrest sind noch am Grat zwischen der Hornbachkette und dem Kreuzeck sowie im Marchkar kleine Dolomitschollen auf dem Fleckenmergelsockel erhalten, welche von G. Schulze und C. A. Haniel zuerst festgestellt und kartiert wurden.

Im Süden des Fensters von Hinterhornbach senken sich die mächtigen Schichttafeln des Hauptdolomits wieder ziemlich steil südwärts ab.

Es ist eine außerordentlich starke Hauptdolomitplatte, welche hier vorliegt und aus welcher die stolzen Gipfel und die weiten Kare der Hornbachkette herausgemeißelt sind. Die überaus große Mächtigkeit der Hauptdolomitschichten läßt schon von vornherein eine mehrfache Übereinanderlagerung der Schichten vermuten, für welche wenigstens im westlichen Abschnitt auch unzweideutige Beweise vorhanden sind.

Zu beiden Seiten des nördlich von Holzgau tief eingeschnittenen Höhenbachtals sehen wir die südfallenden Hauptdolomitmassen durch eine Verschiebung zerlegt, an welcher eine stark zerquetschte junge Schichtzone eingeschaltet erscheint.

Diese Einschaltung reicht vom Südwestgehänge des Ramstallkopfes bis zum Südabhänge des Biberkopfes und umfaßt Plattenkalk, Kössener Schichten, oberrhätische Kalke, rote Liaskalke, Fleckenmergel und Gosauschichten. Die Gosauschichten sind auf den Bereich südlich des Hohen Lichts beschränkt. C. A. Haniel hat diese Zone zuerst genauer geologisch erforscht und das Vorhandensein der Gosauserie erkannt.

Wie schon bemerkt, verliert die in der Nachbarschaft des Hohen Lichts sehr mannigfaltige und interessante Einschaltung sowohl gegen Nordosten als auch gegen Südwesten im Streichen ziemlich rasch ihren jüngeren Schichtinhalt und es legt sich weiterfort nur Dolomit auf Dolomit.

Diskordanzen in der Schichtstellung und brecciöse Strukturen lassen sich aber noch beiderseits weiterhin nachweisen.

Der Bau der Einschaltung ist ziemlich kompliziert, wenn man auch stets feststellen kann, daß die Schichtfolge das regelrechte Hangende der nördlichen Hauptdolomitschuppe (Kamm: Biberkopf—Hohes Licht—Mädele Gabel—Krottenkopf) ist und von Süden her überschoben wurde. Bezüglich der Einzelheiten dieser Zone sei auf die gründliche, jüngst erschienene Arbeit von C. A. Haniel (Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 63, Jahrgang 1911, Heft 1) verwiesen.

Wie man aus dieser Einschaltung erkennt, dürfte wohl die ganze große Dolomitmasse der Hornbachkette durch eine Übereinanderschichtung von zwei Schollen ihre gewaltige Mächtigkeit erlangt haben, wobei allerdings meist Dolomit auf Dolomit gelegt wurde. Diese Überschiebung dürfte nach ihrem Auftreten nur eine lokale Bedeutung und geringe Dimensionen besitzen.

Ob die jungen Schichten größtenteils schon vor der Überschiebung abgetragen waren oder erst durch den Schubvorgang abgeschoben wurden, habe ich nicht entscheiden können.

Wahrscheinlicher ist mir bei der starken Beanspruchung der ganzen Zone eine tektonische Entfernung.

Die Schichten dieser durch den Gehalt von Gosau charakterisierten Einschaltung gehören ebenso wie jene der Einrollungszone nördlich des Hochvogels ins Hangende der großen Hauptdolomitplatte. Daß auch hier der Ablagerung der Gosauschichten eine starke Erosion vorausgegangen ist, beweisen die oft ziemlich groben Breccien und die Auflagerung der Gosau auf die Fleckenmergel. Die Radiolarien- und Aptychenschichten, vielleicht auch noch Kreidegesteine, sind schon vorher zerstört und weggeführt worden.

Die Hauptdolomitschuppe, welche diese Gosaeinschaltung von Süden her überschiebt, zeigt einen regelmäßigen Schichtbestand bis zu den Aptychenschichten, über welchen die ebenfalls von C. A. Haniel erforschten senonen Kreideschiefer von Holzgau lagern. Diese Schichtgruppe ist zu einer tiefen Mulde verbogen, in deren Kern die gerade genannten Kreidegesteine ruhen.

Zu beiden Seiten des Höhenbachtals ist sehr gut zu sehen, wie diese Schichtenscholle von Längs- und Quersprüngen zerschnitten und verschoben wird. In der Gegend westlich des Höhenbachtals erreichen diese kleineren Verschiebungen und Stauchungen den lebhaftesten Ausdruck.

Daß auch ostwestliche Bewegungen mitbeteiligt sind, erkennt man an der schönen liegenden Falte in der Nordwand des Kammes Muttekopf—Wildmahdspitze. Die Stirn dieser Falte aus Kössener Schichten und oberrhätischen Kalken ist gegen Westen gekehrt.

Außerdem erscheint die Kreidemulde von Holzgau in ihrer Fortsetzung gegen Osten nördlich der Mündung des Sulzeltales um mehr als 1 km gegen Norden verschoben. Die Ursache dieses Vershubes ist in dem Vorstoß der nördlichsten Hauptdolomitschubmasse der Lechtaler Alpen zu suchen, welche hier auf die Nordseite des Lechs herüberdringt.

Die Kreidemulde von Holzgau taucht gegen Westen unter die eben genannte Schubmasse hinab, während sie gegen Osten bis in die Gegend von Elbigenalp fortstreicht. Als Muldenform erst noch mit einem Oberjurakern, später nur mehr mit Fleckenmergeln, läßt sich diese Zone trotz einer neuerlichen Nordverschiebung in der Gegend von Namlos bis ins Lermooser Becken verfolgen.

Lechtaler Alpen.

Die Lechtaler Alpen werden von dem Querschnitte westlich von ihrer höchsten Erhebung der Parseierspitze, aber noch immerhin im Bereiche von hohen und stolzgeformten Gipfeln durchbrochen. Insbesondere sind es die kühn und eigenartig gebildeten Häupter der Freispitz- und Wetterspitzgruppe, welche diesem erst in jüngster Zeit genauer erforschten Gebirge weithin lesbare, sehr charakterische Linien geben.

Das Hauptprofil übersetzt den Lech in der Gegend von Stockach und folgt nun dem schön geschwungenen Kamme, welcher das tief eingeschnittene Sulzeltal an der Ostseite bis zum Gipfel der Feuerpitze begleitet. Das erste größere tektonische Element, das uns hier begegnet, ist ein sehr mächtiges, ungleichseitiges Gewölbe aus Hauptdolomit mit einem Kern von Rauhacken und Dolomitbreccien. Eine deutliche Gewölbeumbiegung ist im Bereiche des Querschnittes weder in den Hauptdolomitschichten, noch in dem meist äußerst heftig verdrückten Kern zu sehen. Trotzdem ist die Auffassung als Antiklinale die nächstliegende.

Der Nordflügel ist hier viel mehr tektonisch beansprucht als der ruhig steilgeschichtete Südflügel. Der Kern, der meist nur aus Rauhacke und Dolomitbreccien besteht, bringt weiter östlich jenseits der Mündung des Alperschontales einen ziemlich ausgedehnten Streifen von Gips zutage, welcher schon seit längerer Zeit im Abbau steht.

Das hier besprochene Gewölbe läßt sich auf etwa 50 km Entfernung von der Gegend des Schachtkopfes südlich von Biberwier bis an das Nordgehänge des Pimits westlich von Steeg im Lechtal verfolgen. Hier und da treten im Innern dieses Zuges unzusammenhängende Linsen von Rauhacken und Breccien auf, zu denen öfters auch Gips hinzutritt. Der unmittelbar an der Fernpaßstraße nördlich von Nassereith gelegene, heftig gefaltete Gipsstock gehört ebenfalls der Kernzone dieses Gewölbes an.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Rauhacken und Gipszonen zu den Raibler Schichten gehören.

Während diese Antiklinale im Osten am Abbruch des Mieminger Gebirges ganz unvermittelt beginnt, endet dieselbe im Westen von Steeg mit einem gegen Nordwesten geschlossenen Sattel.

An zwei Stellen, einerseits zwischen Obergiblen und Schönau, andererseits bei Steeg, tritt diese Hauptdolomitmasse auf die Nordseite des Lechtals über, wobei sie mit einer Schubfläche auf jüngeren Schichten

aufruht. Diese Schubfläche scheint keine große Bedeutung zu haben, da sich östlich von Elbigenalp wieder mehr regelmäßige Lagerungen an den Nordflügel unserer Antiklinale anschließen.

Trotzdem zeigt der auf der Nordseite des Lechtales nördlich von Stockach lagernde Vorposten dieser Schubmasse eine mehrfache innige Verfaltung und Verteilung von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten, wie sie für die Stirnregion von Schubmassen charakteristisch ist, welche eine große Reibung zu überwinden hatten.

Es ist nun interessant zu sehen, daß dieser vorspringende und so verfaltete Teil der Schubmasse die schon oben beschriebene Kreidemulde von Holzgau in seinem Bereiche um zirka 1 *km* weiter nach Norden verschoben hat. Der Vorsprung der Hauptdolomitmasse entspricht genau der auffallenden Knickung der Kreidemulde nördlich von Stockach. C. A. Haniel hat in seiner jüngst erschienenen Arbeit (Die geol. Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft 1911, Bd. 63, H. 1) auf seinem tektonischen Übersichtskärtchen unsere hier beschriebene Antikline als „Burkopfschuppe“ bezeichnet.

Im Süden schließen sich im Bereiche des Querschnittes nun eine ziemlich breite und tiefe Mulde und ein Sattel an, welche mehrere kleinere Auffaltungen in sich enthalten. Die Mulde wird im allgemeinen in regelmäßiger Aufeinanderfolge von einem Schichtsystem ausgefüllt, dessen höchste Teile zum Cenoman oder zu noch jüngeren Kreideschichten gehören. Im einzelnen zeigt diese Mulde jedoch gar manche Unregelmäßigkeiten, welche hauptsächlich durch eine mächtige, darauf aufgeschobene Schubdecke herbeigeführt wurden.

Die Kössener Schichten, welche in reicher Entwicklung über dem Hauptdolomit folgen, zeigen besonders im Bereiche des Nordflügels der Mulde unregelmäßige Auflagerungen.

Auf die mächtige, durch Zusammenschub erzeugte Verdickung unterhalb des Tajakopfes folgt dann eine auffallende Verdünnungszone im Bereiche des hinteren und vorderen Sonnenkogels.

Die Schichten des darunter lagernden Hauptdolomitgewölbes stoßen sowohl im Streichen als auch senkrecht dazu diskordant gegen die Kössener Schichten ab. Das ist besonders deutlich an den Nordabhängen der beiden Sonnenkögel gegen das Lechtal zu sehen.

Knapp unter dem Gipfel des hinteren Sonnenkogels ist sogar eine stark gefaltete Scholle von Aptychenkalk direkt der Hauptdolomitbasis aufgesetzt. Man hat hier den Eindruck, daß die Kössener Schichten und über ihnen wohl auch die anderen jüngeren Schichtgruppen unter der Last der darüber bewegten Schubmassen teilweise von ihrem Untergrund abgeschürft und abgezerrt wurden.

Die Verfaltungserscheinungen sind innerhalb der Kössener Schichten besonders im Hintergrunde des Sulzeltales besonders schön und in großartigen Dimensionen entwickelt.

Über den Kössener Schichten folgen nun im Bereiche dieser Mulde und des nächst südlicheren Sattels nicht wie gewöhnlich in den Lechtaler Alpen oberrhätische Kalke (oberer Dachsteinkalk) mit eng darangeschweißten roten Liaskalken, sondern es bauen sich darüber

graue, wohlgeschichtete Kalke mit schwarzen Hornsteinen auf. Über diesen kommen dann erst die typischen, vorzüglich mittelliasischen Fleckenmergel. In die Fleckenmergel ist eine Zone von Manganschiefern eingeschaltet, welche jedoch bei weitem nicht die Mächtigkeit wie in den Allgäuer Alpen erreicht und nur streckenweise entwickelt erscheint. Über den Fleckenmergeln kommen die Hornsteinkalke und Aptychenschichten. Über den letzteren ist dann noch stellenweise eine sehr mächtige Gesteinsfolge von Sandsteinen, feinkörnigen Konglomeraten, Pflanzensandsteinen, Hornsteinbreccien, schwarzen Schiefen, hellfarbigen, seidenweichen, dünnblättrigen Mergeln vorhanden.

An einigen weiter östlich gelegenen Stellen wurden in dieser Gesteinsreihe Sandsteine und Konglomerate mit *Orbitulina concava* Lam. gefunden. (Vergleiche den Fundbericht darüber in den Verhandl. der k. k. geol. R.-A., Wien 1910, Nr. 2.)

Es ist sehr wohl möglich, daß sich über dem Cenoman noch jüngere Kreideschichten befinden, doch ist bisher kein sicherer Anhalt dafür gewonnen worden.

Es erscheint dies aber umso wahrscheinlicher, als sich hier ganz ähnliche Mergel finden wie in der Kreidemulde von Holzgau, in welcher von C. A. Haniel senone Foraminiferenmergel nachgewiesen wurden.

Wie man aus dem Vergleich des Hauptprofils mit den Nebenprofilen erkennt, ist der Inhalt dieser Mulde in ziemlich benachbarten Schnitten ein recht verschiedener. Es kommt dies daher, daß gerade in diesem Teil der Lechtaler Alpen zu der Nord-Südfaltung eine nahezu ebenso kräftige Ost-Westfaltung hinzutritt. Wie das beistehende Profil Fig. 8 zeigt, haben wir es mit hochwogenden Verbiegungen zu tun, welche jedoch auch die auflagernde Schubmasse mitbetroffen haben, also jünger als die Aufschiebung sein müssen.

Ein schönes, weithin sichtbares Beispiel für diesen ostwestlichen Faltenwurf bilden die Oberjuraschichten des Tajakopfes, welche wie ein Sattel auf dem nordsüdlich streichenden Fleckenmergelrücken sitzen.

Die jüngsten Schichten der Kreideserie dürften auch hier wie sonst in den Lechtaler Alpen nur durch die Bedeckung mit mächtigen Schubmassen vor der Abtragung gerettet worden sein.

Noch stärker verbogen im einzelnen als die eben besprochene Mulde ist der südlich daran geschlossene Sattel.

Der Kern aus Hauptdolomit ist wegen seiner tiefen Lage nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Darüber folgt nun wieder die eben besprochene Schichtgruppe, wobei besonders die Kössener Schichten durch ihren lebhaften, oft geradezu auflodernden Faltdrang hervortreten.

Im Hintergrunde des Sulzeltales ist der Sattel auf der Ostseite durch Einschaltung einer schmalen sekundären Mulde doppelköpfig entwickelt.

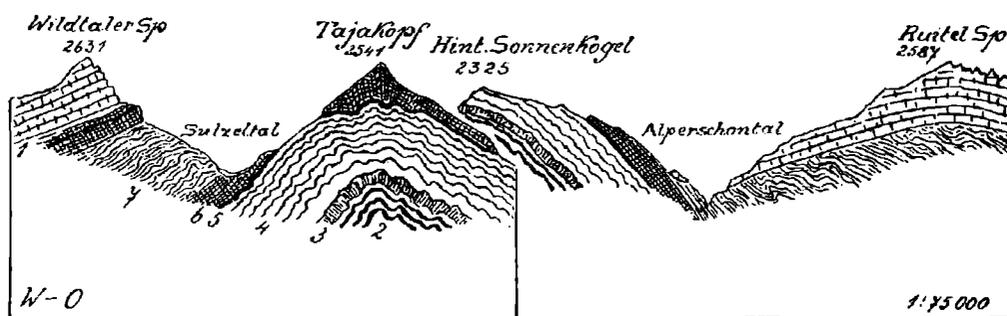
Im Bereich des Südschenkels dieses Sattels treten auch hier die Kreideschiefer wieder auf. Sie sind in der intensivsten Art mit Hornsteinkalken, Aptychenschichten und Fleckenmergeln verfaltet und verkeilt.

Die beistehende Skizze der Nordwand der Wetterspitze Fig. 9 gibt ein Bild dieser interessanten und in den hohen, nackten Felswänden wunderbar erschlossenen tektonischen Verschlingungen und Zerreißen. Hier ist bei der häufig sehr schwierigen Zugänglichkeit und den ungünstigen Schneeverhältnissen die vollständige Entzifferung aller Stellen noch nicht zum Abschluß gebracht worden. Eine genaue tektonische Analyse kann hier nicht gegeben werden, dieselbe bleibt der geologischen Beschreibung der Lechtaler Alpen vorbehalten.

Hier sollen nur einzelne, besonders wichtige Grundzüge kurz angedeutet werden.

Die Motivierung für die so stark gesteigerte Innigkeit der Faltungen, für die häufigen Wiederholungen und Einschaltungen von Streifen, Schollen und Keilen älterer Gesteine in jüngere Schichten,

Fig. 8.



Das Profil zeigt die starke ostwestliche Faltung in dem Gebirge südlich von Holzgau, welche auch die Schubflächen betrifft.

- 1 = Hauptdolomit. — 2 = Kössener Schichten. — 3 = Liashornsteinkalke. —
 4 = Fleckenmergel. — 5 = Radiolarienschichten. — 6 = Aptychenkalke. —
 7 = Kreideserie.

für die vielfachen Zerreißen, Ausquetschungen und Anhäufungen besteht in dem Vordrang einer mächtigen Schubmasse, welche den stolzen Keil der Wetterspitze vor sich her sendet. Während die Skizze der Wetterspitznordwand einen ost-westlichen Anschnitt dieser Zone liefert, bringt die Skizze der Ostflanke der Guflespitzen Fig. 10 einen nordsüdlichen Schnitt durch dieselbe Zone.

Auch dort sehen wir dieselbe Schubmasse an der Basis mit einer liegenden Falte von Hauptdolomit gegen Norden vordringen und ein Durcheinander von Schollen und Schuppen vor sich her treiben.

Die Wirkung des Vordringens einer Schubmasse auf ihre eigenen Schichtlagen und auf die Komponenten ihres Untergrundes und Verbandes ist in geradezu ausgezeichneter Klarheit und bis in die feinsten Details lesbar an diesen steilen Berghängen verzeichnet.

Wir erkennen, wie die liegende Fußfalte der Schubmasse durchaus nicht durch eine Fernwanderung, sondern lediglich durch die große

Reibung an der Basis zustande kommt, welche die untersten Schichten mehr betrifft als die darüber folgenden. Die vordersten und untersten Schichtlagen bleiben etwas zurück und werden dadurch zu einer Falte verzerrt, während die hangenden Zonen ungefaltete vorwärts gelangen. Es hat diese Erscheinung manche Ähnlichkeit mit dem Fließen von Lava-, Schlamm- oder Eisströmen, wo auch die unteren Lagen wegen der gesteigerten Reibung von den höheren überholt, überschoben oder überwälzt werden. Dagegen kommen jene zum Beispiel im Hochvogelgebiete so lebhaft ausgebildeten Faltungen der ganzen Stirnregion von einem Widerstande her, welcher der ganzen Masse mehr gleichmäßig entgegentritt.

Der Untergrund und das Vorland einer Schubmasse wird in sehr kräftiger Weise deformiert. Einerseits finden Abschürfungen, Auswäzungen, Verdünnungen von einzelnen Lagen statt, andererseits werden die mitgeschleppten Schollen und Keile wieder abgelagert, mit anderen Schichten verknetet, verfaltet, verkeilt oder es werden einzelne Schichten durch Zusammenschub örtlich verstärkt.

Man kann geradezu von einer tektonischen Abtragung und einer tektonischen Ablagerung sprechen, die entlang der Schubflächen vor sich geht. Aus dem Vergleich der beiden senkrecht zueinander orientierten Schnitte geht auch hier wieder deutlich hervor, daß neben der Nord-Südbewegung noch eine kräftige Ost-Westbewegung sich bis zu den kleinsten Details hinab ausdrückt.

Zu erwähnen wäre hier auch, daß sich an der Südwand der Wetterspitze große, saiger stehende, ostwestlich streichende Rutschflächen befinden, welche mit annähernd horizontalen Rutschstreifen graviert sind.

Auch die Schubmasse, welche diese Schürfungs- und Mischungszone unter und vor sich liegen hat, erscheint in der Ostwestrichtung stark verbogen.

Die Zusammensetzung dieser nun zu schildernden Schubmasse ist eine ziemlich komplizierte. Wir haben einerseits eine mächtige untere Hauptdolomitmasse und andererseits darüber eine sehr mannigfaltig verbogene und verfaltete jüngere Schichtenzone.

Die untere Hauptdolomitmasse erreicht in der Gegend unseres Querschnittes eine sehr bedeutende Mächtigkeit und sie baut hier einen schönen, mächtigen Berg, die eisgekrönte Vorderseespitze, allein auf. Bei flüchtiger Betrachtung scheint der Bau dieses Systems von meist steil gegen S einfallenden Hauptdolomitschichten ganz einfach zu sein. Durch sorgfältige Kartierung der Schichtstellungen läßt sich aber feststellen, daß hier 4—6. einzelne, selbständige Schuppen vorliegen, die gegeneinander wahrscheinlich nur um geringe Beträge verschoben sind. Charakteristisch für diese Verschiebungen ist aber die Ausbildung von kleinen Stirnfalten an den Schubflächen, wie wir eine solche, die nördlichste dieser Schar, im Hintergrunde des Sulzeltales etwas näher betrachtet haben.

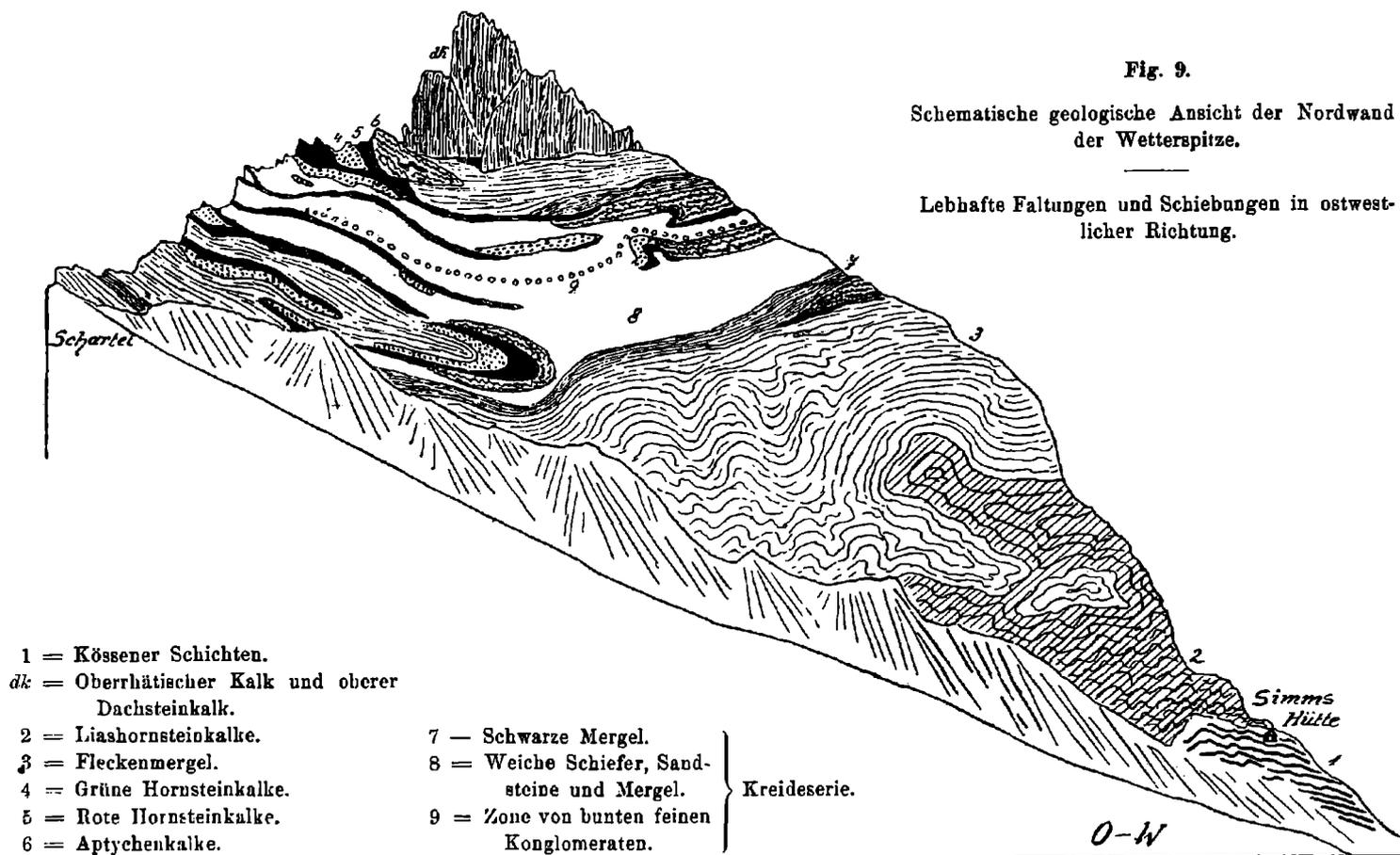
Am schönsten ausgebildet und aufgeschlossen sind diese Stirnfalten unserer Hauptdolomitschuppen am Westgehänge der Aple Plaißspitze gegen das Kaisertal hinunter.

Fig. 9.

Schematische geologische Ansicht der Nordwand
der Wetterspitze.

Lebhaftes Faltungen und Schiebungen in ostwestlicher Richtung.

Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.



Hier sehen wir zwischen den einzelnen Hauptdolomitfalten die auflagernden Kössener Schichten tief mit eingefaltet und mit hineingezogen.

Selbst in dieser so eng und streng nordsüdlich zusammengepreßten und zusammengeschobenen Masse fehlt es nicht an deutlichen Zeichen für ostwestliche Bewegungen. So sehen wir in der Nordwand der schon erwähnten hochaufragenden Vorderseespitze die Hauptdolomitschichten eine kräftig ausholende, ostwestliche Faltschlinge beschreiben.

Im Hintergrunde des Alperschontales bilden die dichtgedrängten Hauptdolomitschuppen eine weite Hochfläche, die sogenannten Knappenböden. Diese auffallende, große, flachgewölbte Felsfläche dürfte dadurch entstanden sein, daß sich mehrere nebeneinanderliegende Kare durch Zerstörung ihrer Scheidegrate in eine gewaltige Karfläche vereinigten.

Auf diesen Hauptdolomitschuppen ruhen nun im Bereiche der Feuer- und Aple Plaiß-Spitze lebhaft gefaltete jüngere Schichten.

In dem genannten Gebiete beteiligen sich daran Kössener Schichten, oberrhätische Kalke, rote Liaskalke, Fleckenmergel und Hornsteinkalke. Durch das starke Hervortreten der oberrhätischen- und roten Liaskalke unterscheidet sich die Schichtausbildung dieser Mulde von der vorher beschriebenen.

Während nun aber im westlichen Teil die Hauptdolomitmasse nur eine schmale und dünne junge Zone trägt, verbreitert und verstärkt sich die letztere gegen Osten gar sehr und erreicht in dem Kammstück Freispitze—Rotplatte—Rotspitze ihre größte und mannigfaltigste Entwicklung.

Im Westen an den Aple Plaiß-Spitzen finden wir nur eine äußerst lebhaft gefaltete der Kössener Schichten, auf denen die kühnen Gipfeltürme aus oberrhätischen Kalken (mit einer Spur von rotem Liaskalk) wie Schiffe auf hohen Wellen tanzen. An der Feuerspitze beteiligen sich schon alle Schichten bis zu den Hornsteinkalken und es zeigt sich die Ausbildung einer doppelten Falte. Die oberrhätischen Kalke sind in den Biegungen dieser Falten vielfach zerbrochen, zerrissen und zu einer Perlenschnur aufgelöst.

Während bei den Aple Plaiß-Spitzen noch von Süden her eine zusammenhängende Hauptdolomitschuppe bis in die Gipfelregionen hinaufreicht, treffen wir auf dem Plateau der Feuerspitze am Südeck eine kleine, ganz isolierte Decke von arg zerdrücktem Hauptdolomit, welche auf Fleckenmergel ruht.

Man wird nicht fehlgehen, in diesem Überschiebungszeugen den letzten Rest der einst viel weiter nordwärts vorragenden Schuppe der Vorderseespitze zu suchen.

Noch interessanter war die Auffindung einer etwas größeren Schubdecke von Hauptdolomit am Gipfel der Rotplatte. Auch dieser hochgelegene, völlig isolierte Rest dürfte in ähnlicher Weise mit einer benachbarten südlichen Hauptdolomitschuppe in Verbindung gestanden haben, wenn diese Schuppen auch heute im Süden der Rotplatte nicht gegen Süden, sondern widersinnig gegen Norden einfallen. Jedenfalls

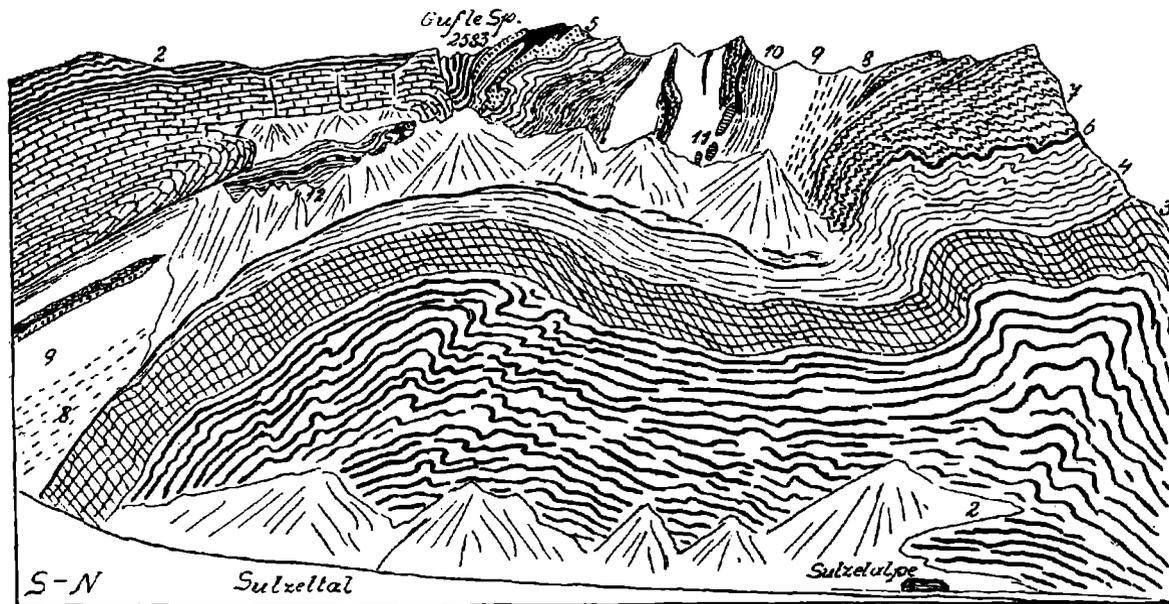


Fig. 10. Schematische geologische Ansicht der Ostflanke der Guflespitzen im hinteren Salztal.

- | | | |
|---------------------------|--|--|
| 1 = Hauptdolomit. | 8 = Grüne, schwärzliche Schiefer mit Sandsteinbänken. | 10 = Schwarze dünnblättrige Mergel. |
| 2 = Kössener Schichten. | 9 = Feine weiche seidige Schiefer und graue Fleckenschiefer. | 11 = Kalkkeile mit ausgewalzten Hornsteinen. |
| 3 = Liashornsteinkalke. | | 12 = Fleckenmergel, rote Liaskalke und Radiolarienschichten. |
| 4 = Fleckenmergel. | | |
| 5 = Grüne Hornsteinkalke. | | |
| 6 = Rote Hornsteinkalke. | | |
| 7 = Aptychenkalke. | | |
- } Kreideserie.

Pflugwirkung an Stirn und Basis der Hauptdolomitschubmasse. Die Schubmasse selbst zeigt Einrollung infolge gesteigerter Grundreibung.

liefern die klaren Verhältnisse an der Aple Plaißspitze für alle diese Erscheinungen einen einfachen und gutpassenden Erklärungsschlüssel.

Die junge Schichtzone, welche die Gipfelfalten der Aple Plaiß- und Feuerspitze bildet, setzt sich nicht unmittelbar in der entsprechenden Zone der Fallenbacherspitze und der Freispitzgruppe fort, sondern letztere erscheint einer etwas nördlicheren Mulde des großen zugrunde liegenden Hauptdolomitmassivs eingesenkt. Diese Mulde ist breit und tief. Selbst das tief eingeschnittene Alperschontal erreicht nicht ihre Sohle. Ihr Bau tritt am klarsten in der Ansicht der Freispitzgruppe Fig. 11 hervor.

Wir sehen im Norden wie im Süden Hauptdolomit, Kössener Schichten, oberrhätische Kalke, rote Liaskalke und Fleckenmergel muldenartig gegeneinander fallen. Der Kern dieser Mulde besteht nun aber nicht aus den entsprechend jüngeren Schichten, sondern aus einem Bündel von eng fächerförmig zusammengepreßten älteren und jüngeren, bunt durcheinander gefalteten Schichten. Es sind viele Keile und Linsen von oberrhätischen Kalken, von Hornsteinkalken und Aptychenschichten den mächtigen Fleckenmergeln eingefaltet und eingeschoben. Im Kerne der gewaltig verkneteten Aptychenkalkmulde der Rotplatte sind sogar noch Kreideschiefer eingeklemmt. Die tektonische Entwicklung ist so mannigfaltig und überraschend, daß sich keine einfachere Faltungs- oder Schiebungsformel für dieses Gebilde geben läßt, wenn auch ersichtlich ist, daß neben höchst gesteigerter Faltung und Abquetschung auch noch Hereinschub von südlicheren Schichtgliedern stattgefunden hat.

Es ist jedem aufmerksamen Beobachter klar, daß hier nur äußerlich eine Mulde vorliegt, indem zum Schlusse eine hoch komplizierte Faltungs- und Schiebungszone eben muldenförmig verbogen wurde. Ich glaube, daß diese Verbiegung mit zu jenen gehört, die alle größeren Schubflächen in diesem Teil der Nordalpen betreffen und folglich nach der Auslösung der Schubwirkungen erst eingetreten sein können.

Die südliche Begrenzung der großen Hauptdolomitzone, welche die eben beschriebenen jungen Schichten unterteuft, ist ebenso wie die nördliche eine glatte, scharfe Schubfläche.

Während aber die nördliche Schubfläche durchaus gegen Süden zu einfällt, wechselt die Neigung der südlichen Grenzfläche sehr rasch und um große Beträge. In der Gegend der Ansbacher Hütte (nördlich von Flirsch) und gleich östlich davon finden wir ziemlich flache, nordfallende Neigungen. Weiter östlich im Hintergrund des Parseier Tales dagegen haben wir steile, saigere und endlich nordwärts der Parseier Spitze sogar südfallende Schubflächen. Auch westlich von der Ansbacher Hütte richtet sich die Neigung dieser Fläche schon im Bereiche des benachbarten Schnanner Tales saiger und geht noch weiter westlich in südfallende Lagen über.

Wir haben also in der kurzen hier betrachteten Strecke zweimal Südfallen und dazwischen eine nordfallende Zone.

Dabei ist die Schubfläche allenthalben mit ausgezeichnete Schärfe entwickelt, so daß an ihrem Zusammenhange nicht der mindeste Zweifel bestehen kann. Auf lange Strecken stößt diese südliche Grenzfläche unserer Hauptdolomitzone ganz unmittelbar oder mit unbedeutenden

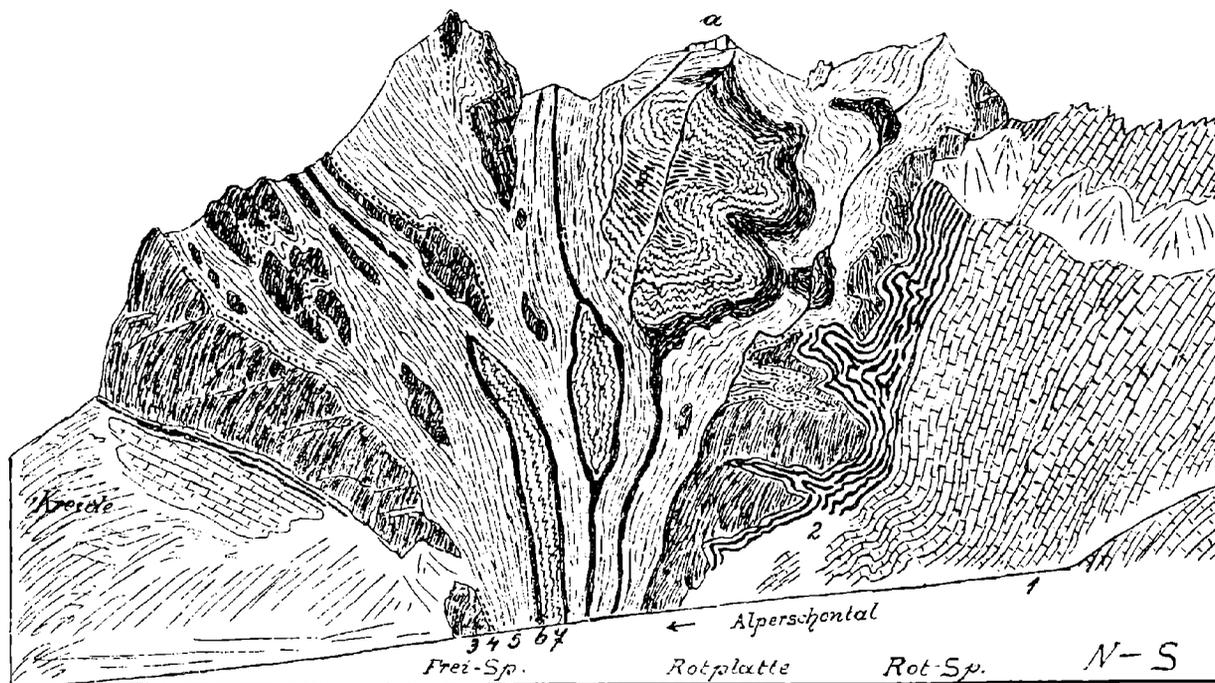


Fig. 11. Schematische geologische Ansicht der Westflanke der Freispitzgruppe.

- 1 = Hauptdolomit. — 2 = Kössener Schichten. — 3 = Oberrhätischer Kalk. — 4 = Rote Liaskalke. — 5 = Fleckenmergel. — 6 = Radiolarite. — 7 = Aptychenkalke. — 8 = Kreideschiefer.
 a = Deckscholle von Hauptdolomit mit einer Sohle von Aptychenkalk.
 Beispiel einer Mulde mit einem fremden viel intensiveren Innenbau.

Zwischenlagen an die uns schon bekannten Kreidegesteine an, welche ein den verschiedenen Neigungen der hangenden Schubfläche gehor-sames Einfallen zeigen.

Als Zwischenschaltung kommen schmale, zerpreßte Keile von Aptychenkalken vor, von denen einer gerade oberhalb der Ansbacher Hütte (die Hütte steht auf Kreideschiefer) am Wege zur Samspitze leicht zugänglich ist.

Es ist naheliegend, auch diese Verdrehungen im Streichen einer einheitlichen Schichtfläche auf nachfolgende Faltungen derselben in zwei Richtungen zurückzuführen.

Der Bau der Kreideschieferzone ist anscheinend überaus einfach. Mit Ausnahme der Gegend östlich der Ansbacher Hütte, wo wir im Hintergrund der Flirscher Klamm einer sehr ungleichseitigen und unregelmäßigen Antiklinale begegnen, findet sich meistens nur einfache, südfallende Lagerung. Da indessen große Teile der weichen Schiefer nicht so sehr mit Faltung als mit Druckschieferung auf Pressungen und Zusammenschiebungen antworten, so ist ohne die allerschärfste Aufmerksamkeit das Detail des Aufbaues dieser Zone nicht zu entziffern.

Auffallend ist, daß im Hintergrunde der Flirscher Klamm, im Bereiche der antiklinalen Verbiegung in großer Ausdehnung intensive Kleinfältelung besonders in den flach liegenden Schichtteilen Platz greift.

Eine nähere stratigraphische Zerlegung dieser vorzüglich von Sandsteinen, Konglomeraten und verschiedenen Schieferarten bestehenden Zone ist bisher noch nicht gelungen. Sie stehen dem weiter nordwärts fossilführenden Cenoman in der petrographischen Ausbildung so nahe, daß ich dieselben vorläufig ebenfalls dazu und zur oberen Kreide zähle.

Einschlüsse von anderen Schichten konnten darin bisher nicht nachgewiesen werden. Es ist des weiteren eine sehr merkwürdige Erscheinung, daß östlich der Flirscher Klamm über diese Kreidezone ein mächtiges Gewölbe von Fleckenmergeln, Hornsteinkalken und Aptychenschichten aufgeschoben ist.

Diese Aufschiebung, welche längs einer gegen Süden einfallenden Fläche erfolgt, setzt an der steilen Westflanke des Griesnuttekopfes ein und greift dann in die Parseierspitz Gruppe über.

Das gewaltige, hochaufgefaltete Fleckenmergelgewölbe der Parseier Spitze selbst mit seiner weithin sichtbaren Krone von roten und grünen Radiolariten und grauem Aptychenkalk gehört dieser Zone an und ist nordwärts über die liegende Kreidezone vorgeschoben.

Die Aufschiebung dieser mächtigen Masse von liasischen und oberjurassischen Gesteinen, durch welche die Kreidezone scheinbar im Streichen ersetzt wird, dürfte wohl die Ursache gewesen sein, weshalb die letztere bisher immer für Allgäuschiefer gehalten wurde.

Die Südgrenze unserer Kreidezone ist nun ebenfalls wieder eine Schubfläche, welche jedoch in dem hier betrachteten Gebiete ständig mit einer ziemlich gleichmäßigen steilen Neigung gegen Süden zu einschließt.

Mit ihr beginnt eine neue, mächtige, meist überkippt liegende Schichtserie, welche ihrerseits im Süden bereits sich an das kristalline Gebirge der Silvretta anschließt.

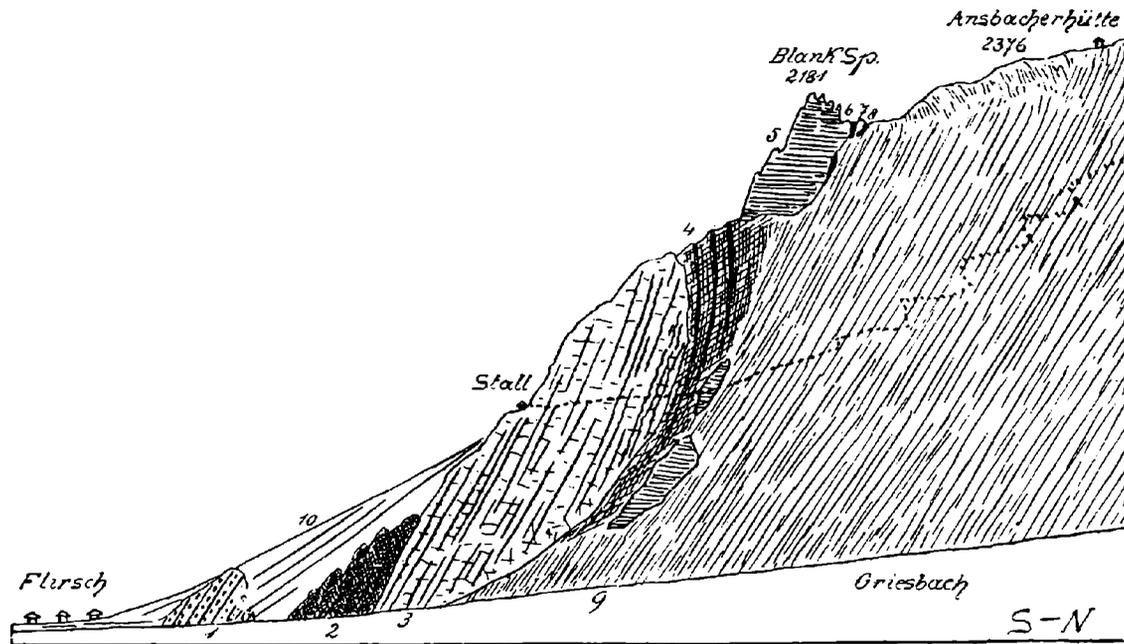


Fig. 12. Schematische geologische Ansicht der Ostflanke der Blankspitze.

1 = Verrucano und Buntsandstein. — 2 = Rauhacken (Myophorienschichten). — 3 = Muschelkalk. —
 4 = Partnachschiefer. — 5 = Wettersteinkalk und Dolomit. — 6 = Raibler Schichten. — 7 = Hauptdolomit. —
 8 = Rauhacke. — 9 = Kreideserie. — 10 = Schutthalde.

Abschneidung der Schichten und Schollenbildung entlang der Schubbahn.

Die wirren Schichtstellungen unter der Ansbacher Hütte zeigen Gehäugerutschungen an.

In dieser Zone treten außer den bisher in den Lechtaler Alpen erwähnten Gesteinsarten noch ältere Triassedimente wie Raibler Schichten, Wettersteinkalk, Partnachschiechten, Muschelkalk, Reichenhaller Schichten und Buntsandstein auf. Keine dieser Schichten läßt sich aber als zusammenhängender Streifen über größere Entfernungen verfolgen. Sie bilden alle mehr oder weniger ausgedehnte Linsen, Schollen, Keile, welche sich gegenseitig ablösen. So kann man hier in keinem einzigen Profil alle Schichtglieder in vollständiger Reihenfolge antreffen.

Bei der stratigraphischen Untersuchung, welche Skuphos im Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. Wien 1903, Bd. 43, H. 1 über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschiechten veröffentlicht hat, gibt dieser Autor auch ein Profil (Fig. 6), welches unsere Zone in der Gegend nördlich von Flirsch durchschneidet.

Skuphos hat hier Reichenhaller Schichten mit *Natica Stanensis* Pichl., *Myophoria costata* Zenk. und *Myophoria Böhmi* nachgewiesen.

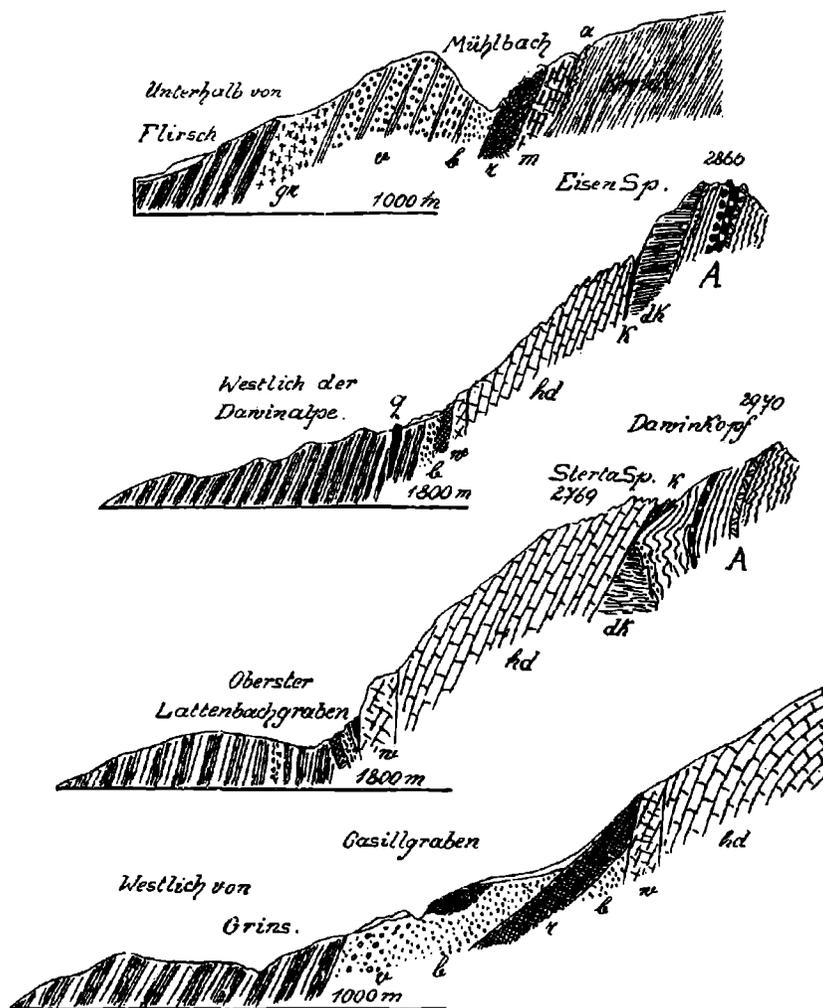
Außer der Angabe von Buntsandstein und Muschelkalk sowie der Schichtfolge nördlich der Grieselspitze sind alle übrigen Aussagen seines Profils unrichtig. Statt Glimmerschiefer ist Quarzphyllit zu setzen. Seine sogenannten Partnachschiechten des Eisenmutterkopfes = Eisenspitze lösen sich auf in Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liasbreccie, Manganschiefer, Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenkalk. Der Sattel der Allgäuschichten seines Griesmutterkopfes enthält Radiolarite und Aptychenkalke und ist einer tieferen Kreidezone aufgeschoben. Die Raibler Schichten zwischen Griesmutterkopf und Grieselspitze erweisen sich größtenteils als Hauptdolomit.

So hat Skuphos bei seiner flüchtigen Begehung dieses schwierigen Gebietes gleich eine ganze Menge von Fehlgriffen getan und ein völlig falsches Bild erhalten. Die Kartierung dieser südlichsten Zone der Lechtaler Alpen setzt ein sorgsames und schrittweises Abgehen voraus, weil alle Schichtglieder in ihrem Streichen den größten Mächtigkeitsschwankungen bis herab zum völligen Verschwinden unterliegen.

Die vorhin beschriebene Kreidezone ist das letzte, weithin gleichmäßig verfolgbare Schichtglied. Dann finden wir erst in der kristallinen Zone wieder weitgestreckte, langzügige Gesteinsfolgen. Die Zwischenzone hat aber gewissermaßen in großen Umrissen die Struktur eines gequälten Augengneises.

Der Umfang dieser Zone ist besonders nach oben ein recht verschiedener. Während wir zum Beispiel in der Flirscher Klamm über Buntsandstein, Rauhwacken, Muschelkalk nur noch eine Zone von Partnachschiechten finden, die schon an die Kreidezone stößt, so begegnen wir in der westlich benachbarten Schnanner Klamm schon einer Schichtfolge, welche über den Partnachschiechten noch Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit enthält. Noch viel reicher wird die Serie knapp östlich der Flirscher Klamm im Gebiete der Eisenspitze. Hier treffen wir über Buntsandstein, Rauhwacken, Wettersteinkalk, Raibler Schichten Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liasbreccie, Manganschiefer, Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenkalke.

Fig. 13—16.



Profile durch die Grenzregion von Kalkalpen und Quarzphyllitzone.

q = Quarzit im Quarzphyllit. — *gr* = Serizitische Quarzgrauwacke. — *v* = Verucano, Konglomerate und Schiefer. — *b* = Buntsandstein. — *r* = Rauhwacken (Myophorienschichten). — *m* = Muschelkalk. — *w* = Wettersteinkalk und Dolomit. — *hd* = Hauptdolomit. — *K* = Kössener Schichten. — *dk* = Oberrhätischer Kalk. *A* = Rote Liaskalke, Fleckenmergel, Liasbreccie, Manganschiefer, Radiolarite, Aptychenkalke.

a = Keil von Aptychenkalken.

Erst diese stoßen an der Kreideserie ab. Man erkennt bei der Begehung der Nordgrenze dieser Zone sofort, daß der Schichtenumfang durch das mehr oder weniger tiefe Eingreifen der großen Schubfläche bestimmt wird, mit welcher sie der Kreidezone auflagern.

Die Skizze der Ostflanke der Blankspitze Fig. 12 zeigt in ausgezeichneter Weise den Typus dieser tektonischen Unterscheidung, welcher hier in ausgedehntem Maße zur Geltung kommt. Im allgemeinen nimmt dadurch der Schichtumfang gegen die Taltiefen hin ab und gegen die Höhen hin zu.

In der Tiefe der Flirscher Klamm ist die Kreidezone am breitesten, die südliche Triaszone am schmalsten entwickelt. Von Osten und Westen nimmt der Schichtumfang der letzteren bedeutend und rasch zu.

Am großartigsten kommt diese Vermehrung des Schichtbestandes in der Parseierspitz Gruppe zum Ausdruck, wo über den Triasgliedern noch mächtige liasische und oberjurassische Schichten folgen, welche zu einer hohen und breiten Antiklinale aufgewölbt und von kleineren Verwerfungen zerteilt sind.

Aber auch die Südgrenze dieser durch das Auftreten der unteren Trias ausgezeichneten Zone ist keine regelrechte.

Buntsandstein und Verrucano, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind, stellen im allgemeinen die räumliche Verbindung mit der Quarzphyllitzone her. Neben gewaltigen Anhäufungen von Buntsandsteinen und Verrucano, wie zum Beispiel in der Gegend westlich von Pettneu finden sich wieder Stellen, wie zum Beispiel nordwestlich und nordöstlich von der Dawinalpe, wo von dieser sonst mächtigen Zone nur schmale Fetzen vorhanden sind oder es fehlen wie in der Gegend östlich von Grins sogar diese flüchtigen Reste von Buntsandstein zwischen Trias und Quarzphyllit.

Auch die im Hangenden des Buntsandsteins befindlichen grellroten Rauhacken (stellenweise mit Gips verbunden) treten nur vereinzelt in großen Massen auf wie nördlich von Grins, nördlich von Flirsch, nördlich von Pettneu, während sie dazwischen gar nicht oder nur in Spuren vorhanden sind.

Die Phyllitzone, welche zwischen Flirsch im Westen und Perjen im Osten auf die Nordseite der Rosanna, Sanna und des Inns übertritt und am Aufbau der Vorhöhen der Parseier Gruppe einen bedeutenden Anteil erlangt, besitzt ebenfalls einen ziemlich reich zusammengesetzten Aufbau.

Ihre Grenze gegen die nördliche Triaszone ist, wie aus den beigefügten Profilen Fig. 13—18 hervorgeht, zum mindesten stark tektonisch umgestaltet worden. Das Streichen dieser Zone ist etwa ostwestlich mit einem steilen Einfallen der Schichten gegen Süden. Ausnahmen von diesem Einfallen finden sich jeweils in geringer Ausdehnung, besonders an der Nordbegrenzung dieser Zone. Das vorherrschende Gestein ist ein normaler Quarzphyllit, der besonders in den südlichen Lagen in Granatphyllite und Gneisphyllite übergeht. Der Granatphyllit tritt besonders in der Zone zwischen Flirsch und Zintlkopf in den Vordergrund.

Als Einschaltungen im Quarzphyllitgebiete lassen sich Quarzite, Quarzgrauwacken, Diabasporphyrite, Diabasmandelsteine, Diabas sowie Zonen von Muskovitgneis nachweisen.

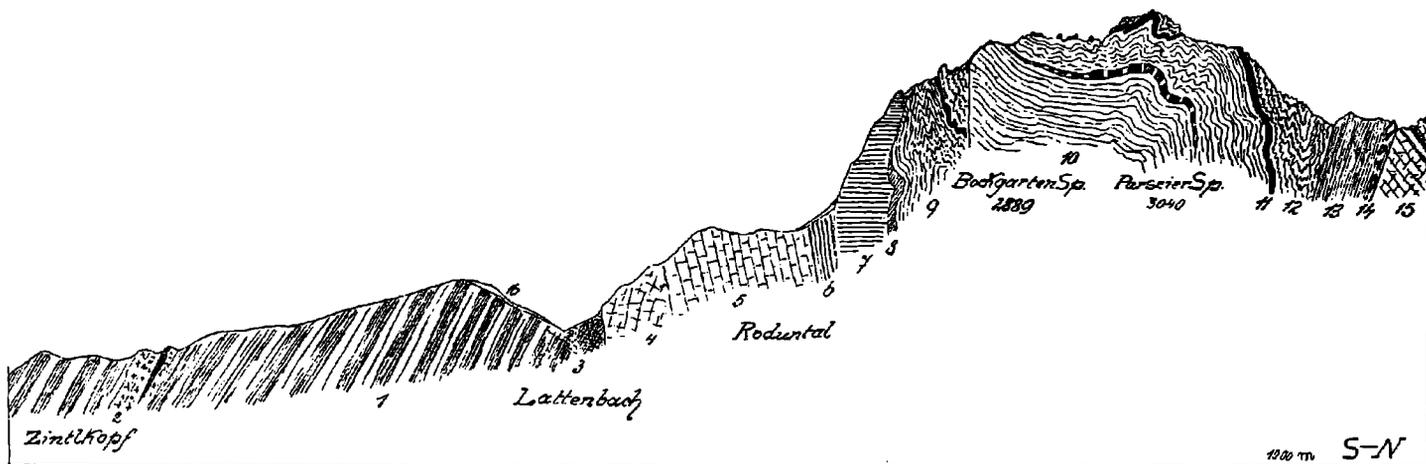


Fig. 17.

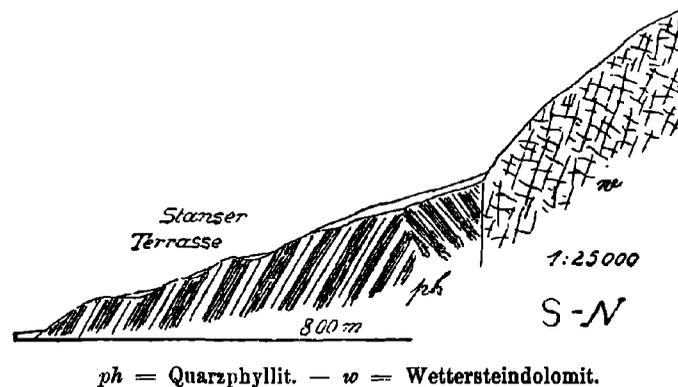
- | | | |
|---|--------------------------|--|
| 1 = Quarzphyllit. | 6 = Kössener Schichten. | 12 = Aptychenkalke. |
| 2 = Serizitische Quarzgrauwacken und Quarzit. | 7 = Oberrhätischer Kalk. | 13 = Kreideschiefer. |
| 3 = Buntsandstein und Rauhwacke. | 8 = Hornsteinlias. | 14 = Schubschollen. |
| 4 = Wettersteindolomit. | 9 = Fleckenmergel. | 15 = Wettersteindolomit und Raibler Schichten. |
| 5 = Hauptdolomit. | 10 = Manganschiefer. | 16 = Moränenschuttwall. |
| | 11 = Radiolarite. | |

Die gewölbeförmige Kuppel der Parseierspitze ist über Kreideschiefer aufgeschoben. Durch die Verwerfung südlich der Bockgartenspitze wurde eine dichtere Raumauffüllung unter der Aufwölbung ermöglicht. Anpassungssprung.

Quarzit tritt vor allem in einem langen, zusammenhängenden Streifen östlich von Flirsch am Fuße der Eisenspitze hervor. Es ist ein schönes, festes, weißes Gestein, das sich bei mikroskopischer Prüfung als ein stark gepreßter Quarzsandstein erweist. Derselbe hat große Ähnlichkeit mit einzelnen Lagen von weißen Quarzsandsteinen im Buntsandstein wie solche zum Beispiel nördlich von Grins am Wege zur Augsburgerrhütte zu sehen sind. Allerdings erreichen diese Sandsteinlagen nur geringe Mächtigkeit und wechseln rasch mit rötlich gefärbten ab.

Während nun aber dieser Quarzitzug, welcher sich wahrscheinlich auch noch südwestlich von Flirsch bis gegen das Malfontal fortsetzen dürfte, ganz an der Nordgrenze des Quarzphyllits erscheint, streicht ein allerdings nicht so mächtiger Zug nordöstlich vom Zintlkopf (1467 m) durch. Dieser steht hier mit serizitischen Quarzgrauwacken

Fig. 18.



in enger Verbindung, übersetzt, wenn auch nicht unmittelbar zusammenhängend, die Sanna und wird oberhalb des Bahnhofes von Pians an der neuen Straße nach Tobadili aufs neue angeschnitten. Hier kommen zu den schon genannten Gesteinen auch noch Diabasporphyrite und Diabasmandelsteine hinzu. Nach der Untersuchung von W. Hammer dürfte die ganze Gesteinsfolge als eine Vertretung von Verrucano anzusehen sein. Dieser Verrucanostreifen ist durch Einfaltung oder Einschiebung ins Innere der Quarzphyllitzone gelangt.

Im mittleren Dawingraben stellen sich Lagen von Muskovitgneis mit gebleichtem Biotit sowie granatführende Gneisphyllite ein.

Östlich von Grins kommt ein Zug von Diabas zutage, welcher sich mit einer kurzen Unterbrechung im Streichen 1 km weit verfolgen läßt. Der Diabas zeigt kataklastische Paralleltexur und erscheint konkordant den Schichten des Quarzphyllits eingelagert.

Die Südgrenze der Quarzphyllitregion fällt schon ganz in den Bereich der kristallinen Silvrettagruppe.

Neuere Literatur zu den Abschnitten Vorland, Allgäuer und Lechtaler Alpen.

- O. Ampferer, Bemerkungen zu den von Arn. Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpenrande. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1908.
- Über den geol. Bau der Berge des Sulzeltales. Jahresbericht des akademischen Alpenklub, Innsbruck 1909.
- und Th. Ohnesorge. Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1909.
- Aufnahmeergebnisse in den Jahresberichten. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1905—1911.
- Aus den Allgäuer- und Lechtaler Alpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1910.
- C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes, Wien und Leipzig 1908.
- W. v. Gümbel, Geologie von Bayern. Kassel 1894.
- C. A. Haniel, Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen von Gosau südlich des Hohen Lichts. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1908.
- Die geol. Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1911.
- Arn. Heim, Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1905.
- Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrshr. d. Naturf. Ges., Zürich 1906.
- Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Eclogae Geol. Helv. 1907.
- Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, 1911.
- Alb. Heim, Das Säntisgebirge. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, 1905.
- H. Mylius, Die geol. Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes. Landesk. Forschungen der geogr. Ges. in München 1909.
- H. Pontoppidan, Die geol. Verhältnisse des Rappentalpentes sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. G. Jh., München 1911.
- K. Reiser, Über Eruptivgesteine des Allgäu. Min. und Petrogr. Mitteil. von Tschermak. Wien 1889.
- A. Rösch, Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. München 1905.
- A. Rothpletz, Geol.-paläont. Monographie d. Vilseralpen. Palaeontographica. Stuttgart 1886.
- Geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
- Geol. Alpenforschungen, I, München 1900.
- Geol. Führer durch die Alpen. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. Berlin 1902.
- Geol. Alpenforschungen, II, München 1905.
- C. Schmidt, Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.
- G. Schulze, Die geol. Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. G. Jh. München 1905.
- G. Steinmann, Geol. Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1906.
- Stuchlik, Die Faziesentwicklung der südbayrischen Oligocänmolasse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906.
- Tornquist, Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. N. Jb. f. M., G. u. P., Stuttgart 1908.
- Noch einmal die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und der submarine Einschub ihrer Klippenzone. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1908.
- V. Uhlig, Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitteil. d. Geol. Ges., Wien 1909.
- M. Vacek, Über Vorarlberger Kreide. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879.
- Weithofer, Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Wien 1902.
- E. Wepfer, Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. N. Jb. f. M., G. u. P., Stuttgart 1908.

Kristalline Zone der Silvretta.

An der Stelle, wo der Querschnitt in den kristallinen Bereich der Silvrettagruppe eintritt, ist die Grenze von Trias und kristallinem Grundgebirge von dem Schutt der Talsohle überdeckt. Weiter östlich, zwischen Flirsch und Zams, sieht man, daß die kristallinen Schiefer mit sehr steilem Südfallen dem Triasgebirge anliegen. Die Beschreibung dieser Grenzverhältnisse erfolgte schon im vorhergehenden.

Die Durchquerung der Berggruppe zwischen Rosanna und Trisanna führt uns durch ein Paket anscheinend konkordant hintereinander folgender steil südfallender Schiefer; das Streichen derselben ist OW gerichtet und dreht sich im mittleren Paznaun gegen OSO herum. An den tiefen Hängen bei Ullmich begegnet der Schnitt steil N einfallenden Schichten, südlich davon fallen sie wieder S und der Rand gegen die Samnauner Bündnerschieferregion fällt wieder steil nach N ab. G. A. Koch, dem wir die einzigen näheren Angaben über diesen Gebirgstheil verdanken, gruppierte die Schichten in der Verwallgruppe in drei Antiklinalen. Im vorliegenden Profil sind sie wohl ganz geschlossen und daher nicht mehr ersichtlich — eine weitere Verfolgung der Lagerungsverhältnisse nach beiden Seiten konnte nicht ausgeführt werden und wird auch nur bei einer sorgfältigen Kartierung der ganzen Gebirgsgruppe zu brauchbaren Ergebnissen führen. Wir können uns hier begnügen mit der Wahrscheinlichkeitsannahme, daß es sich nicht um eine einfache Schichtfolge, sondern um enggeschlossene große Falten handelt.

Die Gesteinsfolge läßt schließen, daß der Nordrand der kristallinen Schiefer in überkippter Stellung sich befindet: zunächst an die ebenfalls überkippte Schichtreihe der unteren Trias grenzen phyllitische Gesteine. Ober Pians gleichen sie dem Quarzphyllit der Innsbrucker Gegend, nähern sich lagenweise aber schon dem Glimmerschiefer; in der Schlucht der Trisanna, zwischen Wiesberg und See (Paznaun) liegen sie am Ausgang der Schlucht, auch hier meist eher einem sehr glimmerreichen Muskovitglimmerschiefer ähnlich sehend, und weiter talein gehen ausgesprochene Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith daraus hervor. Wo der Querschnitt durchzieht — im Malfontal südlich Pettneu — beginnt die kristalline Serie südlich der Arlbergbahn gleich mit Granatphyllit und Granatglimmerschiefer, welche gegen Osten mit denen von Wiesberg—See zusammenhängen. Talaufwärts kommt man dann in Gneise. Zuerst gehen die Granatglimmerschiefer in Phyllitgneis über; dann schaltet sich ein mächtiges Lager eines zweiglimmerigen Flaser- und Augengneises ein, dem der Riffler und das Blankahorn angehören dürften und darüber — alles fällt gleich nach Süden ein — setzen die Paragneise wieder mit Phyllitgneis ein, der vielfach in gemeine Zweiglimmergneise übergeht. Nun folgt ein zweites, ebenfalls sehr mächtiges Lager von Orthogneis; der nördliche Rand desselben ist ein ganz schwach schieferiger Biotitgranit, daraus geht nach oben ein zweiglimmeriger Flasergneis hervor und schließlich ein Muskovitflasergneis. Auch dieses Lager hat nach beiden Seiten eine weite Erstreckung in den umliegenden Bergkämmen.

Das Hangende bildet eine Zone von granat- und staurolithführendem Glimmerschiefer, in dessen Mitte beim Lattejoch ein Lagergang von diabasischem Charakter aufsitzt. Der Glimmerschiefer geht gegen Süden in einen glimmerreichen zweiglimmerigen Gneis über mit Anklängen an Phyllitgneis. Daran schließt sich gegen das Paznauntal zu (im Schnitt auf der Seßladalpe) ein Biotitgneis (meist feldspatarm, also mehr Gneisglimmerschiefer) sedimentogenen Charakters, dessen Biotit in größeren Schuppen und Nestern aus dem feinen, silberglänzenden Gemenge von Muskovit und Chlorit, welches die Schichtflächen überzieht, hervortritt. Im Paznauntal selbst durchquert der Schnitt wieder einen Strich von Phyllitgneis, um dann bis zum Vesulspitz in zweiglimmerigen gemeinen Schiefergneisen zu verlaufen. Beide Zonen dieser Zweiglimmergneise sind durch Amphibolitlager ausgezeichnet, welche besonders weiter westlich in der Verwallgruppe und Silvretta große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen — ihr verdanken viele der schönen Felshörner dieser Berggruppe ihre kühne Form — aber auch gegen Osten hin sich verfolgen lassen. Die Zone der Phyllite und Granatglimmerschiefer am Nordrand erreicht südlich Landeck den Inn. In der Hocheder Gruppe begegnet man nach den Untersuchungen Ohnesorges wieder in ebenso steilstehend überkippter Lagerung einer ähnlichen Reihe von Phyllit, Glimmerschiefer und Gneis mit Einschaltungen ebensolcher Orthogneise wie im Verwall, als Nordsaum der Ötztaler Masse.

Wenn man die Gesteine des Schnittes Pettneu-Vesulspitz mit den kristallinen Schiefen südlich des „Engadiner Fensters“ vergleicht, so ergeben sich bei Heranziehung der kristallinen Schiefer zwischen Finstermünz und Reschenscheideck mehrfache Unterschiede: Während nördlich des „Fensters“ gemeine Zweiglimmergneise mit starkem Hervortreten von Amphiboliten das herrschende Gestein sind, breiten sich in den Nauderer Bergen Biotitgneise mit Perlstruktur in Wechsellagerung mit feinschuppigen Biotitschiefen aus, während Amphibolite fehlen. Weiter südlich erst finden sich dann im oberen Vintschgau größere Amphibolitlager in Begleitung der Perlgneise und Phyllitgneis; im Matschertal Granat- und Staurolithglimmerschiefer. Die Zweiglimmergneise des Vesulspitz gleichen am meisten den gemeinen Zweiglimmergneisen der Ultener Alpen; Gneisglimmerschiefer mit den Biotitnestern und Biotitporphyroblasten wie auf Seßlad sind mir aus den kristallinen Bereichen südlich des Inn nicht bekannt. Gemeinsam sind beiden Gebieten die mächtigen Lager von Augen- und Flasergneisen eruptiver Herkunft.

Die genannten Unterschiede können auf die regionale Verbreitung einzelner altersverschiedener oder nur faziesverschiedener kristalliner Komplexe zurückgeführt werden. Über die Art des ursprünglichen Zusammenhanges beider läßt sich daraus kein Schluß ziehen. Über das Inntal zwischen Prutz und Landeck weg besteht nach Kochs Aufnahmen ein direkter Zusammenhang mit dem geographisch zu den Ötztaler Alpen gehörigen Venetberg; der weitere Zusammenhang mit den Gesteinen des Pitztals und damit der inneren Ötztaler Alpen ist aber, wie aus der von Blaas aufgefundenen Überschiebung im vorderen Pitztale und daran schliessenden Studien des Ver-

fassers geschlossen werden darf, kein so ungestörter, als es nach den älteren Aufnahmen erscheint. Weiteres darüber im nachfolgenden.

Das Gebiet der Bündner Schiefer im Unterengadin und Oberinntal.

Nach dem Verlassen der kristallinen Zone des Verwall durchschneidet unser Querschnitt den rings von alten kristallinen Schiefen umsäumten Bereich der Bündner Schiefer des Unterengadin, neuerdings oft als „Engadiner Fenster“ bezeichnet — einen der interessantesten und für die Erkenntnis des Gebirgsbaues besonders wichtigen Teil des Querschnittes, gleichzeitig aber auch derjenige, welcher dem Geologen die meisten und schwierigsten Rätsel zu lösen gibt. In einem Gebiet wie die Samnauneralpen — welche der Querschnitt eben durchzieht — kann nur eine vieljährige Detailuntersuchung, wie sie von W. Paulcke durchgeführt wird, zu einem abschließenden Urteil führen. Dem Verfasser dieses Abschnittes ist zwar durch seine im Zuge befindliche genaue Kartierung der österreichischen Hälfte des „Engadiner Fensters“ die Gelegenheit gewährt, zu einer eingehenden Kenntnisaufnahme der Bündnerschieferregion — dem vom Querschnitt getroffenen schweizerischen Teil konnte aber naturgemäß nicht eine gleich eingehende Untersuchung gewidmet werden. Deshalb sowohl als auch, weil die Aufnahme des österreichischen Anteiles erst nach Jahren abgeschlossen sein wird und der Fortschritt in diesem Teil voraussichtlich zu manchen Verbesserungen und Umänderungen der hier vorgetragenen Anschauung führen wird, kann diesem Abschnitt nur der Rang einer vorläufigen Mitteilung zugesprochen werden.

Ich versuche nun zunächst einen Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse zu geben.

Zur Stratigraphie des Bündnerschiefergebietes.

Den größten Teil des Bündnerschiefergebietes nimmt ein anscheinend einförmig zusammengesetzter Komplex von gebankten Kalken, Kalkschiefern und Tonschiefern ein, welcher von Stache als „Kalktonphyllit“, von anderen Autoren als „graue Bündner Schiefer“ zusammengefaßt wurde. Er ist zu einer mächtigen Antiklinale aufgewölbt, deren Achse vom mittleren Val Sinestra über den Mondin zum unteren Stubental, nach Tschupbach und bis Fendels verläuft. Von dieser Linie fallen die Schichten bis zum Rand des Gneisgebirges — von untergeordneten Fältelungen abgesehen — gleichförmig nach den beiden Seiten ab. Auch die tiefsten erschlossenen Schichten dieser Antiklinale gehören noch den Bündnerschiefern an; ihr Liegendes ist nicht sichtbar.

Nach der Beschreibung von Tarnuzzer und Grubenmann liegt im Südwest des Gebietes die Granitmasse des Saßmajur bei Ardez, Tasnagranit genannt, im Kern der großen Antikline und stellt also den

tiefsten Teil des erschlossenen Profils dar. Der Granit ist, nach den Autoren, teilweise noch von einer Schale von Sedimentgneis, welchen er intrudiert hat, umschlossen; über ihm liegen Serizitphyllite, welche das Aufarbeitungsprodukt der quarzporphyrischen Randfazies des Granites sind, und darüber klastische Schichten, welche von Grubenmann teils als Reibungsbreccien gedeutet, teils aber auch als sichere Konglomerate beschrieben werden. Ein solches enthält am Piz Minschuns Gerölle von Kalkphyllit, Kalksandstein und Quarz, die Breccie bei Clunas auch Gneis und Granit. Das Zement ist bei Clavigliadas hauptsächlich grüner Serizitquarzit. Über den klastischen Schichten folgt dann die Serie der Bündner Schiefer. Der Granit ist nach Grubenmann sicher älter als die Bündner Schiefer. Auf der Karte ist aber die Grenze zwischen Granit, Gneis, beziehungsweise Serizitphyllit einerseits und grauem Bündner Schiefer andererseits durchwegs als Dislokationslinie eingezeichnet, der Kontakt beider also nach der Autoren Ansicht nicht der primäre.

In der großen Masse der „grauen“ Bündner Schiefer sind zahlreiche Faziesschwankungen deutlich zu beobachten. Einen Anhalt für diese nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit schwer zu gliedernden Schichtmassen bieten nur einige charakteristische Gesteinshorizonte, welche auf größere Erstreckungen hin zu verfolgen sind, vor allen Lagen feinkörniger primärer Breccien und für den mittleren Teil auch die eingeschalteten Decken diabasischer Effusiva.

Dem eben bezeichneten Verlauf der Sattelachse zufolge sind die tiefsten Teile dort aufgeschlossen, wo die tief eingerissenen Schluchten der nördlichen Seitentäler des Inn die Antiklinale durchschneiden: im Stubental, unteren Samnauner Tal (Schalkbach) und im Val Sinestra.

Dem tiefsten Breccienhorizont begegnet man an den Südhängen des hohen Kreuzjoch (bei Pfunds); er streicht vom westlichen Ast des Stubentales bis Spiß und seinem Horizont dürften die Breccienbänke im oberen Fernertobel und am Ostgrat des Schalkkopf entsprechen. Diese Sedimentationsbreccien enthalten Bröckelchen eines ockerfarbenen Dolomits und größere rundliche Quarzkörner in einer feinsandigen kalkigen Grundmasse und werden von sandig-kalkigen Schiefen begleitet. Die unter diesem Horizont liegenden Schichten sind vorwiegend kalkiger Natur und sind zum großen Teil so weit kristallin, daß sie noch als Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden können. Doch verschwindet diese Kristallinität gegen Südwesten zu, so daß schon am Schalkbach größtenteils wenig oder nicht metamorphe dunkelgraue Kalke und Tonschiefer anstehen und ebenso in der Tiefe des mittleren Val Sinestra. Zwischen Schalk- und Stubenbach bildet den innersten Kern der Antiklinale eine Zone von schwarzen Tonschiefen, teils von Kalkbänken, teils von quarzitischesandigen Schichten begleitet. In den kalkigen Schichten liegt als unterstes dieser Art das Lager von Diabas (Grünschiefer) ober Raut. Innerhalb des Breccienhorizontes schaltet sich das große Lager von Diabas ein, welches am Kamm des Mondin sich ausbreitet und die Antiklinalwölbung schön zur Erscheinung bringt. Im Osten sieht man es in flacher Wölbung den tieferen Schiefen aufliegen, gegen Westen und Nordwesten, sowie an der Costa bella im Süden taucht es unter die

auflagernden höheren Teile der Bündnerschieferfolge hinab. Es sind dies im Westen quarzitische und kalkige Sandsteine mit Zwischenlagen von Tonschiefern. Sie gehen in der Gipfelkappe des Mondin in Kalkschiefer über und auf der Südseite sind es rein kalkige Sedimente, welche den Diabas überlagern.

Der gleichen Breccienzone wie jene von Spiß dürften weiter im Westen die petrographisch gleichen Breccien auf dem Piz Arina entsprechen, welche auf dem Querschnitt getroffen sind — ich habe das Verbindungsstück östlich des Muttler nicht untersucht. Sie werden von gleichen sandigen Schiefen begleitet wie am Kreuzjoch; außerdem erscheinen aber über ihnen am Kamm Muttler-Arina viel Tonschiefer, weiße, dickbankige und quarzitische grüngraue Sandsteine mit Breccienlagen und über ihnen zum erstenmal dunkelgraue dickbankige Kalke mit den gleichen ockergelben Dolomitfragmenten, weißen Glimmerblättchen und schwarzen, kleinen Crinoidenstielgliedern, ein Gestein, welches für die Kreide auf der Alpe bella und anderen Orten charakteristisch ist.

Den Anhaltspunkt für die Gleichstellung der Arinabreccien mit jenen von Kreuzjoch-Spiß bietet der über den besprochenen Gesteinen des Arina-Muttlerkammes folgende Schieferhorizont. Es sind dies graue, dünntafelige Kalkschiefer, deren meist mit feinem Glimmerbelag bedeckte Flächen von kleinen schwärzlichen (0.5—1 mm) Tupfen, stellenweise bis zu kleinen Knötchen anschwellend, gleichmäßig dicht übersät sind. Im Dünnschliff entsprechen ihnen rundliche oder längliche dichte Ansammlungen allerkleinster farbloser Nadelchen und Körnchen in dem Karbonat-Quarzgemenge des Gesteins, welche vielleicht als unbestimmbare Reste von kleinen Organismen gedeutet werden können. Diese Schiefer umziehen den Sockel des Stammer, streichen bei der Furcla Maisas auf die Westflanke des Muttler hinüber und ich vermute, daß sie sich ihrem Streichen entsprechend dem Kamm zwischen Val Maisas und Sampuoir entlang fortsetzen, da ich sie ober Spissermühle wieder auffand und von hier zusammenhängend bis zur Masner Alm im Stubental verfolgen konnte. Im Lafairschtal habe ich sie bisher noch nicht gesehen, doch traf ich Spuren derselben wieder bei Tschupbach und im Stalanzer Tal, so daß, wenn die Zwischenstücke noch gefunden werden, dieser Horizont vom Val Sinestra — ob er nach Westen vielleicht noch weiter reicht, weiß ich nicht — bis ins Stalanzer Tal, also nahe an den Ostrand den ganzen Bündner Schieferbereich durchzieht und damit einen guten Leithorizont für das ganze Gebiet gewährt.

Am Kreuzjochkamm und im Stubental schalten sich zwischen den untersten Breccienhorizont und die „Tüpfelschiefer“ immer noch Kalkglimmerschiefer ein, wenn auch schon mit abnehmender Kristallinität; auch die Tüpfelschiefer selbst sind hier mehr kalkig und kristallin und daher nur schwer mehr aus der einförmigen Folge gleicher Kalkschiefer herauszufinden, da die Tüpfel gleichzeitig immer seltener und undeutlicher werden. Dieser Horizont liegt im Nordflügel der Antiklinale; im Südflügel ist mir bisher nur ein Vorkommen bekannt geworden, im Saderergraben, unsichere Vorkommen auch in ähnlichem Niveau am Roßkopf, Fluchtwand und bei Parditsch, so daß hier vielleicht auch ein ausgedehnter Horizont derselben vorliegt.

Auch der Breccienhorizont vom Kreuzjoch scheint im Südschenkel nicht entwickelt zu sein. Wohl aber entsprechen dem Diabaslager des Mondin die Grünschiefer bei Weinberg in der Talschlucht des Inn und geben so einen Anhalt zur Festhaltung jenes Niveaus.

Im Stubental beobachtete ich über den Tüpfelschiefern einen zweiten höheren Breccienhorizont von geringer Mächtigkeit. Auch am Stammer liegt über den Tüpfelschiefern noch eine kalkige Breccienbank nahe unter der Basisfläche der Triassschichten. Diesem Niveau dürfte eine Breccienlage entsprechen, welche ich in den Wänden über Hochfinstermünz (Fluchtwand) fand; sie wird ebenfalls von ein paar kleinen Diabasschieferlagen begleitet (2. Grünschieferniveau der Finstermünz). Dieser Horizont ist nur durch vereinzelte, beiderseits bald auskeilende Breccienbänke bezeichnet. Es sind fast rein kalkig-dolomitische Breccien mit den ockergelben Dolomitfragmenten.

Im Finstermünz-Nauderser Gebiet herrscht eine vorwiegend rein kalkige Fazies. Unter und besonders über dem 2. Grünschieferhorizont entfalten sich mächtige, dunkelgraue, dünnbankige Kalke mit schwachen, tonigglimmerigen Belägen. In ihnen steckt ein 3. Grünschieferhorizont, durch Lager an der Straße oberhalb des Forts und an der Nordseite des Bazallerkopfs vertreten. Auch das Diabaslager an der Teilung des Radurscheltals mag diesem Niveau ungefähr gleichstehen. Wenig höher als der Diabas gelegen, gesellt sich zu ihm wieder ein vereinzeltes Breccienvorkommen mit Crinoiden am Seleskopf. Die Kalke gehen nach oben in dünntafelige Kalkschiefer über, welche von der Schweizergrenze bis ins Radurscheltal sich ausbreiten. In ihnen traf ich in der Nauderser Gegend (Parditsch, Fluchtwand) und im Saderergraben (Radurschel) die oben erwähnten Lagen, welche sehr an schlecht erhaltenen Tüpfelschiefer erinnern.

Im Nordflügel der Antiklinale entsprechen den oberen kalkigen Schichten des Forts etc. vielleicht die mächtige Folge dunkler Kalke, welche am Kamm „In der Keil“-Blauwand und am Gamsbleiskopf (Stubental) anstehen. Sie enthalten kleine Schmitzen lichtgrüner Tonschiefer. Doch ist die Parallelisierung in diesen höheren Teilen des Profils eine durchaus unsichere, weil manches dafür spricht, daß hier bereits Schuppungen sich einstellen.

Im südlichen Gebiet hebt sich ober der kalkigen Abteilung eine besonders tonschieferreiche hervor, welche am Schmalzkopf in eine ausgesprochen quarzitische Fazies übergeht, welche letztere bis zum Tösner Tal anhält, bereits im Radurscheltal aber wieder teilweise durch Kalkschiefer ersetzt wird (Ulrichkopf, Sonnenkopf) mit Schmitzen grüner serizitischer Schiefer. Auch bei diesen Kalkschiefern ist eine tektonische Einmischung nicht ausgeschlossen. In diesem ganzen Niveau treten wieder mehrfach Breccien auf (3. Breccienhorizont). In der quarzitischen Fazies liegt an der Nordseite des Schmalzkopf eine rein kalkige Breccienbank; an der Landesgrenze — wo sich über dem tonschieferreichen Teile eine mehr kalkig-sandige Fazies an Stelle der quarzitischen Fazies östlich des Stillebachs entwickelt — erscheint eine quarzführende Breccie gleich jener am Arina. In dieser Schichtgruppe liegt in der weiteren Fortsetzung gegen

Westen die von Schiller beobachtete Breccie bei Saraplana, in welcher Schiller Reste von *Lithodamnium* fand.

In großer Ausdehnung stellen sich Crinoidenbreccien aber an der oberen Grenze dieser Tonschieferquarzitgruppe ein. Von der Schweizergrenze bis ins Tösner Tal konnte ich zusammenhängend solche dunkelgraue, feinkörnige Crinoidenbreccien (meist mit weißem Glimmer und ockergelben Dolomitbröckelchen, seltener reine Crinoidenkalke) beobachten, desgleichen fand ich sie wieder am Südrand auf der Fendelseralpe und die Angaben Schillers lassen vermuten, daß er auch von Raschwella bis Tarasp derartige Gesteine beobachtet hat. Dieser oberste Breccienhorizont wird ebenfalls wieder von ausgedehnten Diabaslagern begleitet. Sie setzen schon am Ausgang des Val Torta (Raschwella) ein, entfalten sich aber besonders stark inmitten der Breccien von der Schweizergrenze an ostwärts, von wo ein mächtiges zusammenhängendes Lager über Nauders bis zum Sadererjoch sich hinzieht. Noch weiter östlich fand ich bisher nur unbedeutende Reste von Diabas in diesem Horizont. An Mächtigkeit steht dieser oberste Breccienhorizont dem untersten (Kreuzjoch etc.) gleich, unterscheidet sich von ihm aber dadurch, daß er fast ausschließlich aus Crinoidenbreccien besteht, während jener fast ebenso ausschließlich aus den quarzführenden Breccien besteht und von sandigen Schichten begleitet wird.

Alle im vorstehenden angeführten diabasischen Gesteine liegen als flache Fladen konkordant zwischen den Sedimentschichten. Am Rande gegen die Kalke beobachtet man nicht selten einen mehrfachen Wechsel feiner Lagen von kalkigem und von diabasischem Material. Makroskopisch erscheinen sie fast durchweg dicht, meist schieferig, nicht selten auch massig. An manchen Stellen beobachtet man schon makroskopisch (umgewandelte) Einsprenglinge, mikroskopisch ist dort und da noch die Diabasstruktur deutlich erhalten, in der Mehrzahl der Fälle hat eine weitgehende Umwandlung in Grünschiefer verschiedener Art stattgefunden. Der Zusammensetzung und Struktur nach sind sie zu den Diabasen (manche vielleicht zu den Diabasporphyriten) zu stellen. Spilite, das heißt dichte Diabase mit Mandelsteinstruktur beobachtete ich mehrfach in den „bunten Bündner Schiefen“ (siehe unten), dürften aber auch den anderen Vorkommen nicht ganz fehlen. Variolitähnliche Formen stehen an der Flimspitze und in der Gegend von Ardetz an. An diesen und an anderen Lagern treten stark schieferige Gesteine von wechselnd dunkelroter und grüner Farbe auf (an manche Gesteine im Verrucano erinnernd), welche aus kalkreichem, sedimentärem und wohl auch tuffigem Material bestehen.

Der petrographische Charakter als Diabas, Spilit und Variolit, die randliche Vermengung sedimentären und eruptiven Materials, die Lagerung und das häufige Zusammenvorkommen von Diabaslagern und Breccienhorizonten spricht für eine effusive Entstehung dieser Gesteine.

A. Heim hat die Grünschiefer in den Bündner Schiefen des Rheintales seinerzeit als Effusiva und Tuffe derselben gleichen Alters

wie die Schiefer selbst gedeutet; neuerdings hat Preiswerk¹⁾ die Grünschiefer in den Bündner Schiefen der Walliser Alpen untersucht und ist dazu gekommen, für dieselben größtenteils effusive Entstehung und Gleichalterigkeit mit den Schiefen anzunehmen.

Sowohl diese als jene von Graubünden und Engadin haben das gemein, daß sie ganz oder zum Teil eine Umwandlung in kristalline Schiefer (Amphibolit, Grünschiefer etc.) durchgemacht haben.

Daneben kommen aber auch diabasische Gesteine als Gänge und Stöcke vor. Grubenmann beschreibt mehrere solche aus dem SW des Gebietes. Ich beobachtete auf der Gamoralpe bei Nauders solche. Spuren von Kontaktmetamorphose gibt Grubenmann von ihnen an; bei einem Vorkommen umgewandelten Diabases in den Wänden ober Finstermünz beobachtete ich am Kontakt eine starke Anreicherung von Turmalin im Kalkschiefer, welche als Kontaktmetamorphose gedeutet werden kann, wenn auch Turmalin in geringer Menge auch außerhalb des Bereichs der Diabase in den Bündner Schiefen sich findet. Die Gänge von Diabas und Diabasporphyrit gliedern sich einer zweiten Gruppe von basischen Eruptivgesteinen an, welche als Intrusivgesteine gang-, stock- oder lagerförmig auftreten und im Gegensatz zu den obigen effusiven Bildungen einer Umwandlung in kristalline Schiefer nicht oder nur lokal in beschränktem Ausmaße unterlegen sind. Es sind vor allem ausgedehnte Serpentinmassen, ferner gabbro-peridotitische Gesteine, welche nach Grubenmann besonders in der Gegend von Schuls die Engadinschiefer intrudiert haben, Diallaggabbro (Flimspitz) und die von Paulcke beschriebenen Nephritgänge im Serpentin des Flimspitz, endlich Diabas- und Diabasporphyritgänge.

Dies sind jüngere Durchbruchsgesteine, welche besonders an den großen Dislokationszonen aufbrechen. Wo sie mit den Diabasdecken zusammengetroffen, sind sie von diesen deutlich getrennt. So steckt im Diabasschiefer der „schwarzen Wände“ im Samnaun der Serpentin in kleinen Nestern (Gängen) und ebenso scheiden sich die Gänge von Diallaggabbro am Flimspitz deutlich vom Diabasschiefer.

Der Altersunterschied zwischen „grünem Bündner Schiefer“—Diabaslager, beziehungsweise Grünschiefer und Serpentin wurde bereits von Rothpletz im Oberengadin betont, wo er Gänge von Serpentin graue und grüne Bündner Schiefer (Diabasschiefer), Serizit und Röhthidolomit durchbrechend fand.

Tarnuzzer²⁾ gibt aus der Falknisbreccie Gerölle von „grünem Bündner Schiefer“ und Spilitschiefer an, was für ein präjurassisches Alter mindestens eines Teiles der grünen Bündner Schiefer im westlichen und südlichen Bünden sprechen würde. Die Funde sind allerdings von Lorenz³⁾ nicht bestätigt worden. Neuerliche besondere Aufsammlungen wären wertvoll.

Von den „grauen“ Bündner Schiefen hebt sich deutlich ein Schieferkomplex ab, welcher von manchen Autoren als „bunte

¹⁾ Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. 26. Liefg. 1907.

²⁾ Jahresbericht d. naturf. Ges. Graubündens. XXVII. Bd.

³⁾ Bericht d. naturf. Ges. i. Freiburg i. Br. XII Bd., 1902.

Bündner Schiefer“ bezeichnet wurde. In diesem Komplex lassen sich zunächst zwei Gesteinsgruppen unterscheiden. Die eine besteht aus Gesteinen, welche in gleicher Art den Verrucano im oberen Etschgebiet und am Südrande der nördlichen Kalkalpen bilden: es sind grünlichweiße Serizitquarzschiefer (Porphyroide), Serizitquarzite, lokal mit dicken Lagen reinen Quarzes, weiße und rote Quarzsandsteine, grobkörnige serizitische Sandsteine mit weinroten Quarzkörnern, grobkörnige grünliche Arkosen, Quarzkonglomerate und dunkelrote, rotviolette und hellgrüne Tonschiefer. Diese Verrucanogesteine sind besonders gut in der Gegend von Prutz entwickelt, erscheinen aber auch weiter westlich oft, zum Beispiel Arrezjoch, Malfrag, Viderjoch. Die aus einer quarzporphyrischen Randfazies hervorgegangenen Serizitphyllite, welche den Tasnagranit bedecken, erinnern stark an das Vorkommen einer ähnlichen Randfazies an der Münstertaler Gneismasse (siehe nächster Abschnitt) und die diese bedeckenden Serizitquarzite, Arkosen etc. des Verrucano. Theobald stellt jene Phyllite am Tasnagranit zum Verrucano.

Die andere Gruppe wird gebildet von hellgrünen Tonschiefern, grünen, grauen, schwarzen halbphyllitischen Schiefern, grünen Serizitschiefern mit Quarzknuern, in geringer Menge dann verschiedene kalkige Schiefer, gelblich-bräunliche oder serizitisch-grün oder grau mit Quarz- und Kalzitlagen, braune sandige Kalkschiefer, flyschähnliche Schiefer, ferner erscheinen in ihnen kleine Lager polymikter Konglomerate und in ihnen liegen auch die großen Gipslager von Salas und Zebles neben einigen kleineren Gips- und Rauhackenvorkommen an anderen Orten; endlich beobachtete ich in ihnen im östlichen Teil der Fließeralpe Lagen feinkörniger Breccien (mit ockergelben Dolomitstückchen in Quarzkörnern), wie sie in den grauen Bündner Schiefern vorkommen; sie scheinen an dieser Stelle in primärem Verband mit den verschiedenen serizitischen Schiefern zu stehen.

Die beiden Gruppen stehen an verschiedenen Orten, zum Beispiel am Arrezjoch, Viderjoch usw. im engsten Verband miteinander, so daß eine Abtrennung schwer durchführbar ist; an anderer Stelle treten sie getrennt auf, zum Beispiel die Verrucanogesteine bei Prutz, die zweite Gruppe bei Ried-Fendels, am westlichen Fließeralpe Berg, bei Schuls und anderen Orten.

Diese zweite Gruppe steht also einerseits im engen Verband mit dem Verrucano, andererseits aber wird sie an zahlreichen Stellen von Resten von Triasdolomit und Kalk begleitet (Fließeralpe, Frudiger Kopf, Fendels usw.). Es läge nahe, sie als untere Trias anzusprechen, wofür ja auch das Auftreten von Gips und Rauhacke spricht; die oben angeführten polymikten Konglomerate enthalten Dolomitgerölle, die Triasdolomiten gleichsehen, ferner gibt Tarnuzzer an, daß die Gipse von Ardez und Schuls Gerölle von Triasdolomit und Kalk enthalten; demzufolge müßte man jene Schichten eher dem oberen Rauhackenhorizont, den Raibler Schichten gleichsetzen.

Umstände, welche bei der Deutung als Trias noch der Aufklärung harren, sind die innige Vermengung mit Flyschschiefern bei Zebles-Piz da Valgronda (Einfaltung, Schuppenbildung?) und die

Breccienbänke auf der Fließer Alpe. Aus den Lagerungsverhältnissen lassen sich schwer Schlüsse für diese Schichtgruppe ziehen, da sie durchweg in stark gestörten Bereichen zutage treten. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der West- und Nordrand, von Ardetz über das Fimber Tal und Samnaun bis Prutz, während sie am Südrand nur in der Schulser Gegend sich verbreiten.

Die „bunten Schiefer“ enthalten vielfach Lager von basischen Eruptivgesteinen, aber nur von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit; so bei Ardetz, am Fließer Berg, Pellinkopf—Schwarze Wand, Kauner Berg und anderen Orten. Es sind Diabase, und zwar kommen besonders in diesen Schichten häufig echte Spilite mit Mandelsteinstruktur vor. Es ist bemerkenswert, daß gleiche Mandelsteindiabase auch den Verrucano bei Tobadill-Pians (Arlbergbahn) begleiten.

Die gelblichen feinkörnigen bis dichten unreinen Kalke, welche in den bunten Bündner Schiefen eingelagert sind, sind dasjenige Gestein, welches am nächsten mit den gelben Bröckelchen in den Breccien der grauen Bündner Schiefer im Aussehen übereinstimmt, nur sind sie mehr kalkig, jene dolomitisch. In der Gesteinsreihe der grauen Bündner Schiefer fehlen solche Schichtbänke.

Eine weitere Schichtgruppe, welche von den älteren Autoren zu den Bündner Schiefen einbezogen wurde und ihnen auch in der allgemeinen Tracht sich anschließt, läßt sich davon abtrennen: feinsandig-kalkige, dünntafelige, bräunlich oder gelblich verwitternde Schiefer, bräunlichgraue feine Sandsteine, Breccienlagen und Quarzkonglomerate, Lagen von grauen knauerigen Kalken und feinblättrige Tonschiefer. In den sandigen Schiefen findet man oft große Tafeln mit Helminthoiden bedeckt, seltener Fucoidenreste. Es sind vielfach Gesteine gleicher Art wie jene, welche den Flysch in den Allgäuer Alpen zusammensetzen, und können auch hier als Flysch herausgehoben werden. Sie ziehen in breiter Zone von der Alpe bella im Samnaun ins obere Fimber Tal, wo sie an der Krone den Kamm gegen das Inntal überschreiten.

Außer den verschiedenen Arten von Bündner Schiefen beteiligen sich aber noch Schichten, welche sich durch ihre lithologische Ausbildung klar davon abtrennen, an dem Aufbau der Bündner Schieferregion des Unterengadin.

Paulcke hat zuerst das Vorkommen von mariner Trias am Stammer und einige kleine Vorkommen im Samnaun entdeckt und beschrieben. Nach unseren Beobachtungen an der Südwestwand und an der Nordseite des Stammer liegen zuunterst eine Folge von gelblich verwitternden schwarzgrauen Kalken mit mergeligen Zwischenlagen; einzelne der Kalkbänke sind reich an Fossilresten, besonders Brachiopoden; darüber folgt ein lichtgrauer splitteriger Dolomit von geringer Mächtigkeit, dann nochmals Bänke dunkelgrauen Kalkes, der Zweischaler enthält (und am Nordgrat ein paar Fischschuppen lieferte) mit sehr geringmächtigen mergeligen Lagen, die zum Teil durch ihre bunte, von Paulcke treffend als herbstlaubfarbene bezeichnete Verwitterungsfarbe auffallen. Diese ganze, an der Südseite des Stammer

etwa 150 m mächtige Schichtfolge wird überlagert von einem Dolomit vom Aussehen des Triasdolomits des Engadin; im untersten Teil mit Breccienstruktur, ähnlich den Sedimentationsbreccien im Ortlergebiet; im oberen Teil dickbankig; nahe der oberen Grenze enthält eine Bank zahlreiche schwarze Hornsteinknollen. Die Zinnenkrönung und den Nordabfall des Stammer nehmen schwärzliche, braun anwitternde mergelige Kalkschiefer ein; am Nordhang liegen dickere Kalkbänke mit Fossilien.

Paulcke deutet (1904) diese Schichtfolge als Wettersteinkalk, Raibler Schichten (herbstlaubfarbener Mergel), Hauptdolomit und Rhät (am Gipfelkamm). Aus seiner Publikation von 1910 ist weiters zu entnehmen, daß er das Alter der Rhätkalke auch durch Auffindung einer Fauna dieses Niveaus sicherstellen konnte und eine vorwiegend aus dunklen Kalken und Tonschiefer zusammengesetzte Breccie am Stammer zum Lias stellt. Soweit ich aus mündlichen Mitteilungen Herrn Prof. Paulckes sowie aus dieser letzten Publikation schließen kann, dürfte Paulcke das Stammerprofil jetzt stratigraphisch etwas anders deuten als 1904. Unsere oben angegebene Gesteinsfolge stimmt mit seiner Schichtbeschreibung (1904) überein, über dem hellgrauen Dolomit im unteren Teil des Profils fand er noch eine Lithodendronbank. Die dunklen Kalke und Mergel an der Basis nähern sich in ihrem Aussehen stark den Kössener Schichten der Nordalpen und diese Vermutung wurde durch Fossilfunde bestätigt. Von den schlecht erhaltenen Fossilien ließen sich annäherungsweise bestimmen:

Avicula contorta Portl.

Anatina praecursor Quenst.

Gervilleia inflata Schafh.

von der Nordseite des Kammes und von den Funden an der Südseite:

Dimyodon intustriatum Emmr.

Es kann demnach die ganze Kalk- und Mergelfolge samt dem eingeschalteten lichten Dolomit und der Lithodendronbank wohl als Äquivalent der Kössener Schichten betrachtet werden. Aus den Schichten am Gipfelkamm gewannen weder Paulcke noch wir bestimmbare Fossile, doch fanden wir auf den Halden am Nordfuß des Stammer (oberstes Val Bolscheras) Kalkplatten mit zahlreichen Belemniten gleicher Art wie jene im Lias der Greitspitze, welche nur vom Stammer herabgestürzt sein können — eine Zufuhr von fernher auf glazialen Wege ist wegen der Höhenlage ausgeschlossen — und auch ihrem Gesteine nach mit den Kalkbänken der Gipfelschichten übereinstimmen. Es steht am Gipfelkamm des Stammer also noch Lias an, was auch durch Übereinstimmung in der Ausbildung mit dem Lias im Süden und Norden bekräftigt wird.

Reste der mittleren und oberen Trias gleicher Fazies sind im Fimbertal, Samnaun und längs des ganzen Nordrandes, besonders in der Prutzer Gegend noch vielfach anzutreffen, doch nur in mehr oder weniger unvollständiger Entwicklung. Oft sind es nur Keile von grauem, feinkristallinem Kalk oder Dolomit. An der Westseite des Bürkelkopf ist zwischen Diabasschiefer ein Blatt

von brecciösem Dolomit eingeschoben, welches begleitet wird von hellgrauen, schwach rötlichen, klingenden Kalkschiefern, welche ganz solchen Gesteinen im Muschelkalk des Piz Lad bei Nauders und am Jaggl gleichen. Sie sind hier teilweise marmorisiert und dann weiß. Am P. 2754 des Kammes Blauwand-Frudigerkopf sind die lichtgrauen Kalke vergesellschaftet mit milden grauen blättrig-tafeligen Kalkmergeln, welche stellenweise in großer Menge Bactryllien enthalten und vielleicht den Partnachsichten der Nordalpen entsprechen. Gleiche Mergel sowie feine Sandsteine beobachtete ich bei Prutz in der Begleitung des Dolomits. Die karbonatischen Gesteine sind teils lichte, feinkristalline Kalke, teils hell- oder dunkelgraue oft bituminos riechende Dolomite.

Das Vorkommen von Lias in der Samnauner Alpe ist schon seit Theobald bekannt, dank dem Reichtum an Fossilien in seinen Gesteinen. Paulcke hat diese interessante Liaszone von Malfrag bis unter das Fluchthorn genauer untersucht und beschrieben. Er ist hauptsächlich in der Gestalt von grobkörnigem gelblichgrauem Crinoidenkalk entwickelt, ferner beteiligen sich Kieselkalke, dichte graue Kalke mit rötlicher Anwitterung und in geringer Mächtigkeit auch, wahrscheinlich an der Basis, dünnblättriger schwärzlicher Mergelschiefer.

Paulcke konnte zuerst durch Funde von *Arietites ex. aff. Bucklandi* das Alter dieser Kalke als unterliasisch feststellen. Ammoniten sind ziemlich selten, dagegen sind neben Crinoiden Brachiopoden und Belemniten in großer Menge zu finden. Die Gesamtmächtigkeit des Lias veranschlagt Paulcke auf 80 m.

Fossilführende Ablagerungen des oberen Jura sind aus dem Antirhätikon bisher nicht bekannt geworden.

Die älteste Ablagerung unter den im vorhergehenden beschriebenen zahlreichen Schichtgesteinen des Unterengadiner Bündner Schieferbereiches, deren Alter durch Fossile bestimmt ist, gehört der Trias an. Die fazielle Entwicklung der Trias des Stammer stimmt in ihrer dolomitischen Hauptkomponente mit jener der Nordalpen und mit der Lischannagruppe überein, steht aber der Fazies der ersteren insofern näher, als Kössener Schichten bisher in der Lischannagruppe nicht gefunden wurden (mit Ausnahme eines sehr beschränkten und unsicheren, nicht durch Fossile bestimmten Vorkommens im Val Dascharina). Der Lias transgrediert hier direkt über dem obertriadischen Dolomit. Dagegen bieten die Kalkschiefer in dem Triaskeil westlich des Bürkelkopf einen Vergleichspunkt mit der unteren Trias in der Lischannagruppe. Die Trias des Stammer findet ihre abgerissene Fortsetzung längs einer Dislokationsfläche in den Dolomitkeilen des Piz Munschuns und Mont da Cherns; in diese Kette von Triasfragmenten gliedert sich auch das Gipsvorkommen von Chè d'mott ein. Es ist aber wohl kein zu weitgehender Analogieschluß, wenn man dieses Gipsvorkommen, dem von Zebles und Salas gleichstellt und in ihm eine Brücke sieht, welche von der Trias des Stammer und seiner Anhängsel zu dem Komplex der bunten Bündner Schiefer hinüberführt. Diese enthalten die großen Gips-

lager von Zebles und Salas, verbunden mit Rauhwacken und Dolomitbreccien und mit bunten Schiefeln. Eng mit ihnen verbunden tritt auch Verrucano auf und Quarzite, welche vielleicht auch hierher gehören dürften. An der Basis des Stammer stecken in den getüpfelten Kalkschiefern und Tonschiefern, welche den obersten Teil der Bündner Schieferunterlage einnehmen Quetschlinsen und auch größere Lagen — an der Nordseite drei übereinander — eines quarzreichen serizitüberzogenen Gesteines von lichtgrüner, manchmal auch hellrötlicher Färbung, welches aus der Ferne stark gequetschten Diabasschiefern ähnlich sieht, obzwar es hellerer Färbung ist als jene. (Querbruch weiß!) Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein sehr feinkörniges geschichtetes Quarzaggregat mit vielen kleinen länglichen Kalzitnestern. Wenn es also auch keinesfalls ein Diabasschiefer ist, so erinnert es doch an jene rotgrünen Schiefer in Begleitung der Diabase. Im Dünnschliff unterscheidet es sich von jenen durch den größeren Quarzgehalt und die Sonderung des Kalzits in Nester, mehr bemerkenswert ist aber daran, daß in den Kalzitnestern dieselben dichten Anhäufungen kleinster Mineraleinschlüsse auftreten wie die Tüpfel der oben genannten Tüpfelschiefer und daß hier in diesen Tüpfeln — deutlich an einem, undeutlich in mehreren derselben — kleine kugelige perforierte Organismen sich vorfinden, je zu mehreren in einem Tüpfel vereint. Es gibt dies sowohl einen Hinweis auf die Natur der Tüpfel als auch auf die Zusammengehörigkeit der fraglichen Gesteine an der Stammerbasis mit dem einschließenden Bündner Schiefer, nämlich dem ganzen Tüpfelschieferhorizont, welcher die Stammertrias in großer Mächtigkeit unterlagert.

Sicher nachzuweisen ist nur Rhät. Der Dolomit selbst dürfte in seinem Alter eher dem Hauptdolomit als dem Niveau des Wettersteinkalkes entsprechen.

Die Fazies des Lias steht, wie Paulcke hervorhob, der Adnether Fazies und den crinoidenreichen Liasgesteinen der Nordschweizer Klippen nahe, beziehungsweise hat zum Teil einen eigenen Faziescharakter. Innerhalb des engeren Gebietes besteht zwischen dem Liaszug Malfrag—Fimbartal und der Liaskappe am Stammer Übereinstimmung darin, daß einerseits die belemnitenhaltigen Stücke vom Stammer dem Gestein nach nicht zu unterscheiden sind von dem belemnitenführenden Bänken jener Zone und daß andererseits die schwärzlichen Mergelschiefer beiden gemeinsam sind, doch ist ihre Mächtigkeit am Stammer wahrscheinlich eine größere. Das unter den Namen Steinsbergkalk von Ardetz im Engadin bekannte Liasvorkommen bildet die Fortsetzung der Samnauner Liaszone und stellt faziell einen Übergang zwischen dem Lias von Samnaun und jenem der Lischannagruppe dar, wie dies auch schon Paulcke schreibt. Doch steht der Steinsbergkalk noch dem Samnauner Lias entschieden näher.

Die Liasschiefer des Lischanna sind petrographisch den Gipfelschiefern des Stammer sehr ähnlich, doch liegen sie über den Liasbreccien, während im Samnauner Gebiet die Schiefer wahrscheinlich an der Basis liegen.

Der Faziesunterschied zwischen dem Rhät und Lias des Lischanna—Samnaun gegenüber jenen der Lechtaler Alpen ist jeden-

falls bedeutend größer als jener zwischen den ersteren beiden. In den Lechtaler Alpen mächtige Entwicklung der Kössener Schichten und Vorwiegen der Liasentwicklung als Allgäufleckenmergel — im Lischanna Kössener fehlend, im Samnaun nur am Stammer — und der Lias als Crinoidenkalk beziehungsweise Dolomitbreccie mit nur untergeordneter Entwicklung von Mergeln.

Paulcke hat auf die großen faziellen Unterschiede, welche zwischen dem Samnauner Gebiet und Rhätikon-Prätigau im Mesozoikum bestehen, aufmerksam gemacht; das Tithon, im Rhätikon so stark hervortretend, fehlt im Antirhätikon völlig¹⁾, während der Lias im Rhätikon stark zurücktritt. Radiolarienhornsteine, die auch in der Lischannagruppe wieder auftreten, fehlen ebenfalls im Samnauner Gebiet. Dagegen nimmt Paulcke 1904 von der unteren Kreide an wieder eine Meeresverbindung mit dem Prätigau an, die in der „Bündner Fazies (mit helvetischen Anklängen)“, der Kreidefolge des Samnaun und in den flyschähnlichen Schiefen seine Begründung hat.

Den Bemühungen Paulckes ist es zu verdanken, daß in dem Antirhätikon die Kreide durch Fossilfunde nachgewiesen ist. Er fand in der vorwiegend kalkigen Schichtgruppe, welche den Lias von Malfrag über das Fimbertal bei Ardetz begleitet, Orbitulinen (*O. concava*) und *Diplopora Mühlbergi*.

Diese kretazischen Schichten bestehen aus dichten dunkelgrauen Kalken, feinkörnigen dunkelgrauen Crinoidenbreccien und dunkelgrauen tafeligen Kalkschiefern, bräunlich sandigen Kalkschiefern, und feinblättrigen grünlichgrauen Tonschiefern mit zwischengeschalteten Breccienbänken. Ein Teil der Kalke ist brecciös und enthält kleine Bruchstückchen eines ockerfarbenen Dolomits und weiße Glimmerblättchen — sowohl diese als die Crinoidenbreccien und die Bänke, welche beide Charaktere verbinden, finden sich aber, wie oben auseinandergesetzt wurde, in ganz gleicher Ausbildung in verschiedenen Horizonten der „grauen Bündner Schiefer“ im primären Verband. Außerdem hat Paulcke (1910) noch am Piz Roz einen *Orbitoides* (*Orthophragmina?*²⁾) gefunden in einer quarzhaltigen Breccie gleicher Beschaffenheit wie jene am Piz Arina und anderen Orten und Schiller gibt bereits 1906 aus einer ähnlichen Breccie bei Saraplana einen Fund von *Lithodamnum* bekannt.

Damit sind Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der „grauen Bündner Schiefer“ gegeben.

Der Südrand wird also (mindestens) von Saraplana an ostwärts bis Fendels von kretazischen Gesteinen begleitet. Allerdings fand ich bisher außer den Crinoiden keine bestimmbareren Fossile im österreichischen Gebiet in dieser Zone, doch ist die Gesteinsgleichheit der Crinoidenbreccie eine so vollständige, daß zusammen mit Schillers *Lithodamnum*-Fund die obige Annahme als berechtigt gelten darf.

¹⁾ Paulcke glaubt (1910), daß man im Futschöltal helle marmorisierte Kalke als Tithonäquivalente deuten könnte.

²⁾ Nach R. Schubert ist das vorliegende Fossil nicht ausreichend zu einer derartigen Gattungsbestimmung. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

Nun ist es nicht sicher, daß die kretazischen Gesteine am Südrand in ungestörtem Verband mit ihrem Liegenden sich befinden — deutliche Anzeichen einer Störung fehlen allerdings — es kann also nicht sicher aus ihnen auf das Alter des Liegenden geschlossen werden.

Es liegen aber schon in den tieferen Teilen der Antiklinale, in denen keinerlei Anhaltspunkte für die Annahme großer Schichtverdopplungen, Schuppungen oder Falten gefunden wurden, auch schon Crinoidenbreccien gleicher Art, welche sich im primären Verband mit den unter- und überlagernden Schichten befinden.

Die tiefstliegende Crinoidenbreccie ist, soweit meine bisherigen Beobachtungen reichen, jene am Kamm Muttler-Arina, unter welcher noch die quarzführenden Breccien am Arina liegen.

In Finstermünz tritt wenig höher, im „2. Breccienhorizont“, eine Bank von Breccie mit gelben Dolomitfragmenten und Glimmer, aber ohne Crinoiden auf. Die tiefstliegenden Breccien überhaupt, jene am Kreuzjoch-Spiß, haben bisher keine Fossile geliefert, sind aber petrographisch denen vom Arina gleich.

Wenn man nun auch diese fossilfreien Quarzbreccien außer acht läßt unter der Annahme, daß auch in älteren Schichten als die Kreide Breccien gebildet wurden, welche petrographisch jenen gleich sind, so wird man doch kaum umhin können, für die Schichtfolge von dem untersten Crinoidenhorizont aufwärts ein kretazisches (bis tertiäres) Alter anzunehmen, und nachdem auch die hangendsten Schichten am Südrand aus kretazischen Schichten gebildet werden, bleibt nur noch der innerste Teil der Antiklinale als allenfallsiger Vertreter älterer Schichten übrig. Läßt man die Quarzbreccien Kreuzjoch-Spiß als Äquivalente der Arinabreccien oder jener am Piz Roz gelten, wofür die petrographische Gleichheit spricht, so bleibt noch ein hauptsächlich aus Kalkglimmerschiefer bestehender Antiklinalkern von vielleicht 1000 m Mächtigkeit¹⁾ der Schenkel übrig, für welche gegebenenfalls ein höheres Alter angenommen werden kann. Daß über dem untersten Crinoidenhorizont noch ältere Schichten abnormal eingeschoben sind, dagegen spricht der Umstand, daß hier nahe übereinander an verschiedenen Stellen mehrere Breccienlager und die Tüpfelschiefer sich einschalten,

Für das Alter des innersten Kernes der Antiklinale liegen wenig Anhaltspunkte vor. Das Liegende der grauen Bündner Schiefer ist hier nicht erschlossen, Fossile fehlen. Die Gesteinsähnlichkeit und der Mangel jeder deutlichen Abgrenzung schließt sie mit den oberen Teilen zusammen.

Es ist nicht die Aufgabe dieses Querschnittes, das wichtige Kapitel der Stratigraphie der Bündner Schiefer in vollem Umfange zu entwickeln und Stellung dazu zu nehmen, sondern es sollen nur ein paar auf den besonderen Fall bezügliche Umstände in Kürze zur Sprache kommen. Der Hauptschauplatz für diese Frage liegt weiter westlich.

¹⁾ Ohne die Kleinfältelung zu berücksichtigen.

Diener¹⁾, Gümbel²⁾ und Rothpletz³⁾ haben sich für das paläozoische Alter eines Teiles der Bündner Schiefer ausgesprochen unter Heranziehung der Verhältnisse im Oberengadin und dem Rheintal und dessen Seitentälern. Da von fast allen Geologen die weitgehende petrographische Übereinstimmung der grauen Bündner Schiefer des Unterengadin mit den Bündner Schiefen aus dem Rheintal betont wird, haben jene Beobachtungen auch für das Unterengadin große Wichtigkeit. Das stärkste Argument für das paläozoische Alter ist die ursprüngliche Überlagerung mit Trias. Rothpletz hat eine solche im Oberengadin festgestellt, ohne daß neuere Detailuntersuchungen eine Widerlegung dieser Beobachtungen gebracht hätten. Dagegen steht im Splügener Gebiet diese Schichtfolge neuerdings nach den Angaben von Welter⁴⁾ nicht mehr einwandfrei da, wennhin es sich vielleicht nur um lokale Zerreibungen einer ursprünglich gleichen Schichtfolge handeln könnte. Rothpletz gibt aber daneben noch mehrere andere Profile aus Oberhalbstein (Tiefenkastral etc.) an, mit gleicher normaler Überlagerung der Bündner Schiefer durch Rôthidolomit, deren Gültigkeit noch nicht umgestoßen wurde.

Es fragt sich also, in welchem Verhältnis im Unterengadin die Trias zu den grauen Bündner Schiefen steht: am Stammer liegt eine in sich völlig umgestürzte Schichtgruppe (Kössener Schichten—Hauptdolomit—Lias) auf den Bündner Schiefen. Es liegen dort die unterlagernden Schiefer schon über den unterkretazischen Crinoidenbreccien, so daß also aus allem erhellt, daß die Auflagerung eine durchaus gestörte ist. Die bunten Bündner Schiefer, von denen oben ein triadisches Alter als wahrscheinlich angenommen wurde, sind beiderseits des Zeblesjochs von den grauen Bündner Schiefen durch braune sandige Schiefer getrennt, in welchen am Piz Roz (Vesulspitz) die *Orbitoides*-Breccie enthalten ist. Auch hier ist der Kontakt beider Schichtgruppen nur ein tektonischer. Längs des Nordrandes hin bis Prutz treten die untertriadischen Schiefer stets in der Zone großer Überschiebungen auf, in mehrfacher schuppenförmiger Wiederholung übereinander, können also zu stratigraphischen Schlüssen wenig herangezogen werden. Jene Schichten im Kern der Antikline, deren Alter hauptsächlich in Frage kommt, stehen nirgends im Kontakt mit Trias.

Der paläozoische Habitus, welcher von jenen Autoren auch als Anzeichen ihres Alters beschrieben wird, ist hier ebenso vorhanden (Kalkglimmerschiefer) und unterscheidet diese untersten Teile des Bündner Schieferprofils von den höchsten. Die Ähnlichkeit mit den Kalkphylliten (Brenner Schiefen etc.) der Zillertaler Alpen

¹⁾ Diener, Geologische Studien im südwestl. Graubünden. Sitzungsber. der Ak. d. Wiss. i. Wien, mathem.-naturw. Kl. XCVII. Bd. 1888, pag. 606 u. f.

²⁾ Gümbel, Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. d. naturf. Gesellsch. Graubündens. XXI. Jahrgang, und Geol. Mitteil. über die Mineralquellen von St. Moritz i. Oberengadin. Sitzungsber. d. mathem.-physik. Klasse d. kgl. bayrischen Ak. d. Wiss. 1893, XXIII. Heft, pag. 1.

³⁾ Rothpletz, Über das Alter der Bündner Schiefer. Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellsch., 1895, pag. 1 u. f., und Geologische Alpenforschungen. I. 1900 u. II. 1905.

⁴⁾ O. Welter, Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Saiental. Eclogae geol. Helv. X. Bd. 1909, pag. 804 u. f.

ist ein weitgehender. Die Einschaltung der Diabaslager erinnert sofort an verschiedene paläozoische Gebiete der Ostalpen. Die Engadiner Gesteine wurden deshalb auch von Stache¹⁾ als Kalktonphyllite bezeichnet und als eine Fazies der paläozoischen Schichtgruppen der Ostalpen den Quarzphylliten und Kalkphylliten der östlicheren Verbreitungsgebiete paläozoischer Schichten größtenteils äquivalent aufgefaßt. Die Tonschiefer des Unterengadin sind übrigens nur wenig phyllitisch, jedenfalls weit weniger umkristallisiert als die Quarzphyllite.

Eine entscheidende Beweiskraft kann bekanntlich aber in diesem halbkristallinen Habitus der Gesteine nicht gesehen werden.

Rothpletz gibt als Unterschiede zwischen paläozoischen und mesozoischen Bündner Schiefern an, daß Dolomit, Marmore und die grünen Schiefer auf die paläozoischen Schiefer beschränkt seien, dies trifft jedoch rücksichtlich der grünen Schiefer für unser Gebiet nicht zu, da Diabasschiefer sicher noch (normal) zwischen den obersten feinkörnigen Crinoidenbreccien liegen. Daß in den jüngeren Teilen arkosënartige Sandsteine auftreten und überhaupt sandige und konglomeratische Bildungen häufig sind, trifft auch im Unterengadin zu, ebenso, daß beiden die schwarzen Tonschiefer (die glimmerarmen Kalkplatten) und quarzitisches Gesteine gemeinsam sind, besonders die erstgenannten. Eine (primäre) Diskordanz zwischen den unteren und den oberen Teilen der Bündner Schiefer konnte im Unterengadin nicht festgestellt werden.

In der Lischannagruppe folgen über dem Gneis gleich Verrucano und Trias ohne Zwischenlagerung von paläozoischen Schiefern — im Gegensatz gegenüber der Schichtfolge nördlich davon, wenn man die unteren Bündner Schiefer für paläozoisch ansieht; schon Steinmann²⁾ hat darauf als Einwand gegen letztere Annahme aufmerksam gemacht. Da aber zwischen beiden Schichtfolgen zwei Überschiebungen sich einschalten, so wäre wohl ein Raum für den nicht mehr sichtbaren Fazieswechsel gegeben. Wir befänden uns am überschobenen Rand eines begrenzten paläozoischen Absatzgebietes.

Gümbel und Böse³⁾ halten die Unterengadiner Bündner Schiefer größtenteils für paläozoisch; Böse hat in seinem Profil des Lischanna aber die obere Gneiszone übersehen, welche seine paläozoischen Schiefer und Marmore von dem Buntsandstein (Verrucano) trennen, wodurch der Anschein einer ununterbrochenen Schichtfolge von Gneis über Paläozoikum zum Trias hervorgerufen wird.

G. A. Koch dagegen vertrat die Ansicht, daß die Bündner Schiefer Bildungen seien, „welche wahrscheinlich in der paläozoischen Zeit beginnen und bis tief ins Tertiär (Eocän) hinangehen“.

Theobald zeichnete auch die tiefsten Teile der Bündner Schiefer als Lias auf seine Karte ein; Tarnuzzer stellt jene grauen

¹⁾ Stache, Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. J. d. g. R.-A. 1874, pag. 159.

²⁾ Steinmann, Geologische Beobachtungen in den Alpen I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. d. naturf. Gesellsch. i. Freiburg i. S. Bd. X, Heft 2, 1898. Steinmann rechnet jetzt natürlich beide zu verschiedenen Decken (ostalpine und lepontinische Decke).

³⁾ E. Böse, Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1896, pag. 557 u. f.

Bündner Schiefer des Antiklinalkernes zu seinen „Engadiner Schiefen“ unbestimmten Alters, bemerkt aber, daß diese zum Teil liasisch sein können.

Der Umstand, daß die grauen Bündner Schiefer vom innersten Kern der Antiklinale bis zu den Kreidebreccien in ununterbrochenem Übergang stehen, petrographisch beide Teile vielfach übereinstimmen und auch für eine Vertretung triadischer Schichten, welche man zwischen beiden bei Annahme paläozoischen Alters der tiefsten Teile erwarten müßte, keine Andeutung besteht, läßt es als wahrscheinlicher erscheinen, daß jene tiefsten Horizonte nicht paläozoisch sind und am ehesten noch der Kreide oder dem Jura angehören dürften.

Den Allgäuschiefen entsprechen sie lithologisch nicht. Als liasisch bestimmbare Fossile sind in dem ganzen Bündnerschieferbereich bisher nur aus den oben beschriebenen Liaskalken und Breccien, nicht aber in den grauen Bündner Schiefen gefunden worden. Dies und die lithologisch gut charakterisierte und durchaus verschiedene Ausbildung des höheren Lias zusammen mit den Kreidefossilfunden lassen es als nicht wahrscheinlich erscheinen, daß in den eigentlichen Bündner Schiefen nochmals Lias vertreten sei.

Tektonik.

Die Bündner Schiefer sind, wie schon oben angeführt wurde zu einer Antiklinale aufgewölbt, deren Achse näher dem Südrand und diesem parallel NO verläuft: von Ardetz über P. Soer zum Val Sinestra, über den Mondin, das untere Stubental, Tösens bis zu den Hängen zwischen Fendels und der Fendleralpe. Im österreichischen Teil ist sie steil aufgebogen, die Schichten des Schenkels stehen sehr steil, im Westen ist die Wölbung eine flachere, wie dies auf dem Querschnitt zur Anschauung kommt. An den Schenkeln beobachtet man vielfach eine intensive Kleinfaltung.

Auf beiden Schenkeln, besonders aber auf dem nördlichen, sind an Schubflächen schuppenartig zahlreiche ausgedehnte Blattschollen aufgeschoben, deren äußerste dem kristallinen Gebirge des Verwall, beziehungsweise der Ötztaler Alpen angehören.

Eine innerste große Störungsfläche im Nordteil wird durch die Triasreste des Stammer, das Gipsvorkommen von Chè d'mot und die kleinen Triaskeile von Piz Munschuns, Punkt 2754 des Kammes Frudigerkopf—Blauwand, Pezidkopf—Südkamm (Stubental) und Burgschrofen (Fendels) markiert und entspricht im Samnaun Paulckes „Stammertüberschiebung“ von 1904.

Die isolierte Scholle der Stammerspitze ist nicht ein in sich geordnetes Schichtpaket oder eine vollständige Falte, sondern aus Schollen zusammengesoben: der Hauptdolomit liegt einerseits auf Kössener Schichten und wird andererseits von Lias überlagert. Der Kontakt von Lias und Hauptdolomit am Gipfelkamm ist ein sekundärer; die Bänke des Dolomits stoßen mit spitzem Winkel an der Grenzfläche gegen die Liasschiefer ab, außerdem deutet schon der große Mächtigkeitsunterschied im Dolomit zwischen Nord- und Südprofil auf abnormalen Verband. Die Liasschiefer sind in eine flache Mulde ver-

bogen; am Nordrand stecken Keile von Dolomit in den untersten Schieferschichten.

Von Piz Munschuns ostwärts bis Fendels sind die Triasdolomite und Kalke in eine Zone bunter (untertriadischer?) Bündner Schiefer eingereiht, welche an der Schubfläche auf kretazische Kalke aufgeschoben sind. Über ihnen liegt wieder eine Zone kretazischer (und tertiärer?) Bündner Schiefer und wird an einer zweiten großen Störungsfläche wieder von den bunten Bündner Schiefen überschoben; es sind die gipsführenden Schiefer von Piz da Valgronda-Salas, welche auf dem *Orbitoides*-führenden Schiefer des Piz Roz—Piz Ott liegen. Auch sie setzt sich über das Gebiet der Fließer Alpe und des Stubental (Matschiberlesattel—Frudiger Kopf) gegen Osten fort und wird hier wieder von ausgedehnten Schollen von Triasdolomit begleitet. Ihre Fortsetzung östlich des Arrezjochs habe ich noch nicht begangen, vermute aber, daß sie im Zusammenhang steht mit der gleich orientierten zweiten Schubzone im Prutzer Gebiet wo Verrucano und Trias von Ladis und Faggen ihr entspricht. Sie wird im Samnaun von Flysch (Pellinkopf, Malfrag) und kretazischem Bündner Schiefer überlagert.

Im Samnauner Gebiet reiht sich nun gegen außen eine dritte Störungszone an, welche besonders auffällig durch die weitgehende Zerstörung des ursprünglichen Schichtverbandes und die bunte Mischung ihrer verschiedenartigen Bestandteile hervortritt. Sie wird charakterisiert durch das Auftreten des Lias, welcher im Malfragtale zuerst als langgestreckte Mauer herausragt, weiter westlich aber gänzlich in einen Schwarm von riesigen Blöcken und Schollen aufgelöst ist. Dazwischen und zu beiden Seiten schieben sich flyschartige Schiefer, Kreide, Trias, Verrucano und vereinzelte Schollen von Gneis ein, zusammen gleichsam eine tektonische Riesebreccie bildend. Die Mengung sehr verschiedenartiger Gesteine — eine relativ dünne Platte massigen Kalkes zwischen glimmerführenden Schiefen und Mergeln, Quarzsandsteine und dünnbankige Kalke findet ihren Ausdruck in der Verschiedenheit ihrer tektonischen Umformung gegenüber den lithologisch gleichmäßigeren Massen der grauen Bündler Schiefer.

Diese Zone reicht von Malfrag über das Fimbartal bis Ardetz. Gegen innen schließt sich ihr die oben genannte Flyschkreidezone an, mit welcher sie eng verbunden ist, da auch in ihr Schollen von Liaskalk, vermutlich zum Lias gehöriger Quarzit, bunter Bündner Schiefer und andere stecken.

Die eigentliche „Liaszone“ endet, soweit mir bisher bekannt, im Osten im Bereich der Fließer Alpe. Nur die Kreidekalke, welche von Alp bella an gegen O in zusammenhängendem Verlauf den Lias begleiten, setzen sich noch über das Stubental hin fort, zwischen das kristalline Grundgebirge von Paznaun und der gipsführenden Zone bunter Schiefer eingeklemmt.

Während in den inneren Schuppen NW-Fallen von mittlerer bis steiler Neigung herrscht, überwiegt in der Liaszone eine saigere Stellung der Schichten. Besonders der Lias selbst ist wie ein Pfahl senkrecht in die umgebenden ähnlich gestellten Schichten eingerammt. Im Osten zeigt er auf der Alp bella eine steilgewölbte Antiklinale.

An die Liaszone reiht sich nach außen dann die Grenzzone gegen das kristalline Grundgebirge, welches meist nicht mit einer einzigen großen Dislokationsfläche an die Liaszone grenzt, sondern durch mehrere enggedrängte Schuppenflächen mit ihr verwoben ist.

Der Schuppenbau des Nordrandes entfaltet sich besonders in der NW-Ecke im Fimbartal—Samnaun und ist auch in der Prutzer Gegend deutlich und ausgebreitet; in der zwischenliegenden Zone drängen sich die Schuppen in einem schmalen Streifen zusammen (zum Beispiel Arrezjoch). Die Schubflächen verlaufen gleichsinnig wie der Rand gegen das Kristalline: die starke Abiegung, welche im Fimbartal der NO- in NS-Verlauf erfährt, macht in gleichem Sinne auch die Stammerüberschiebung mit, und ebenso die Liaszone und die Zone der gipsführenden bunten Schiefer. Die Dislokationslinien scharen sich im Gebiet des Stubental näher zusammen und treten im Osten und besonders im Westen weiter auseinander. Damit steht in Übereinstimmung die Steilstellung der Hauptantiklinale im Pfundsergebiet, die Verflachung derselben im Westen und in geringerem Maße auch im Osten.

An der Südseite der Hauptantiklinale fehlt eine derartige Entfaltung von Schuppen — die Achse der Antiklinale liegt dem Südrand näher.

Eine Schubfläche läßt sich zwischen den bunten gipsführenden Schiefeln von Schuls und den darunterliegenden grauen Schiefeln annehmen. Weiter östlich fehlen alle sicheren Anzeichen von Schubflächen im Südflügel der Antiklinale, womit allerdings deren wirkliches Fehlen noch nicht bewiesen ist; doch sprechen die Verhältnisse jedenfalls für eine bedeutend weniger gestörte einheitliche Lagerung als im Nordflügel.

Die Flyschschiefer des Fimbertals und ein Analogon der Liaszone fehlen hier. Erst in der Grenzzone gegen das Kristalline findet man wieder eine ähnliche Schuppenstruktur wie am Nordrand.

Das kristalline Grundgebirge ist am Westrand, im Fimbartal, in einer klaren Überschiebung über die jüngeren Schichten aufgeschoben; diese greifen in Zungen an den tieferen Jöchern über den Kamm des Gebirges in die westseitigen Täler über (Larainjoch, Jamtal), während die dazwischenliegenden Gipfel des Kammes (Fluchthorn und andere) aus kristallinen Schiefeln bestehen. Die größte aufgeschlossene Förderungsänge im Jamtal beträgt 3—4 km.

Weiter südlich sind die Lagerungsverhältnisse am Westrand (Val Tuoi, Inntal, Val Sampoioir) sehr verwickelte und noch weiterer Untersuchungen bedürftig. Am Piz Cotschen liegt eine mächtige Platte von kristallinem Grundgebirge südfallend auf dem Bündner Schiefer; am Inn, oberhalb Ardetz, greifen die jungen Schichten in einer steilstehenden Mulde (?) in das Kristalline ein.

Am Nordrand sind die Grenzflächen von Gneis und jüngerem Gebirge durchweg steil gestellt. Im Bereiche der Vesulspitze fallen die jüngeren Schichten steil unter den Gneis ein, am Grübelekopf stehen beide saiger, ober der Fließer Stieralpe fällt der Gneis sehr steil unter die jüngeren Schichten hinein, weiter östlich herrscht wieder das umgekehrte Verhältnis — östlich des Arrezjoches kenne

ich die Grenzfläche eine größere Strecke weit noch nicht und bei Pontlatz ist die Grenzfläche senkrecht gestellt.

Zwischen dem Fimbartal und der Fließeralpe ist der Nordrand von parallelen Dislokationsflächen begleitet, an denen Schollen der Paznauner Gneise zwischen die jüngeren Schichten sich einschieben, zum Beispiel am Joch zwischen Bürkelkopf und Vesulspitz. Bei diesen randlichen Schuppen beteiligen sich besonders stark basische Eruptiva, vor allem Diabasschiefer mit Variolitbildung und in ihnen kleine Stöcke und Gänge von Gabbro und Serpentin und die von Paulcke und Welter zuerst entdeckten Nephritgänge, außerdem kommen an ihnen auch kleine Schollen von Triasgesteinen und Flyschschiefer zutage. Ebenso läuft nördlich Prutz im Gneis eine durch Verrucano- und Triaskeile bezeichnete Störungslinie parallel dem Nordrand.

Am Südrand fallen die Bündner Schiefer steil unter die Gneise der Ötztaler Gruppe ein. An einzelnen Stellen steht die Grenzfläche saiger, zum Beispiel Lahnkopf, Sadererjoch.

Ähnlich wie am Samnauner Nordrand besteht der Rand auch hier im Schweizer Gebiet und in der Nauderer Gegend aus mehreren parallelen Dislokationen.

Über den bunten Schiefen, welche bei Schuls, und den Crinoidenbreccien, welche bei Nauders das Hangende des geschlossenen Bündner Schieferprofils bilden, folgt eine schmale Gneiszone.

Die petrographische Untersuchung, welche Grubenmann den von allen früheren Autoren als Gneis bezeichneten Gesteinen dieser Zone südlich von Schuls gewidmet hat, hat ihn zu dem Ergebnis geführt, daß es feldspatführende Glimmerquarzite sind, welche nicht den Ötztaler Gneisen zugehören, sondern durch vielfache Intrusion und Injektion von gabbro-peridotitischem Magma umgewandelte Engadiner Schiefer (Bündner Schiefer¹⁾ darstellen. Weiter westlich schieben sich aber in dieser Zone (auch nach Grubenmann-Tarnuzzer) wieder Schollen des kristallinen Grundgebirges zwischen die Bündner Schiefer am Inn und die südlichere Zone derselben ein (Gneis in Vals Arsas, Gneis und Granit von Chamosch) als ein Zeichen, daß auch hier ein Aufbrechen des Grundgebirges in einer, wenn auch fragmentarischen, unteren Gneiszone stattfindet.

Über ihr folgt sowohl in der Schweiz wie bei Nauders ein geringmächtiges, aber weithin verfolgbares Blatt von Bündner Schiefer und Trias; Schiller gibt für die Schulser Gegend graue und bunte (gipsführende) Bündner Schiefer an und eine vereinzelte Bank von Crinoidenkalk (Lias?). Meinen Beobachtungen nach scheint mir auch schon in der Schulser Gegend Trias (Kalkschiefer des Muschelkalk?) sich zu beteiligen. Sicher ist dies in der Nauderer Gegend der Fall. SW von Nauders (Tiefhof) treten Kalkschiefer auf, welche ich den Muschelkalk-Kalkschiefern am Piz Lad am ehesten gleichstellen möchte.

¹⁾ Da zur Zeit des Erscheinens von Grubenmanns Abhandlung das Querschnittprofil bereits im Drucke war, war eine Abänderung der dort als Gneis eingetragenen Schichte nicht mehr möglich. Für die tektonische Deutung ist diese Verschiedenheit, wie oben angegeben, nicht von großem Belang. Das gleiche gilt für die möglicherweise eher schon zum Verrucano zu stellende obere Gneiszone unter dem Lischanna.

— E. Suess bezeichnet sie als sicher ostalpine Trias — doch sind daneben auch Bündner Schiefer (schwärzliche Tonschiefer, dunkelgraue Kalkschiefer) vorhanden und die Fortsetzung dieser Zone NO Nauders besteht nur aus Muschelkalk-Kalkschiefern und größtenteils Triasdolomit. Auf der Gamoralpe endet sie.

Die peridotitischen Intrusionen entwickeln sich zwischen unterer Gneiszone und Bündner Schiefer-Triaszone zu mächtigen ausgedehnten Serpentinmassen sowohl in der Gegend südlich Schuls bis Val Sampuoir, als auch im SW von Nauders.

Über der oberen Bündner Schiefer-Triaszone folgt dann im Gebiet östlich von Nauders die geschlossene Gneismasse der Ötztaler Alpen, welche sich in die Gneiszone südlich des Inn bei Remüs-Schuls fortsetzt, wo sie von der Trias-Jurafolge des Lischanna überlagert wird. Tarnuzzer faßt die schmale Fortsetzung derselben — welche die Verbindung mit dem Silvrettagneis der Nunagruppe herstellen würde — südlich von Schuls als Verrucano auf; stark gepreßter Gneis und ebensolche Arkosen etc. des Verrucano geben leicht Anlaß zu verschiedener Deutung. Für die tektonische Deutung ist der Unterschied unwesentlich, da zwischen den Bündner Schiefen im Liegenden und dem Gneis, beziehungsweise Verrucano im Hangenden der Kontakt in keinem Falle der primäre ist und sowohl von Schiller als Tarnuzzer als Dislokation bezeichnet wird.

An der tirolischen Landesgrenze wird der obere Gneiszug nochmals von einer Schubfläche zerteilt; oberhalb des Grünsees fand ich im Gneis abermals Trias (Muschelkalk) eingeschaltet und in Spuren läßt sich die Schubfläche bis zum Stillebach verfolgen. Der darüberliegende Gneis ist dann die normale Basis der Trias des Piz Lad. Ich vermute, daß jene oberste Dislokationsfläche der letzte Ausläufer der westlichen Randüberschiebung der Ötztaler Alpen ist (siehe nächster Abschnitt). Der unmittelbare Zusammenhang ist unterhalb Piz Lad durch Halden überdeckt.

Eine Fortsetzung östlich des Stillebach vermochte ich bisher nicht zu sehen.

Außer den genannten Aufbrüchen von Serpentin an den Dislokationsflächen beobachtet man am Nord- und Südrand auch in den Gneisen der Verwallgruppe und der Ötztaler Alpen eruptive Aufbrüche; sowohl die Amphibolite des Fluchthornkammes als die Gneise vom Vesulspitz bis zur Fließer Scharte (weiter östlich habe ich noch keine darauf bezüglichen Nachforschungen unternommen) sind durchschwärmt von feinen Adern eines felsophyrischen Ganggesteins (mikrofelsitische Grundmasse mit viel Quarz- und wenig Feldspateinsprenglingen), welches in den Fluchthornamphiboliten stellenweise schöne Eruptivbreccien bildet. Im Süden dagegen beobachtete ich in den Gneisen von Nauders bis ins Tösner Tal einen Schwarm größerer, aber wenig zahlreicher Gänge von Diabas und Diabasporphyr, welche den Südrand begleiten und deren Verbreitung und Zahl beim Weiterschreiten der Kartierung sich voraussichtlich noch vergrößern wird.

Die eigenartigen Verhältnisse des Unterengadiner Gebietes lassen eine Erklärung in zwei Richtungen geben.

Die eine, welche von Rothpletz, E. Suess, Steinmann, Termier, Uhlig und jetzt auch von Paulcke und Tarnuzzer vertreten wird, denkt sich die Gneise der Öztaler- und der Silvretta-gruppe als eine ursprünglich geschlossene Decke über den Bündner Schiefern ausgebreitet, welche später durch die Erosion durchlöchert wurde, so daß nun die darunterliegenden tieferen Schichten in einem Fenster zutage treten. Die Bündner Schiefer setzen sich dieser Erklärung nach unter der Silvrettamasse fort und kommen im Prättigau wieder zutage.

Die andere Erklärungsweise geht dahin, daß die Schichtfolge des Bündner Schiefergebietes in einem selbständigen, zeitweise gegen Westen geöffneten Meeresbereich abgelagert wurde und daß dieses Gebiet ein Senkungsgebiet ist, dessen Ränder allseits von den umgebenden kristallinen Massen überschoben wurden. Diese Ansicht vertrat Paulcke in seiner Abhandlung von 1904.

Bei der ersteren Erklärung nimmt Rothpletz eine Bewegung der Gneisdecke von O nach W, alle anderen eine solche gegen N an. Paulcke leitete bei seiner früheren Erklärung den Schub hauptsächlich aus vier Richtungen her, nämlich aus N von der Verwallmasse, NW bis W von der Silvrettamasse, S von der Berninamasse und SO von der Öztaler Masse.

Als Hauptgrund für die Deutung als Fenster wird angeführt, daß die Gneise sich ringsherum zusammenschließen und die Bündner Schiefer und sonstigen jüngeren Schichten nach allen Seiten unter die Gneise einfallen. Das letztere trifft im allgemeinen zu, wenn auch die vorwiegend steile Stellung der Grenzfläche jedenfalls die Annahme einer nachträglichen Steilstellung notwendig macht.

Der Zusammenschluß der Gneise ist, soweit die bisherigen Untersuchungen reichen, zwischen Silvretta- und Öztaler-Gneis im NO des „Fensters“ sehr wahrscheinlich unterbrochen: J. Blaas¹⁾ hat im vorderen Pitztal eine Überschiebung aufgefunden — sie ist auch teilweise schon auf den Manuskriptkarten der Reichsanstalt von G. A. Koch ersichtlich — an welcher die Gneise der Öztaler Gruppe über die Phyllite des Vennetberges aufgeschoben sind. Die Phyllite und der aufgeschobene Gneisrand erreichen bei Roppen das Inntal, die Überschiebung läuft hier mit der tektonischen Inntal-linie zusammen.

Gleich wie an der Überschiebung im vorderen Pitztale die aus höher kristallinen Gneisen und ihren Einlagerungen bestehende Öztaler Gneismasse den Phylliten des Vennetberges gegenübersteht, so werden auch auf der kurzen Strecke vom vorderen Pitztale (Wenns) bis zur NO-Ecke des Bündnerschieferbereiches unter der Aifenalpe die einförmigen Phyllitgneise und phyllitischen Schiefer des Piller von den hauptsächlich aus Granitgneisen und geringeren Zwischenschaltungen von Zweiglimmergneis und Amphibolit bestehenden

¹⁾ J. Blaas, Ein Profil im vorderen Pitztale. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 197.

kristallinen Massen der Aifenspitze überragt, so daß eine Fortsetzung der Pitztaler Überschiebung von Wenns längs einer über Matzlewald gegen Harben verlaufenden Linie bis zum Ostrande des Bündnerschiefergebietes als sehr wahrscheinlich erscheint. NO von Harben steht noch Triasdolomit an, an der den Nordrand bei Pontlatz begleitenden Störungslinie. Wenn auch die genaue Kartierung des ganzen Bereiches noch im Gange ist, so konnte doch bis jetzt ein derartiges Fortstreichen der Gneis- und Amphibolitzüge aus der Verwall- in die Ötztaler Gruppe, wie sie die oben genannte Manuskriptkarte verzeichnet, nicht beobachtet werden.

Ähnlich wie die Pitztaler Überschiebung im NO an den Ost-, beziehungsweise Südrand tritt auch im SW eine Bruchlinie an diesen Rand heran. Aus dem Oberengadin streicht über den Stragliavitapaß eine Dislokationslinie her, an welcher (nach Dyrenfurth) die Gneise der Silvretta mit den mesozoischen Schichten der Münstertaler Alpen an saigerer oder sehr steil geneigter Fläche aneinanderstoßen. Ihre Fortsetzung ist die von Schiller beschriebene Störungsfäche zwischen Lischannatrias und oberem Gneishorizont südlich Schuls; nach Tarnuzzers Darstellung würde dieselbe bei Schuls den Rand des Bündnerschieferbereiches bilden, also direkt in die Südranddislokation des „Feusters“ übergehen, so daß auch hier der Zusammenhang der Gneise unterbrochen ist. Es scharen sich in der Gegend von Schuls die Schubflächen in einem Pakett enggedrängter Schuppen; die gleiche Erscheinung wiederholt sich bei Nauders, wo die Ötztaler Westrandüberschiebung an den Rand des Bündnerschieferbereiches herantritt.

Im Südwesten greifen die Bündner Schiefer an drei Stellen in das Kristalline ein: im Val Sampuoir — hierüber sind die Untersuchungen Dyrenfurths abzuwarten; zwischen Ardetz und Guarda am Inn: nach Tarnuzzer „gliedern sich hier die Phyllite (Bündner Schiefer) der kristallinen Mulde von Giarsun an“. Isolierte Reste von Triasgesteinen (Muschelkalk nach Tarnuzzer) dringen hier als letzte Ausläufer der Ardetzer Liaszone weit zwischen die kristallinen Schiefer vor und bilden ein Gegenstück zu den Kalkkeilen am Piller; auch hier scheint eine Dislokationszone die Gneisumrandung zu zerteilen; die dritte Stelle ist Val Tuoi: hier fallen am Piz Clavigliadas nach Grubenmanns Beschreibung die Gneise steil gegen S unter (?) die Bündner Schiefer ein und werden anderseits vom Kristallin des Piz Cotschen überschoben. Für den Westrand fehlen genauere Angaben.

Als verbindende Reste der abgetragenen Decke wurden von E. Suess und Steinmann die Triasscholle der Stammerspitze angesehen (ostalpine Decke) und die Grünschiefer des Mondin, letztere als Reste der zunächst unter der Gneisdecke liegenden und ebenfalls das „Fenster“ ehemals überspannenden Decke der grünen Schiefer (rhätische Decke). Auch Paulcke sieht nunmehr in der Stammerscholle einen Rest des invers unter den Gneisen liegenden Trias der „ostalpinen“ Überfalte.

Die Grünschiefer des Mondin liegen, wie auf dem Querschnitte ersichtlich ist, nicht als Kappe auf den Bündner Schiefen,

sondern sind den tieferen Teilen der großen Wölbung als Lager eingeschaltet, können also nicht als Deckschollen gedeutet werden. Aber auch die Stammertriasscholle liegt nicht derart auf den Bündner Schiefern, wie sie als Rest der aufliegenden ostalpinen Decke liegen müßte, denn die Schiefer des Piz Vadret—Piz Roz gehen, wenn man ihre erodierten Schichtköpfe ergänzt, über den Stammerspitz hinaus, die Stammerscholle tritt an einer Schubfläche innerhalb der Bündner Schiefer zutage. Damit in Übereinstimmung stehen die Triasreste, welche in der östlichen Fortsetzung dieser Störungszone auftreten: sie stecken als Keile in den Bündner Schiefern drinnen, die Erosion hat sie noch nicht so herausgearbeitet wie jenen Rest an der Stammerspitze. Übrigens ist die Lagerung der Triasschichten auf dem Stammer so gestört, daß das Vorhandensein der für den liegenden Triasüberzug der „ostalpinen“ Überfalte geforderten inversen Lagerung ganz der subjektiven Meinung anheimfällt: der Hauptdolomit wird von Rhät, beziehungsweise Lias unter- und überlagert.

Ein weiteres Anzeichen für die Feinsternatur kann darin gesehen werden, daß die Bündner Schiefer nur in ihm entwickelt sind, dagegen in der Schichtfolge des Lischanna fehlen, während sie anderseits Übereinstimmung mit den Bündner Schiefern des Prättigau und von Oberhalbstein aufweisen. Da eine Verbindung über die Gneise der Silvretta weg fehlt und die Schiefer beiderseits unter die Gneise einfallen, wurde daraus auf eine Verbindung unter den Gneisen geschlossen.

Durch die Auffindung von orbitulinenführenden Schiefern und Sandsteinen, welche den Südrand der Lechtaler Alpen weithin durchziehen, eröffnet sich auch nach dieser Seite eine fazielle Verbindung der Engadiner Kreide mit den umliegenden Gebieten. Die Kreideschichten der südlichen Lechtaler Alpen sind lithologisch in manchen Gesteinstypen (sandige Kalke, dunkelgraue Kalke und andere) denen des Engadin sehr ähnlich, die Unterschiede nicht größer als sie innerhalb dieses weiten Bereiches und auf Grund der Beziehungen zum Untergrund gut angenommen werden können (Glimmergehalt des zentralalpinen Gebietes). Bei Prutz—Landeck nähern sich die beiden Gebiete bis auf wenige Kilometer. Die Mächtigkeit der Lechtaler Kreide nimmt gegen Süden hin zu; bemerkenswert ist dabei, daß die Porphyngerölle der Lechtaler Kreide gegen Süden zu verschwinden.

Diese Lechtaler Kreide liegt, wie aus dem vorhergehenden ersichtlich, auf beziehungsweise zwischen der Trias und gehört der über dem kristallinen Grundgebirge der Silvrettagruppe liegenden Sedimentdecke an.

Die faziellen Beziehungen zur Umgebung lassen sich auch von der Annahme aus erklären, daß in einem Senkungsgebiet die Sedimentation vor sich ging, welches zeitweise im Zusammenfluß und in Faziesausgleichung mit den angrenzenden Gebieten stand.

Zur Zeit der Ablagerung des Verrucano besteht Faziesgemeinschaft mit der Umgebung und zwischen Prutz und Pians nähern sich die Verrucanoreste so, daß eine ehemals zusammenhängende Bedeckung von den Nordalpen bis zum Ortler angenommen werden kann. Auch die Gipse und Rauhwacken der Trias sind dem Engadin und den umgebenden Gebieten gemeinsam, besonders aber die Dolomite und Kalke

der Trias, welche im „Fenster“ weit verbreitet sind. Ebenso kann für die Kreidezeit nach Norden und Westen ein Zusammenhang der Sedimentation angenommen werden.

Der jetzige Mangel eines Verbindungsstranges nach W läßt sich durch die Überschiebung seitens der Gneismassive und die Erosion erklären.

In einem ganz analogen Verhältnis steht heute das Triasgebiet der Münstertaler Alpen: vom Lischanna bis zum Ortler breitet sich ein mächtiges Verbreitungsfeld ostalpiner Trias aus, welches sich aber gegen Westen zu zwischen kristallinen Massen immer mehr einschränkt und nur ein schmaler Strang verbindet diesen rings von kristallinem Gebiet eingeschlossenen Bereich mit der Triasregion des westlichen und nördlichen Graubünden und der Vorarlberger Alpen.

Auch hier ist es mehrfach zu Überschiebungen des Kristallinen über die mesozoischen Bereiche gekommen (Piz Lad—Schling, Chazfora, Urtiola, Piz Vägglia etc.). Hier liegen die Verhältnisse aber einfacher und kaum denkt jemand an ein „Fenster“, weil die Auflagerung der Trias auf die Gneise noch auf weite Strecken zu sehen ist und ebenso der Verbindungsstrang mit den umgebenden Faziesbezirken noch erhalten ist.

Die oben erwähnte Verbindung von Verrucano und Trias gleicher Fazies in und außerhalb des Bündnerschiefergebietes gliedert den „Fensterbereich“ den „Rahmengebieten“ stratigraphisch an. Der Verrucano ist im Fenster auf das engste mit buntem Bündner Schiefer verbunden, kommt aber in gleicher Ausbildung auch auf den umliegenden Gneisgebirgen vor. Die triadischen Kalke und Dolomite sind in gleicher Ausbildung über das ganze Bündnerschiefergebiet verteilt, kommen im randlichen Grundgebirge in Schollen vor, welche den Übergang zum Lischannatrias vermitteln und lassen sich nicht von der Stammertrias abtrennen; auch die Bactryllienmergel, die an Raibler Schichten erinnernden Sandsteine und die starke Beteiligung von Kalken gliedern sie der ostalpinen Fazies an. Wenn einzelne Vorkommen nur ein oder ein paar Triasgesteine zeigen, so ist diese Unvollständigkeit zunächst darin begründet, daß es Schollen an oder zwischen Schubflächen sind. Nimmt man alle Vorkommen zusammen, so erhält man als Vertreter der Trias: Kalkschiefer der unteren Trias, Schiefer mit Gips und Rauhwacke (untere? Trias), Bactryllienmergel, Sandstein, Dolomit und Kalk des mittleren (?) und oberen Trias, bis zu 80 m Mächtigkeit mindestens, Kössener Schichten; eine Entwicklung, welche also nicht so lückenhaft ist, als es die einzelnen Vorkommen erscheinen lassen. Paulcke hält sowohl die Stammerscholle als die Schollen in der östlichen Verlängerung der Stammerzone und die am Rande eingeklemmten Triasschollen für ostalpin. Andererseits ist die Lagerung so, daß sie nicht bei der Entstehung des angenommenen Deckenbaues von der obersten in die tiefste Decke hinabgelangt sein können. Nimmt man aber an, wie dies Paulcke tut, daß nach Bildung des Deckenbaues das Fenster durch Erosion geöffnet und erst bei einer späteren nochmaligen Gebirgsbewegung die jetzige Struktur im einzelnen zustande kam, so ist jener Herleitung der Triasschollen durch die Erosion die Quelle entzogen, wenn man nicht annehmen will, daß die Erosion

gerade an den Stellen das untere Triasblatt der ostalpinen Decke allein verschont habe und diese Erosionsreste dann eingesenkt wurden.

Ohne Hindernis können sie an Brüchen und Überschiebungen aus der Tiefe, in welcher sie unter den Bündner Schiefer abgelagert wurden empor und zwischen die kretazischen Schichten hinaufgeschoben worden sein.

Während die triadischen Schichten in einem weit über das engere Bündner Schiefergebiet hinausreichenden Bereich abgelagert wurden, läßt sich die geringere Verbreitung der kretazischen Schichten dann durch die Beschränkung der Sedimentation auf die sich senkenden mittleren Teile des Gebietes erklären; auf den höher liegenden umgebenden Gebirgstteilen fehlen gleichaltrige Bildungen.

Auf diese Weise ließe sich auch erklären, daß vorwiegend nur in den randlichen Teilen noch die triadischen (und permischen) Gesteine zum Vorschein kommen und die Bündner Kreide nach den Seiten rasch verschwindet.

Mit der Auffassung der Randdislokationen als Brüche und Überschiebungen am Rande eines Senkungsfeldes steht das Auftreten der Durchbruchsgesteine in Einklang; die Serpentinmassen begleiten alle mit Ausnahme jener von Val Lavèr, den Rand, die von Grubenmann beschriebenen gabbro-peridotitischen Intrusionen durchschwärmen die randliche Dislokationszone südlich Schuls, Schwärme von Diabasgängen, Adern von mikrofelsitischen Injektionen treten am Süd-, beziehungsweise Nordrand auf, der Granit der Platta mala bei Remüs liegt an der Hauptüberschiebung und so fort. Ein Teil derselben (Diabasgänge Nauders—Tösnertal, Mikrofelsite, Remüser Granit) durchbricht deutlich die Gneise der Öztaler-, beziehungsweise Silvrettamasse; es kann sich also dabei nicht um an der Schubfläche mitgeschleppte Massen handeln. Sowohl diese als jene innerhalb des „Fensters“ am Rand desselben zeigen, von lokalen Rutschungen abgesehen, keine Druckschieferung und besitzen ganz oder zum größten Teil ihre ursprüngliche Eruptivstruktur. An keiner Stelle ist ein wurzelloses „Schwimmen“ derselben zu beobachten.

Während die Gneise der Ötztaler Alpen und Silvrettagruppe unabhängig vom Verlauf ihres Randes gegen das Schiefergebiet ÖW bis ONO—WSW streichen, folgt das Streichen der jüngeren Schiefer genau demselben. Ebenso wie die Schubflächen im NW Teil (Fimbertal—Samnaun), so schwenkt auch das Streichen der Schichten entsprechend der Abbiegung des Randes aus NO—SW in NS-Richtung; am Eingang ins Kaunser Tal dreht sich das Streichen der Schichten aus der ONO—WSW-Richtung in NW—SO und schließlich NS herum, entsprechend dem Ostrand; in der Gegend von Nauders kann man diese Anpassung bis in Einzelheiten verfolgen und ähnliches ist an vielen anderen Stellen zu beobachten. Im NO-Winkel entstehen besonders komplizierte Lagerungsverhältnisse, ebenso an den Stellen, wo, wie im Fimbertal, das Streichen stark umschwenkt; der Höhepunkt der Verworrenheit und Zerstückelung scheint in dem SW-Winkel bei Ardetz zu erfolgen.

Die Streichungsrichtung der Hauptantiklinale ist NO—SW; sie divergiert stark mit dem Streichen der Gneise und ist mit einem

NS-Deckenschub schwer in Zusammenhang zu bringen. Eher deutet dies auf eine Interferenz einer NS- und einer OW-Bewegung; die Abhängigkeit der Lagerung vom Verlauf des zufälligen Erosionsrandes des kristallinen Gebirges ist bei einem Fenster in einem Deckensystem nur verständlich, wenn man, wie dies Paulcke neuerdings tut, eine zweite Gebirgsbildungsphase annimmt, welche durch konzentrischen Zusammenschub (also so wie 1904) in dem schon durch die Erosion geöffneten Fenster jene Abhängigkeitsverhältnisse und die starke Verfaltung und Verkeilung höherer und tieferer Deckenteile schafft. Also wenn man auch vom Deckenbau ausgeht, ist man gezwungen, die tatsächlich vorhandene Struktur dadurch zu erklären, daß ein tieferliegendes Feld (Senkungsfeld oder tiefer Decken in einem Erosionsfenster) von den umgebenden höheren Teilen zusammengeschoben und überschoben wird — die Annahme eines Deckenbaues ist zur Erklärung der gegenwärtigen Lagerungsverhältnisse nicht notwendig. Dabei würde, wenn das schon geöffnete Fenster von einem späteren konzentrischen Schub betroffen würde, die Wirkung desselben in erster Linie wohl dahin gehen, die Öffnung durch Verschieben der freien Ränder der oberen Decken wieder zu schließen, während eine Steilstellung der oberen Decken an den freien Rändern dabei nicht zu erwarten ist.

In dem Erosionsanschnitt einer buckelförmigen Auftreibung eines Deckensystems müssen die Anschnitte einzelner Decken als konzentrische Zonen ringsum laufen. Dies ist im Unterengadin nicht der Fall. Zum Beispiel ist die Liaszone nur im NW vorhanden, dagegen wiederholen sich die Zonen mit buntem Bündner Schiefer und Triasdolomit am Nordrand mehrmals übereinander, während sie nahezu am ganzen Südrand fehlen; der Kern von „grauen“ Bündner Schiefer rückt im Süden fast durchweg ganz an den Gneisrand heran, während im Norden und NW eine breite Reihe verschiedener Zonen sich dazwischen schiebt. Das Fehlen der Zonen kann man durch Ausquetschung und Zerreißen zu erklären suchen, ist dabei aber genötigt, anzunehmen, daß weit mehr ausgequetscht wurde, als noch übrig blieb; bei der Wiederholung der Zonen ist man wieder auf die nachträgliche Verschuppung angewiesen; mit anderen Worten man sieht eigentlich nur lauter Ausnahmen und nachträgliche Umänderungen an Stelle des geforderten Deckenbaues.

Dies wird besonders auffällig, wenn man den Versuch macht, eine bestimmte Deckenfolge für dieses Fenster festzustellen und im einzelnen in seinem Auftreten zu verfolgen, wie dies von Paulcke geschehen ist, welcher das von Steinmann für Graubünden aufgestellte Schema hier anwendet. Danach hätten wir zutiefst die „Bündner Decken“, die große Masse der Bündner Schiefer umfassend, darüber der Reihe nach „Klippendecke“, „Brecciendecke“ und „rhätische Decke“ und zu oberst die „ostalpine Decke“. Soll diese Deckenfolge im Unterengadiner Gebiet zu Recht bestehen, so müssen also fünf Schichtgruppen von selbständigem Charakter vorhanden sein und, wie Paulcke sagt, „die Reihenfolge und die relative Entfernung der verschiedenen Decken voneinander im Fensterrahmen stets annähernd gleich bleiben“.

Beim Überblick über das ganze Gebiet kann man zwei große Schichtgruppen unterscheiden: die Bündner Schiefer einerseits und das kristalline Grundgebirge mit den auflagernden mesozoischen Schichten andererseits. Beide sind aber nicht streng getrennt voneinander, Gesteine der ostalpinen Decke vereinen sich mit solchen der Bündner Decke in gemeinsamen Zonen, wie oben schon ausgeführt wurde (steter Verband von Trias ostalpinen Charakters mit bunten Bündner Schiefern, Trias—Bündner Schieferzone des Tiefhof usw.); sie sind also nicht so selbständig, wie es zwei so weit voneinander abstehenden Decken wie Bündner und ostalpine Decke entspricht, sondern durch Bindeglieder verbunden.

Die Klippendecke fehlt so gut wie ganz. Nur eine polygene Breccie, welche man der Falknisbreccie gleichstellen könnte, am Futschölpaß kann Paulcke von den für die Klippendecke bezeichnenden Gesteinen namhaft machen. Das Fehlen des Malm, der für diese Decke im Rhätikon und Plessurgebirge als Hauptbestand erscheint, ist für den Antirhätikon charakteristisch. Was Paulcke sonst als vermutlich dieser Decke zugehörig anführt, ist faziell weitgehend von den in Bünden hieher gerechneten Gesteinen verschieden und in seinem Alter unsicher (fossilfrei), kann also keineswegs für die Existenz einer Klippendecke als Beleg angeführt werden.

Die Brecciendecke Paulckes entspricht dem, was hier als Liaszone des Samnaun angeführt wurde und neben den beiden Hauptgruppen (Bündner Schiefer und kristallines Grundgebirge mit Mesozoikum) am ehesten noch als selbständige Zone sich heraushebt. Die starke Entwicklung der Liasbreccien und Kalke, welche im übrigen Gebiet fehlen, ihre Vergesellschaftung mit Verrucano und das Auftreten der Flyschschiefer sind bezeichnend dafür. Triasdolomit tritt ganz zurück. Stark beteiligt sich aber an dieser Zone auch besonders Bündner Kreide. Durch diese, welche in vollständig gleicher Ausbildung im ganzen Bereiche der Bündner Decke weit verbreitet ist, außerdem auch das Eintreten bunter gipsführender Bündner Schiefer, ist sie trotz ihrer selbständig hervortretenden Liasentwicklung der „Bündner Decke“ faziell angegliedert. Gegenüber dem nach der Deckenlehre nächstliegenden Vorkommen der Brecciendecke im Rhätikon ergeben sich Unterschiede dadurch, daß dort der Lias zurücktritt, Trias stark beteiligt ist und überdies die im Antirhätikon ganz fehlenden couches rouges auch an dieser Decke sich beteiligen. Die Fazies des Lias im Antirhätikon steht nach Paulcke (1904) übrigens nicht nur den crinoidenreichen Liasgesteinen der Nordschweizer Klippen, sondern auch der Adnether Fazies nahe, beziehungsweise besitzt eine bis zu gewissem Grade selbständige fazielle Ausbildung.

Die rhätische Decke besteht nach Paulcke aus Spilit, Variolit, Gabbro, Serpentin und Nephrit und überlagernden tonigen und sandigen Schiefern unbekanntes Alters. Wie schon oben angeführt wurde, sind Diabase (Spilite) als Lager (in primärem Verband) in den grauen Bündner Schiefern weit verbreitet, können also keinesfalls als Zeichen einer anderen Decke verwendet werden. Dies gilt besonders auch von dem Diabas des Mondin, welchen Paulcke auf

seiner Kartenskizze der rhätischen Decke zuweist, obwohl er zweifellos in primärem Verband mit den Gesteinen der „Bündner Decke“, und zwar der tieferen Teile derselben steht. Das gleiche gilt für die ausgedehnten Diabaslager am Südrand¹⁾. Die für die rhätische Decke bezeichnenden Radiolarite fehlen im Antirhätikon gänzlich; es bleiben also für die rhätische Decke — abgesehen von jenen ganz altersunsicheren und lithologisch unbezeichnenden Tonschiefern und Sandstein — nur Gabbro, Nephrit und Serpentin übrig. Sie treten in kleinen Gängen und Stöcken im Gebiete der Flimspitze und des Bürkelkopf auf, außerdem erscheint Serpentin in großen Intrusionsmassen an den Dislokationsflächen des Südrandes und im Innern des Gebietes im Val Lavèr (Piz Tasna etc.). Bei Schuls durchhädern gabbroide Magmen die „Engadiner Schiefer“ nach Grubenmann. Am Flimspitz sitzen die Gänge teils in dem Diabas (Spilit, Variolit), teils im Flysch auf. Die Serpentine am Südrand werden bei Schuls und Nauders teilweise von grauen Bündner Schiefen überlagert. Es liegt kein Kriterium vor, welches gegen ein Aufbrechen an Ort und Stelle und für einen Transport aus weiter Ferne her spricht. Keinesfalls können einzelne Gänge und Stöcke von Serpentin und Gabbro, welche an Störungszonen zwischen die verschiedensten Gesteine (Diabas, Flysch, graue und bunte Bündner Schiefer, Gneis, Trias) eindringen, als selbständige Gesteinsserie, als Decke aufgefaßt werden.

Es können also höchstens drei, keinesfalls fünf Schichtserien abgetrennt werden.

Von den drei Decken, welche zwischen Bündner Decke und ostalpiner Decke liegend das Fenster umsäumen müßten, fehlt die Klippendecke so gut wie ganz, die „rhätische Decke“ beschränkt sich auf einige Intrusiva, welche überhaupt nicht als Vertreter einer Decke gelten können, und die Brecciendecke beschränkt sich auf den Nordwestrand; in der ganzen NO-Hälfte und am Südrand ist sie nicht nachweisbar. Entweder bestehen zwei der Decken hier nicht oder sie sind im ganzen weiten Bereich „ausgequetscht“ und auch die dritte müßte zu zwei Drittel dieses Schicksal teilen. Vergleicht man die nächsten bündnerischen Gebiete, so sieht man, daß auch dort kaum irgendwo die geforderten Decken alle der Reihe nach vorhanden sind; im Plessurgebirge fehlt die Brecciendecke²⁾, im Rhätikon sind Breccien- und rhätische Decke in eins verschmolzen.

¹⁾ Steinmann betont in den Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien 1910 (pag. 294), daß er nur die Ophiolithe, aber nie die Ophite zu den „grünen Gesteinen“ rechne, welche mit Tiefseeabsätzen verknüpft und bezeichnend für die rhätische Decke sind. 1905 (Ber. d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg i. B., Bd. XVI) führt Steinmann aber Spilit, also einen Ophit, als bezeichnend für die rhätische Decke in der Chablaiszone in Gesellschaft mit Radiolarit an und noch zahlreiche andere Fälle einer solchen Vergesellschaftung aus außeralpinen Gebieten. Auch die Grünschiefer in den Bündner Schiefen (also diabasische Gesteine) werden einbezogen. Daß Ophite und Ophiolithe sich durchaus nicht meiden, ist aus dem Vorkommen am Flimspitz ersichtlich, abgesehen von den anderen, seinerzeit von Steinmann selbst angeführten Zusammenvorkommen. Jedenfalls können auch nach Steinmann nunmehr die Diabase am Mondin nicht als Zeichen rhätischer Deckenreste gelten.

²⁾ Nach Koek ist sie „andeutungsweise“ durch eine polygene Liasbreccie am Arosler Weißhorn in einem kleinen Rest vertreten.

Bei einer so fragmentarischen Entwicklung der angenommenen Deckenreihe beschränkt sich die Reihenfolge in der Regel auf die zwei Glieder: Bündner Decke unten, ostalpine Decke oben, die Liaszone (Brecciendecke) im NW liegt im allgemeinen zwischen beiden. Ein „Gleichbleiben der relativen Entfernung der Decken voneinander“ fehlt infolgedessen völlig. Auch am Stammer liegt meinen Erfahrungen nach die „ostalpine Decke“ unmittelbar auf den Bündner Schiefer, denn die Linsen jenes lichtgrünlichen, quarzreichen, flaserigen Gesteins, welche in den obersten Lagen der Bündner Schiefer liegen, sind nicht Derivate basischer Eruptiva, und selbst wenn man sie den grünroten Schiefer, welche die Diabase begleiten, gleichstellt, so erhält man dadurch nur Gesteine, welche in Verbindung mit den Diabaslagern stehen, also der Bündner Decke angehören und nicht Vertreter der rhätischen Decke sind. Das Auftreten von Trias in ostalpiner Fazies im Inneren der Bündner Schiefer wurde schon oben erwähnt. Bei Nauders und Schuls erscheinen über dem Serpentin, der die rhätische Decke vertreten soll, wieder Gesteine der Bündner Decke. Der Serpentin von Val Lavèr liegt unter der Bündner Kreide von Piz Tasna etc. Paulcke selbst führt Fälle von Liasbreccie im Innern des Fensters (Viderjoch, Furcla Lavèr) an, wobei er diese und andere Abweichungen der Reihenfolge auf spätere Gebirgsbewegungen im geöffneten Fenster zurückführt.

Tatsächlich besteht im ganzen Fenster kein Profil — und Paulcke führt kein solches an — wo alle fünf Decken wirklich in der genannten Reihe übereinanderliegen, ganz abgesehen davon, daß von jener Wiederholung der Schichten, welche in der einzelnen Decke als liegende Falte nach der Theorie wenigstens stellenweise vorhanden sein müßte, nirgends eine Spur zu sehen ist. Eine besondere Schwierigkeit besteht für die Annahme jener Decken außerdem darin, daß eine irgendwie deutliche Abgrenzung derselben gegeneinander nicht aufzufinden ist. Dies gilt besonders von der Liaszone (Brecciendecke), welche so mit der Bündner Decke (und der rhätischen Decke) verwachsen ist, daß auch da wieder umständliche spätere Verfaltungen und „Durchstechungen“ angenommen werden müssen. Es liegt diese Undeutlichkeit der Grenze eben auch in der Gemeinsamkeit mehrerer Schichtglieder in gleicher Ausbildung in den verschiedenen Decken. Selbst Bündner Decke und ostalpine Decke sind so miteinander vermischt (Blattscholle Tiefhof [Nauders] — Schuls [St. Jon]).

Ist man gezwungen, für alle diese Fälle spätere Veränderungen und Ausnahmen des ursprünglichen Bestandes anzunehmen, so wird schließlich eben alles durch jene zweite Gebirgsbildungsphase erklärt und die erste kommt überhaupt zur Erklärung keiner Verhältnisse in Anwendung.

Das Steinmannsche Deckenschema findet also im Antirhätikon keine Bestätigung und scheint mir die Tektonik dieser Gegend nicht befriedigend zu erklären.

Nimmt man mit Rothpletz die Bewegung der großen, vom Fenster durchlochten Schubmasse als gegen W gerichtet an, so ist man auch genötigt, eine spätere, nochmalige intensive Gebirgsbildung,

gleich wie oben für den N-Schub gefordert wurde, anzunehmen, um die Stellung der Randflächen, die Schuppenbildungen usw. zu erklären. Dagegen entgeht man bei dieser Erklärung natürlich den unerfüllten Anforderungen der Deckenreihe und kann sich auf die drei tatsächlich beobachtbaren Gruppen beschränken: das basale Gebirge (Bündner Schiefer), das übergeschobene Gebirge (kristallines Grundgebirge mit auflagernder Trias etc.) und eine Zerreibungs- und Schubschollenzone zwischen beiden, als welche die „Liaszone“ aufgefaßt werden kann. Die NO—SW-Richtung der Fensterantiklinale stimmt mit der reinen W-Bewegung ebenso nicht überein wie mit der N-Bewegung der Deckentheorie.

Es konnten aber im vorhergehenden aus der Untersuchung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Gebietes eine Reihe von Umständen namhaft gemacht werden, aus welchen hervorgeht, daß in jenen keine zwingenden Gründe dafür vorliegen, das Bündnerschiefergebiet des Unterengadin als ein Fenster aufzufassen, sondern daß auch die Deutung als Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen und vielfachen Übereinanderschuppungen den beobachteten Tatsachen gerecht wird.

Literatur zum Abschnitt Verwall und Engadin¹⁾.

- A. Escher v. d. Linth, Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Denkschriften der allg. schweiz. naturf. Gesellschaft 1858.
- C. W. v. Gümbel, Geologisches aus dem Engadin. Jahrb. d. naturf. Gesellschaft Graubündens. XXI. Bd., Chur 1886.
- Geologisches aus Westtirol und Unterengadin. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 291.
- Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft. Sitzungsber. der Akad. d. Wiss. München 1898.
- G. A. Koch, Erläuterung zur geologischen Aufnahmskarte des Silvrettagbietes. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 187, 202.
- Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
- Die Verwallgruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 226.
- Vorläufige Mitteilungen aus der Verwallgruppe. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1876, pag. 187.
- W. Paulcke, Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Bericht der naturf. Gesellsch. in Freiburg i. B. XIV. Bd., 1904, pag. 257
- Tertiär im Antirhätikon. Zentralblatt f. Mineral. etc. 1910, pag. 540 u. ff.
- Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. Verhandl. d. naturw. Vereines in Karlsruhe, 23. Bd., 1910, pag. 88 u. ff.
- Alpiner Nephrit und die Nephritfrage. XXIII. Bd. der Verhandl. d. Naturw. Vereines. Karlsruhe 1910, pag. 77 u. ff.
- W. Schiller, Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin I. u. II. Teil. Berichte d. naturf. Gesellsch. in Freiburg i. B. XIV. Bd., 1904, pag. 138 u. ff. und XVI. Bd., 1906, pag. 126 u. ff.
- G. Stache, Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen I. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 135 u. ff.
- Über die als Lias gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich von Landeck im Oberinntal. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 253.

¹⁾ Bei diesen Literaturangaben werden nur jene Schriften aufgeführt, welche sich im besonderen mit der Geologie des betreffenden Gebietes befassen.

- G. Steinmann, Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. (Fortsetzung.) Bericht der naturf. Gesellsch. in Freiburg i. B. X. Bd., 1898, pag. 215 u. ff.
- Studer, Geologie der Schweiz, I. Bd. Bern u. Zürich 1851.
- E. Suess, Über das Inntal bei Nauders. Sitzungsber. der kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Kl. CXIV. Bd. 1905, pag. 699.
- P. Termier, Sur la fenêtre de la basse Engadine. Comptes rendus 24. Okt. 1904.
- G. Theobald, Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. II. 1864.
- Unterengadin. Geographische Skizze. Neue Denkschrift der schweiz. naturf. Gesellsch. Bd. 17.
- Chr. Tarnuzzer u. Grubenmann, Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, XXIII. Lieferung 1909.
- O. Züst, Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez. Inaug.-Dissertation. Zürich, bei Markwalder 1905.

Das Gebiet zwischen Inn und Adda.

Vom Inn im unteren Engadin bis zum Veltlin durchschneidet das Alpenprofil den Zentralstamm der Ostalpen.

Östlich des Schnittes breiten sich die kristallinen Massen der Ötztaler Gruppe aus, eine im Lauf mehrfacher Faltungsperioden in geschlossene steile, auch überkippte Falten mit wechselndem Streichen zusammengeknetete Zone kristalliner Schiefer, welche nur an den Rändern noch Reste mesozoischer Überdeckung aufweist. Im Bereiche der tirolisch-schweizerischen Grenze senkt sich das kristalline Gebirge unter eine gegen Westen zu immer mehr um sich greifende Überdeckung von jüngeren Schichten hinab. Der erste Vorbote derselben ist der Endkopf bei Graun; im Bereiche des Querschnittes ist der kristalline Sockel bereits von drei ausgedehnten Zungen mesozoischer Gesteine überlagert und im oberen Scarl- und Münstertal verschwindet der letzte Ausläufer der Ötztaler Gneise unter einer geschlossenen Decke von Triasdolomiten und Kalken, welche den ganzen mittleren Teil der Münstertaler Alpen umfaßt. Erst im oberen Engadin kommen wir an den westlichen Rand dieses inneralpinen Depressionsgebietes. Im Süden reicht diese Einsenkung bis zu der Bruchlinie, längs welcher die Dolomitgebirge von Fraele und die hohen Dolomitmauern des Ortler gegen die Quelltäler der Adda niederbrechen. Im Westen steht das Münstertaler Dolomitland durch einen schmalen Streifen von mesozoischen Schichten über den Albulapass weg mit dem Verbreitungsbereich des innerbündnerischen Mesozoikums in Verbindung, ein Streifen, welcher einerseits von der Silvrettamasse, anderseits von den kristallinen Massiven des oberen Engadin wie ein Engpaß umschlossen wird.

Das kristalline Gebirge in diesem Teil des Querschnittes besitzt nur geringen Wechsel an Gesteinsarten. Kristalline Schiefer sedimentogener Natur sind durch den seit Staches Aufnahmen als Phyllitgneis bezeichneten, feldspatführenden, mehr oder weniger phyllitähnlichen Schiefer vertreten, der gegen Osten zu den eigentlichen

Glimmerschiefern des Ötztals Platz macht; auch am Ciavalatschkamm nähern sich die Phyllitgneise schon stark dem Habitus der Glimmerschiefer und ebenso sind die am Urtirola durchschnittenen Schiefer dem Glimmerschiefer näher stehend als den typischen Phyllitgneisen. Die Verbreitungszonen der Phyllitgneise sind im allgemeinen arm an Einlagerungen anderer kristalliner Gesteine. Karbonatlager fehlen fast gänzlich — in der kristallinen Kappe des Piz Chazfora ist ein kleines Lager von Cipolin zu sehen — Amphibolite sind öfter eingeschaltet. So treten am Urtirola mehrere Lager dieses Gesteins auf. Am Piz Lad und Monte Braulio treten an Stelle der Phyllitgneise bereits die über ihnen folgenden Phyllite auf, am Scorzuzo mit Einschaltungen von Grünschiefern. Das Gestein, das in der Fläche des Querschnittes am stärksten beteiligt ist, gehört aber zu jener Gruppe von Orthogneisen, welche im oberen Vintschgau besonders in der Form von muskovitreichen Augengneisen weite Verbreitung besitzen. Ihre sonst meilenweit hinstreichenden Lager verdichten sich im unteren Münstertal zu einem geschlossenen Massiv, der „Münstertaler Gneismasse“, in dessen mittlerem Teil ein feinkörniger Muskovitgranit nach Art eines jüngeren Nachschub sich entfaltet, während im nördlichen Teil einerseits am Sesvenna und Scharljöchl ein Porphygranit und andererseits in geringerem Ausmaße Gesteine von tonalitischem Charakter sich aus der Masse der Augengneise herausheben. Jene durch ihre großen, manchmal blaß rötlichen einsprenglingartig hervortretenden Kalifeldspate ausgezeichneten grobporphyrischen Gesteine sind bei Stache und Theobald als Sesvennagranit oder als Gigantgneis erwähnt. Eine petrographisch-chemische Untersuchung dieser Gesteinsgruppe wurde von C. v. John und W. Hammer durchgeführt und im Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1909 (pag. 691 u. ff.) veröffentlicht. Ihrer chemischen Zusammensetzung nach sind die Augengneise und Flasergneise von granitischen, beziehungsweise quarzporphyrischen Magmen abzuleiten, die durchweg nach ihrer Erstarrung mehr oder weniger metamorphosiert wurden. Hauptsächlich lassen sich chemisch und mineralogisch eine saurere, vorwiegend muskovithaltige, lichte Art und eine etwas basischere biotitreiche, graue Art unterscheiden, außerdem die tonalitischen Gesteine.

Sowohl die ausgedehnten Lager im Vintschgau, als die Münstertaler Gneismasse stehen im Verhältnis der Konkordanz zu den anderen kristallinen Schieferen. Zuzufolge der Lagerungsverhältnisse einerseits und dem porphyrischen Charakter der Gesteine andererseits scheint mir eine Auffassung der Lager als Effusivdecken und der Münstertaler Gneismasse als einer Verbindung von Ergüssen und intrusiven Nachschüben besser den Verhältnissen zu entsprechen, als die Annahme einer durchweg rein intrusiven Entstehung. Ein vorpermisches Alter ergibt sich für die Münstertaler Gneise durch die Transgression des Verrucano über allen ihren Teilen.

Die Münstertaler Gneismasse wird von dem gewählten Profil westlich des Piz Sesvenna durchschnitten — auf eine Einzeichnung der petrographischen Unterarten des Gesteins konnte natürlich nicht eingegangen werden — dessen Gipfel aus dem Porphygranit besteht; dasselbe Gestein wird am Scharljöchl geschnitten. Der Sockel des Ster-

lexer Kammes besteht aus dem feinkörnigen Muskovitgranit des Avignatales. Aus Muskovitaugengneis besteht sowohl die Basis des Utirola im Münstertal, als auch die übergeschobene Gipfelpartie desselben, ebenso die kristalline Scholle Piz Lad—Chazfora größtenteils und auch in der kristallinen Zone zwischen Umbrail und dem Branliotal umschließen die Phyllite Lager von gleicher Art.

Die vollständige Gleichheit des Gesteinsbestandes in allen diesen kristallinen Teilen ist ein deutliches Zeichen, daß hier alle Teile derselben tektonischen und stratigraphischen Einheit sind — des Westrandes der Ötztalesmasse.

Während so im vorpermischen Grundgebirge große Gleichförmigkeit der Formation herrscht, stellen sich in den mesozoischen Ablagerungen Faziesverschiedenheiten ein, welche um so stärker werden, je höher in der Schichtreihe wir hinaufsteigen.

Zunächst transgrediert über dem aufgefalteten Grundgebirge eine Folge von meist grün gefärbten Arkosen, Sandsteinen und serizitischen Schiefern, welche herkömmlicherweise als *Verrucano* bezeichnet wird und eine stark wechselnde Mächtigkeit besitzt. Zwischen Inntal und Münstertal überwiegen die Arkosen und groben Sandsteine und Übergänge zu Quarzkieselkonglomeraten, im südlichen Teil dagegen, vorwiegend in der Ortlergruppe, ist der *Verrucano* fast nur durch Serizit-schiefer und Serizitphyllite vertreten. Ein weiterer Unterschied des nördlichen und südlichen Teiles zeigt sich im Hangenden des *Verrucano*: im Münstertal, Schlinigtal (und am Jaggl), weniger deutlich auch in der Lischannagruppe gehen aus den grünen Arkosen etc. nach oben feinkörnige weißliche, meist gelblich anwitternde Sandsteine hervor, die nach oben durch Aufnahme von Karbonat lagenweise in Kieselkalke übergehen, der sogenannte Buntsandstein dieser Gebiete — die Berechtigung dieser Formationsabtrennung ist eine sehr fragliche. Im Ortlergebiet fehlen diese Gesteine völlig. Hier findet sich als ganz lokale Bildung am Zupanell zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den Triasgesteinen ein Eisendolomit, der größtenteils durch Magnesit vertreten wird. Auch an mehreren anderen Orten der Ortlergruppe erscheint in diesem Niveau ein erreicher lichter Dolomit und auch die Serizitphyllite sind lokal reich an Pyrit und Limonit.

Am Jaggl und im Ortlergebiet erscheinen zwischen *Verrucano* und Muschelkalk, beziehungsweise Ortlerbasisschichten Rauhwaacke und Gips. Dagegen fehlen sie im nördlichen Teil der Münstertaler Alpen (Sterlexer Kamm, Lischannagruppe bis zum Piz Lad) in diesem Horizont fast gänzlich.

Die Ablagerungen, welche dem Muschelkalk zugeschrieben werden können, zeigen in vertikaler und horizontaler Richtung große Schwankungen. Sicher diesem Horizont zugeschrieben können werden Eucrinitedolomit und die Knollenkalke im SO des Jaggl (Hengst); im Lischannagebiet ist er am Rimsspitz durch Fossilfunde belegt und durch verschiedenartige Kalke vertreten, lokal im Val Triazza mit dünnen schwarzen Mergellagen (Partnachsichten? nach Böse enthalten sie *Bactrillium Schmidii*), er führt aber auch Dolomitlager (unter anderem am Rimsspitz an der Basis der Trias ein stark eisenschüssiger Dolomit).

Im Avignatal sind hierher zu zählen blaß rötliche bis violette Kalkschiefer, von einem Encriniten und Diploporen führenden Dolomit unterlagert, welche Kalkschiefer auch am Jaggl und Piz Lad zu finden sind. Im Schlinigtal treten wieder besonders dünnbankige, gelb verwitternde Kalke hervor; am Jaggl begleitet den Encrinitendolomit ein Hornsteinkalk, so daß in Verbindung mit dem Knollenkalk hier die Fazies große Ähnlichkeit mit dem Muschelkalk im Karwendelgebirge erhält.

Ob die Schichten an der Basis des Ortlers dem Muschelkalk oder den Raibler Schichten an Alter gleichzustellen sind und dementsprechend auch die Stellung der Rauhacken, ist bei dem Mangel bestimmbarer Fossile kaum sicher zu entscheiden. Das Vorkommen von Sandsteinen, sowie das der gelben tafeligen Tonschiefer, welche am Jaggl und im Münstertale in dem oberen Rauhackenhorizont wieder erscheinen, sprechen für eine Deutung als Raibler Schichten, während andererseits die dunklen Kalke, besonders jene mit dem Tonbelag, dem Muschelkalk anderer Orte ähnlich sind.

In dem am stärksten entwickelten und verbreiteten Glied der Triasfolge, den Ablagerungen der mittleren und oberen Trias herrscht im ganzen Umkreis Übereinstimmung; das charakteristische und morphologisch ausschlaggebende Element sind die mächtigen grauen Dolomite, denen gegenüber die anderen Triasschichten nur als untergeordnete Lagen erscheinen. Vielfach sind sie reich an Diploporen, unter denen im Münstertal *Diplopora annulata* mit einiger Sicherheit bestimmt wurde. Auch am Endkopf ist eine *Diplopora* aus der Gruppe der *annulata* reichlich vertreten, außerdem führen Gumbel und Schiller mehrfach auch die *pauciforata* an. Im übrigen aber entbehren sie leider völlig gut bestimmbarer Fossile, trotzdem Spuren solcher nicht selten sind. Petrographisch sind sie über den ganzen Bereich hin gleichförmig entwickelt; im Süden schalten sich häufiger Lagen mit primär brecciöser Struktur ein.

Ihr Alter wird durch die Überlagerung mit Rhät oder Lias nach oben abgegrenzt. Eine Aufteilung in Wetterstein- oder Hauptdolomit wird im nördlichen Teil durch das Auftreten eines oberen Rauhackenhorizontes nahegelegt. Zu einem Nachweis, daß es sich bei dieser Zwischenschicht wirklich um Raibler Schichten handelt, fehlen allerdings fast überall die Fossile. Am ähnlichsten den nordalpinen Raibler Schichten sind die dafür angesprochenen fossilreichen Kalke mit Mergellagen an der Ofenpaßstraße, und dies ist auch die einzige Stelle, wo bisher Raibler Fossile gefunden wurden (A. Spitz). Am Jaggl wird der Diploporendolomit von einer mächtigen Folge von Rauhacken, Gips und porösem Dolomit überlagert. Rauhackenlager sind neben lichten gelblichen Kalken auch in der Lischannagruppe und im Münstertal in diesem Niveau bezeichnend. Nur an der Nordseite der Lischannagruppe (Plaun de Fontanas) sind die anderen begleitenden „Raibler“ Gesteine ganz abweichend von allen aus diesem Horizont bekannten: bunte Tonschiefer und Kieselschiefer, wechsellagernd mit Dolomitbänken. In der Ortlergruppe fehlt ein zweiter höherer Rauhackenhorizont gänzlich und erst in den obersten Teilen der Dolomitfolge, nahe unter dem Rhät, lagern schwarze Kalkschiefer zwischen den Dolomitbänken.

Ein ganz eigenartiges Schichtglied erscheint an der Nordseite des Piz Lad im Münstertal (wohl zu unterscheiden vom Piz Lad bei Nauders). Hier schalten sich zwischen einen unteren Dolomit und der größeren oberen Dolomitfolge Rauhacken und gelbe kalkige Tonschiefer ein, unter denselben aber liegt anscheinend ganz konkordant ein Lager eines dunkelgrünen Gesteins, das an den meisten Stellen (besonders weiter westlich) in einer dichten grünen Grundmasse Einsprenglinge von schwärzlichgrünem Augit enthält und im Dünnschliff als ein stark umgewandelter Diabasporphyrit sich zu erkennen gibt, während es besonders im östlichen Teile makro- und mikroskopisch völlig die Zusammensetzung und Struktur eines feinkörnigen Plagioklasamphibolits an sich trägt — also ein Fall, wo örtlich auf geringe Ausdehnung begrenzt, innerhalb sonst nicht metamorphisierter Gesteine ein Eruptivgestein in einen kristallinen Schiefer umgewandelt ist. Schlagintweit sowohl als auch ich haben hier an die tektonische Einfügung einer Scholle aus dem kristallinen Grundgebirge in die Triasschichten gedacht, wobei es aber immer auffällig blieb, daß gerade nur dies eine Gestein aus dem Gneisgebirge herausgeschält worden sei, und zwar ein Gestein, das in seiner nicht-metamorphen Form sonst nirgends in den umgebenden Kristallinen beobachtet wurde — es müßte dabei das Gestein, das sonst als Amphibolit mehrfach am Ciavalschkamm in den Gneisen liegt, gerade hier an der besonders gestörten Stelle seine ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit behalten haben! Wie nun Herr Dr. Spitz die Freundlichkeit hatte mir mitzuteilen, erstreckt sich dieser Diabas-Amphibolit gegen Westen noch weithin immer im gleichen Niveau der Schichtfolge (an der Nordseite des Piz Turettas) und geht schließlich in bunte Schiefer über, welche Kalkbrocken einschließen. Nach all dem erscheint es mir nunmehr in Übereinstimmung mit Dr. Spitz weit wahrscheinlicher, daß dieser Diabasporphyrit ein dem oberen Rauhackenhorizont zugehöriges gleichaltriges Ergußgestein ist und keine dem Grundgebirge entrissene Scholle.

Wo also ein oberer Rauhackenhorizont vorliegt, ist eine Gleichstellung mit Wettersteinkalk und Hauptdolomit wohl möglich, wo dies aber nicht der Fall ist und in dem sehr häufigen Falle starker Verfaltungen und Zerreißen der Schichtfolge, ist eine Altersbestimmung einzelner Dolomitkomplexe nicht durchführbar.

In der Ortlergruppe schalten sich, wie schon bemerkt, in den obersten Horizonten des Dolomits schwarze Kalkschiefer ein (ohne bestimmbare Versteinerungen), eine Einlagerung, welche den anderen Teilen des Gebiets fehlt.

Der stärkste Faziesunterschied macht sich in den Ablagerungen des Rhät und Lias geltend.

In der ganzen Lischannagruppe fehlen Schichten vom Habitus der Kössener Schichten¹⁾, während sie an der Südgrenze des Gebietes im Brauliotal und Fraele reich entfaltet sind. Ihr lebhaft wechselnder Gesteinsbestand ist: schwarze Kalke mit gelbem mergeligem Überzug,

¹⁾ Mit Ausnahme eines kleinen, unsicheren Restes im NO-Teil der Lischannagruppe.

dicht erfüllt von Zweischalern, Kalkschiefer, oft glimmerhältig, ein phyllitisch aussehender Tonschiefer („herbstlaubfarbene“ Schiefer) und im Liegenden blaugraue, dichte Kalke mit *Rissoa alpina*. Im Fraeletal lieferten diese Schichten mehrere gut bestimmbare Leitfossile des Rhät (siehe Schlagintweit).

Im Lischannagebiet geht der Hauptdolomit noch oben in eine Dolomitreccie über, welche in den höheren Lagen mit rotem oder gelbem Zement verkittet ist, stellenweise treten auch Kalke auf. Im Hangenden der Breccie breiten sich schwärzliche, gelb verwitternde, oft etwas kalkige Tonschiefer aus (Allgäuschiefer). In der Breccie hat Schiller Versteinerungen gefunden, welche für liasisches Alter sprechen. Die Ähnlichkeit mit dem Steinsbergkalk, mit welchem Namen die Breccie vom Lischanna belegt wurde, ist eine geringe; der Lias von Steinsberg gleicht mehr den Liaskalken der Samnauner Alpen und bildet mit diesem zusammen eine der Lischannafazies deutlich unterschiedene Ausbildung. Auch Paulcke verbindet die Gesteinsarten in dieser Weise und sieht im Lias von Steinsberg einen Übergang zur Lischannafazies.

Im NO-Teil der Lischannagruppe fand Schiller in einem örtlich sehr eng begrenzten Vorkommen einen braunroten Mergelkalk, der *Hildoceras bifrons Brug. sp.* führt und demnach zum oberen Lias gehört.

Am Südrand der Münstertaler Alpen werden die Kössener Schichten von Lias überlagert im Val Fraele und westlich davon. Nach der Schilderung von Schlagintweit ist die Entwicklung eine wechselnde und zeigt Anklänge an verschiedene Faziesgebiete; im Osten vertreten Hornsteinkalke sehr wahrscheinlich den unteren Lias, während gegen Westen zu Konglomerate (aus Dolomit und Rhätkalk), welche an die Ausbildung am Lischanna erinnern, auftreten und in Kieselkalke mit Versteinerungen des unteren Lias übergehen; über dem Liaskonglomerat liegen noch typische Allgäufliegenmergel.

Ist schon die Verbreitung des Lias in den Münstertaler Alpen eine geringe, so sind noch jüngere Schichten nur in vereinzelt ganz kleinen Resten im Norden des Gebietes erhalten. Schiller wies in der Lischannagruppe das Vorhandensein von *Acanthicus*-Kalken nach in winzigen Resten im Lischannatal und am Piz Schalambert; in etwas größerer Ausbreitung sind noch dem Tithon zuzuzählende Tonschiefer, Kalkschiefer und grüne und rote Hornsteine vorhanden, darunter auch aptychenreiche Mergelkalke.

Aus diesem in Kürze zusammengedrängten Überblick der mesozoischen Schichten ersieht man, daß dieses Gebiet mit den weiter östlich gelegenen zentralalpiner Triasgebieten übereinstimmt in dem vorwiegend dolomitischen Charakter der Ablagerungen. Dagegen unterscheidet sich das Münstertaler Triasgebiet von dem Brennergebiet durch die mächtige Entfaltung der permisch-untertriadischen Sandsteine und Arkosen und besonders durch das Vorhandensein anisich-ladinischer Kalke und Dolomite, während im Brennergebiet die mittel- und obertriadischen Dolomite, beziehungsweise Kalke der Carditaschichten die Reihe der Trias eröffnen, wogegen in den Radstädter Tauern wieder untertriadische Kalke abgelagert sind. Auch in der Entwicklung der rhätischen Schichten und des Lias bestehen

Unterschiede. Wohl aber ergibt sich in der Ortlergruppe bei Annahme der Basisschichten als Raiblerniveau ein fazieller Anschluß an das Brennergebiet.

Jeder der zentralalpiner Triasbereiche der Ostalpen besitzt eine gewisse Selbständigkeit seiner Stratigraphie in Rücksicht auf den verschiedenen Eintritt der Triastransgression, als auch in der Ausbildung der jüngeren Schichten. Gegenüber der südalpiner Trias und dem Lias der Südalpen bestehen wesentliche Verschiedenheiten, dagegen schließt sich die Trias der nördlichen Münstertaler Alpen und des Jagl der Fazies der Nordtiroler Kalkalpen an.

A. Lischannagruppe.

Auf dem Querschnitt ist die mesozoische Bedeckung der Münstertaler Alpen durch das Aufbrechen des Grundgebirges in vier Teile getrennt, deren nördlichster die Lischannagruppe ist. Trias und Jura liegen hier, im großen betrachtet, als eine Mulde in das Grundgebirge eingesenkt, deren nördliche Lippe der Tiefe des Inn-ales entlang zieht, während der Südrand hoch oben an den Kämmen der Berge erscheint.

Die Bündner Schiefer, deren Schichtflächen an der Sonnenseite des Inn-ales zwischen Schuls und Remüs mit dem Gehänge zu Tal fallen, unterteufen an einer den Innlauf begleitenden und mehrmals überkreuzenden Linie den schmalen Streifen von Granitgneis (und zum Teil kontaktmetamorphen Engadinschiefer nach Grubenmann), welcher das Südufer einnimmt, mit steilem SO-Fallen. Über ihm folgt, wie früher schon beschrieben, wieder eine schwächliche Zone von Bündner Schiefer und Trias, die mit einem ausgedehnten Serpentinlager verbunden ist — wie auch die tiefere Zone von peridotitischen Intrusionen durchdrungen ist. Alles fällt stark gegen SO ein. Diese Wiederholung der Schichten ist innabwärts bis Nauders zu verfolgen. Auf die obere Bündner Schieferzone ist nun wieder Gneis (beziehungsweise Verrucano?) aufgeschoben und dieser bildet das Liegende der genannten großen Mulde, denn über ihm entwickeln sich nun der Altersfolge nach immer jüngere Schichten bis hinauf zum Gipfel des Piz Lischanna. Der Schnitt folgt dem schon von Böse und Schiller gegebenen Profil durch das Val Triazza, das vom Inn bis zuhöchst ins Gebirge hinauf eine selten unterbrochene Reihe von Aufschlüssen bietet. Es schichten sich in der oben schon beschriebenen Ausbildung übereinander auf: Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, unterer Triasdolomit, obere Rauhacke, oberer Triasdolomit, welcher die Wände bildet. Die ganze Folge bis zum Hauptdolomit bildet den Nordschenkel einer Mulde, wie an der Lagerung des Hauptdolomits zu erkennen ist; sie steigt gegen NO an und ist im tief eingeschnittenen Uinatal bis zu ihrem eng zusammengepreßten untersten Teil aufgeschnitten; man sieht dort die Synklinale im Muschelkalk und talaufwärts kommt wieder die Gneisbasis in der südlich anschließenden Aufwölbung zutage. In der Muldenmitte liegt am Nordgrat des Lischanna noch der Lias, der sich aber auch auf dem N fallenden Südschenkel des Hauptdolomits diskordant auflagert und eine Bekrönung mit Malm

trägt. Schiller zieht zwischen Hauptdolomit und Lias durchweg eine Überschiebungsfläche durch, doch kann die Diskordanz in Rücksicht darauf, daß der Lias ja als sedimentäre Breccie entwickelt ist, wohl hauptsächlich eine primäre sein. Daß an einer solchen Schichtgrenze im stark gestörten Faltengebirge leicht Abreißungen eintreten können, ist zu vermuten, und die von Schiller angeführten Rutschflächen sprechen dafür, daß hier solche eingetreten sind. Gehen wir über die Hochfläche des Lischannagletschers — eines typischen Plateaugletschers — hinweg und steigen die Südabdachung des Gebirgsstockes ins Sesvennatal hinab, so durchlaufen wir die gleiche Schichtreihe wieder hinab bis zum Verrucáno; die Mächtigkeit der einzelnen Formationsglieder ist eine stark verschiedene von jener an der Nordseite; besonders auffällig ist zum Beispiel die geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits. Diese Unterschiede sind sicher zum Teil fazielle — große Schwankungen in der Mächtigkeit und Ausbildung sind in diesen Berggruppen allenthalben auch in den am wenigsten gestörten Teilen zu beobachten — teils auch tektonische, wie die Faltungen ober der Alpe Sesvenna lehren; für eine so weitgehende Zusammenlegung in liegende Falten, wie sie Schiller in seinem Profil eingezeichnet, scheinen mir jedoch keine genügenden Anhaltspunkte vorzuliegen.

Wir haben damit die austreichenden Schichtköpfe der Südschenkel der ganzen Lischannamulde durchstiegen und stehen wieder auf dem kristallinen Untergrund der großen Synklinale. Das Lischannaprofil setzt sich nach beiden Seiten fort gegen NO zum Piz Lad bei Nauders, wobei es sich stark verschmälert, enger zusammengepreßt und überkippt ist, und nach SW zum Piz Pisoc; in welcher Richtung sich der Faltenbau stärker entfaltet.

Ein Element kommt nun aber noch dazu: Am Südgipfel des Piz Lischanna sowie am Piz Cornet überraschen den Geologen kleine Kappen von Gneis, welche auf den jurassischen Gesteinen aufsitzen. Im Osten des Profils überdeckt eine bedeutend größere Gneisscholle die Liasbreccie am Piz Rims (im Uinatal, zum Unterschied von den zahlreichen anderen Gipfeln gleichen Namens in den umliegenden Bergen) und jenseits der Schlucht des Uinatales fallen die Triasdolomite unter den Rand der zusammenhängenden kristallinen Gebirgsmasse westlich des Reschenscheideck ein. Diese Aufschiebung des kristallinen auf die jüngeren Sedimente ist von Stillebach bei Nauders in weiten, NS verlaufenden und gegen W vorgewölbten Bogen über das oberste Uinatal, Schlinigpaß und durch das Schlingental bis Schleis an der Etsch zu verfolgen.

Es wurde im vorhergehenden Abschnitt schon erwähnt, daß die oberste Triasschuppe über dem Grünsee bei Nauders als letzter Ausläufer der großen Ötztaler Westrandüberschiebung gedeutet werden kann. Östlich des Stillebach ist keine Fortsetzung mehr zu beobachten. Von der Südrandüberschiebung des Bündner Schiefergebietes ist sie nur durch eine geringmächtige Gneiszone getrennt — ein Zusammenhang beider ist nicht feststellbar. Der Piz Lad gehört dem übergeschobenen Gebirge an und entspräche tektonisch dem Jaggl. Wir stehen hier am Rand der Ötztaler Masse, welche gegen

W über das Depressionsgebiet der Lischannagruppe vorgeschritten ist und der als letzte vereinzelte Restchen jene kleinen Kappen am Lischannakamm zugehören. Die Gesteine, welche den Rand des kristallinen Gebirges bilden sind Biotitplagioklasgneis und Glimmerschiefer, welche ganz denen in der Westhälfte der eigentlichen Öztaler Gruppe entsprechen. Außerdem durchbrechen am tirolisch-schweizerischen Grenzkamm zahlreiche Gänge porphyrischer Gesteine (Quarzporphyre, Labradorporphyrite) die Schiefer und ein dieser Ganggruppe angehöriges Gestein ist auch noch am Piz Cornet in der aufsitzenen Kappe zu sehen, ein Zeichen ihres ehemaligen Zusammenhanges mit den westlichen Gebieten.

Von der Stelle an, wo im obersten Uinatal der Südrand der Triasliasmulde der Lischannagruppe nach Westen umbiegt und die Gneismasse des Sesvenna darunter hervortaucht, lagern die aufgeschobenen Öztaler Schiefer auf der Münstertaler Gneismasse auf; zwischen beiden ist aber noch ein dünnes Blatt der mesozoischen Überdeckung der Gneismasse in stark gestörten, teilweise verdoppelten Schollen erhalten, begleitet im obersten Uinatal als Lage von zerrissenen und wirt durcheinandergeschobenen Resten verschiedener Trias- und Juragesteine den Rand des Kristallinen und ist längs der Schubfläche bis in die Ladgruppe zu verfolgen. Auch die Kappe von Lischanna und besonders die noch etwas weiter westlich gelegene des Piz St. Jon wird von Fetzen verschiedener Triasgesteine begleitet.

Die Reste an der Schubfläche sind nicht Teile eines überkippten Mittelschenkels, denn abgesehen von der Regellosigkeit ihrer Lagerung zeigt das Streichen der Schichten, daß die Überschiebung hier nicht aus Faltung hervorgegangen ist; die Öztalerschiefer streichen OW bis ONO—WSW, und ebenso die Schichten der Trias und des Lias im Lischannagebiet, die Überschiebung aber verläuft quer dazu, sie ist nicht die höchste Steigerung des Faltungsvorganges, sondern unabhängig von diesem und jene Reste sind mitgerissene Teile des überschobenen Gebirges. Die flachen Zerreißen innerhalb der Trias-Jurakette — an der Basis des Lias am Lischanna, und ähnliche am Schalambert, sind Begleiterscheinungen der großen Aufschiebung.

Im unteren Rojental hat die Erosion die Gneisdecke durchgenagt und darunter tauchen nochmals die Trias- und Juragesteine der Lischannagruppe hervor.

B. Der Sterlexkamm.

Im Sesvennatal tritt der Querschnitt in die Münstertaler Gneismasse ein, welche den Gebirgsstock des Piz Sesvenna von Scarl im NW bis ins Etschtal bei Glurns umfaßt. Ihre Gesteinsarten wurden bereits oben dargelegt. Die ganze Gneismasse nördlich des Münstertals war ursprünglich mit Verrucano und Triassedimenten überdeckt, wurde aber durch die tiefer schneidende Erosion derselben soweit entkleidet, daß östlich des Avignatales nur mehr einzelne Reste auf verschiedenen Höhen anzutreffen sind, so besonders am Kamm Arundakopf-Krippenland. Auf dem Sesvennastock selbst ist am Piz Plazèr Verrucano in den Gneis eingefaltet, der vielleicht unter dem Sesvennagletscher

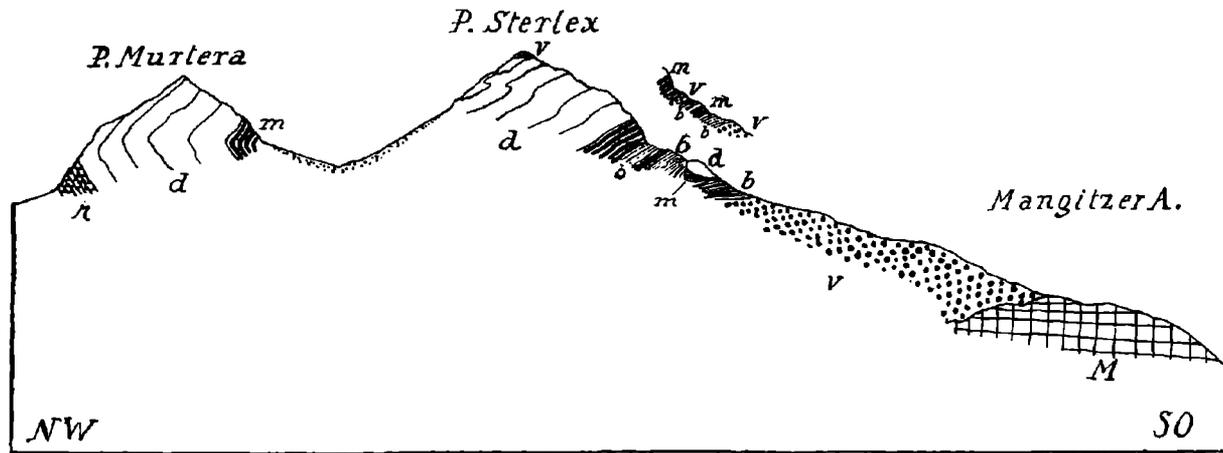
durch mit der Einschaltung von Paragneisen in die Augen- und Flasergneise am Fernerspitz in Verbindung steht, außerdem am Westkamm des Plazér. Auch der oberste Felskopf des Piz Sesvanna wird noch von einer schmalen Quetschzone durchzogen, an welcher sehr verrucanoähnliche serizitische Gesteine anstehen. Eine besonders starke Überdeckung besitzt aber noch der Kamm des Piz Sterlex (Starlex auf der Schweizerkarte) — es ist der östlichste Teil des zusammenhängenden Dolomitgebietes der zentralen Münstertaler Alpen. An beiden Seiten bildet noch die Gneisbasis die unteren Berghänge; im Norden schneidet die Triasbedeckung an einem NO—SW verlaufenden saigeren Bruch ab. Er verläuft vom NW-Fuß des Piz Murtera zum Martrel (P. 2708 der Schweizerkarte) und von dort zur Probirteralm im Avignatal. Man sieht hier an der NO-Seite des Berges die gefalteten, flachliegenden Triasschichten und den Verrucano von dem Gneis des Martrel abstoßen. Sie läßt sich auch noch von der Alpe gegen NO weiter verfolgen zum Joch zwischen Koschteras und Arundakopf, wo wieder der flachliegende Verrucano vom steil aufgerichteten Gneis abstoßt; im Arundatal (Schleiseralm) verliert sich ihre Spur.

Über dem Gneissockel des Sterlexkammes breitet sich zunächst der Verrucano in großer Mächtigkeit aus und zieht als breites Band an der ganzen Ostseite hin bis auf die Furcla Sterlex und erscheint auf der Westseite wieder am Fuß des Piz Murtera. Von den Triasgliedern hebt sich der Muschelkalk durch violettgraue Kalkschiefer und rötlichgelbe, gut gebankte Kalke von dem grauen Dolomit ab, welcher den Wandkörper bildet. Auf dem Kamme sind stellenweise noch lichte, weißliche, gut gebankte Kalke oft mit bräunlich-tonigem Belag und mit rostbraunen, talkigen Schmitzen (untergeordnet auch etwas Rauhwacke) erhalten, für welche sich durch den Vergleich mit vollständigeren fossilführenden Schichtfolgen der Raibler Schichten weiter westlich eine Zugehörigkeit zu diesen annehmen läßt.

Die ganze Verrucano-Triasbedeckung ist in enge Falten zusammengestaut, welche zwischen NO—SW und NNO—SSW streichen, an den kleinen Falten an der Basis des Sterlex beobachtet man auch NS-Streichen. Das Hauptprofil geht also stark schräg zum Streichen, wodurch die Falten etwas zu flach und gestreckt erscheinen; die Lage wurde trotzdem im Interesse des besseren Anschlusses mit den angrenzenden Teilen gewählt und um durch den Schnitt längs dem Kamme zusammenhängend Aufschlüsse verwenden zu können, während sonst starke Unterbrechungen durch Schuttlager sich ergeben. Das Profil Fig. 19 gibt einen Schnitt senkrecht zum Streichen. Die Falten sind durchweg gegen NW überkippt.

Am Piz Murtera (westlicher Seitenkamm des Sterlexkammes) beobachtet man auf weithin eine gegen NW überkippte Antiklinale, in deren Kern, an den Südostwänden Muschelkalk ansteht; die Nordwestabdachung des Berges wird von den gleichfallenden Dolomit- und Kalkbänken gebildet, während am Fuß der Wände auf dieser Seite die Raibler Kalke bereits wieder bergeln fallen. In ihrem Verlauf gegen NO wird diese Antiklinale von einer dem Martrelbruch ungefähr parallel laufenden Verwerfung so angeschnitten, daß der höchste Felssturm des Laurenziberges nur mehr von den steil stehenden

Fig. 19.



Profil über den Piz Sterlex. — Maßstab: 1:25.000.

M = Muskovitgranitgneis. — *v* = Verrucano. — *b* = Quarzsandstein. — *m* = Muschelkalk.
d = Wettersteindolomit. — *r* = Raibler Schichten.

Muschelkalkplatten des Nordschenkels gebildet wird. Ihm gliedert sich gegen Norden eine durch einen kleinen Dolomitkeil gedoppelte Mulde an, deren Kern der Diploporendolomit an der zweiten Zackengruppe am Grat südlich des Martrel bildet; nördlich durchschneidet wieder ein kleiner Verwurf die Falte, an welchem der nördliche Teil aus einer ebenfalls gegen NW übergelegten kleinen Doppelfalte bestehend so weit abgesunken ist, daß die Kalke des Raibler Niveaus in die Höhe des Diploporendolomits, beziehungsweise des Muschelkalkes gerückt sind. Der Sterlex selbst besteht aus ebenfalls kräftig gefaltetem Diploporendolomit mit aufliegenden Raibler Kalken, welche letztere an der Murtera-Laurenzibergverwerfung an den Muschelkalk anstoßen. An der östlichen Basis des Sterlex bilden Verrucano, Buntsandstein und Muschelkalk eine kleine, liegende, völlig geschlossene Falte, wie aus der Reihenfolge, in der die Schichten sich übereinander wiederholen, geschlossen werden kann. Eine Umbiegung ist hier nicht zu sehen. Dasselbe wiederholt sich am Fuße des Piz Cotschen. Auch ein Fetzen von Diploporendolomit beteiligt sich an der Ostseite des Sterlex noch daran. Dagegen liegt der größere Teil des Verrucano außerhalb dieser basalen Faltung, welche NS streicht und anscheinend ohne Beteiligung an derselben.

Am Gipfel des Sterlex aber liegt auf dem Triasdolomit noch eine sehr dünne in Blöcke aufgelöste Kappe von Verrucano. Da der Gipfel beiderseits in steilen Wänden abfällt, kann es sich nur um Überschiebungsreste handeln.

Der Umfang und die Art dieser Überschiebung erschließt sich aus der Fortsetzung des Profils über den Urtirola (Urtirolaspitze) ins Münstertal.

An der Furcla Sesvenna sinkt der Kamm bis in die Verrucanozone herab. Südlich davon, am Piz Cotschen, liegt auf ihm wieder Granitgneis, der abermals von Verrucano überlagert wird. In dieser oberen Verrucanozone sitzt ein Gang eines sehr stark umgewandelten und zerpuetschten Eruptivgesteins auf, das vielleicht auf einen Diabasporphyrit zurückzuführen ist.

Wo der Kamm in schrofferen Umrissen wieder gegen den Gipfel des Urtirola anzusteigen beginnt, tritt man neuerlich in den Granitgneis ein, dessen Bänke flach gegen Süden fallen. An der Ostflanke sieht man, daß der Verrucano bis tief unter den Gneis hinein sich fortsetzt. Erst in dem Kar östlich unter dem Gipfel biegt die bisher flach gegen Süden verlaufende Grenze des Verrucano gegen den aufliegenden Granitgneis plötzlich nach Osten und bergabwärts ein und zieht mit steilerem Südfall längs der Landesgrenze hinab bis zur Ausmündung des Avignatals ober Münster. Auf der Westseite des Kammes aber zieht die untere Grenze der Kristallinen zur Furcla Sassalba, wo man sehr deutlich den Gneis mit flach südfallender Fläche auf den hier über dem Verrucano noch erhaltenen Triasdolomit auflagern sieht. Der Ausstrich der Überschiebung ist weiterhin um den Muntet herum nach Lü zu verfolgen, wo wieder der Verrucano zutage kommt und am Südgehänge gegen Lüssai zu in breiter Zone durchzieht.

Hier ist er ein Stück weit unterbrochen, setzt aber auf Alp Sot (Valpaschun) wieder ein und ist bis zur Alpe Terza zu verfolgen.

Zwischen dieser und dem Gehöft Terza bildet eine Zone von Phyllit (gleich dem vom Ciavalatsch—Glurnserköpflkamm), welcher hin und hin von Granitgneis überlagert wird und etwas tiefer eine Quetschzone die tektonische Fortsetzung jener Verrucanozone bis Tanter Ruinas, wo sie an einer WNW—OSO streichenden Verwerfung endet. Infolge dieser Unterlagerung durch Verrucano und Trias erscheinen die kristallinen Schiefer, welche die Gipfel des Urtirola und Muntet, die oberen Teile der Südflanke und die Ostflanke bilden, als eine auflagernde Platte. Sie besteht größtenteils aus Granitgneis, unter ihm kommen am Gehänge gegen Taufers sowie korrespondierend dazu an der Furca Sassalba Phyllitgneis und Amphibolitlager zutage, die Schichten sind wellig verbogen, vorherrschend S fallend, bei um die OW-Richtung schwankendem Streichen. Bei Münster erreicht diese Platte die Talsohle des Münstertales. Die Platte ist im ganzen also gegen OSO geneigt. An ein paar Stellen sind auch Reste des normal auf der Gneisplatte liegenden Verrucano erhalten.

Der überschobene Verrucano transgrediert am Südfuß des Urtirola über Granitgneis gleichwie am Sterlex, und auch diese Granitgneisbasis gehört der Münstertaler Gneismasse an, da zwischen ihr und dem an der anderen Talseite zwischen St. Maria und Münster auslaufenden Teil jener kein Zeichen und keine Wahrscheinlichkeit einer Trennung vorhanden ist.

Im Westen des Muntet liegt noch (nach A. Spitz) am Minschuns eine kleine Kappe kristalliner Schiefer als westlicher Teil der Urtirolaschubmasse. Gegen Norden ist der Verrucanorest am Gipfel des Sterlex mit dieser Überschiebung in Verbindung zu bringen. Er könnte auch mit der Aufschiebung von Gneis auf Verrucano am Piz Cotschen in Zusammenhang gebracht werden, doch endet diese beiderseits rasch und scheint nur lokaler Art und geringer Ausdehnung zu sein.

Östlich des Avignatales ist die dem Sterlexkamm entsprechende Bedeckung von Verrucano und Trias schon weit stärker von der Erosion zerstört als an diesem, so daß außer Verrucano nur noch ein paar dürftige Reste von unterer Trias erhalten sind, welche verschiedene kleine Störungen und Unregelmäßigkeiten der Auflagerung zeigen; auch die Verrucanokappe am südlichsten Kopf des Kammes (Krippenland) zeigt solche, insofern hier über dem Granit gleich eine Lage jenes lichtgelben halbkristallinen, stark glimmerhaltigen Kalkes folgt, wie sie sonst in den hangendsten Teilen des Verrucano erscheint, und darüber Serizitschiefer. Am übrigen Teil des Kammes beginnt die Auflagerung normal mit den grünen Arkosen und Serizitquarzit-schiefern. Alle diese kleinen Störungen dürften wohl den engen Verfaltungen und Verschollungen, wie sie an der Basis des Sterlex vollständig zu beobachten sind, gleichgeordnet werden.

Die Gesteine der Urtirolaschubmasse sind durchweg solche, welche in der umgebenden Gebirgsregion herrschend sind; im besonderen stimmen sie mit denen des Kammes Glurnserkopf—Ciavalatsch überein durch die Vergesellschaftung von phyllitgneisähnlichen Schiefergneisen mit Amphibolit und größeren Lagen von Augen- und Flasergneis. Der Kamm Ciavalatsch—Glurnserkopf wird von mehreren

Schubflächen durchschnitten — wie im nächsten Abschnitt noch besprochen wird — und außerdem wird der mächtige Granitgneissockel des Glurnserkopfes von mindestens zwei weithin zu verfolgenden Quetschzonen durchzogen, an denen der Granitgneis zu einem phyllitischen Schiefer zermalmte wurde — lauter Anzeichen, welche es ermöglichen, den Ursprung jener vorgeschobenen Massen hier zu suchen. Wie in einer späteren Übersicht dargetan wird, stimmt dies mit dem allgemeinen in dieser Region beobachteten Auftreten einer gegen Westen gerichteten Gebirgsbewegung überein.

C. Der Umbrailkamm.

Hier folgt der Schnitt dem schon seit Theobald bekannten und neuerlich durch die Arbeiten von Termier, Rothpletz und Schlagintweit in den Vordergrund des Interesses gerückten Profil über den Piz Lad, Piz Chazföra und Piz Umbrail.

Den Sockel des Bergkammes bilden dieselben Gneise wie am Urtirola; der Schichtneigung entsprechend kommen sie an der Nord- und an der Südseite in breiter Zone zutage und sind auch an der Ostseite noch im Muranzatal freigelegt. Das Profil setzt sich aus einer nordfallenden und einer südfallenden Schichtfolge zusammen, erstere gipfelt im Piz Umbrail, letztere im Piz Lad. Das Profil über dem Lad stellt bis nahe unter den Gipfel eine vollständige Schichtreihe dar von Gneis über Verrucano, unterer Rauhwaacke, unteren Dolomit, oberer Rauhwaacke, unterlagert vom Diabasporphyr — siehe oben die stratigraphischen Bemerkungen dazu — bis zu dem mächtigen oberen Dolomit. Das ganze Profil setzt sich in voller Entfaltung über Val Vau weg zum Kamm des Piz Turettas fort (oberes Münstertal), doch schieben sich an der Talstufe unter dem Rimssee schwarze Schiefer in die höheren Lagen des oberen Dolomits ein. Im Osten aber schnürt sich die Triaszone im Muranzatal bis auf eine schmale Rauhwaacken-(und Gips)-Zone ein, wobei gleichzeitig das OW-Streichen am Lad in NO und dann im Val Schais in NS einschwenkt.

Im Umbrailteil folgt über den basalen Kristallinen — hier größtenteils Phyllit — am Umbrail direkt ein stark brecciöser Dolomit, weiter westlich im Val del gesso aber dazwischen noch Gips.

Der Dolomit ist teilweise Sedimentärbreccie, wie es der Ortlerdolomit häufig zeigt, und zugleich noch tektonisch zertrümmert. Im unterlagernden Phyllit sitzt ein isolierter Dolomitkeil.

Beiden Teilen ist nun das eine gemeinsam, daß sie im Hangenden wieder eine Bedeckung von kristallinen Schiefen tragen, welche am Sattel zwischen Umbrail und Chazföra beginnt und mit einer Unterbrechung zwischen Chazföra und Piz da Rims, wo eine Bank von Dolomit sich dazwischenschiebt, den Kamm bis zum Piz Lad bildet, wobei die Schiefer am Lad nach S, jene am Piz da Rims und Chazföra nach N mit geringem Winkel einfallen. Die kristallinen Gesteine sind die gleichen wie in der Basis des Umbrail: Phyllit mit Übergängen zu Phyllitgneis und mächtige Granitgneislager.

Nach beiden Seiten (O und W) ändert sich das geologische Bild auffallend rasch und im entgegengesetzten Sinne; gegen W vereinen

sich die beiden Dolomitplatten zu der ausgedehnten Dolomitlandschaft um den Rimsensee und nur die kleine kristalline Kappe am Monte Praveder erinnert an die Gipfelregion des Lad-Chazfora als deren Fortsetzung gegen W; wir stehen am Beginn des von eintönigen, schwer zu gliedernden Dolomitmassen aufgebauten Felsgebirges zwischen den Münsterer Almen und dem Fraeletal. Gegen Osten dagegen verschwinden im Muranzatal mit einem Schlage die ganzen Dolomite des Umbrailkammes — mit Ausnahme jenes schmalen Rauhwackenstreifens bei Punt Teal, der gerade genannt wurde — und der das Tal am rechten Ufer einfassende Kamm, der gleich hoch und steil wie der Umbrailkamm aufsteigt, besteht zur Gänze aus Granitgneis und Schiefergneis, beziehungsweise Phyllit und ist der Westrand des fast ausschließlich aus kristallinen Schiefnern bestehenden Ciavalatschkammes.

Die Dolomitplatte des Umbrail sinkt an der Westseite des Muranzatales anfangs flach, dann steil gegen N ab bis ins Tal von Rims pitschen, das vom Sattel zwischen Piz Lad und Piz da Rims herabkommt, und stößt hier mit der kürzeren und mächtigeren Süd fallenden oberen Dolomitplatte des Lad zusammen, welche letztere hier noch an einer auch weiterhin N fallenden Fläche auf der Gneisbasis des Umbrail aufliegt. Die kristalline Basis des Umbrailkammes setzt sich ununterbrochen mit gleichem Streichen und Fallen in den Kamm östlich des Muranzatales und von dort zum Ciavalatschkamme fort und zeigt an dem erstgenannten eine Fächerstruktur (siehe Profil Fig. 20).

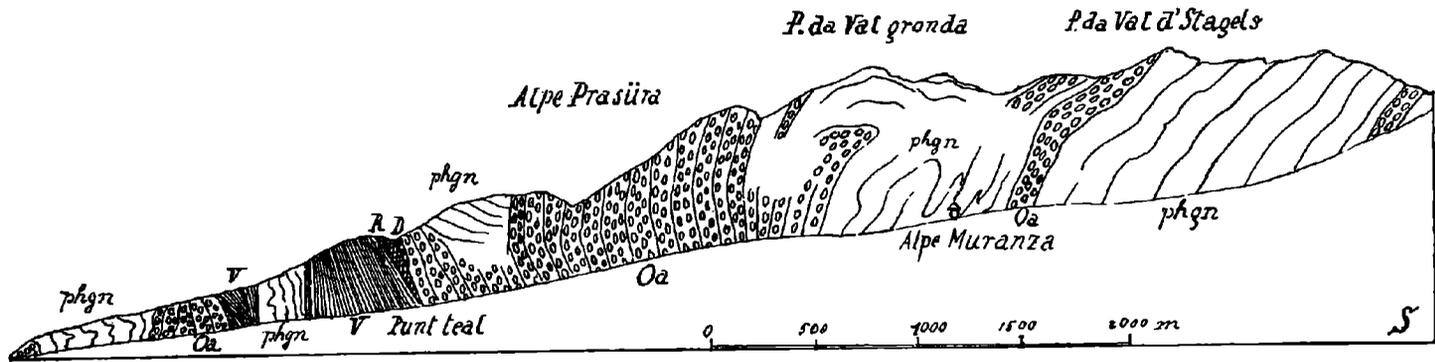
Dieser Fächer setzt sich aber auch in die kristallinen Gesteine der Umbrailbasis fort und die nach N fallende Grenzfläche gegen den Dolomit schneidet den Fächer nach oben ab; die Schnittfläche ist nicht die normal Auflagerungsfläche auf dem Kristallinen, sondern an ihr haben starke Verschiebungen stattgefunden.

In der Darstellung, welche ich im Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1908 vom Umbrailprofil gegeben habe, ist dieser Umstand, den erst eine spätere neuerliche Begehung der beiderseitigen Hänge des Muranzatales zutage gebracht hat, nicht in Betracht gezogen und es kann daher die dort gegebene Erklärung nicht aufrechterhalten werden, da dieser Fächer demnach nicht als „Stiel“ einer Pilzfalte angesehen werden kann, deren obere Ausladungen die kristalline Kappe des Chazfora und Lad wären.

Die kristalline Kappe des Chazfora—Lad muß folglich als schwimmende Deckscholle aufgefaßt werden. Die beiden Dolomitplatten des Umbrail-Ladprofils sind zwei synklinal zueinander gestellte Schollen, welche an einer Dislokationsfläche aneinandergrenzen. Während in der nördlichen die vollständige Schichtfolge vom Gneis bis zum Hauptdolomit hinauf vorliegt, ist bei der südlichen zwischen den Abscherungsflächen nur eine brecciöse Dolomitmasse übrig geblieben. (Auch die Chazforascholle ist in zwei kleinere Schollen zerteilt.)

Das plötzliche Aussetzen der Dolomite an der rechten Seite des Muranzatales kann nicht durch einen Querbruch erklärt werden, da das kristalline Profil beider Talseiten vollständig übereinstimmt. Dergleichen setzt die Verrucanozone unverrückt unterhalb Punt Teal von

Fig. 20.



Profil durch die rechte Flanke des Muranzatales.

phgn = Phyllitgneis. — *Oa* = Augen- und Flasergneis. — *V* = Verrucano. — *R* = Rauhwaacke. — *D* = Dolomit.

der einen auf die andere Talseite über. Die darüberfolgende Rauhwacke, Gips und Dolomit an der rechten Talseite sind die Fortsetzung des Triasprofils am Nordhang des Piz Lad, das an diesem etwa 1200 m mächtig ist, und am Punt Teal plötzlich auf wenige Meter zusammenschrumpft.

Östlich des Muranzatales schwenkt das Streichen des Triaszuges in die NS-Richtung um, so daß er sich bei Guad sehr der Tiefe des Münstertales nähert, von dort an aber infolge des hier wieder einsetzenden OW-Streichens höher ins Gebirge hinaufzieht. Die gleiche Schwenkung im Streichen vollführen die überlagernden Phyllitgneise.

Die Triaszone läßt sich von Guad über Val Plazöl zum Muntwarterthaler östlich des Ciavalatsch verfolgen und von dort leiten ein paar ganz kleine Triasreste zum Fallaschjoch, von dem man durch das Costainastal zur Punt Teal im Muranzatal hinabsteigt. Die Triasreste werden von Phyllitgneis überlagert, der eine die Kammregion einnehmende Synklinale bildet.

Die Trias am Fallaschjoch ist das ebenfalls äußerst verschmälerte Äquivalent der Umbraildolomitplatte. Die über dem Kranz von Triasresten liegende Synklinale kristalliner Schiefer ist die Fortsetzung der kristallinen Kappe auf dem Umbrail-Ladkamm. Es wurde schon in der Darstellung vom Jahre 1900 ausgeführt, daß die Gesteine über jenen Triasresten, denen unter denselben gleich sind, so daß dort, wo keine Triasreste liegen, eine Trennung überhaupt nicht durchführbar ist. Die einzige Abweichung im Gesteinscharakter besteht in dem Auftreten von perlgneisähnlichen Abarten des Phyllitgneises, wodurch eine stratigraphisch-strukturelle Beziehung zu den Gneisen beiderseits der Malsersheide, also der Ötztalergruppe, hergestellt ist; auch die Biotitglimmerschiefer der Schludernsergegend zeigen dann und wann Übergänge in diese Struktur, ebenso die Phyllitgneise am Glurnserköpfl.

Die Triasreste nehmen nicht durchweg das gleiche Niveau ein, sondern liegen teils über, teils unter einem den Ciavalatsch umkreisenden Band von Orthogneis.

Es erhellt daraus, daß die Synklinale des Ciavalatschkammes offenbar nicht aus weiter Ferne hergeschoben wurde und daß sich überhaupt nicht sein oberer Teil als selbständige, durch eine einheitliche Basis abgegrenzte Deckscholle heraustrennen läßt.

Der Ciavalatschkamm liegt zwischen der gegen S, beziehungsweise SO gerichteten Überschiebung an der Trafoierlinie und der Münstertaler Gneismasse. In dieser Enge der sich drängenden und aufeinanderstürmenden Falten und Schollen des Gebirges entwickelten sich bei der Auffaltung des Ciavalatschkammes Dislokationsflächen, an welchen Überschiebungen eintraten, und die Triasbedeckung eingekeilt wurde. Die nach der OW-, beziehungsweise NO—SW-Faltung einsetzende Westbewegung erzeugte neue Bewegung an den Zerreißungsflächen — die oberen kristallinen Teile des Ciavalatschkammes wurden gegen Westen auf den Dolomit des Umbrail und Lad hinaufgeschoben, die Urtiroladecke auf die Trias des Muntet etc.

Der rasche Wechsel in der Mächtigkeit der Trias ist meines Erachtens nicht nur ein Ergebnis der Gebirgsbewegung, sondern ist

in einer starken Verschiedenheit der ursprünglichen Ablagerung vorgebildet. Das Münstertaler—Ortlergebiet liegt am Rande der Engadiner Triasbucht, zahlreiche Faziesschwankungen sowohl in der Ausbildung als in der Mächtigkeit oder dem Fehlen der Schichtglieder sind festgestellt und deuten auf eine zwischen Inseln, Untiefen, tieferen Meeresteilen und Festland wechselnden Untergrund. Eine derartige Unregelmäßigkeit der Triasbedeckung begünstigt dann wieder das Entstehen besonderer Ungleichheiten in der Tektonik, das Überschieben tiefergelegener Teile durch höheres älteres Gebirge und dergleichen. Alle die kristallinen Kappen und Decken gehören demselben kristallinen Grundgebirge an, wie der heute noch unter der Trias liegende kristalline Sockel. Das Zusammentreffen stark wechselnder Reliefverhältnisse verschieden gerichteter und verschieden zeitiger Bewegungen haben eine intensive Durcheinanderschiebung und Übereinandertürrung des durch Zerreißungsflächen in Schollen zerteilten Gebirges verursacht.

Die Urtiroladecke liegt der gleichen Gneis-Triasschichtfolge auf wie die Chazforadeckscholle. Im oberen Münstertal stehen die überschobenen Gebirgsteile in unmittelbarem Zusammenhang; ihre Wurzel liegt aber tiefer als jene der Chazforascholle. Durch die Herleitung der Chazforascholle aus Osten ist die 1908 hervorgehobene Schwierigkeit die Richtung ihrer Herkunft zu bestimmen behoben — eine Herleitung aus Osten lag damals noch nicht so nahe, da der Umfang der Westbewegung an der tirolisch-engadinischen Grenze noch nicht bekannt war.

Die letzten Ausläufer der Bewegungsbahnen, auf denen die Chazfora- und Urtirolaschollen sich vorschoben, können in der Quetschungs- und Überschiebungsregion gesucht werden, welche die Gehänge ober Spondinig und Eyers durchziehen, gleichzeitig der Treffpunkt für die Schliniger- und in die Trafoier-Überschiebungslinien. Aus den höheren Teilen des Matscherkammes können dieselben nicht hergeleitet werden, da hier andere Schieferarten anstehen, welche jenen Schollen fehlen, insbesondere die marmorführenden Biotitglimmerschiefer.

Gegen Westen erstreckt sich die kristalline Basis des Umbrail bis zum Monte Pedenollo, wo unter ihr wieder eine Dolomitzone hervorkommt. Die Fortsetzung dieses Kristallinen ist durch die isolierten Reste auf der Bocchetta del Lago, Passo dei pastori und am Monte Forcola gegeben; der untere Rand der sie unterteufenden Dolomitzone ist durch die kristallinen Reste am Monte Solena bezeichnet; sie ist nach den Angaben Schlagintweits auch selbst wieder schuppig zusammengesetzt.

D. Die westliche Ortlergruppe.

Sowohl der kristalline Untergrund des Umbrail, die Gneise und Phyllite des Monte Braulio, als auch die darunter hervortauchenden Dolomitschuppen des Piz Schumbraida liegen mit einer gegen N einfallenden Überschiebungsfläche den südlichen Faltenzügen auf.

Von Prad im Vintschgau über das Stilfserjoch in das Braulio- und Fraeletal ist jene Störungfläche zu verfolgen, welche östlich des Stilfserjochs saiger steht, gegen Westen zu aber nach Süden überkippt ist und mit wechselnder Steigung gegen N einfällt. Der landschaftliche Gegensatz zwischen den kahlen grauen Dolomitfelsen und den dunklen begrünnten Urgebirgshängen läßt den Verlauf längs der Paßstraße von Trafoi nach Bormio augenfällig hervortreten. Einerseits derselben die aus Trias und Rhät bestehenden Faltenzüge der Ortlergruppe, anderseits die darauffliegende kristalline Basis des Umbrail; wo unter ihr die tieferen Dolomitschuppen des Schumbrail an die Schubfläche angrenzen, verschwindet jener Gegensatz und das Vorhandensein der Störung ist überhaupt fast nur noch an den eingeklemmten Gneisetzchen am Solena erkenntlich.

Der ausgesprochene Kettengebirgscharakter der westlichen Ortlergruppe ist der Ausdruck eines sehr regelmäßigen Faltenbaues; von Livigno ostwärts streicht eine Schichtmulde von Hauptdolomit, Rhät und Lias, welche stark nach Süden überkippt ist; im Nordflügel, westlich S. Giacomo, liegt der Hauptdolomit überschiebungsartig direkt auf Lias auf; östlich von S. Giacomo hebt sich der Lias heraus und nur das Rhät bildet den Kern. Im Brauliotal und Val Vitelli ist die Rhätmulde verdoppelt und bis zur Muldenbiegung aufgeschlossen; am Naglerspitz in der Ortlergruppe geht auch das Rhät in die Luft aus, die Muldenachse steigt gegen Osten an. Die Einschaltung schwarzer Kalkschiefer in dem Ortlerdolomit gibt ein Mittel an die Hand, um zu erkennen, daß die mächtige Dolomitmasse, welche im Kristallokamm, also an der Stelle, wo unser Schnitt die Ortlergruppe durchläuft, das Liegende der Rhätmulde bildet, eine mehrfach zusammengefaltete und ebenso wie die Rhätmulde nach Süden überkippte Schichtmasse ist. Gegen Osten zu lösen sich diese zusammengeklappten Falten teilweise deutlich voneinander ab (Trafoier Eiswand, Zebur-Königsspitze), das Streichen ist gegen ONO gerichtet und jene Schwenkung im Streichen, welche oben von den Schichten des Ciavalschammes und von dem Verlauf der Trafoier Bruchlinie gemeldet wurde, erfolgt auch hier wieder; um das Massiv des Ortlers drehen sich die Schichten aus ONO- in NS-Streichen herum, welches denn auch der ganze Hochleitenskamm aufweist.

Den Südrand für das ganze Trias-Liasgebiet bezeichnet ein saiger stehender oder wenig um die Senkrechte schwankender Bruch, welcher von Livigno an in OSO-Richtung über Bormio ins Val Zebur streicht und dann mit NO-Streichen ins oberste Suldental übertritt, wo sich in den südlichsten Bergen der Laasergruppe ihre Spur verliert. Sie hat von Frech und Hammer die Bezeichnung Zeburbruchlinie erhalten. Ihre Weltrichtung bringt es mit sich, daß sie alle Falten der Ortlergruppe in spitzem Winkel schräg abschneidet. Den Südflügel des Bruches bilden kristalline Schiefer (vorwiegend Phyllite mit einzelnen Marmoreinlagerungen), welche östlich Bormio noch von Verrucano überdeckt werden.

Zwischen die Falten des Ortlerdolomits und den kristallinen Flügel ist fast durchgehends eine senkrecht aufgerichtete schmale Platte von Dolomit eingeklemmt. Auf der Alpe Trela ist der nord-

fallende Dolomitschenkel stark gegen S auf diese saigere Dolomitschicht aufgeschoben. Im einzelnen ergeben sich an dieser bedeutungsvollen Bruchlinie viele Komplikationen, wie zum Beispiel die Auflagerung von Verrucanoresten auf die saigeren Dolomite ober Premadio, Komplikationen, wie sie an jeder großen Störungszone auftreten und für die regionale Tektonik von keiner weiteren Bedeutung sind.

Überblicken wir den Abschnitt Inn - Adda des Querschnittes, so sehen wir vom Inn- bis ins Münstertal Faltenbildungen, welche gegen den Inn zu überkippt sind, in der Umbrail- und Ortlergruppe dagegen solche, welche nach S überschlagen sind; der gegen SO einfallenden Überschiebung der Gneise und darüberfolgenden Trias auf die Bündner Schiefer des Unterengadin steht die gegen NW geneigte Aufschiebungsfläche der Gneise auf die Trias des Ortler gegenüber.

Es kommt also auch hier zunächst jene fächerförmige Anordnung zum Ausdruck, welche für die Zentralzone der Alpen charakteristisch ist. Für die angrenzenden Ötztaler Alpen haben schon Stotter und Pichler (1864) diese Struktur aufgedeckt und sie kommt auch auf dem von Grubenmann dem Wiener geologischen Kongreß 1903 vorgelegten Profil wieder zum Ausdruck. Wo, wie in den Münstertaler Alpen, jüngere stratigraphisch besser bekannte Schichten die kristallinen Schiefer überdecken, kommt sie in den Einfaltungen der Bedeckung zu deutlicher Ausprägung. So stehen zum Beispiel an der Brennerlinie den gegen Süden überkippten Einfaltungen von Trias, welche Teller in den Sarntaler Alpen entdeckte und bis gegen Sillian im Pustertal weiter verfolgen konnte, die nach Fr. E. Suess gegen N überfalteten Tarntaler Köpfe gegenüber. Während in dem Grundgebirge der Ötztaler Alpen der zentralalpine Fächer sehr steile Schichtstellungen mit geringer Überkipfung nach den Seiten besitzt, zeigen die von jüngeren Sedimenten erfüllten Depressionsgebiete der Münstertaler Alpen und des Brenners starke Überkipfungen und Überschiebungen gegen außen.

Für das Münstertaler Gebiet findet diese Fächerstellung aber eine besondere lokale Erklärung.

Die Untersuchungen von A. Spitz und G. Dyrenfurth in den zentralen Unterengadiner Dolomiten haben ihren Vorberichten nach zu dem sehr bedeutungsvollen Ergebnis geführt, daß das Streichen der Falten einen weiten gegen Westen konvexen Bogen beschreibt, welcher die Falten der Lischannagruppe mit jenen des Umbrail und Ortler in Verbindung bringt. Das NO—SW-Streichen in der Lischannagruppe geht in NS-Streichen der Gegend des Ofenberg über und schwenkt dann in NW—SO-Richtung über, welche zum Umbrail führt. Längs diesem ganzen Halbkreis ist die Bewegung stets gegen außen gerichtet; wo Sattel- oder Muldenumbiegungen erhalten sind, zeigen sie eine Überkipfung der Falten gegen außen an.

Betrachtet man die umstehende Kartenskizze, so findet man im Zentrum dieser Bogen die Münstertaler Gneismasse. Sie erscheint als der festere Kern, um welchen sich die Falten herumliegen

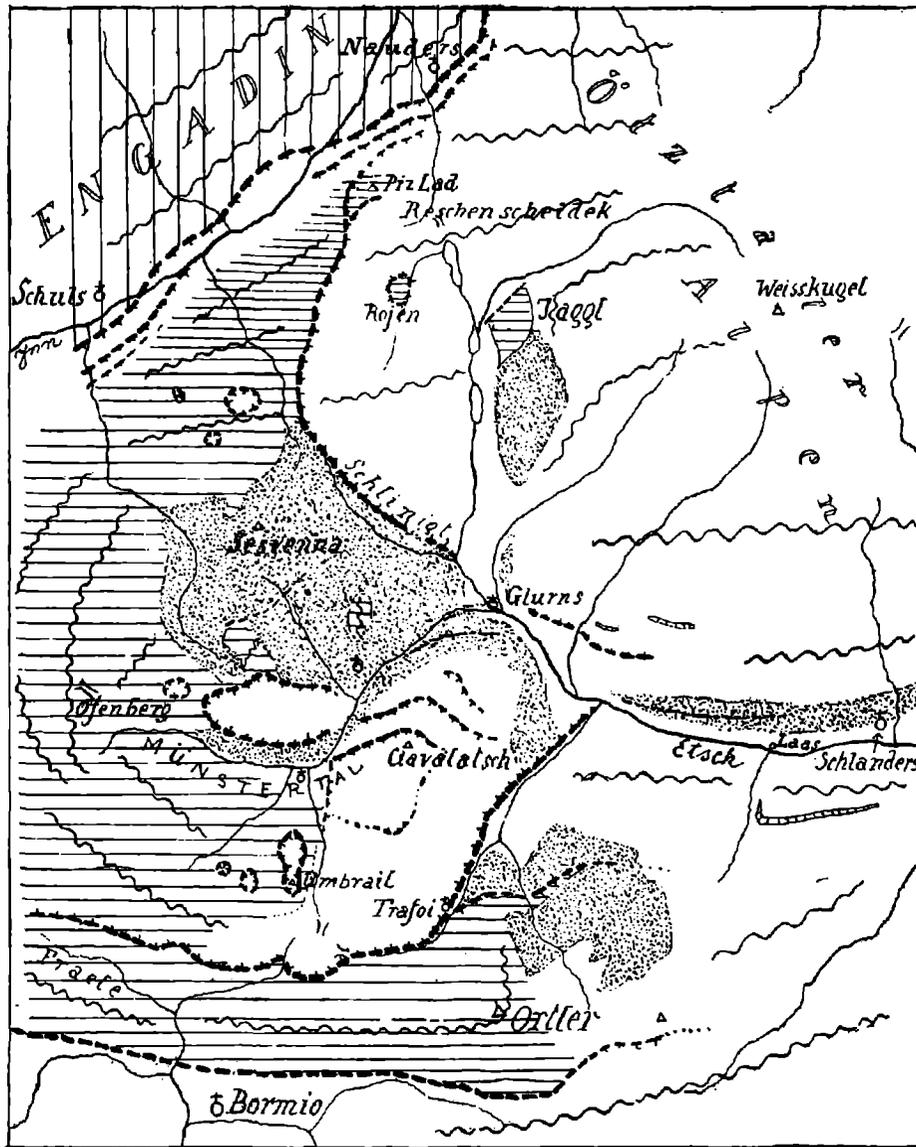


Fig. 21.

Punktiert: Granitgneismassen des Münstertales, vom Angelus, Plawen und Schlanders.

Wagrechte Schraffen: Mesozoische Schichten der Münstertaler und Ortler Alpen und des Jaggl.

Senkrechte Schraffen: Bündnerschiefer des Engadin.

Quergegliederte Streifen beiderseits der Etsch: Marmore von Laas und Schluderns.

Wellenlinien: Faltenstreichen.

Gestrichelte Linien: Überschiebungen und Bruchlinien.

in einer von ihr nach NW, W und SW ausstrahlenden Bewegungsrichtung.

Dieses Faltenystem wird von einer jüngeren Krustenbewegung überwältigt, welche sich in großen Abscherungsüberschiebungen in westlicher Richtung äußert: Die Ötztaler Gneise sind über die Falten des Lischanna und über die Münstertaler Gneismasse hinaufgeschoben. Eine Zerreißung der Kruste, unabhängig von den vorhandenen Falten, quer zu diesen und ohne von stärkerer Umfaltung des alten Faltenbaues begleitet zu sein, liegt in ihr vor. Kleinere Überschiebungen gleicher Art haben weiter südlich stattgefunden: Die Urtirolaberschiebung, bei welcher, ebenso wie bei der Schliuiger eine Scholle gefalteten Bodens abgehoben und senkrecht auf das Streichen der alten Falten vorwartsgeschoben wurde; das OW-Streichen der Schichten in der Urtirolaschubmasse ist ebenso wie bei der Ötztaler Überschiebung unvereinbar mit der Annahme einer Entstehung aus einer gegen Westen bewegten liegenden Falte, abgesehen davon, daß ein Mittelschenkel völlig fehlt. Die südlichste derartige Schubbewegung zeigt dann die Chazforascholle und ihr Hinterland am Ciavalatschkamm an.

Spitz und Dyrenfurth haben außerdem gefunden, daß die Triasfalten der Engadiner Dolomiten von einer diskordant auf ihnen liegenden riesigen Hauptdolomitdecke überlagert werden, deren Streichen ebenfalls den bogenförmigen Verlauf von NO—SW über NS zu SO—NW mitmacht und deren Faltungen im gleichen Sinne wie die tieferen Falten überkippt sind. Diese Hauptdolomitdecke wird von den genannten Autoren auf einen Abschub des Hauptdolomits von seiner Unterlage durch die von Osten her andringenden Münstertaler berschiebungsmassen gedeutet.

Nur untergeordnet wurde diese Westbewegung auch von neuerlichen Faltungen begleitet. So gibt Schiller eine das Hauptstreichen verquerende geringe Faltung in NS-Richtung in der Lischannagruppe an. Im Münstertal kann die Verrucanomulde am Tellajoch auf diese Bewegung zurückgeführt werden; es ist hier eine NS streichende Mulde von Verrucano in den Granitgneis eingesenkt, deren Ränder noch etwas gegen die Mulde übergebogen sind.

Vielleicht könnte auch die Umbiegung der Falten des Ortlers in die NS-Richtung und die analoge Schwenkung der Trafoierlinie auf eine derartige Einwirkung zurückgeführt werden.

Nach den Untersuchungen von Zopp Fritz¹⁾ zersplittert sich die Zebrulinie westlich von Livigno im Gebiet des Casanapasses in eine Anzahl von schmalen gegen S bergekippten Einkeilungen mesozoischer Schichten in das kristalline Grundgebirge. Die Zebrulinie tritt in das Gebiet intensivster Schuppenbildung rings um den Piz Vauglia ein. Die Liasmulde des Fraelepasses setzt sich aber in gleich nach S überkippter Form bis zum Inn unterhalb Zuoz fort und wird ebenso wie im Fraelegebiet (Alpisellapa) von der Triasdolomitmasse der Quaternalsgruppe überschoben. Diese Faltenüberschiebung kann als westliche

¹⁾ Geol. Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapaß und Livigno. Ber. d. nat. G. i. Freiburg i. B. Bd. XVI, 1906.

Fortsetzung der Braulioüberschiebung angesehen werden (Spitz und Dyrenfurth zufolge gehören die kristallinen Reste am Murtiröl etc. zur Chazforadecke und sind nicht die Fortsetzung der kristallinen Schuppe am Monte Solena). Im Norden setzt sich die Stragliavitalinie in den Südrand der Keschmasse fort, welche steil über die Liaszone westlich des Inn am Albulapass aufgeschoben ist. Von NO und SO laufen also hier im mittleren Engadin konvergierend die Störungslinien, welche das mesozoische Gebiet der Münstertaler Alpen umfassen, zusammen (siehe Tafel XXXIV) und der schmale Strang von Lias und Triasgesteinen des Albulapasses bildet eine Fortsetzung jenes Gebietes und eine Verbindung mit den mesozoischen Arealen im zentralen Graubünden; er wird von beiden Seiten von steil darübergeneigten kristallinen Massen eingefasst. Ein Teil der Syuklinalen des Piz Vägülia zweigt gegen das Oberengadin ab.

In der Gegend, wo die konvergierenden Haupttrاندlinien des Münstertaler Gebietes zusammentreffen, biegt die Triasmulde Fraele-Val Trupschun in scharfer Biegung um die Quaternalsgruppe herum aus der SO- in NNO-Richtung um, mit stets nach außen (SW, WNW) gerichteter Überkipfung. Sie kann als der äußerste westliche Bogen der Münstertaler Bogenfalte angesehen werden.

Das Münstertaler Gebiet ist also im Osten von dem Ötztaler kristallinen Gebirge überschoben, im Süden ist es an der Zebulinie gegenüber den kristallinen Alpen des Veltlin, im NW an der Stragliavitalinie gegen die Silvretagneise und die Keschmasse abgesunken; es ist ein breit keilförmiges Senkungsfeld mit gegen West gerichteter Spitze; die Absenkung nimmt gegen Westen zu — am Sesvenna und Sterlex im Osten streicht die kristalline Basis der mesozoischen Decke auf den Kämmen des Gebirges aus, während sie im Westen auch in den tiefsten Tälern nicht mehr zum Vorschein kommt. In der Ortler-Fraelemulde streicht am Naglerspitz (s. Stilfserjoch) das Rhät am Kamm des Gebirges in die Luft aus, während im Westen der Liaskern in der Tiefe des Spöltales erschlossen ist.

Gegen diese tiefliegende Westspitze hin hat eine westlich gerichtete Gebirgsbewegung gewirkt, die mesozoischen Schichten gewissermaßen in diesen Winkel hineingedrängt; bogenförmige Faltenwellen schmiegen sich in das keilförmige Feld hinein und die oberen Teile der Sedimentdecke werden abgehoben und vorgeschoben und darüber hinauf türmen sich noch die von Osten nachdrängenden kristallinen Massen.

Wenn wir, der Schilderung des Südteiles vorgreifend, die ganze Querzone, von welcher unser Schnitt eine charakteristische Profilkette heraushebt, überblicken, so eröffnen sich überall Anzeichen einer westlichen, transversal zum Alpenstreichen erfolgten Gebirgsbewegung. Wir haben in den Lechtaleralpen meridionale Faltenzüge gesehen, und dieses Bild wiederholt sich in besonderer Intensität im mittleren Teil des Querschnittes: Ein weitgespannter Faltenbogen mit dahinter anrückenden Schubdecken.

In allen beobachteten Fällen erweist sich die ostwestliche Bewegung als die jüngere; der nord-südlichen gewaltigen Hauptfaltung der Alpen ist eine schwächere ostwestliche gefolgt.

Es ist das Verdienst von A. Rothpletz, zuerst die Bedeutung und das große Ausmaß derartiger Bewegungen in den westlichen Ostalpen erkannt und dargelegt zu haben. Seinen Westschub der Ostalpen in seiner Gesamtauffassung zu beurteilen, soll hier nicht versucht werden; die von Rothpletz angenommenen nördlichen und südlichen Randspalten (welche der Querschnitt durchkreuzen würde), konnten wir bei unseren Aufnahmen nicht bestätigt finden, wohl haben aber die Untersuchungen an unserem Querschnitt das Vorhandensein weitverbreiteter und kräftiger gegen W gerichteter Gebirgsbewegungen im allgemeinen bestätigt.

Betrachtet man die Übersichtskarte der Strukturlinien in Diener's „Gebirgsbau der Westalpen“ (1891), so fällt sofort das starke Hervortreten N—Sstreichender Falten-systeme, welche auch durch neuere Untersuchungen bestätigt werden, an der Grenze der Ost- und Westalpen auf; im Norden im Rhätikon (und in die Allgäuer Alpen, wie aus dem ersten Teil dieses Querschnittes ersichtlich) und besonders in der Zentralzone zwischen dem Oberengadin und dem Val Blegno (Adulasystem, Tambo, Suretta, Curvèr). Aus allen diesen nordsüdstreichenden Zonen wird Überkipfung der Falten gegen West berichtet. An den meridional verlaufenden Dislokationslinien sind die östlichen Schollen über die westlichen hinaufgeschoben. Im nördlichen Teil biegen die Faltenzüge in NO-Richtung ab, manche am Südende in SO-Richtung, so daß ein bogenförmiger Verlauf ähnlich dem der Münstertaler Alpen entsteht. Diener schreibt: „Adulasystem und Rhätikon sind Teile eines großen, dem Rheintal zugekehrten Bogens, der quer auf das Streichen der Westalpen vom Tessin bis zum Montavon sich erstreckt und die bogenförmige Krümmung der Westalpen um die piemontesische Ebene gewissermaßen wiederholt.“ In einer anderen Form kommt der das Grenzgebiet von Ost- und Westalpen umfassende Grundzug der Tektonik in Rothpletz' Rhätischen Überschiebungen zum Ausdruck.

Es mag daran erinnert werden, daß eine ähnliche transversale Zusammenschiebung für die skandinavischen Gebirgszüge von Törnholm und anderen angenommen wurde.

Bemerkungen zur Deutung des Gebietes Inn—Adda als Deckenbau.

Schlagintweit, Steinmann, E. Suess, Termier und Uhlig haben die Tektonik des Gebietes zwischen Inn und Adda im Sinne der Deckenlehre zu erklären gesucht. Während Steinmann, Suess und Uhlig sich nur in allgemeinsten Umrissen damit befassen, hat Termier zuerst und später Schlagintweit eine Deckenfolge und Verbreitung derselben im einzelnen aufgestellt.

Vom Fuße des Lischanna bis zur Adda würde demnach nur die „ostalpine Decke“ sichtbar sein, eine weitere Einteilung sich also auf „Teildecken“ jener beziehen.

Nur E. Suess (Antlitz der Erde III. Bd.) nimmt ein Wiederauftauchen der lepontinischen Decken östlich und südlich des Ortler an, indem er die Marmore von Laas für Trias ansieht, desgleichen Quarzite der Laaserschichten und in dem Zusammenvorkommen dieser beiden mit Amphiboliten die charakteristischen, hier völlig kristallinisch gewordenen Vertreter der lepontinischen Decken erblickt. Abgesehen davon, daß meines Erachtens die Laasermarmore nicht jenen der Sobretta und Val Zebbru gleichgestellt werden können, sondern, wie dies im Profil über die Laaserspitze ersichtlich, unter den letzteren liegen, so ist betreffs der ersteren zu bemerken, daß ihre kalkige Zusammensetzung sowohl als auch ihre große Mächtigkeit schlecht mit Rôthidolomit übereinstimmt, ferner, daß die Quarzite nicht, wie Suess mit mißverständlicher Berufung auf meine Beschreibung der Laaserberge angibt, „in der Übergangzone von Marmor und Schiefer“ liegen, sondern an der Übergangzone der Laaserschichten, das heißt des ganzen Schieferkomplexes, in welchem die Marmore eingeschaltet sind, zum Phyllitgneis und zum Quarzphyllit, ähnlich den Quarziten, welche in weiterer Verbreitung in den Ortler Alpen zwischen Phyllitgneis und Phyllit liegen. Der Gips des Pedertales muß, wenn man ihn zur Trias stellen will, doch wohl zu den benachbarten Gipsvorkommen zwischen Verrucano und Ortlertrias, also zu der ostalpinen Trias, bezogen werden. Was endlich die Amphibolite anbelangt, so sind solche in dem sicher ostalpinen kristallinen Gebirge der Ötztaler Alpen usw. so viel verbreitet, daß sie nie als charakteristischer Bestand der lepontinischen Decke verwendet werden können. Im übrigen erwächst aber aus jener Deutung die Schwierigkeit, daß diese „lepontinischen“ Laaserschichten dann den kristallinen Sockel der transgredierenden Ortlertrias bilden würden.

P. Termier zählt sechs Decken übereinander auf, von welchen nappe 1 und 2 südlich des Engadin nicht mehr an die Oberfläche kommen. Die nappe 3 (Tribulaundecke) soll im Norden als ein Triasband im Engadin über den Bündner Schiefer, im Süden als kristalline Schiefer des Confinale zutage kommen, das geforderte Triasvorkommen fehlt aber im Hangenden der Bündner Schiefer des Engadin vollständig — dieselben werden unmittelbar vom Kristallin (beziehungsweise von Serpentin) überlagert. Da das zu dieser Decke gehörige kristalline Grundgebirge bei Termier selbst im Norden als fehlend eingetragen wird, so bleibt für diese Decke im Engadin überhaupt nichts übrig. Im Süden läßt Termier die mesozoischen Schichten unter der Erdoberfläche auskeilen, so daß diese Decke hier wieder nur durch kristallinen Schiefer (paläozoisch oder älter) vertreten ist: es sind die Phyllite des Confinale, welche eine große Antiklinale bilden vom Fuß der Triaswände der Ortlergruppe bis nach Valfurva — eine Abtrennung eines tieferen Teiles derselben als nappe 3, von einem höheren als nappe 4 ist hier rein willkürlich und der petrographischen und stratigraphischen Einheitlichkeit der Schichten widersprechend. Die „Tribulaundecke“ ist zwischen Inn und Adda also nicht nachweisbar.

Es wurde schon an anderen Orten auf den gegen die Annahme eines Deckenbaues sprechenden Umstand hingewiesen, daß Schwärme

von Dioritporphyritgängen sowohl die nappe 3 (und ihre Wurzelzone) als auch das Grundgebirge und die Trias der vierten Decke durchbrechen.

Die „Ortlerdecke“ (nappe 4) soll im Engadin in der untersten Gneiszone und in darüber folgendem ostalpinem Mesozoikum zutage treten: dieses Mesozoikum besteht aber in der Lischannagruppe aus Bündner Schieferen — weiter im Osten gemeinsam mit ostalpinen Trias — also aus dem typischen Gestein der zweiten Decke, kann also nur als Abspaltung dieser, nicht aber als wiederauftauchende Ortlerdecke gelten, und damit fehlt auch für diese ein Nachweis im Engadin. Im Süden rechnet Termier zu dieser Decke einen Teil der besagten Phyllite des Confinale und die Trias des Ortler. Diese bildet aber, wie oben beschrieben wurde, vom Spöltal bis ins Suldental mit allen ihren Schichten eine gegen Süd überkippte und nach unten geschlossene Mulde. Auch die kristalline Basis des Umbrail, welche der nächsthöheren Decke angehören würde, steht noch im Verhältnis eines Hangendschenkels der liegenden Mulde zu den Phylliten im Zebrutal (ist aber durch Schubflächen von der Trias abgerissen). Die Auflagerung der Ortlertrias auf ihrem kristallinen Sockel (im Osten) ist eine primäre (wie dies auch Termier und Schlagintweit annehmen), hier läßt sich ebensowenig wie in den Phylliten im Süden eine basale Bewegungsfläche für eine Decke nachweisen.

Schlagintweit sieht denn auch — obwohl sonst auf dem Standpunkt der Deckentheorie stehend — Ortlertrias und Sockel und die westliche Fortsetzung derselben als autochthon an.

Im Norden fehlen also irgendwelche als wiederauftauchende Ortlerdecke deutbare Schichten, im Süden besitzen die dafür angesprochenen Gebirgstheile eine Lagerung, welcher ihre Deutung als Decke widerspricht ¹⁾.

Durch die genannte nach S überkippte Mulde verbindet sich die nappe 4 mit der nappe 5 (Umbraildecke) zu einer Einheit, welche das ganze Gebirge bis zum Südrand der Bündner Schiefer umfaßt. Die tieferen Decken sollen auch nach Termier hier nirgends wieder aufbrechen. Die südliche Begrenzung bildet die große Livigno—Zerbrubachlinie. Die „Umbraildecke“ soll sich in die Schiefer an der Nordseite der Etsch bei Eysers—Schlanders fortsetzen. Sie werden aber in den höheren Teilen der betreffenden Bergkämme von den letzten Ausläufern jener marmorführenden Schieferserie überlagert, welche Termier in der Texelgruppe (Pfelderstal) zur nappe 3 rechnet; es läge hier also 3 über 5.

Der nappe 6 gehören als Reste die Scholle des Chazfora und jene am Piz Lischanna und Umgebung an. Die Urtiroladeckscholle würde Termier wahrscheinlich auch hierher gerechnet haben.

Überblickt man also die Teildeckenkonstruktion Termiers, so bleiben von ihr nur die zwei Elemente übrig, welche schon in der

¹⁾ Auf Termiers Profil Ortler-Engadin fließen nördlich des Engadin die nappes 3 und 4 zu einem einzigen Band von Mesozoikum zusammen, auf welchem gleich die 5. Decke liegt, eine Vereinigung, welche, wenn man an die Entstehung der Decken als liegende Falten denkt, wohl ein mechanisches Kuriosum ist.

obigen Schilderung des Gebirges beschrieben wurden; ein aus kristalliner Basis und primär auflagerndem Mesozoikum bestehendes Gebirge, von dem eine Unterlagerung durch jüngere Schichten, beziehungsweise durch Decken nirgends sichtbar ist und ein paar auflagernde Deckschollen von kristallinen Schiefen.

Wollte man Paulckes Deckendeutung vom Rande des Engadin gegen Süden fortspinnen, so müßte man den Ortler als invers liegende Trias der ostalpinen Decke auffassen gegenüber der ihrem kristallinen Kern auflagernden Trias etc. vom Lischanna bis Umbrail, die auflagernden kristallinen Schollen als höhere Teildecke ansehen und die Basis des Ortlers als autochthon, beziehungsweise zur Wurzelregion gehörig, eine Auffassung, welcher ebenfalls die Muldenform des Ortlertrias, die Bodenständigkeit derselben gegenüber dem kristallinen Sockel und der Mangel einer inversen Schichtfolge entgegenstehen. Stellt aber die Ortlertrias der Lischannatrias tektonisch gleich, also normale Auflagerung auf die kristalline Basis, dann kommt man zu dem gleichen Bestand wie oben: ein Grundgebirge, welches im Süden an einer regionalen Bruchlinie endet und ein paar kristalline Deckschollen trägt.

Der halbkreisförmige Verlauf der Falten in den Münstertaler Alpen und ihre stets gegen außen gerichtete Überkipfung ist das deutlichste Zeichen dafür, daß die gegen S überkippte Mulde des Ortlers durchaus keine untergeordnete sekundäre Erscheinung — wie Schlagintweit meint¹⁾ — sondern in dem regionalen Bau bedingt ist. Die Beziehungen, welche zwischen diesem und den Überschiebungen dieser Region bestehen, geben aber auch ein Argument dafür, daß jene kristallinen Schollen am Lischanna und Chazfora am besten von Osten hergeleitet werden, womit ihre petrographische Übereinstimmung mit dem östlich davon liegenden kristallinen Bereiche zusammentrifft.

Des weiteren spricht jener regionale Faltenbau gegen eine Deutung des ganzen Gebirges als von Süden hergewanderte Decke, da ein derartiger Bau nicht ohne weitgehende Zerstörung seiner Struktur in Form einer Schubmasse sich bewegen konnte, ganz besonders, wenn man sich die Schubmasse als eine aus einer Wurzelzone ausgestoßene faltenartige Bildung vorstellen soll.

Vielleicht wird man versuchen, das Münstertaler Senkungsgebiet als Fenster aufzufassen mit der Ötztaler Überschiebung, Chazfora und Urtirolascholle und den an den Bruchlinien abgesunkenen Gneisen des Veltlin und der Silvretta als Rahmen desselben. Die Gneise fallen aber am Nordrand (von Schuls ostwärts) unter die Trias ein und werden selbst bei Nauders von der Ötztaler Randüberschiebung wieder überschoben. Am Ostrand fehlt am Ortler dem Fenster eine Abgrenzung, da die Gneise als Sockel unter der Trias liegen. Die

¹⁾ Schlagintweit faßt alles, was nördlich über der Braulio-Trafoisdislokation liegt, als Decke auf, deren Wurzel er in den zwischen Zebrulinie und Kristallin eingeklemmten Triasresten sieht; die Einbeziehung sowohl der autochthonen „Addascholle“ (Ortlertriaszone) als des Umbrail in die große Faltenzone der Münstertaler Alpen spricht auf das deutlichste gegen diese Deutung, abgesehen von dem mechanischen Widerspruch jener S gerichteten Faltung und der N bewegten Brauliodecke.

Abhängigkeit im Verlauf der Faltenbogen von den Randlinien ist durch ein „Fenster“ nicht erklärbar. Nimmt man das Gebiet als Fenster, so muß es dem Engadiner Fenster tektonisch äquivalent sein, weil die Gneise an der Basis der Lischannagruppe die gemeinsame kristalline Decke für beide Fenster wären, die ostalpine Trias käme also in das gleiche Niveau mit den lepontinischen Bündner Schiefern.

Literatur des Abschnittes.

- E. Böse, Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1896, pag. 557.
- F. Frech, Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen, mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wiss. Ergänzungshefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. II. Bd., Heft 1, 1905.
- W. v. Gümbel, Geologisches aus Wosttirol und Unterengadin. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 291.
- Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. der naturf. Ges. Graubündens. 1889, 31. Jahrg.
- Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitzungsber. d. mathem.-nat. Kl. d. k. bayr. Akad. d. W. 1891, Bd. XXI, pag. 79.
- W. Hammer, Die Ortlergruppe und der Ciavatechkamm. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 79.
- Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. I. Verrucano und Trias im Schliniger- und Avignatal. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 369.
- II. Der Westrand der Ötztalermasse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 98.
- III. Jura und Trias im Rojental. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910.
- Schichtfolge und Bau des Jaggl. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911.
- u. C. v. John, Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909.
- R. Lachmann, Der Bau des Jaggl im Obervintschgau. Beiträge z. Geol. u. Paläont. Österr. u. d. Orients 1908. Bd. XXI, pag. 1 u. ff.
- A. Pichler, Der Ötztalerstock in Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, 1864, pag. 436.
- A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
- O. Schlagintweit, Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. Zeitschr. d. D. G. Ges. Bd. 60, Jahrg. 1908, pag. 198.
- W. Schiller, Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg XIV. 1904, pag. 107. II. Piz Ladgruppe XVI 1906, pag. 108.
- A. Spitz und G. Dyrenfurth, Vorberichte über die Tektonik der zentralen Unterengadiner Dolomite. Akadem. Anzeiger. Wien 7. November 1907 und 11. November 1909.
- G. Stache u. C. v. John, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. I. Zwölfer- spitzgruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 148. II. Cevedalegruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879.
- E. Suess, Über das Inntal bei Nauders. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. CXIV, Abt. I. 1905, pag. 699.
- Ohr. Tarnuzzer, Stratigraphie und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad im Unterengadin. Ecologiae Helvetiae. Vol. VIII, pag. 546, 1905.
- Tarnuzzer u. Grubenmann, Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXIII, 1909.
- G. Theobald, Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitrag zur geol. Karte der Schweiz. II. Lief., Bern 1864.

- P. Termier, *Les Alpes entre le Brenner et la Valteline*. Bull. Soc. géol. d. France. 4. serie; Bd. V, 1905, pag. 209.
- R. Zöppritz, *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapaß und Livigno*. Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg. Bd. XVI, 1906, pag. 164.

Das kristalline Gebirge zwischen der Zebrulinie und der Adamellomasse.

Mit dem Überschreiten der Zebrulinie betritt unser Querschnitt jene breite Zone kristalliner Gesteine zwischen dem Ortler und der Tonalitmasse des Adamello, welche Stache den Veltliner Hauptzug nannte.

Den nördlichen Teil desselben bilden die Faltenzüge des Quarzphyllits, im südlichen Teil herrschen die Gneise und ihre mannigfachen Einlagerungen.

Am nördlichen Ultentalerkamm beginnt die Quarzphyllitregion im Osten in Gestalt einer den Gneisen auflagernden Mulde, verbreitert sich rasch gegen Westen und breitet sich über die Käme der Laasergruppe und der südlichen Ortlergruppe aus, die Ortlertrias von Osten und Süden umfassend. Sie stößt an der Zebrulinie von den Triasdolomiten des Ortler ab, baut den Confinalekamm auf, umfaßt die ausgedehnten Hänge des Valfurva, aus ihr besteht der prächtige Gletscherkamm vom Cevedale bis zum Piz Tresero, und auch die breiten Massen der Sobretta und der C. Vallacetta gehören zum größten Teil ihr an; sie überschreitet das Becken von Bormio und ist über Valle di Dentro nach Livigno hinüber zu verfolgen. Der Phyllit hat die Gesteinstracht des Quarzphyllits der Ostalpen; gerade in den Hängen, welche das Profil durchschneidet, ist diese Entwicklung in typischer Ausprägung zu sehen; in den östlichsten Teilen und auch am Südrand treten Übergänge zu Granatglimmerschiefern auf (Ultentalerkamm und Veneziaikamm) — es sind die tiefsten Horizonte.

Zum Unterschied vom Kalkphyllit ist der Karbonatgehalt nicht über das ganze Gestein hin verteilt, sondern auf einzelne Kalklager beschränkt und dementsprechend überhaupt weit geringer als in jenem. Solche Lager von Bänderkalk und Cipollin und untergeordneten kalkigphyllitischen Zwischengliedern durchziehen in reicher Entfaltung das oberste Martelltal und reihen sich hier zu einer kalkreichen Zone an, welche von der Zufrittspitze (Ultental) über das oberste Martelltal, Zebrutal und Valle di Dentro streicht. Eine zweite solche Zone kommt an der Ost- und Nordseite der Sobretta (Val delle alpe) zutage und ihr dürfte der Marmor von Piatta südlich Bormio zuzustellen sein.

Zwei Horizonte der Phyllitformation sind durch Quarzitenwicklung ausgezeichnet. Die Quarzite sind teils grünlichgraue, dichte dickbankige Quarzite, teils mehr noch rostfarben verwitternde muskovithaltige Quarzitschiefer. Der eine dieser Horizonte bildet den Übergang aus den Phyllitgneisen in die Phyllite und ist längs dem ganzen Südrand des Phyllitbereiches vom Corno dei tre Signori bis ins Ultental zu beobachten. In ihm findet man in den Tälern von Pejo gelegentlich

dünne Lagen eines lichtgelblichen, granulitähnlichen dünnbankigen Gesteins. Die zweite Quarzzone liegt im Hangenden des Phyllits, enthält dieselben Muskovitquarzitschiefer und wird unmittelbar und ohne deutliche Grenze von den Serizitphylliten und Arkosen des Verrucano im Zebrutal überlagert. Mit dem oberen Quarzit sind ober Bormio und am Confinalekamm Grünschiefer in manchmal bedeutender Mächtigkeit verbunden, außerdem im Zebrutal im Liegenden auch Feldspatphyllite. Am Confinale beobachtet man in ihnen auch geringmächtige Lager von dünnplattigem, glimmerarmem Muskovitgneis. Dieser obere Quarzit kann nicht, wie westalpine Geologen vielleicht geneigt sein dürften, zur Trias gezogen werden.

Südlich des Phyllitbereiches kommt in den Talern von Pejo — besonders im Val della Mare — im Rabbital und gegen Ulten hin unter dem Phyllit eine petrographisch sehr eintönig ausgebildete Region von Phyllitgneis zutage, in der ein paar kleinere Granitmassen lakolithartig eingefügt sind.

Noch ungeklärt ist die Stellung, welche die Serie von Gneis und Quarzit, welche ich in der unten verzeichneten Arbeit Pejoserie getauft habe, zu den Phyllitgneisen und Phylliten einnimmt; eine mächtige Schichtplatte eines quarzreichen, feinkörnigen, biotitreichen Zweiglimmergneises eröffnet im Liegenden die Folge, deren charakteristischer Bestand die darüber folgenden 300—400 m quarzitischer Gesteine darstellen. Neben den feinkörnigen massigen Quarziten und Quarzitschiefern fällt ein in geringer Menge auftretender schwarzer Schiefer auf, der bei mikroskopischer Untersuchung als Grauwacke sich herausstellt. Nach oben zu schalten sich immer mehr zweiglimmerige Gneise ein, welche kleine Lager kristallinen Kalkes enthalten.

Aus der Gegenüberstellung der Teile des Schiefermantels am Granitit der Cima Verdignana ergibt sich eine wenigstens teilweise Äquivalenz dieser Pejoserie mit dem Phyllitgneis. Diese Serie nimmt den Nordhang der Berggruppe zwischen dem Val del Monte und der Tonalestraße ein und setzt sich nach Osten über den Cercenapaß in das Rabbital fort, wo sie mit einer lokalen quarzitischer Ausbildung der Phyllitgneise, welche noch unter dem unteren Quarzithorizont der Phyllite liegt, in Verbindung zu treten scheint. Den Nordrand der Pejoserie begleitet großenteils eine Bruchlinie, welche den Zusammenhang mit den Gneisen an der Nordseite des Val del Monte verhüllt.

Ein dritter Faziesbereich gneisiger Gesteine gliedert sich dann südlich an die Zone der Pejoserie an; jene Zweiglimmergneise, welche die Tonalestraße im Norden begleiten und die darüber aufragenden Berge aufbauen. Es sind zweiglimmerige Phyllitgneise, welche aber großenteils durch feinste Durchtränkung und Durchhäderung mit pegmatitischem Magma ein höher kristallines Aussehen erworben haben, als die Phyllitgneise des Val della mare und Umgebung; sie sind biotitreicher geworden und kontaktstruiert. Außerdem unterscheiden sie sich aber auch durch die häufige Einordnung von Marmorlagern und Amphibolit von jenen. Die Marmore führen überall Glimmer (Phlogopit), Quarz, Feldspat, Tremolit und Erze (Schwefelkies und Magnetkies), außerdem an Stellen, wo sie mit Pegmatit in Berührung gekommen

sind, als Kontaktminerale monoklinen Pyroxen, Granat, Titanit, Epidot-Zoisit und als Seltenheit Wollastonit. An manchen Stellen häufen sich diese Minerale zur Bildung von Kalksilikathornfelsen in schmalen Zonen. Gerade die Gegend, wo der Querschnitt das Gebirge durchzieht, enthält mächtige und ausgedehnte Marmorlager (C. Cady—Monte Tonale), die einerseits an die Nordseite des Camonicales sich fortsetzen, anderseits gegen Osten zu über den Cercenapaß nach Rabbi durchstreichen und beiderseits des Noce bei Celedizzo und Comasine durch Kontaktmetamorphose entstandene Eisenerzlager führen.

Ein weiterer hervorzuhebender Bestandteil dieser Zone ist Olivinfels, dessen Vorkommen am Monte Tonale vom Schnitt getroffen wird, der aber weiter östlich in den Ultentaler Alpen in weit größerer Häufigkeit erscheint.

Wie früher bemerkt, legen sich auf die Quarzite der Pejoserie Zweiglimmergneise mit Kalklinsen; diese bilden den Übergang zu den eben besprochenen Gneisen des Tonale und sind von diesen nicht genau abzugrenzen; es scheint, daß sie mit diesem Teil der oberen Pejoserie äquivalent sind.

Die Bergzone nördlich des Tonalepasses von Ponte di Legno bis Comasine hebt sich, wie schon angedeutet, von den angrenzenden Regionen besonders dadurch ab, daß sie von massenhaften Pegmatitintrusionen durchschwärmt ist, Pegmatite, meist Turmalin führend, welche stellenweise das Gestein bis aufs feinste durchtränken, aber auch in mächtigen Lagern und auch quer durchbrechenden Gängen auftreten und in den Kalken jene Kontakthöfe entstehen ließen. Die Pegmatitzone setzt sich durch das Val Camonica ins Veltlin hinüber fort, im Osten nehmen die Pegmatitintrusionen bei Rabbi rasch ab.

W. Salomon faßt die kristallinen Schiefer nördlich des Tonalepasses unter der Bezeichnung Tonaleschiefer zusammen, womit er vorzüglich die durch Einlagerung von Amphibolit und Marmor und durch Pegmatitintrusionen gekennzeichneten Gneise meint; inwieweit die Gneise und Phyllite weiter nördlich noch zu den Tonaleschiefern zu ziehen seien, läßt er unentschieden, vermutet aber, daß die Zebulinie ihre Nordgrenze darstellt. Diese Gesteinsgesellschaft läßt sich gegen Westen an der Hand zahlreicher Vorkommen von Marmor, Kalk und Dolomit über das obere Camonicales ins Veltlin hinüber verfolgen und durch das ganze untere Veltlin hinab bis zum Comersee und Langensee, woraus sich ergibt, daß diese Gesteinszone die streichende Fortsetzung der Zone von Ivrea ist. Indem Salomon diesen teilweise schon von Rolle und Diener vermuteten Zusammenhang klarlegt, erweitert sich ihm die als Südbegrenzung der Tonaleschiefer bezeichnete Verwerfung, die Tonalelinie zu einer Bruchlinie von großer Bedeutung — zum peridinarischen Randbruch, der bei Dimaro im Sulzberg als Abzweigung des Judikarienbruches beginnt und bis Ivrea reicht.

Da der in jenem Gebirgsstreichen liegende Dolomit von Musso (am Comersee) Hauptdolomitfossilien führt und die gesteinsgleichen Vorkommen des unteren Veltlin sehr wahrscheinlich auch in die Trias gestellt werden müssen, folgert Salomon daraus, daß die Marmore des Tonale metamorphe Triaskalke sind und die Tonaleschiefer im

ganzen einen Komplex von triadischen und auch von älteren, vielleicht auch vorpaläozoischen Schichten umfassen, ähnlich der Zone der Pietre verdi in den Westalpen.

Wenn auch für das untere Veltlin neuere Untersuchungen und Karten von größerem Umfang zur Verfolgung dieser Zusammenhänge fehlen, so ist doch aus Salomons Darlegungen das Bestehen dieser mit größter Wahrscheinlichkeit zu entnehmen. Wie auch Salomon hervorhebt, bildet diese Zone Ivrea—Tonale nicht eine stratigraphische Einheit, sondern ist aus Sedimente verschiedenen Alters zusammengesetzt und durch das Auftreten gewisser basischer Eruptivgesteine gekennzeichnet. Diese letzteren sind im Tonalegebiet in weit geringerer Menge vorhanden als in der Zone Ivrea—Verbano, sind aber besonders vom Tonale ostwärts durch ein charakteristisches Glied vertreten, nämlich den Olivinfels, der in einem halben Hundert von Vorkommen vom Tonale bis in das Ultental gefunden wurde. Da nach den Untersuchungen der italienischen Aufnahmsgeologen Franchi und Novarese auch die Stronagneise noch zu der diorito-kinzigitischen Zone (Zone von Ivrea) gerechnet werden können, so überwiegen auch hier die gneisigen Komponenten der Zone gegenüber den grünen Gesteinen. An die Kinzigitgneise des Ivrea-Verbanogebietes erinnern die Zyanitgranatgneise und die Granulite, welche im südlichen Ultentaler Kamm in der östlichen Fortsetzung der Tonalezone auftreten und sich in den biotitreichen Formen stark den Kinzigiten nähern. Der graphitische Schiefer im Gampertal liegt in ihnen, und das in den alten Tiroler Mineralogien angeführte Graphitvorkommen der Seefelder Alpe (Ulten) ist benachbart. Gemeinsam sind der ganzen Zone ferner die massenhaften Intrusionen von Pegmatit.

Alle jene Gesteine des südlichen Ultentaler Kammes enden an der Judikarienlinie, von der sie im spitzen Winkel abgeschnitten werden, wobei randlich meist eine parallele Anpressung an den Verlauf der Bruchlinie eintritt. Auch von den Schichtzügen, welche nördlich der Faltschauer an die Judikarienlinie heranrücken, überschreitet nur ein kleiner Teil bei Meran das Etschtal; die Gneise, welche im unteren Passeiertal durchstreichen und die Ifinger-Brixner Granitmasse dann im Norden begleiten, sind die Fortsetzung derjenigen, welche die beiden Flanken des Vintschgau bilden, bis hinauf nach Prad. Am Nordhang des Marlingerjoches, ober der Töll streichen die Schichten nahezu OW, weshalb die Biotitfasergneise nördlich Naturns hier bei Bad Egart noch an den Hang des Marlingerjoch herüber sich fortsetzen. Über den Rücken des Marlingerjoches streicht in NNO-Richtung eine Bruchlinie — ungefähr parallel zum Judikarienbruch und nur 3 km davon entfernt, welche wahrscheinlich bis Forst an der Etsch herabreicht und jene OW streichenden Schiefer von dem schmalen Zug der NO streichenden Gneise abtrennt, welche von Marling über die Etsch zum Küchelberg ober Meran durchstreichen.

Diener bezeichnet den Gebirgsstrich vom Lago d'Orta über das Veltlin zu den Ultentaler Alpen als Zone des Veltlin. Da, wie schon oben bemerkt, der Stronagneis, mit dem die Zone im Westen einsetzt, nach den neueren Untersuchungen mit der Zone von Ivrea auf das engste verbunden ist und im weiteren Sinne zu dieser zugerechnet

wird und weil im tirolischen Teil der Veltlinerzone wieder die Olivinfelse als charakteristischer Bestandteil der grünen Zone von Ivrea und die kinzigitähnlichen Gneise erscheinen, so können jene Zonenbezeichnungen vereinigt werden und in diesem Sinne endet die Zone von Ivrea¹⁾ an der Judikarienlinie zwischen Dimaro und Meran, wie dies übrigens Diener bereits auf seiner Karte der Leitlinien der Westalpen andeutet und in „Bau und Bild der Ostalpen“ neuerlich angibt.

Die Zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò (und die Stronagneise) werden von den Geologen der italienischen Landesanstalt zum Precarbonifero gerechnet und so in der Karte der Westalpen (1908) eingetragen. Den Nordrand der Zone begleitet ein schmales Band von Perm und Triasdolomiten, worauf nördlich die Schiefer von Rimella und Fobello und dann die zweite diorito-kinzigitische Zone sich angliedern. In den Gneisen der Zone Ivrea-Verbanò treten in großer Zahl Lager von kristallinen Kalken und Cipollinen auf welche Granat, Pyroxen, Vesuvian, Glimmer, Pyrit etc. enthalten und infolgedessen den Marmoren des Tonale petrographisch durchaus entsprechen. Diese Marmore der Ivrea-Zone werden von Franchi, Novarese und ihren Kollegen als gleichaltrig mit den Gneisen und durchaus verschieden von den Triasgesteinen der benachbarten Triaseinfaltungen bezeichnet und in der Karte eingetragen. Ebenso stehen sich im untersten Veltlin die Gneise, Granatglimmerschiefer und die in denselben konkordant eingelagerten Kalkmarmore von Ogliastra, Musso etc. einerseits und die fossilführenden, nicht metamorphen Triasdolomite von Musso, Dubino und anderen Orten gegenüber. Aus dem Marmor von Musso beschreibt Repossi²⁾ auch Amphibolitlagen und Schlieren, ganz ähnlich wie jene im Marmor der Cima Cady am Tonale. Gerade in Repossi's sorgfältiger Darstellung tritt der Gegensatz zwischen dem von Schieferlagen durchzogenen schmalen, dem Streichen der Schiefer folgenden und diesen konkordanten Marmorlagen und dem diskordant zu den Schiefem liegenden und scharf von ihnen getrennten unregelmäßig umrandeten Hauptdolomitlappen deutlich hervor; bei der großen Zahl von Marmorlagern und solchen Triasresten ist der Zufall, daß hier einmal beide zusammentreffen kein so befremdender, als daß deshalb der in die Augen springende Gegensatz beider ignoriert werden dürfte.

In den Bergen zwischen Tirano und Edolo fand Salomon noch Marmor und daneben auch Reste von Dolomit und Rauhwaacke. Weiter östlich fehlen die letzteren völlig, während die Marmore in reicher Entfaltung über die Berge an der Nordseite des oberen Val Camonica

¹⁾ Ich glaube, daß man, um Mißverständnissen vorzubeugen, diese Zone von Ivrea keineswegs als Zone der pietre verdi bezeichnen sollte, wie das Salomon tut, da nach den Darstellungen von Franchi, Novarese, Stella, Zaccagna und anderen die Zona delle pietre verdi und die Zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò zwei petrographisch und tektonisch durchaus verschiedene Gebilde sind, wie dies auch auf der 1908 erschienenen Karte der Westalpen, welche von den genannten Autoren redigiert wurde, deutlich zum Ausdruck gebracht ist, eine Verschiedenheit, die eben so groß ist wie in diesem Querschnitt zwischen den Bündner Schiefem des Engadin und den Tonaleschiefem.

²⁾ E. Repossi, Osservazione geologiche e petrograf. sui dintorni di Musso (Lago di Como). Atti d. soc. ital. d. sc. nat. Milano 1904. Bd. XLIII, Heft 3.

zum Tonale streichen. Noch weiter östlich werden ihre Lager klein und selten.

Im ganzen Verlauf der Zone von Ivrea stehen sich also kristalline Marmore, welche konkordant im Gneis und Glimmerschiefer liegen und durch Wechsellagerung mit diesen verknüpft sind und nicht metamorphe, streng von den Schiefen getrennte und oft diskordant zu diesen gelagerte Dolomite (und untergeordnet auch Kalke) gegenüber, welche letztere zur Trias zu rechnen sind, während erstere gleichaltrig mit den Gneisen und altpaläozisch oder archaisch sind. Im Tonalegebiet sind nur die letzteren zu sehen.

Es schiene mir ein Rückschritt in der Erkenntnis, zwei so deutlich voneinander getrennte Ablagerungen zusammenzuwerfen. Übergänge zwischen beiden fehlen und es wäre auch physikalisch unverständlich, warum zwei ursprünglich gleiche Gesteine welche, miteinander und unmittelbar nebeneinander die gleichen Gebirgsbewegungen mitgemacht haben, das einermal zur Gänze, ohne Umänderung aus dieser hervorgehen, ja ihre Fossilreste noch gut erhalten bewahren sollen, das anderemal ebenso vollständig aber ein hochkristallines Gestein daraus hervorgehen soll bei in beiden Fällen gleich starker Metamorphose der umgebenden Schiefer — abgesehen davon, daß die Marmore stets reines Kalkkarbonat, die Triasgesteine fast immer ebenso typischer Dolomit sind!

Wendet man die von Salomon gewählte Einteilung in Rendena-, Edolo- und Tonaleschiefer, zur Abgrenzung letzterer auf die Berggruppen nördlich der Tonaletiefenfurche an, so sind nur die durch Marmor, Amphibolit und Olivinfels ausgezeichneten Gneise, welche den Kamm zwischen Val del Monte und der Tonalestraße und besonders dessen Südhänge bilden, zu den Tonaleschiefen zu rechnen; nördlich des Val del Monte verbreitet sich die Fazies des Phyllitgneis und daran anschließend jene des Quarzphyllits, welche wie im nächsten Abschnitt auseinandergesetzt werden soll, den Rendena-, beziehungsweise den Edoloschiefen entsprechen, so daß also die Tonalezone hier sehr schmal ist. Wie aus dem vorhergehenden ersichtlich, breitet sich die Phyllitregion auch im ganzen Valfurva, von der Zebrulinie bis zum Gaviapaß aus, so daß diese Teile keinesfalls mehr zur Tonalezone gerechnet werden könnten. Östlich des Rabbitales ist eine Abgrenzung gegen Norden nur dadurch möglich, daß man die Tonalezone auf die durch Olivinfels und Granatgneis ausgezeichnete Zone des südlichen Ultentaler Kammes beschränkt, denn Gneis- und Phyllit-horizonte, welche durch Führung von Marmor Amphibolit und Pegmatit gekennzeichnet sind, treten beiderseits des Vintschgaues vom Glurnserbecken abwärts in weitester Erstreckung auf, selbständige Zonen in dem kristallinen Massiv der Ötztaler Gruppe und der Ortleralpen bildend. Das, was die Zone von Ivrea von den umliegenden Regionen kristalliner Schiefer abhebt, ist aber hauptsächlich nur die Gleichheit der Intrusionen vor allem der basischen, daneben auch der sauren pegmatischen; sie ist, wie Salomon hervorhebt, keine stratigraphische Einheit. Die Tonaleschiefer, nördlich der Tonalestraße können als durch die Pegmatitintrusionen umgewandelte Phyllitgneise aufgefaßt werden, da diese auch an anderen Stellen, zum Beispiel im Ultental, Marmorlager enthalten.

Den Südrand der Tonalezone bildet bei Salomon die Tonalebruchlinie, welche ein Teil des peridinarischen Bruches ist. Im Umkreis des Tonalepasses, besonders im Sulzberg, konnten G. B. Trener und der Schreiber dieses keinen sicheren Anhalt für das Bestehen einer derartigen regionalen Störung finden. Die der senkrechten genäherte Schichtstellung erschwert die Feststellung einer dem Streichen folgenden Verwerfung und das Vorkommen gleicher Gesteine nördlich und südlich davon spricht gegen eine weitere regionale Bedeutung dieser anderwärts vielleicht besser erkenntlichen Verwerfung. So wie die Tonaleschiefer an der Judikarienbruchlinie abschneiden, so endet auch die Tonalelinie an dieser und man muß wohl, auch wenn man eine Tonalebruchlinie in weiterer Ausdehnung annimmt, sie als die untergeordnete gegenüber jener bezeichnen, um so mehr, als die Judikarienlinie zwei weit mehr voneinander verschiedene Regionen — Regionen mit verschieden gerichteten Leitlinien des Baues — voneinander trennt, als eine im gleichen Schichtstreichen zwischen gleichen Schichten durchziehende Tonalelinie. Auch im Seengebirge wird die Zone von Ivrea gegen Süden nicht durch eine Bruchlinie vom kristallinen Teil des Seengebirges und der auflagernden Decke jüngerer Bildungen getrennt.

Beobachtet man das Schichtfallen in diesem Teil des Querschnittes, so scheint die Lagerung eine sehr einfache zu sein, doch eröffnet sich, wenn man sich von der Profilinie gegen Osten wendet, der Einblick in einen Faltenwurf des Gebirges, der sich in dem dargestellten Hauptschnitt unter der gleichmäßigen Schichtlagerung verbirgt.

Zunächst zeigt die Grenze zwischen Gneis und Phyllit im Querschnitt, daß ersterer über den Phyllit überkippt ist an der Grenze, eine Lagerung, welche ostwärts bis zum Val della mare anhält, dort aber weiterhin der normalen Auflagerung Platz macht.

Die Schichtmasse südlich davon bis zum Tonalepaß erscheint im Profil als ein isoklinales Schichtpaket; dasselbe löst sich ostwärts in steilstehende Mulden und Sättel auseinander, welche mehrfach von Verwerfungen zerschnitten werden. Während das Streichen im allgemeinen ONO gerichtet ist, keilen sich längs Brüchen NW streichende Schollen dazwischen ein — eine Erscheinung, die bis zur Judikarienlinie hin noch vielfach wiederkehrt. Ein Längsbruch durchschneidet an der Punta Ercavallo das Schichtsystem und setzt sich wahrscheinlich durch das ganze Val del monte fort und in weiterer Fortsetzung beobachtet man am Cercenapaß wieder Dislokationen, welche gegen das Bad Rabbi hinausleiten. Die drei Eisensauerlinge von Celentino, Pejo, Rabbi (vielleicht auch der von S. Apollonia im Val dei Messi) liegen an dieser Linie.

Die Antiklinale an der Nordseite des Val del monte verflacht sich gegen Osten zu der weitgespannten Wölbung, welche östlich von Val della mare den Granitlakkolith der Cima Verdignana birgt.

In dem Teil des Querschnittes, der durch die Phyllitregion geht, verrät das Auftreten einer Quarzitzzone innerhalb des Phyllits, daß hier keine so einfache Lagerung herrscht, als das Schichtfallen vortäuscht. Der oberste Teil des Piz Tresero besteht aus Quarziten, Mus-

kovitquarzitschiefern und feinkörnigen biotitführenden gneisigen Schiefern vermischt mit Phyllit, die an den Gipfelgraten mäßig S fallen; sie erreichen bei Ponte di pietra die Sohle des Valle di Gavia, wobei ihr Fallen, je näher sie dem Tal kommen, immer steiler wird. Da dieser quarzitischen Schichtfolge die Grünschiefer vollkommen fehlen, welche die oberen Quarzite am Confinale und im Zebrutal immer begleiten, so sind sie eher dem unteren Quarzithorizont gleichzustellen, so daß also hier eine große, nach N überschlagene Antiklinale im Phyllit vorläge, deren Kern die unteren Quarzite am Tresero bilden. Es stimmt dies damit überein, daß schon am Piz Dosegù und Punta S. Matteo die Gneise über die Phyllite übergeneigt sind. Das Streichen der Schichten ist am Tresero und im Gaviatal O bis ONO.

Die Mulde, mit welcher die Phyllite am nördlichen Ultentaler Kamm beginnen — wie oben angeführt wurde — läßt sich längs des ganzen Kammes hin bis zum Hauptkamm der Ortleralpen verfolgen, den sie südlich des Cevedale erreicht. Im Val Cedeh ist ihr Verlauf dadurch schwer erkennbar, da hier eine NS verlaufende Verfaltung der Schichten sich quer dazu einschleibt. (Kamm des Monte Pasquale), doch ist die Kombination kaum eine zu gewagte, wenn man annimmt, daß ihre Fortsetzung im Talauschnitt des Valfurva liegt und demnach sich an jene nach N übergelegte Antiklinale des Tresero angliedert. Die Schichten in dem massiven Sockel des Tresero neigen sich auch stark gegen N, doch tritt gegen den Baito del pastore zu schon durchweg S-Fallen ein, anfangs flach, weiter talaufwärts steiler. Die Marmorlager an der Ostseite der Sobretta sind sehr flach muldenförmig, wellig gelagert und sind die Fortsetzung der flachliegenden Schichten am Fuß des Tresero, von ihnen aber durch eine der Talschlucht folgende Störung getrennt.

Am Confinale sinken die Phyllitlagen in welligen Verlauf mit einer dem Berghang sich anschließenden Neigung gegen Valfurva ab und auch am Nordhang herrscht noch S-Fallen; erst im Val Zebro und besonders an dessen westlichem Auslauf sowie in den Höhen ober S. Antonio tritt deutlich eine flach sattelförmige Aufwölbung hervor. Ihren Scheitel nehmen die oberen Quarzite und die Grünschiefer ein. Sie wird gegen Osten zu von der Zebrulinie angeschnitten, so daß an der Südseite der Königsspitze (Pale rosse) schon die südfallenden Phyllite an der saigeren Bruchfläche in steiler Aufrichtung anlehnen. Bei Bormio tritt, ähnlich wie im Cedehtal, wieder NS-Streichen mit Schichtfall gegen Westen ein.

Die überschlagene Falte des Tresero geht nach Osten zu bald in eine stehende Falte über.

Die Phyllitzone wird von zahlreichen Gängen und Lagern porphyritischer Gesteine durchsetzt aus der Gruppe der Suldenite und Ortlerite und von Diorit. Das obere Val Zebro zeigt solche Gänge beiderseits der Zebrulinie — der Triasdolomit der Königsspitze und Cima della miniera ist durchspickt mit solchen Gängen, an welchen der Ortlerdolomit stark kontaktmetamorph geworden ist, wobei stellenweise ein bedeutender Erzgehalt in dem Kontakthofe sich angereichert hat. In den Phylliten nehmen sie meist die Form von Lagergängen an. Reich an solchen Gängen ist der Confinalekamm und

auch im Gaviatal und Val delle Alpe sind davon viele zu sehen; die Gänge am Gipfel des Confinale sind sehr stark druckschieferig — ein Zeichen, daß nach ihren Intrusionen noch Gebirgsbewegungen stattgefunden haben. Ihre Intrusionszeit fällt also zwischen die Trias und jener letzten Bewegungen der Schichten. An der Cima della manzina treten auch Lager von Quarzporphyr auf, welche ebenfalls stark druckschieferig sind.

Literatur.

- Curioni, *Geologia applicata delle prov. lombarde*. 1877.
 H. v. Foulton, Über mineraleführende Kalke aus dem Val Albiolo in Südtirol. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1880, pag. 146.
 W. Hammer, Mitteilung über Studien in der Valfurva und Val Zebro bei Bormio. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1902, pag. 320.
 — Über die Pegmatite der Ortleralpen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1903, pag. 345.
 — Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental. *Zeitschr. f. Naturwiss. Stuttgart*, Bd LXXII, 1839.
 — Die kristallinen Alpen des Ultentales I. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, II. Jahrb. d. k. k. geol. 1904.
 — Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1905, pag. 1.
 — und G. B. Trener, Blatt Bormio-Tonale der geologischen Spezialkarte von Österreich samt Erläuterungen 1908.
 W. Salomon, Die Adamellogruppe I. Teil. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXI, Heft 1, 1908.
 G. Stache, Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1878, pag. 127.
 — Der kristalline Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ultengebiet und Untersulzberg. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1880, pag. 249.
 — Über das Vorkommen von Olivingesteinen in Südtirol. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1880, pag. 250.
 — Neue Daten über das Vorkommen von Olivingesteinen im Sulzberg-Ultentaler Gebirgszug. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1881, pag. 296.
 G. Stache u. C. John, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Cevedalegebiet. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1879.
 G. B. Trener, Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1906, pag. 405 u. ff.
 P. Termier, Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. *Bulletin d. l. soc. geol. de France.* 4. Serie, Bd. V, 1905.

Vom Tonalepaß zum Passo croce domini (Adamellogruppe).

Von den Bergen, welche die breite Paßsenke des Tonale südwärts einschließen bis zum Passo croce domini breitet sich im Querschnitt als ein bedeutendes Glied in der Reihe der durchschnittenen Gebirgszonen die Eruptivmasse des Adamello aus; es kann nicht die Aufgabe dieses Begleittextes sein, Umfang, Beschaffenheit und Mechanik dieser gewaltigen Tonalitmasse ausführlich darzulegen, sondern es sei diesbezüglich auf die großangelegte, eingehende Monographie verwiesen, welche W. Salomon unter dem Titel: „Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für den Ge-

birgsbau und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen“ in der Abhandl. der k. k. geol. R.-A. 1908—1910, Bd. XXI herausgegeben hat sowie auf die Arbeiten Dr. G. B. Trener's. Erstere enthält auch ein vollständiges Verzeichnis der Literatur dieses Abschnittes, weshalb von einer besonderen Aufzählung dieser Art bei diesem Kapitel abgesehen werden kann. Hier soll nur ein kurzer Überblick über die Adamello- und die Judikarienlinie entworfen und einige Bemerkungen über die umgebenden Regionen kristalliner Schiefer geäußert werden.

Die aus dem von Rath als Tonalit benannten dioritisch-granitischen Eruptivgestein bestehende Adamello- und die Judikarienlinie grenzt sich im Norden durch eine dem Schichtstreichen folgende Linie vom Monte Avio ober Edolo im Oglialtal bis zu den nordöstlichsten Ausläufern der Presanellakette ab, ihr Ostrand begleitet die Judikarienlinie, zuerst unmittelbar von ihr gebildet, gegen Süden immer mehr von ihr zurückweichend; im Westen buchtet sich die Tonalitmasse im Val Savio tief ein und wird durch diese Einschnürung in einen weit größeren nördlichen Teil: den Adamellostock und einen kleinen südlichen Teil: den Stock des Rè di castello geschieden. Der sonst richtungslos struierte Tonalit wird am Nord- und am nördlichen Teil des Ostrandes, von einer basischen Randzone von Tonalitgneis und Tonalit mit Parallelstruktur umsäumt.

Die Form der Intrusion ist ein Mittelding zwischen Stock und Lakkolith und wird von Salomon als Ethmolit bezeichnet. Das Streichen der Schichten ist vorwiegend parallel dem Tonalitrand mit sehr steilem Einfallen der Schichten unter die Tonalitmasse hinein. Am Nordrand entspricht dies der allgemeinen Steilstellung der Schiefer, am Süd- und Südostrand nehmen die zwischen Tonalit und Judikarienlinie, beziehungsweise Trompiabruch sonst flachliegenden Schichten bei Annäherung an den Tonalitrand rasch steileres Fallen an und schießen sehr steil unter den Dolomit ein. In der Gruppe des Rè di castello und besonders deren südlichen Teil, dem Freronestock, greift die Eruptivmasse mannigfach in die Sedimenthülle ein, entsendet Apophysen in dieselbe, und andererseits sind mehrfach isolierte Reste einer Überdeckung des Tonalits mit den triadischen Sedimenten auf dem Tonalit noch erhalten, so daß Salomon eine ehemals vollständige Überdeckung der Freronegruppe durch Trias annimmt, welche erst durch die Erosion zerrissen wurde. Apophysen sind übrigens in allen Teilen des Randes zu finden, am wenigsten am Nordrand. Jene durch Fossilfunde teilweise als obertriadisch festgestellten Reste sind durch den Kontakt des Tonalits stark umgewandelt worden und geben dadurch eine untere Grenze für das Alter der Intrusion.

Im Gebiete der Cime delle Casinelle (im Verbindungsstück zwischen Adamello- und Rè di Castellostock) hat G. B. Trener¹⁾ noch die obersten Bänke des Hauptdolomits im primären Eruptivkontakt mit dem Tonalit gefunden, der Tonalit ist also jünger als Hauptdolomit.

¹⁾ G. B. Trener, Über das Alter der Adamelloeruptivmasse. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 91 u. ff.

W. Salomon schreibt der Tonalitintrusion tertiäres Alter zu; einerseits geht er dabei von der theoretischen Überlegung aus, daß alle jene längs der Judikarien- und Draulinie und innerhalb derselben auftretenden Eruptivmassen, welche er als periadriatische Massen zusammenfaßt, ungefähr gleichaltrig seien, für die dazugehörige Klausnereruptivmasse wegen ihrer Beziehungen zur Villnösserbruchlinie aber ein spätkretazisches oder postkretazisches angenommen werden muß; andererseits kommt er zu dem Schluß, daß die Intrusion gleichzeitig mit der Faltung erfolgte: gegen eine Intrusion vor der Faltung spricht die steile Aufrichtung der Schichten in den noch erhaltenen Resten der Sedimentdecke und der Mangel einer Beeinflussung der regionalen Tektonik durch die Tonalitmasse, gegen eine Intrusion nach der Alpenfaltung die Anschneidung der Intrusivmasse durch die Judikarienbruchlinie — für die Gleichzeitlichkeit die Zunahme der Faltungsintensität am Rande der Intrusionsmasse. Da die Auffaltung des Perm und der Trias in den Südalpen erst im Tertiär erfolgte, gelangt man wieder zu einem tertiären Alter der Tonalitintrusion. Salomon verweist im besonderen auch auf Apophysengänge welche gefaltete Triasbänke quer durchbrechen.

Die erstere Begründung ist nun dadurch hinfällig geworden, daß durch die Auffindung von typischen Geröllen der Cima d'Astaganitmasse in permischen Konglomeraten durch Krafft¹⁾ und Trener²⁾ sowie von charakteristischen Stücken des Iffingergranits im Kastelruther Porphyry und in Porphyrtuffen des Sarntales durch Wolff³⁾ und Sander⁴⁾ das vorpermische Alter dieser beiden Intrusivmassen so viel wie sicher ist, die Syngeneese der periadriatischen Massen also nicht weiter aufrechterhalten werden kann.

Die zweite Schlußkette Salomons ist nicht zwingend, die Deckschollen können durch die Intrusion selbst in steile Stellung gerückt worden sein, und die Beeinflussung des Faltenbaues durch die Intrusivmasse ist wohl verschieden deutbar. G. B. Trener verweist auf die schmalen, eng zusammengepreßten Sedimentzonen des Val Blumone und des Monte Gallinera, welche von Westen in die Tonalitmasse eindringen und ebensogut als tektonische Wirkung der Intrusion wie als Erzeugnisse der tertiären Alpenfaltung gedeutet werden können. Dies gilt auch für die besonderen Fälle, in welchen geradlinig verlaufende Tonalitapophysen gefalteten Muschelkalk durchkreuzen. Die angeführten Falten liegen im Gebiet des Monte Frerone, unmittelbar am Rand der Intrusivmasse, können also auch durch die Intrusion allein entstanden und durch spätere Gaugintrusionen durchbrochen worden sein. Es ist also zunächst nur das posttriadische Alter, nicht aber das tertiäre Alter nachgewiesen.

Für diese Entstehungsfragen scheinen mir die Anschauungen, welche E. Reyer⁵⁾ über den Mechanismus großer Intrusionsmassen im allgemeinen geäußert hat, sehr berücksichtigungswert zu sein,

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898.

²⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1901.

³⁾ N. J. f. Min. u. Geol. 1908.

⁴⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906.

⁵⁾ Geologische Prinzipienfragen. Leipzig 1907, Verlag Engelmann.

welche dahin gehen, daß bei derartig ausgedehnten Eruptivmassen eine Entstehung in mehrmaligen zeitlich getrennten Intrusionen (und Eruptionen) wahrscheinlich ist, wobei durch die Intrusion selbst auch Faltungen des Sedimentmantels eintreten können.

In der Adamellomasse lassen sich mehrere verschiedene Gesteinstypen voneinander unterscheiden, welche teils auf Differentiation innerhalb einer Intrusion, teils auf altersverschiedene Intrusionen zurückgeführt werden können. Bereits Teller hat eine saure Fazies in der engeren Adamellogruppe gegenüber den basischen Randzonen und der *Rè di Castellomasse* in seiner Karte ausgeschieden und die Untersuchungen von Salomon und Trener haben ein genaues Bild der vielfachen Differenzierungen geschaffen. Nach Trener¹⁾ ist die Granodioritmasse des Corno alto (= Sabbionediorit Salomons) als ältester Teil des ganzen Intrusionsgebietes anzusehen. Ihr folgen in der zeitlichen Reihenfolge gemischte Gänge eines Hornblendegesteins, dann der *Rè di Castellotonalit* und weiterhin jüngere Granitintrusionen an der Ostseite der Adamellogruppe; über das Alter des Adamellotonalites im engeren Sinne hat sich Trener sein Urteil bis zum Abschluß der weiteren Aufnahmen vorbehalten. Salomon sieht innerhalb der Adamellomasse die Schlierenknödel (Lazerations-sphäroide Salomons) als Reste einer ältesten Erstarrungsdecke des Magmas am Urort an. Den ältesten Teil der Intrusion bildet dann der Biancotonalit, ihm folgen im Alter die „gewöhnlichen“ Tonalitvarietäten (Kerntonalit, saure Randfazies, pyroxenführender Tonalit), dann der Apophysentonalit und zuletzt die Aplite, Pegmatite und der größte Teil der Porphyrite.

Die Feststellung derartiger Altersunterschiede innerhalb der einzelnen Gesteinsarten des Adamellointrusionsgebietes spricht zugunsten der genannten Reyenschen Auffassung und läßt eine Lösung der Altersfrage in dem Sinne als möglich erscheinen, daß die Intrusion weder ganz tertiär noch ganz vortertiär war, sondern sich über weite Zeiträume, mindestens mit Hauptdolomitalter beginnend, verteilen. (An den Cime Casinelle steht sowohl der *Rè di Castello-* als der *Adamellotonalit* im engeren Sinne im primären Kontakt mit Hauptdolomit.)

Die Breite der Kontaktzone wird von Salomon mit 2 *km* im Höchstmaß angegeben; Trener fand am Nordrand als größte Breite der Kontaktzone in den kristallinen Schiefen 0.75 *km*. Nach seinen Untersuchungen in Judikarien, zufolge freundlicher mündlicher Mitteilungen, ist aber auch dort die von Salomon angegebene Erstreckung der Kontaktzone auf die lokalen Kontaktwirkungen einzelner Gänge zurückzuführen und Trener mißt auch dort der Kontaktzone nur eine Breite von höchstens 1 *km* zu.

Wenn man dem den gewaltigen Umfang der Tonalitmasse gegenüberstellt (Länge Frerone—Meledriotal ungefähr 50 *km*, Breite 7—20 *km*), so ist die geringe Breite des Kontakthofes bemerkenswert im Hinblick auf die Weitwirkung, welche Weinschenk bei seiner Theorie der

¹⁾ G. B. Trener, Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Cornoalto-eruptivmasse. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 373.

Piezo-Kontaktmetamorphose den zur Erklärung herangezogenen und oft sehr weit entfernten Eruptivmassen zuschreiben zu dürfen glaubt.

Zahlreiche porphyritische Gänge begleiten den Tonalit und sind in der Kontaktzone besonders häufig. Außerdem setzen auch Pegmatitgänge im Tonalit und außerhalb desselben auf. Die Pegmatitgänge im Tonalit sind insofern von Bedeutung, daß dieselben, da sie offenbar jünger als der Tonalit sind, auf ein tertiäres oder kretazisches Alter dieser Pegmatite hinweisen. Wahrscheinlich sind also diese Pegmatite und jene der Ortleralpen, besonders des Martelltales, verschiedenen Alters, nachdem die Durchbrechung eines dieser Pegmatitgänge durch den Tonalitporphyrit (Töllit) an der Töll bei Meran aus der Gangfolge des Iffingertonalits für ein höheres Alter der Ortlerpegmatite spricht. (Auch Salomon hält die Adamellopegmatite für eine gesonderte Gruppe gegenüber jenen nördlich des Tonale.)

Im Norden, Osten und teilweise auch im Westen umschließen kristalline Schiefer den Tonalit und sind in den Randzonen durch diesen kontaktmetamorph geworden.

Am Nordrand, im Sulzberg und im obersten Oglialtal besteht dieser Schiefermantel aus Phylliten: Quarzlagenphyllite und gemeine Phyllite. Verschiedene für die Phyllite der südlichen Ortlergruppe charakteristische Ausbildungen und Beimengungen kehren hier wieder: Übergänge in Quarzite und in Glimmerschiefer, beziehungsweise Phyllitgneis, wie solche Übergänge in der Basis des Phyllits der Ortlergruppe auftreten, ein fleckenweise stark hervortretender Granatgehalt (ohne bestimmtes Niveau), Feldspatphyllite, ähnlich denen im Val Zebro und bei Bormio, ferner die von Salomon als Colmit bezeichneten granulitähnlichen Quarzfeldspatgesteine, welche sowohl in den unteren Lagen der Phyllite des Ortlerhauptkammes als auch in der Pejoserie sich vorfinden.

Eine dem Ortlergebiet fremde Ausbildung sind nur die kohlenstoffreichen Phyllite, welche lagenweise und ohne scharfe Abgrenzung in die gewöhnlichen Phyllite an vielen Stellen eingeschaltet sind. Nach der Bestimmung von G. B. Trener ist der Kohlenstoff als amorpher Kohlenstoff in feinsten Verteilung im Gestein enthalten. An der Grenze der Kohlenstoffphyllite gegen den Augengneis von Stavel steht ein schwärzliches dichtes Gestein an, das große Ähnlichkeit mit den Grauwacken der Pejoserie besitzt, wenn auch hier der primär klastische Charakter desselben nicht sicher erkennbar ist. Salomon faßt es als Reibungsbrecce auf. Dieselbe Folge phyllitischer Schiefer erfüllen auch die weite Einbuchtung der Tonalitmasse im Val Saviore, hier noch von permischen Sandsteinen, teilweise auch von Trias überlagert. Wie diese hier von den Permsandsteinen werden die Phyllite des Ortler vom Verrucano transgrediert.

An der Ostseite der Adamellomasse verbreitet sich eine Schieferserie, welche im ganzen einen höheren Grad der Metamorphose zur Schau trägt, da sie sich hauptsächlich aus Glimmerschiefer (zweigliedrig und Muskovitglimmerschiefer), Phyllitgneis, Muskovitgneis und Übergangsgesteinen zu Phyllit zusammensetzt. Hier tritt auch häufig der Colmit auf, seltener Edolite und Quarzite. Gesteine dieser Schichtgruppe tauchen auch bei Cedegolo unter den Phylliten auf und auch

von anderen Orten gibt Salomon eine Unterlagerung der Phyllite durch die höher metamorphen Gesteine an, für die also ein höheres Alter durchaus wahrscheinlich ist.

Wie aus der Gesteinsbezeichnung hervorgeht, entsprechen die Phyllite vollständig den Phylliten der Ortlergruppe und wurden auch schon von Stache diesen gleichgestellt, während die zweite Schichtfolge die Schieferarten der Phyllitgneise Staches umfaßt. Salomon benennt erstere Edoloschiefer, letztere Rendenaschiefer — nach den Orten ihrer stärksten Ausbreitung — da er sie trotz von ihm bestätigter petrographischer Gleichheit nicht ohne weiteres gleichstellen will, nachdem dieselben in zwei „tektonisch einander ganz fremden Gebirgstellen“ liegen. Es scheint mir, daß hier ein Kreis schluß vorliegt. Die Phyllite diesseits und jenseits der „Tonalelinie“ können nicht gleichgestellt werden, weil diese Linie sie verschiedenen Alpentteilen zuweist und diese Verschiedenheit der Schichten ist dann wieder ein wichtiges Argument für das Bestehen der Tonalelinie.

Der Nachweis der Tonalelinie an der Nordseite der Presanellakette erscheint schon von vornherein aussichtslos, wenn man bedenkt, daß diese Verwerfung parallel dem Streichen in nahezu saiger stehenden kristallinen Schiefeln verlaufen soll. Der Wechsel von gneisigen Gesteinen nördlich der angenommenen Linie zu phyllitischen südlich derselben, kann ohne Hindernis als normale Schichtfolge aufgefaßt werden, wofür das Auftreten von Quarziten an der Grenze spricht; tatsächlich treten auch schon nördlich der von Salomon als Verwerfung angesprochenen Linie Phyllite auf, welche in die Gneise übergehen. G. B. Trener hat die Gründe, welche für und wider eine Verwerfung im Presanellagebiet sprechen, eingehend auseinandergesetzt und kommt zum Schlusse, daß kein Argument zur Annahme einer Verwerfung zwingt, allerdings auch kein strenger Beweis für das Nichtvorhandensein gegeben werden kann. Das von Salomon als Reibungsbreccie gedeutete Gestein ist petrographisch identisch mit Grauwacken aus der Pejoserie. Festgestellt kann nur werden, daß eine Pressungszone dem Val Vermigliana entlaug streicht innerhalb eines die normale Schichtfolge von den Gneisen zu den Phylliten darstellenden Schichtkomplexes. „Die weit größere Wahrscheinlichkeit spricht vorläufig gegen die Existenz einer Bruchlinie“ (Trenner).

Für das Veltlin gibt Stella ebenfalls einen allmählichen Übergang der in der westlichen Fortsetzung der „Edoloschiefer“ liegenden kristallinen Schiefer (Filladi, gneis chiari, quarziti etc.) in Gesteine der „Tonaleschiefer“ (micascisti grigi, gneis scuri) an¹⁾. Desgleichen wurde der Mangel einer solchen Abgrenzung bereits im früheren Abschnitt für das Seengebiet angeführt.

Wir sehen also, daß einerseits die gleichen Gruppen der kristallinen Schiefer — die Phyllitgneise und die Phyllite — sich von den Ortleralpen südlich bis an die Bergamaskeralpen und die Adamello-

¹⁾ Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche sul versante meridionale delle Alpi Centrali. Bolletino d. C. G. 1894.

Stella betont die petrographische Gleichheit der Phyllite von Valcamonica mit denen von Nordtirol (Quarzphyllit südlich Innsbruck).

gruppe in gleicher Ausbildung ausbreiten, daß anderseits, da eine Verschiedenheit der Schichten beiderseits der Salomonschen Tonalelinie fehlt, aber auch die örtlichen Verhältnisse die Annahme einer Verwerfung als sehr unwahrscheinlich erscheinen lassen — daß anderseits keine Umstände für die Existenz einer Störungslinie von so allgemein alpiner Bedeutung an dieser Stelle sprechen — mit anderen Worten: die zentrale Alpenkette und die als Dinariden bezeichneten Gebirgsketten stehen an der Tiefenlinie Veltlin—Aprica—Tonalepaß—Sulzberg in unlöslichem Zusammenhang, sie bilden eine geschlossene Gebirgsmasse.

Die Schichtentafel zwischen der Adamellomasse und der Trompialinie.

Der Tonalitmasse des Rè di castello ist im Süden ein Bergland vorgelagert, welches durch seinen geologischen Bau den Alpenzonen, welche der Querschnitt vorher und nachher durchschneidet, als eine durchaus eigenartige Erscheinung gegenübersteht. Blickt man von einer der begrünten Kuppen südlich des Passes Croce domini über das Val Caffaro und seine Höhenrücken oder hinüber zum Kamm des Monte Colombine, so sieht man die oft bunt gefärbten Schichtbänder in einem wenig von den Höhenlinien der Karte abweichenden Verlauf durch Berg und Tal hinziehen — das Bild eines von der Erosion tief zerschnittenen Tafellandes. So wie südlich der Granitnarbe Meran—Franzensfeste—Bruneck auf der Porphyrtafel von Bozen die triadischen Ablagerungen in flacher Ausbreitung ein von Brüchen durchschnittenen Plateauland bilden, wiederholt sich hier dieselbe Schichtfolge in derselben Lagerungsweise. Hier wie dort überdecken Porphyrröme das aus zusammengefalteten kristallinen Schieferen, besonders Phylliten bestehende ältere Grundgebirge und über ihnen häufen sich die terrestren oder küstennahen Ablagerungen am Übergang vom Perm zur Trias in mächtigen, flachliegenden Schichtenmassen auf und werden von den Resten der marinen Trias überdeckt. Während wir dort aber südlich der Judikarien-Draulinie, also in dem als Dinariden bezeichneten Alpenteil stehen, bildet hier die Judikarien-, beziehungsweise die Trompialinie den Süd- und Ostrand und die in Bau und Fazies den Südtiroler Dolomiten entsprechenden permotriadischen Schichten, transgredieren im Camonica-tal über den südlichsten Ausläufern der ostalpinen Zentralzone kristalliner Schiefer, welche mit nördlicher gelegenen Teilen der Zone des Veltlin und diese wieder mit den Ortler- und Öztaleralpen in einem Zusammenhang stehen, der durch keine umfassende tektonische Scheidungslinie, wie sie die Judikarienlinie ist, unterbrochen ist. Alpen und Dinariden ermangeln im Valcamonica einer Trennungslinie.

Die kristalline Basis der Schichttafel zwischen Tonalitmasse und Trompialinie ist der schon von den ersten geologischen Kundschaftern als bedeutsam hervorgehobene Zug kristalliner Schiefer, welcher von Artogne—Darfo im Tal des Oglio an der Südseite des Mufetto-Colombinekamms sich bis Bagolino im Caffarotal erstreckt. Der Schiefer

schwankt in seiner Gesteinstracht zwischen Phyllit und Glimmerschiefer und entspricht völlig den Schiefen aus der Umrandung der Adamellomasse, besonders Salomons Edoloschiefern.

An der oberen Grenze derselben, nahe unter dem Porphyry, beobachtete schon E. Suess die Einschaltung eines Gneislagers, das er mit dem in den Erzbauen von Arnaldo (bei Bovegno) auftretenden Granit gleichstellte und dessen später auch Gumbel und andere Beobachter erwähnen. Salomon bestimmte das Gestein als metamorphen Quarzglimmerdiorit. Dasselbe Lager setzt sich gegen Osten über den Kamm zwischen Trompia- und Caffarotal fort und liegt im Val Dasdana und dem untersten Teil der Val Vaja in größerer Mächtigkeit als zweiglimmeriger, stellenweise hornblendeführender Orthogneis, unmittelbar unter dem Grenzporphyry, wie dies auf dem Profil zum Ausdruck kommt.

Die Reihe der jüngeren Ablagerungen eröffnet dann ein starkes Lager von Quarzporphyry, welches unmittelbar dem gefalteten und abradierten kristallinen Schiefen aufruht. Im Dasdanatal ist die bedeutende Differenz des Fallwinkels von Gneis und Porphyrylager wohl als Ablagerungsdiskordanz zu verstehen. Diese Quarzporphyrydecke ist vom Muffetto über Val Caffaro bis Lodrone am Chiese zu verfolgen und entspricht in ihrer Lage den unteren Strömen des Bozener Quarzporphyrys. Daß es sich um ein ausgedehntes Lager und nicht um Gänge oder Stöcke von jüngerem Alter als die Walchieschiefer handelt, wie Curioni und Lepsius es deuteten, geht, aus den schon von E. Suess, Gumbel und späteren Beobachtern festgestellten Vorkommen von Porphyrygeröllen in diesen Schiefen hervor und erhellt auch aus den Lagerungsverhältnissen, die an dem tiefen Taleinschnitt des Caffaro und seiner Seitentäler klar ersichtlich sind.

Das Val Vaja, in dessen Bereich unser Querschnitt diese Alpenzone durchschneidet, bietet ein vorzügliches Profil der über dem Quarzporphyry folgenden Ablagerungen. Steile Talstufen von Wasserfällen überwölbt, wechseln in rascher Folge übereinander mit kleinen Talweitungen, den Wechsel der Gesteinsarten abbildend, während ober der Holzgrenze die dürftigen Alpenmatten allenthalben den Felsgrund hervorschauen lassen. Man steigt oberhalb des Quarzporphyrys, der den Talausgang abriegelt, über eine Folge von grünen, gelbbraunverwitternden, dichten Schiefen; darüber lagern sandige Quarzite und Grauwacken und dickbankige graue Quarzite; dann schaltet sich ober Casa Stablei ein starkes Lager von grobkörnigem, lichtem Porphyrtuff ein. Darüber liegen glimmerig-sandige, schwärzliche Schichten, aus denen sich in manchen tonigen Lagen rundliche, oft versteinungsähnliche Linsen und Knollen herauslösen, die wohl Curionis „frutti“ entsprechen dürften. Diese Schichten reichen bis an die Schwelle der Seemulde und enthalten in den dachschieferartigen schwarzen Platten bei der oberen Malga zahlreiche Pflanzenreste von teilweise ziemlich guter Erhaltung.

Über ihrem oberen Rande beim Lago Vaja breitet sich ein kleines Porphyrylager aus, außerdem aber sind ihnen zwischen der untersten und oberen Malga zwei kleine Lager von Porphyry und Porphyrtuff eingeschaltet.

Bei dem See steht man dann auf den untersten grobkörnigen Lagen der roten Sandsteine und Konglomerate, welche alle überragenden Höhen zusammensetzen. Sie sind reich an Geröllen fremder Gesteine. Hundert Meter über dem See, bei Casinetto Vaja (österreichische Spezialkarte), streicht durch den ganzen Talhintergrund bis gegen Pt. Setteventi hinauf ein Lager roten Quarzporphyrs, eingeschaltet in die roten Sandsteine, welche den Monte Mignolino zusammensetzen und nach N bis nahe zum Monte Rondenino reichen.

Dieselbe Schichtfolge ist weiter auseinandergezerrt und etwas weniger gut aufgeschlossen, bei der Wanderung durch das Val Caffaro zu studieren und auch schon von G ü m b e l, T a r a m e l i, B a l t z e r und anderen Autoren beschrieben worden. Der erstgenannte fand auch hier Pflanzenreste und traf (auch Curioni berichtete davon) nördlich der Talteilung Sanguinera—Caffaro beiderseits ein Porphyrlager nahe unter der Liegendgrenze des roten Sandsteins. Das große unterste Quarzporphyrlager durchquert das Haupttal bei S. Carlo. G ü m b e l gibt auch unterhalb desselben Lagen von grüngrauem Sandstein und Tuff an, was aber seither von keiner Seite eine nochmalige Bestätigung gefunden hat. Die lithologische Ausbildung der Gesteine ist die gleiche wie im Val Vaja: Feinkörnige Quarzsandsteine, Quarzite, tonig-sandige Schichten, Grauwacken und Tuffe. Stache zeichnet auf seiner Karte beiderseits des Caffaro Porphyrlager ein, eingeschaltet in die Permschichten.

Ebenso wie nach Osten, ins Caffarotal und ins Tal des Chiese, läßt sich die Schichtfolge von Vaja leicht gegen Westen verfolgen, wo in nächster Nähe das berühmte Profil des Monte Colombine dieselben Schichten wieder zeigt (siehe Profil Fig. 22). Über dem Quarzporphyr eröffnen tuffige Schichten mit Porphyrrümmern, Breccien und Konglomerate mit Porphyrgeröllen die Reihe der Schichten, über denen dann die Sandsteine und Quarzite folgen, in deren sandigen Zwischenlagen die von D. G. Brun i zuerst aufgefundene und von Geinitz bestimmte fossile Flora des Rotliegenden enthalten ist. Es ist derselbe Horizont, wie bei der Alpe Vaja. Im Hangenden an der Grenze gegen die roten Konglomerate des Gipfels liegt — über der neugebauten Fahrstraße, welche am Südhang des Gipfels eben hinleitet — ein gelblich-weißer Porphyr; E. Suess vermutet bereits das Vorhandensein von Porphyrlagern in diesem Horizont, indem er Porphyrbreccien fand. Die Gipfelfelsen bestehen aus rotem Konglomerat, welches besonders an der Nordseite des Gipfels in Menge gerundete Gerölle (bis zu Kopfgröße) von Urgebirgsgesteinen neben vielen Quarzgeröllen enthält. Wenn man über die flach gegen Norden geneigten roten Schichten ins Grignatal absteigt, sieht man bei Casa Renole Vaje (österreichische Spezialkarte) am Abfluß des Sees unter denselben die tieferen grauen Sandsteine (hier selten dürftige Pflanzenreste) wieder hervorkommen und flach zum Grignabach abschießen. Über den vom Bach gescheuerten Platten derselben erhebt sich am Nordufer als niedere Mauer wieder der Anschnitt eines wenig mächtigen Porphyrlagers, das am Talhang wieder von rotem Sandstein und Konglomerat überlagert wird. An den gegen Westen schauenden Hängen des obersten Talgrundes (Tal der Seen von Renole)

sieht man die gleichen Schichten in flachem Anstieg zum Kamm östlich des Colombine sich fortsetzen; über den niederen Sattel nördlich des Monte Dasdana dürfte ein direkter Zusammenhang der grauen Sandsteine mit denen des Colombine und von Vaja—Monte Matto bestehen.

Wie schon aus Salomons und Baltzers Schilderung bekannt, wandert man durchs Grignatal hinab gegen Prestine schier endlos immer durch den roten Sandstein und trifft bei der Mündung des Travagnolales im roten Sandstein drei Porphyrvorkommen, von denen ohne weitere Untersuchung nicht zu entscheiden ist, ob sie einem durch Störungen wiederholten Porphyrlager oder zwei oder drei getrennten angehören; jedenfalls dürften sie einen höheren Horizont einnehmen als die Lager am Colombine, vielleicht entsprechend dem ober dem Lago Vaja.

Die Mächtigkeit der grauen Sandsteine etc. vom unteren Grenzporphyrlager bis zum oberen beträgt am Monte Colombine etwa 250 *m*, im Val Vaja steigt sie sich auf 1000—1200 *m* und im Val Caffaro dürfte sie 2000 *m* erreichen oder noch überschreiten, da bis jetzt keine Zeichen größerer Störungen aus diesem Tal bekannt geworden sind; die Mächtigkeit dieser Schichten nimmt also gegen Osten beträchtlich zu, während sie gegen Westen rasch sinkt. Vom Monte Colombine gegen Westen zu verschwinden sie vollständig und es liegen die roten Konglomerate und Sandsteine auf dem Porphyr oder unmittelbar auf den kristallinen Schiefeln. Auch schon im südlichen Teil des Colombineprofils, im Val Seramando, fehlen sie.

Gümbel, Lepsius, Baltzer und auch andere Autoren trennen diese pflanzenführende Serie von den darüberfolgenden roten Sandsteinen und Konglomeraten, dem Grödner Sandstein, beziehungsweise Verrucano, wie er von verschiedenen genannt wird, während Salomon den Wechsel der Farbe nur als eine zu einer solchen Trennung nicht berechtigende Faziesschwankung auffaßt. Das Übergreifen des Grödner Sandsteins über das Verbreitungsgebiet der grauen Sandsteine sowie besonders das neuerliche Auftreten grober Konglomerate mit Gneis- und Phyllitgeröllen an der Basis des roten Sandsteins, der in diesem Gebiet stets das höhere Niveau einnimmt, scheinen mir doch eine Abtrennung zu rechtfertigen. Taramelli vermutete, daß der untere Teil der grauen Sandsteine und Grauwacken im Val Caffaro noch zum Karbon zu stellen sei.

Das Korn des Grödner Sandsteins verfeinert sich nach oben und ohne deutliche Grenze geht der Servino daraus hervor, der an dem Rondeninokamm unseres Profils kaum vom Grödner Sandstein zu unterscheiden und wohl nur sehr geringmächtig ist. Die roten Schiefertone und feinen Sandsteine wechsellagern im Hangenden mit dünnen Dolomitbänken als Übergang in den Zellendolomit. Besser ist der Servino zwischen Campolaro und Passo croce domini erschlossen, von wo ihn Salomon beschreibt. Der weite, sanft geneigte Berghang vom Rondenino bis zum Passo croce domini wird von dem Zellendolomit und der Rauhwacke überdeckt, welche nördlich des Passes die Unterlage des Muschelkalk bilden. Am Rondenino wird der Zellendolomit (Zellenkalk) noch von einem der vielen den Tonalit begleitenden Porphyr-

gänge durchstoßen, ebenso Zellenkalk und Muschelkalk am Monte Bazena.

Der Monte Bazena besteht zur Gänze aus den Schichten des unteren und oberen Muschelkalks, nördlich dessen noch ein schmales Band von stark kontaktmetamorphen Wengener Schichten und ?Esinokalk ihn vom Tonalit trennt. Die Grenze läuft über die Kuppe südlich des Monte Mattoni, an welcher die beiden das oberste Val Gera umfassenden Käme (Monte Asinino und Monte Bazena) sich vereinen und welche von Salomon Cima di Teller getauft wurde. Zwischen Muschelkalk und Reizischichten dringt am Sattel Cima di Teller—Monte Bazena ein breiter Tonalitaufbruch durch. Auf die Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse des Muschelkalks und der darüber folgenden Triasstufen gehe ich hier nicht näher ein, da ich darüber keine besonderen Untersuchungen angestellt habe, in Rücksicht auf die zahlreichen trefflichen Arbeiten, welche über dieses Thema schon vorliegen, abgesehen davon, daß stratigraphische Forschungen nicht der Zweck dieses Querschnittes sind.

Es wurde oben als bestimmend für das Landschaftsbild die flache Lagerung der Schichtung bereits hervorgehoben. Die kristallinen Schiefer zwischen Val Dasdana und dem Manivasattel neigen sich zu einer großen flachen Mulde der Mitte zwischen beiden Grenzen zu, woran sich nahe dem Dasdanatal noch eine steilere und schmalere Antiklinalzone angliedert; auch in unmittelbarer Nähe der Trompia-linie sind die Phyllitglimmerschiefer steiler aufgerichtet, vorwiegend mit Nordfallen, wobei jedoch am Rande einer solchen Störungslinie viele Unregelmäßigkeiten und Quetschungen fast selbstverständlich sind; im kleinen sind alle Schiefer noch außerdem wellig gefältelt; in dem zwischen Bruchlinien eingeklemmten Streifen im unteren Seramandotal sind sie heftig zusammengedrückt und gefaltet, wie dies schon E. S u e s s in seinem Profil zum Ausdruck gebracht hat. Der Hauptstock der Schiefer, der die Unterlage des Perm bildet, ist aber wieder sehr flach gelagert, wie an dem eingelagerten Gneis sichtbar wird, bei lebhafter Kleinfältelung.

Auf einer flachliegenden, gegen N geneigten Abrasionsfläche breitet sich darüber der Porphy aus und die permischen Schichten. Mit geringer Neigung senken sie sich dem Tonalit zu. Am Passo croce domini steigert sich rasch die Nordneigung der Schichten — vielleicht schneidet hier auch eine untergeordnete Störung durch (siehe Salomons Beschreibung). Die Triassedimente schießen steil unter den Tonalit ein und zeigen in dieser Randzone stellenweise starke Faltungen, die wohl mit dem Intrusionsvorgang in Zusammenhang gebracht werden dürfen.

Im Osten biegt sich nach den Profilen Bittners der Rand der Schichttafel in der Nähe der Judikarielinie rasch gegen diese herab. Gegen Westen beginnt die Schichttafel im unteren Valcamonica sich in starke Wellen aufzuwerfen, von Brüchen durchschnitten.

Nach der Darstellung Salomons sind die Sedimente im Umkreis des Tonalits nicht nur steil aufgerichtet und gefaltet, sondern werden auch von zahlreichen, verschieden orientierten Verwerfungen durchschnitten. Aber auch in dem ruhiger liegenden Teil weiter

südlich schneiden mehrfach Verwerfungen durch, welche, soweit sie mir bekannt wurden, alle eine zwischen NW—SO und NO—SW schwankende, vorwiegend nordsüdliche Richtung einhalten.

Eine auffällige Verwerfung schneidet im Val Vaja von C. Fondo aufwärts in NNW-Richtung etwa 1 km weit durch, wobei der östliche Flügel gesenkt ist. Ein Quarzgang, der mauerartig aus dem Alpboden herauswittert, bezeichnet teilweise seinen Verlauf. Zwischen Monte Colombine und Ipoferato gibt E. Suess einen ungefähr NS streichenden Bruch an, ebenfalls mit Senkung des Ostflügels. Aus der Umgebung von Collio beschreibt Cacciamali mehrere NW—SO streichende Verwerfungen mit denen die Richtung eines Teiles der Erzgänge dieses ehemals eifrig bearbeiteten Spateisensteinreviers übereinstimmt. E. Suess stellte zwei hauptsächliche Erzstreichen fest: eines in NS-Richtung, welches den genannten Brüchen entspricht und ein zweites in OW-Richtung, also parallel zu dem Trompiabruch. Mit diesen Brüchen ist wahrscheinlich auch das Auftreten mehrfacher Porphyritdurchbrüche in der Gegend von Collio in Verbindung zu bringen.

Sicher wird eine genauere Durchsuchung der geologisch noch wenig genau erforschten Permzone zwischen Judikarien und dem Camonicatal noch eine Menge weiterer Bruchlinien aufdecken, ähnlich wie es Tilmanns Untersuchung im Südosten des Gebietes ergeben hat. Dagegen scheinen mir für das Vorhandensein von Schuppenstruktur in diesem Gebiet keine Anzeichen vorhanden zu sein.

Den Südrand der in diesem Abschnitt behandelten Zone bildet eine Störungslinie, welche schon lange unter dem Namen Trompialinie bekannt ist. Die älteren Autoren — es genügt, hier E. Suess, Lepsius und Bittner zu nennen — sahen in derselben durchweg eine saiger stehende Verwerfung und zeichneten sie auch dergestalt in ihre Profile ein. Baltzer aber beschrieb diese Dislokation 1901 als eine gegen Süden gerichtete flache Überschiebung, an welcher der serizitische Gneis und Phyllit mit dem darüberlastenden Perm des Muffetto-Colombinekammes um 2—6 km über das südlich angrenzende Triasgebirge vorgeschoben wurden und benannte sie cammunische Überschiebung. In einer kürzlich¹⁾ erschienenen Notiz schränkt Baltzer diese Ausführungen insofern ein, als er das Überschiebungsprofil „als solches nur mit Vorbehalt und als eine hypothetische Konstruktion aufrechterhalten“ will. Möglicherweise sei statt Überschiebung liegende Faltung am Südrande anzunehmen. Neuerdings hat N. Tilmann auf Grund seiner Untersuchungen im Val Trompia und Valcamonica sich gegen die Auffassung als Überschiebung und zugunsten der älteren Anschauung ausgesprochen. Meine Exkursionen in demselben Gebiet und im Val Caffaro haben mich zum gleichen Schlusse geführt.

Im Val Caffaro tritt bei Bagolino der Charakter der Störungslinie im Landschaftsbilde augenfällig in die Erscheinung: wir sehen gegenüber Bagolino die schroffen kahlen Triaskalkfelsen des Dosso

¹⁾ Bemerkungen und Korrekturen zum geologischen Kärtchen der Umgebungen des Iseo-sees und zu den Überschiebungen zwischen Camonica- und Chiesetal. Zentralbl. f. M., G. u. P. 1909, Nr. 5.

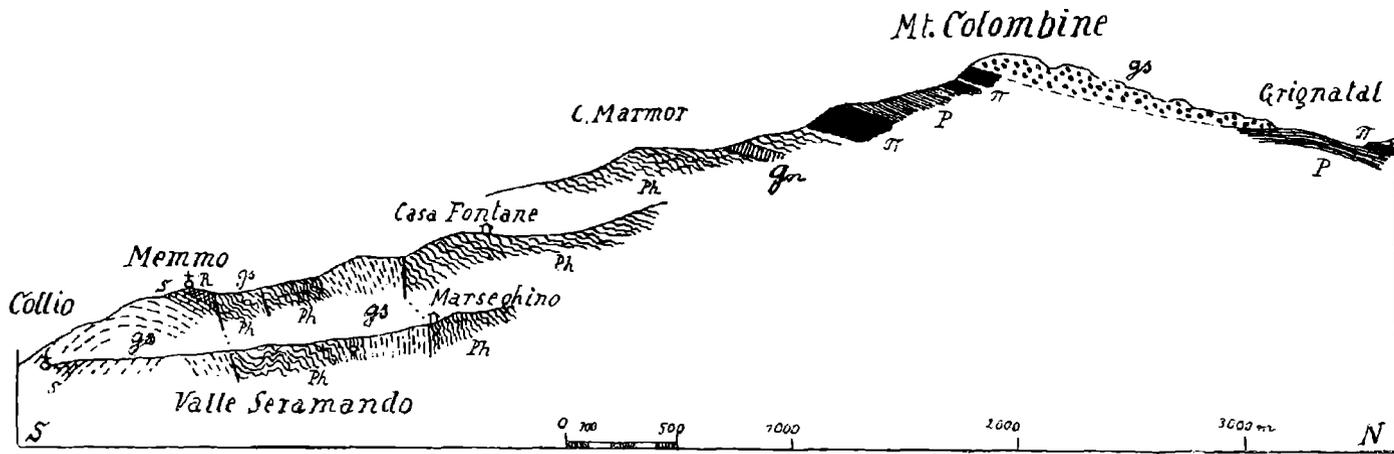
alto senkrecht aufragen und daneben an einer vom Manivapaß bis Bagolino, gerade herablaufenden Grenze die weichgeformten und prächtig bewachsenen Hänge des Glimmerschiefers daran anstoßen. Die Bruchlinie streicht vom Manivapaß gerade OW nach Bagolino und über dieses hinaus immer in der gleichen Richtung über Berg und Tal nach Lodrone. Aufschlüsse des Glimmerschiefers sind bis ungefähr zur Isohyse 1000 herab am Rio Maniva vorhanden, in den tieferen Gehängen fehlen Aufschlüsse derselben, bei Selva setzt der südliche Flügel mit einem Streifen permischer Sandsteine ein, dem gleich Werfener Schichten und Muschelkalk südwärts folgen. Am Rio Dardana sind Aufschlüsse der kristallinen Schiefer noch tiefer herab gegen den Caffaro vorhanden. Der ganze Abhang des Manivakammes zwischen Rio Maniva und S. Carlo besteht also bis zum Caffaro herab aus Gneis und Glimmerschiefer (beziehungsweise Phyllit). Läge hier eine Überschiebung vor, so müßte sich die Trias des Dosso alto an den unteren Hängen östlich des Maniva weit nach Bagolino hinein verfolgen lassen — tatsächlich läuft die Grenze beider Gesteine aber unbeirrt von dem tiefen Taleinschnitt des Caffaro geradeaus nach Osten.

Vom Collio bis Pezzaze (Avano) hat Tilmann Verlauf und Stellung der Bruchlinie beschrieben und ich kann für das Gebiet von Collio und zwischen Bovegno und Pezzaze, welche Gebiete ich daraufhin genauer besichtigte, seine Angaben vollends bestätigen. Auf dem beigegebenen Profil sind die Lagerungsverhältnisse bei Collio ersichtlich. Der Hauptbruch streicht auch hier ohne Ablenkung der Schnittlinie über Berg und Tal in ONO-Richtung und fällt sehr steil gegen N ein. Er wird hier von einem parallelen Bruch bei Memmo begleitet. Zwischen beiden Brüchen ist eine Scholle von Phyllit und Permsandstein eingesunken und südlich stößt daran die Antiklinale von Perm (und Trias) zwischen der Mella und Memmo. Auf dem Profil von E. Suess sind diese Lagerungsverhältnisse für das Val Seramando bereits klar ersichtlich. Eine Überlagerung von rotem Sandstein durch die Gneise und Phyllite, wie sie Baltzer in seinem Profil von Memmo—Sette crocette zeichnet, ist keineswegs vorhanden.

Zwischen dem Meolatal und Avano schneidet der Bruch in NO-Richtung senkrecht durch; das Aneinanderstoßen des Glimmerschiefers mit dem Grödner Sandstein ist über den dazwischenliegenden Höhenrücken gut zu verfolgen, beide sind an der Bruchlinie steil gestellt, das Fallen des Glimmerschiefers verflacht sich weiter entfernt davon — ganz ähnlich wie im Seramandotal. Im Meolatal sowie am Weg von Pezzaze zum Colle S. Zeno sind alte Baue auf Eisenspat an der Grenze beider Gesteine.

Desgleichen muß ich mich Tilmanns Einwänden gegen die Überschiebungsannahme für das Gebiet zwischen dem Trobiolograben und Artogne im Valcamonica anschließen. Die Grenze von kristallinem Schiefer und rotem Sandstein, beziehungsweise Konglomerat streicht von Foppella (am Kamm zwischen Colle S. Zeno und Dosso Pedalto) geradeaus gegen NW, überquert in gleich geradem Verlauf den zum Dosso Pedona ziehenden Kamm und senkt sich bis tief unter die tiefstehenden Hütten von Zoncane im Trobiolotal hinab (bis 700 m?, beträchtlich tiefer als auf Baltzers Karte), wendet

Fig. 22.



gn = Gneis. — Ph = Phyllit. — π = Porphyr. P = Permokarbon. — gs = Grödener Sandstein.
 s = Servino. — R = Rauhacke.

sich dann plötzlich gegen N, steigt hinauf bis ungefähr 1400 *m* östlich von Casa di Tetto und senkt sich jenseits bis in den untersten Teil der Schlucht des Val Palotto (bei 600 *m*), denn die untere Grenze des Kristallinen (hier Feldspatphyllit) liegt hier nicht wie Baltzer's Karte angibt, an der Talteilung unter Pendese, sondern dieses reicht noch bis S. Pietro ober Solato hinaus, sinkt also bis mindestens 500 *m* herab, um dann wieder neuerdings etwas anzusteigen — dem Bergrücken entsprechend — bevor sie sich gegen Artogne hinabsenkt. Man müßte also die gewiß unwahrscheinliche Annahme machen, daß die Überschiebungsfäche ganz gleich gewellt ist wie das jetzige Bergrelief. An der Südgrenze zwischen Fopella und dem Trobiolo müßte die Grenzfläche auch jedenfalls eine senkrechte oder doch sehr steile Stellung einnehmen, da sonst die darüber aufragenden steilen Hänge und Wände des Guglielmo aus den Gesteinen der Schubmasse bestehen müßten, nicht aber aus den überschobenen Triasgesteinen, welche dort anstehen. In den obersten Teil des Trobiolograbens ist auch die Nebeneinanderordnung von Perm-Triasfolge auf dem Südufer und der Glimmerschiefer auf dem Nordufer ganz gut zu sehen. Die kristallinen Schiefer setzen sich nicht unter die Sandsteine hinein fort, sondern stoßen daran ab.

Die Frage, ob die Schwenkung der Bruchlinie in die NS-Richtung durch einen jüngeren Querbruch verursacht wird, oder durch eine Richtungsänderung der Trompialinie selbst, beantwortet Tilmann dahin, daß das letztere statt hat. Es steht dies in Übereinstimmung damit, daß das Streichen der Triasschichten am Westabfall des Guglielmo ebenfalls gegen N umbiegt und westlich des Oglia bei Lovere und Volpino auch diese Richtung beibehält. Verbunden damit ist ein Absinken der Schichten gegen den Iseosec. Eine Fortsetzung der Bruchlinie über das Trobiolotal in südlicher Richtung hinaus ist am Kamm des Guglielmo nicht zu beobachten. Dagegen sind wohl Andeutungen einer Fortsetzung der Trompialinie dem Trobiolotal entlang vorhanden. Wie schon Baltzer und Salomon annehmen, setzt bei Grignaghe eine dem Schichtstreichen parallele Verwerfung durch; während an der linken Talseite die Gipsmergel und Rauhacken und darunter der Servino mit den Spateisenstein-Barytlagern tief unten am Bach liegen mit flachem SO-Fallen, reicht der Servino an der rechten Talseite hoch hinauf und fällt flach gegen NO. Die Baryt-Eisenspatlager sind zwischen Pontasio und Grignaghe aufgeschlossen und erst oberhalb Grignaghe tritt die darüberliegende Rauhacke zutage. Es scheint demnach der Taltiefe eine Verwerfung mit Absinken des Südfügels entlang zu laufen. Ebenso setzt aber auch zwischen den Rauhacken und dem Servino von Grignaghe und den südlich folgenden, steil N fallenden roten Sandsteinen sehr wahrscheinlich ein Längsbruch durch. Die Scholle von Grignaghe wird im oberen Trobiolotal, wie schon Baltzer auf seiner Karte angibt, von einer NNO streichenden Verwerfung abgeschnitten, an welcher der Servino von Grignaghe gegen roten Sandstein abstoßt. Da auch der Querbruch, welchen Tilmann im obersten Val delle Selle beobachtete, die Trompialinie nicht verwirft, so scheint ein Teil der Querbrüche in diesem Gebiet gleichzeitig oder älter zu sein als der Trompiabruch.

Der Zusammenhang mit dem Wechsel des Streichens spricht für Gleichzeitigkeit.

Am Ostende der Trompialinie, im Val buona, gibt Bittner eine Durchkreuzung mit der Judikarienlinie an, indem er Brüche im Val Ampola als Fortsetzung der Trompialinie auffaßt, während die Judikarienlinie sich über den Caffaro hinaus zum Idrosee fortsetzt, in dessen Hauptdolomitregion sie dem Auge des Geologen entschwindet. Die neueren Aufnahmen Treners konnten aber erstere Annahme — mündlichen Mitteilungen Herrn Dr. G. B. Treners zufolge — nicht bestätigen.

Von der Trompialinie zur Poebene.

Dieser Teil des Querschnittes folgt genau Bittners Profil Collio—Pavone (1881), von dessen Richtigkeit ich mich auch an Ort und Stelle leicht überzeugen konnte. Es gibt ein charakteristisches Bild der südlichen lombardisch-judikarischen Faltungsregion. Neu hinzugekommen sind nur das Profil über den Dosso alto, für dessen größeren nördlichen Teil aber auch mehrere Vorlagen (Curioni, Lepsius, Fraas, Salomon) zur Verfügung standen, abgesehen von den zahlreichen Beschreibungen desselben, und das Profil über die Selva piana, das aber indirekt auch schon durch die Arbeiten Bittners gegeben war und nur an einer Stelle eine Veränderung gegenüber Bittners Angaben erfuhr.

Was schon bei der Besprechung der Trias am Rande des Adamellomassivs im vorigen Abschnitt ausgesprochen wurde, muß hier wiederholt werden: Es wird auf ein Eingehen in die Stratigraphie dieser Region vollständig verzichtet, teils, weil dies außerhalb der Ziele der Arbeit liegt, teils weil gerade über die Stratigraphie der Trias und des Jura der Südalpen so eingehende und treffliche Bearbeitungen vorhanden sind, daß es — besonders ohne eingehendste Detailstudien im Felde — bloß auf eine Wiederholung von lang Bekanntem hinaus käme.

Die Schichtenreihe reicht von den Werfener Schichten bis zum Eocän. Erstere kommen nur bei Forno d'Ono und ein paar benachbarten Orten noch ein wenig zutage. Die Triasglieder, welche hier das obere Val Sabbia beherrschend und formgebend auftreten, sind der Muschelkalk und Raibler Schichten. Ersterer tritt besonders durch die mächtigen dunklen Graciliskalke hervor, denen gegenüber der Brachiopodenkalk und die Kalke mit *Ceratites nodosus* im Hangenden infolge ihrer geringen Mächtigkeit stark zurücktreten. Ein charakteristischer Horizont sind die darüberfolgenden knolligen Kieselkalke mit Pietra verde, die Buchensteiner Schichten Bittners, Kalke mit *Protrachiceras Reitzi* bei Tilmann. Auch die darüber folgenden Wengener Daonellenschiefer und die Wengener Rifalkalke (Esinokalke) sind wenig mächtig entfaltet. Erstere sind am Dosso alto abweichend von der sonst bekannten Ausbildung als tuffig-sandige Ablagerungen entwickelt, während die im Val Ponticello und Val Dignone den Über-

gang zu den typischen Daonellenschiefern in Val Sabbia bilden. Letzterer, in wechselnder Mächtigkeit als klotziger, bald hell, bald dunkel gefärbter Kalk oft mit Evinospongienstruktur, wird in steilen Wandabsätzen oder mauerartigen Graten durch die Verwitterung hervorgehoben. Eine durchaus eigenartige Ausbildung, welche besonders den aus den Nordalpen kommenden befremdet, und gleichzeitig sehr starke Verbreitung besitzen die Schichten, welche dem Raibler Niveau entsprechen: es sind im Val Sabbia vorwiegend rot gefärbte, sandige, tuffige, mergelige und auch konglomeratische Schichten, manchmal mit Einschaltung grünlicher, gelblicher oder grauer Mergelschiefer. Im Liegenden erscheinen knollige Kalkbänke mit Fossilien dieses Horizonts, im Hangenden Gipse. Mit dem Hauptdolomit sind sie durch Übergänge verbunden. An mehreren Orten (zum Beispiel Barghe, Monte Pezzeda) beteiligen sich auch Eruptivgesteine (Diabasporphyrit nach John und melaphyrartige Gesteine nach Lepsius) an dieser Schichtgruppe.

Das Muschelkalk-, Wengener-, Raibler-Gebiet des oberen Val Sabbia umrahmt im Norden, Osten und Süden der Hauptdolomit, welcher besonders in dem Gebirge zwischen Idro- und Gardasee eine gewaltige Entfaltung gewinnt und durch den rauhen, schluchtigen Gebirgscharakter auch landschaftliche Eigenart besitzt.

Nur das südliche Ende des Profils schneidet dann noch jüngere Horizonte an. Es folgen über dem Hauptdolomit rhätische Mergel und Kalke — bei Clibbio an der Selva piana versteinierungsführend — und der von Bittner noch zum obersten Rhät gestellte Grenzdolomit, der Corna der italienischen Geologen entsprechend und von diesen zum untersten Lias gezählt. Dann tritt man in den Zug von Jura- und Kreideablagerungen ein, welcher dem Westufer des Gardasees entlang streicht und westlich Salò an der Selva piana den Chiese überschreitet. Die Kreide ist in der bekannten Form des Biancone und der Scaglia entwickelt, der obere Jura in der brescianischen Entwicklung.

Bei Prandaglio umschließt die Synklinale noch einen Rest eocäner sandiger Mergel.

Am Monte S. Bartolomeo bei Salò lagert über der Kreide transgredierend ein mariner Tegel und über ihm ein nach oben gröber werdendes Konglomerat, welches ersterer eine pliocäne Fauna enthält. Da beide als Seichtwasserbildungen 400—600 m über dem heutigen Meeresspiegel anstehen, sind sie — ebenso wie gleiche Reste weiter westlich an der Sesia — ein Zeugnis einer postpliocänen Hebung der Alpen gegenüber der gesunkenen Poebene, in der die Quartärschichten im Bohrloch von Cremona bei 200 m Tiefe noch nicht ihre Basis hatten¹⁾.

Wie schon aus der Aufzählung der Schichten, dem Fehlen älterer als triadischer Sedimente hervorgeht, ist das Land südlich der Trompia-linie bedeutend gesenkt gegenüber der hochliegenden Tafel permischer Ablagerungen im Colombinezug — dasselbe Verhältnis, wie es längs der

¹⁾ Siehe darüber Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, mit Angabe der über das Pliocän von Salò bestehenden Literatur.

Judikarienlinie zwischen dem kristallinen Westflügel und dem aus den jüngeren Schichten der Etschbucht bestehenden Ostflügel besteht. Die Zone taucht am Langensee aus der Poebene auf — hier noch nicht durch jenen Senkungsbruch vom nördlichen Gebirge abgetrennt — und streicht in ostwestlicher Richtung dem Rand der Poebene entlang bis zum Chiese; hier schwenkt sie gegen NNO ein und behält diese Richtung durch Judikarien und den Nonsberg: das Etschbuchtgebirge.

Unser Schnitt muß wegen seiner meridionalen Lage den OW streichenden Teil wählen und führt durch diesen an seinem östlichen Ende, dicht vor der Umbiegung in die judikarische Richtung.

Die Tektonik dieser Zone wird durch drei Elemente gekennzeichnet: Falten, Längs- und Querbrüche.

Die Faltung kommt besonders schön in den drei Antiklinalen zum Ausdruck, welche der Schnitt zwischen Forno d'Ono und Barghe aufdeckt, von denen die von Levranghe und jene zwischen Nozza und Barghe auch im Felde sehr augenfällig und gut zu übersehen sind, da sie von tiefen Tälern quer zum Streichen durchrissen werden. In beiden Fällen tauchen die mächtigen dunklen Kalke, der untere Muschelkalk überwölbt vom oberem Muschelkalk, und Wengener Schichten unter der umschließenden Decke von Raibler Schichten hervor. Die zwischen beiden liegende Antikline von Vestone ist kleiner und läßt im Kern nur mehr Wengener Schiefer zum Vorschein kommen. Alle drei haben das eine Merkmal gemeinsam, daß sie gegen Süden übergeneigt sind: der nördliche Schenkel ist flacher, der südliche steht saiger, wie dies besonders an dem Durchbruch des Chiese durch die Antiklinale Nozza-Barghe besonders gut ersichtlich ist. Im Scheitel der zwei großen Antiklinalen treten kleine Einmüldungen auf.

Im südlichen Teil sind es zwei Synklinalen, welche stärker hervortreten. Am Monte Casto, südlich von Pavone, ist die Corna muldenförmig gelagert — an dieser einzigen Stelle müßte eine Berichtigung gegenüber Bittners Karte eingesetzt werden, da der Monte Casto nicht aus Hauptdolomit besteht, sondern aus einem dichten, gelblichweißen bis lichtgrauen, selten rötlich gefleckten Kalk, der völlig der Corna am Rücken der Selva piana entspricht; er setzt sich auch über den Chiese nach NO fort und nimmt östlich von Pavone die Hänge ober der Straße ein, häufig in Karren verwittert, wie dies ja auch sonst für die Corna bezeichnend ist. Die andere Synklinale streicht am SO-Hang der Selva piana durch; sie umfaßt Biancone und Scaglia und in ihrer Mitte hat sich auch noch ein kleiner Rest von Eocän bei Prandaglio erhalten. Sie ist im Zug des Querschnitts stark gegen SO überkippt; gegen Vobarno zu öffnet sie sich und unter der Kreide kommt Jura und oberer Lias heraus.

Die Synklinale von Prandaglio gehört dem Streichen jungmesozoischer Gesteine an, welche das Westufer des Gardasees von Salò bis Limone bildet und nach den Beschreibungen von Bittner und Cozzaglio in intensive, gegen OSO überkippte Falten gelegt und von Überschiebungsbrüchen parallel den Falten mehrfach durchschnitten wird.

Jenseits des Chiese steht der Selva piana der Hügel Monte Covolo gegenüber; ich habe denselben nicht untersucht, sondern mich

Bittners Angaben (Karte) darüber bedient. Cozzaglio gibt aber (1891) an, daß er nicht nur aus Biancone und Scaglia, wie Bittners Karte anzeigt, bestehe, sondern ein vollständiges Profil von der Corna bis zur Scaglia (und dem Eocän des Hügellandes östlich davon) gebe mit südöstlichem Abfall der Schichten. Die tektonische Deutung Cozzaglios (als nach NW überkippte Antiklinale mit Bruchrand im NW) erscheint aber wohl sehr unwahrscheinlich, wenn auch ein Bruch im Chiesetal den Covolo von der Selva piana abtrennen mag. Auch die Bruchlinie an der NW-Seite der Selva piana fällt nach meinen Beobachtungen nicht nach SO ein und ist wohl nur eine ganz untergeordnete Verschiebung innerhalb der Schichtfolge. Gewiß ist aber, wie auch Bittner betont, und aus Cozzaglios Untersuchungen hervorgeht, der Bau des Selva pianakammes ein recht komplizierter, komplizierter als es auf dem einen Schnitt des Profils zum Ausdruck kommt.

Die Sedimentdecke zwischen Trompialinie und Poebene ist also in eine Reihe kräftiger Falten zusammengeschoben, welche OW streichen und durchweg eine gegen die Poebene gerichtete Überkipfung besitzen. Denselben Charakter der Faltung besitzt die ganze lombardisch-judikarische Faltenzone; gehen wir nach Westen, so sehen wir als Vorbild derselben am Iseosee die prächtige, weit nach S übergelegte Falte von Predore und ähnlichen Charakter besitzen die von verschiedenen Forschern (E. Philippi, C. Schmid, C. Porro und andere) veröffentlichten Profile aus dem Gebiete zwischen Iseo- und Langensee. Besonders typisch ist dieser Faltenbau aber auch im Osten erschlossen; in den Profilen Bittners aus Judikarien sind die Falten fast durchweg gegen außen, also hier gegen O oder OSO übergeneigt.

Außer den OW streichenden Hauptfalten beobachtete Philippi¹⁾ im Grignagebirge am Comersee eine schwächere Auffaltung mit NS streichenden Faltungsachsen. Sie ist jünger als die Hauptfaltung mit OW-Achse. Da die Querfalten steile Ost- und flache Westschenkel haben, schließt Philippi auf eine gegen O gerichtete Bewegung. In ähnlicher Weise konstatierte Tilmann im mittleren Val Trompia neben der NS gerichteten Hauptfaltung eine schwächere Faltung senkrecht dazu. Endlich berichtet Cacciamali für die Umgebung von Collio schwache Faltungen mit NS-Achse.

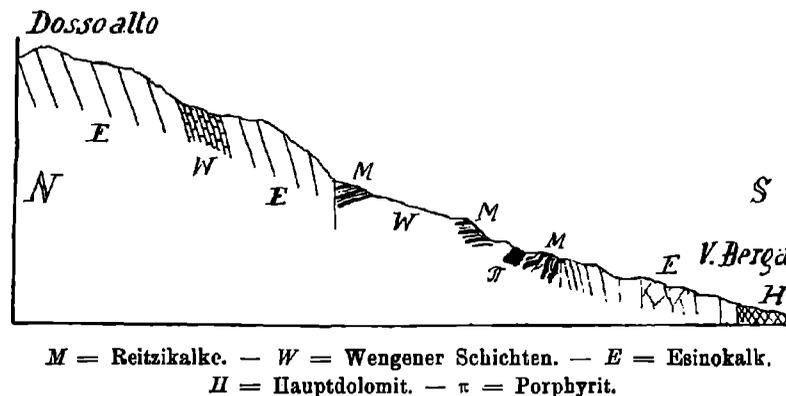
Die Muschelkalkantiklinalen unseres Profils besitzen alle eine nur geringe Erstreckung im Streichen, so daß sie auf der Karte als Ovale erscheinen. Diese Erscheinungen dürften am besten ebenfalls durch eine derartige Querfaltung zu erklären sein; jede Antiklinale des Querschnitts bildet auch in der Richtung senkrecht darauf eine solche und stellt einen nach allen Seiten abfallenden länglichen Rundbuckel dar²⁾. Zeichen ostwestlicher Gebirgsbewegungen sind auch

¹⁾ E. Philippi, Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge. Z. d. D. g. G. 1895.

²⁾ In seiner Arbeit über den Guglielmo bemerkt Tilmann, daß die Erscheinungen, welche er in der früheren Arbeit als Ergebnisse zweier aufeinander senkrechter Faltungen ansah, besser als Erscheinungen des allgemeinen Senkungsprozesses der Südalpen zu erklären seien.

aus den Südtiroler Dolomiten durch neuere Untersuchungen bekannt geworden. Ogilvie-Gordon¹⁾ beobachtete große westliche Überschiebungen am Langkofel und der Sella, Kober und Furlani haben westwärts überkippte Faltungen in den Ampezzaner Dolomiten und an der Sella festgestellt. Sie reihen sich den analogen Angaben aus den anderen Zonen der Ostalpen an und bezeugen die allseitige Verbreitung von transversalen Faltungen und Überschiebungen in den Ostalpen. Aus dem Etschbuchtgebiet sind solche Querfaltungen nicht bekannt. Hauptfaltungsrichtung und Querfaltung der südlichen Gebiete sind hier dieselben. Die einzelnen Faltenelemente erlangen eine sehr bedeutende Längenerstreckung — von Querbrüchen durchschnitten — und dementsprechend das Gebirge ausgesprochenen Kettengebirgscharakter, während im Gebiete des mittleren Val Sabbia und Trompia weniger langgestreckte Bergketten sich gebildet haben.

Fig. 23.



Nach den Profilen von Tilmann sind bei den Querfalten im mittleren Val Trompia auch, wie im Grignagebirge, die Ostflügel steiler geneigt als die Westflügel.

Die Längsbrüche nehmen fast durchweg die Form von Überschiebungen an, mit nach N abfallender Aufschiebungsfläche.

Im Bereiche des Caffarotals verläuft parallel zum Trompiabruch ein Längsbruch im oberen Val Berga. Zwischen ihm und der Trompia-linie steht die Scholle des Dozzo alto, welcher an seiner Nordabdachung das oft beschriebene Profil von den Werfener Schichten bis zum Esinokalk (Wengener Riffkalk) des Gipfels darbietet, dessen Schichten durchweg sehr steil gegen S abfallen. Weniger einfach liegen die Verhältnisse an seiner Südseite, dem Abhang gegen Val Berga, indem hier nicht die Raibler Schichten und dann der Hauptdolomit über den Esinokalk folgen, wie dies am Ausgang des Val Berga der Fall ist, sondern nochmals die grauen Sandsteine der Wengener Schichten beiderseits umgeben von Knollenkalken des Reitz-

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

horizonts auftauchen, dann zu unterst am Hang wieder der Esinokalk, der unmittelbar an den Hauptdolomit des südlichen Begrenzungskammes von Val Berga anstößt, und zwar liegt der Hauptdolomit dort flach N fallend und schießt nur nahe der Bruchgrenze steil gegen N ein, während der Esinokalk steil gegen S verflächt. Nahe unter dem Gipfel des Dosso alto steht übrigens noch ein zweitesmal eine schmale, gegen Osten auskeilende Zone von Wengener Sandstein eingeklemmt zwischen die steil S fallenden Esinokalkplatten an, einer kleinen sekundären Aufwölbung oder wohl eher einem bruchweisen Hervorstößen entsprechend.

Der Valbergabruch steht senkrecht und überschreitet am oberen Ende des Tales den Kamm gegen das Tal der Mella. Ich kenne hier die Fortsetzung nicht näher, nach Bittners Angaben treten hier in der Verlängerung des Ponticelloquerbruches sehr verwickelte Lagerungsverhältnisse ein; ich vermute aber, daß seine Fortsetzung jene Überschiebung ist, welche Bittner und Tilmann an der Nordseite des Pezzedakammes (Cima Blacca—Monte Ario) festgestellt haben. Die permischen Sandsteine bilden im Mellatal eine Antiklinale, über welcher an der Südseite, am Abhang des Pezzedakammes sich die nächstjungen Schichten bis zum Graciliskalk aufreihen und im oberen Teil eine Synklinale bilden. Diese Schichtfolge ist längs einer gegen N einfallenden Fläche auf die flachliegenden Schichten des Pezzedakammes hinaufgeschoben. Ist die Schubfläche auch meist ziemlich steil, so biegt sich (nach Tilmanns Angaben) die Schubfläche am Monte Ario doch oben ziemlich flach aus, so daß eine Überschiebung von 1.5 km zustande kommt. An der Schubfläche liegen am Monte Ario und im Val Fontanelle Fetzen von Raibler Schichten eingeklemmt zwischen überschobenem und übergeschobenem Gebirge, welche von manchen Tektonikern sonst wohl als Reste eines Mittelschenkels aufgefaßt werden dürften, doch stimme ich Tilmanns Anschauung bei, daß es sich hier um eine Bruchüberschiebung und nicht Überfaltung handle. Dieser Längsbruch wurde gegen Westen von Tilmann bis an die Mella südlich Bovegno verfolgt. Ein weiterer Längsbruch, dessen Aufdeckung wir denselben Autoren vordanken, grenzt den Pezzedakamm im Süden ab zwischen Forno d'Ono und Ombriano. Auch dieser ist eine gegen Süden ansteigende Überschiebung, an der die Scholle des Pezzedakammes auf die südlich davon liegende Antiklinale von Levranghe hinaufgeschoben ist: die Werfener Schichten als Basis der ersteren liegen auf den Raibler Schichten der letzteren. Nach Tilmanns Erforschung ist die Scholle zwischen den beiden genannten Längsüberschiebungen noch von zwei weiteren steilstehenden Längsbrüchen betroffen worden.

Ein Längsbruch schneidet auch die Synklinale von Prandaglio im NW ab und ebenso begrenzt ein solcher wahrscheinlich auch den Südostrand der Liassynklinale des Monte Casto. Auch der Bruch von Prandaglio ist etwas gegen außen (SO) überkippt.

Einen der größten Querbrüche des Gebietes stellte Bittner im Val Ponticello fest; er trennt die Hauptdolomiteinöde des Iseeseegebietes von dem Raiblerschichtenmantel der Antiklinale von Levranghe und von der Schichtfolge des Corno di Po (beziehungsweise

deren Fortsetzung). Wahrscheinlich reicht sie bis ins Val Trompia hinüber. Einen zweiten großen Querbruch fand Tilmann von Ombriano bis Valle d'Irma. Zahlreiche kleinere wurden von ihm außerdem noch festgestellt. Mindestens ein Querbruch durchschneidet auch den Zug des Selva piana. Schon im früheren Abschnitt wurde der kleinen Querbrüche in der Gegend um Collio Erwähnung getan.

Allen Querbrüchen ist die Richtung NNW—SSO gemeinsam.

Die Querbrüche sind jünger als die Längsbrüche, welche von den ersteren verworfen werden.

Es braucht kaum erwähnt zu werden, daß ganz analoge Bruchnetze die judikarischen Bergzüge durchschneiden, wo sie von Bittner in der Gaverdinagruppe festgestellt wurden. Dem Wechsel des Streichens entsprechend laufen die Querbrüche dort OW oder ONO, die Längsbrüche NNO.

Gleichartige Bruchsysteme zerteilen die Gebirge westlich der Mella, wobei auch hier die Längsbrüche als gegen S gerichtete Überschiebungen ausgebildet sind. Cacciamali beschreibt eine große, flache S-Überschiebung aus dem südlichen Teil der Guglielmogruppe zwischen Iseosee und Val Trompia; Porro berichtet von solchen aus den Bergamasker Alpen, Philippi und Benecke stellten im Grignand und Resegonegebirge, C. Schmidt in der Alta Brianza nach S gerichtete Überschiebungen an Längsbrüchen und sie durchschneidende Querbrüche fest¹⁾. Bittner hat schon 1894 eine große Anzahl von Südüberschiebungen in den Südalpen zusammengestellt.

Faßt man das tektonische Bild der südlichen Alpenzone zusammen, so ergibt sich, daß die südlichen Kalkalpen in der Art der Faltung, dem Zusammenwirken von Faltung, Längs- und Querbrüchen und Überschiebungen sowie in der nach außen gerichteten Überkippung der Falten und der Bewegung der Überschiebungen nach außen den nördlichen Kalkalpen Tirols entsprechen. Vergleicht man Profile aus dem Karwendel mit solchen von Judikarien oder den lombardischen Voralpen, so fällt die Analogie sofort in die Augen: dort sind die Überkippungen und die Überschiebungen gegen N, hier gegen S gerichtet. „Die seither gemachten Erfahrungen drängen aber zu der Vorstellung, daß diese für die Nordkalkalpen schon längst erkannte und in ihrer tektonischen Bedeutung gewürdigte charakteristische Faltenbildung in gleicher Weise auch die ganze Außenzone der Südalpen beherrscht...“, spricht Bittner bereits 1881. Auch Profile aus den nieder- und oberösterreichischen Voralpen zeigen die gleichen Bilder. Ein Unterschied ergibt sich aber, wenn man das Südende des Querschnittes mit seinem nördlichen vergleicht, mit dem Schnitte durch die Lechtaler Alpen, und dieser Unterschied ist in geringerem Maße auch schon bei den weiter östlich gelegenen Profilen der Nordkalkalpen erkenntlich; es ist der Unterschied in der Intensität der Faltung und besonders der Überschiebungen. Während wir dort Überschiebungen von vielen Kilometern Weite finden, schränken sich diese Förderungslängen hier auf ein

¹⁾ Für das Gebiet der drei Seen enthält Taramellis Schrift „I tre laghi“, Mailand, bei Artaria 1903, eine gute Übersichtskarte der Bruchlinien.

weit geringeres Maß ein, überhaupt ist die Heftigkeit der Zusammensetzung, die Dichte der Schuppenstruktur weit geringer. Es besteht also kein Unterschied in der Art, wohl aber im Ausmaß der Gebirgsbildung.

Gehen wir den Südalpen entlang gegen Osten, so kommen wir aber in Regionen, wo auch hier das Ausmaß der Horizontalbewegungen ein weit größeres wird. Kossmat hat in Krain Überschiebungen von ähnlicher Ausdehnung wie in den Nordtiroler Kalkalpen festgestellt; in einem östlichen Alpenquerschnitt würde vielleicht nach den bisherigen Kenntnissen sogar das Verhältnis von Nord- und Südalpen umgekehrt wie im vorliegenden sein; in letzteren größere Überschiebungen als in den österreichischen Nordalpen.

Mit einer „Rückfaltung“, im Gefolge des staffelweisen Absinkens in ein Senkungsfeld, können derartige Überschiebungen nicht erklärt werden. Da in Nord- und Südalpen die gleichen Faltungerscheinungen vorliegen, nur graduell abgestuft, muß ihnen beiden auch gleiche Entstehungsweise zugeschrieben werden.

Beide stehen im gleichen Verhältnis zu den Zentralalpen, denen gegenüber sie tiefer liegen und von denen sich ihre Bewegung abwendet. Ihre Gesamtheit wurde nach der Hauptalpenfaltung von einer transversal dazu wirkenden Gebirgsbewegung betroffen.

Literatur zu den zwei letzten Abschnitten.

- Baltzer A., Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. paläont. Abh. v. Dames u. Kaiser. N. F., Bd. V, Heft II, 1901.
- Bittner A., Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881.
- Nachträge zum Bericht über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883.
- Cacciarnali G. B., Studio geologico dei dintorni di Collio V. T. Comment. d. Atheneo di Brescia per anno 1903.
- Una falda di ricoprimento tra il lago d'Iseo e la Val Trompia. Bollettino d. soc. geol. italiana XXIX. Bd. 1910, pag. 240 u. ff.
- Cozzaglio, Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Valcamonica. Giorn. di Min. d. D. Sansoni Vol. V. fasc. 1.—2. Mailand 1894.
- Il bacino di Collio Guida-itinerario delle escursioni XX. Congr. geol. ital. in Brescia 1901.
- Osservazioni geologiche sulla riviera bresciana del Lago di Garda. Boll. Soc. geol. ital. X. 1891.
- Studi di geologia continentale sui laghi di Garda e Iseo. Comm. d. Atheneo di Brescia per 1900 (1902).
- Curioni G., Geologia applicata delle provincie lombarde 1877.
- Osservazione geol. sulla Val Trompia. Memm. d. R. Ist. lomb. Val XII, 1870.
- Gümbel, v. C. W., Ein Streifzug durch die Bergamasker Alpen. Sitzungsber. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss. 1880.
- Lepsius R., Das westliche Südtirol. 1878.
- Ragazzoni G., Profile geognostico del pendio meridionale delle prealpe lombarde. Comm. del Atheneo di Brescia 1875.
- Salomon W., Die Adamellogruppe I. Teil. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1908.
- Stache G., Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona und Valcamonica. Verb. d. k. k. geol. R.-A. 1879.
- Suess E., Über das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. I., Wien 1869.

Taramelli T., Spiegazione delle carta geologica della Lombardia 1890, Mailand und carta geol. d. Lomb. 1:250.000.

Tilmann N., Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Inauguraldissertation. Bonn. C. Georgi 1907.

— Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias am Monte Guglielmo. Monatsberichte der deutschen geol. Gesellschaft. Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 4.

II. Tektonische Übersicht.

Nach der Vorlage des Beobachtungsmaterials erhebt sich nunmehr die Frage nach den Bewegungen, welche aus den ursprünglich meist ziemlich ebenflächig oder regelmäßig abgelagerten Sedimenten jenes bunte, wirre Durcheinander von Gesteinslagen geschaffen haben, das wie ein wildflutender Strom über die Ufer schäumt.

Sind gesetzmäßige Ordnungen in diesem Schichtgehäufte vorhanden und wie kann man zu deren Kenntnis gelangen?

Diese Fragen sind schon unzähligemale von den Geologen im Anblick des großartigen Alpengebirges gestellt worden und gar viele Antworten wurden darauf gefunden, denn die Natur ist tiefer und reicher als jede Vorstellung.

Auch wir wollen im folgenden einige Antworten auf die zahlreich hier ertönenden Fragen geben, sind uns aber sehr wohl bewußt, wie eng begrenzt unsere Erfahrung und wie kurzsichtig unsere Einblicke in das Innere des gewaltigen Mechanismus sind, von dem uns nur ganz wenig zugänglich und offenbar gemacht wurde.

Der Weg, welcher nun hier bei der tektonischen Gesamtbeurteilung eingeschlagen werden soll, läßt sich kurz etwa folgendermaßen charakterisieren.

Da durch Faltung, so lange dieselbe nicht zu ausgedehnteren Zerreißen oder Ausquetschungen führt, keine Unklarheiten in den Bauplan getragen werden, so handelt es sich bei einer Diskussion des Querschnittes vor allem um jene Stellen, wo mehr oder weniger plötzliche Änderungen im Gefüge eintreten, also um die Kenntnis und Prüfung aller mechanischen Kontakte oder aller das Gebirge durchsetzenden Bewegungsflächen.

Es wird zuerst für jede der einigermaßen selbständigen Gebirgszonen eine Übersicht der darin nachweisbaren Bewegungsflächen, ein motorisches Inventar gegeben. Die Bewegungsflächen werden nach dem Ausmaß der an ihnen erfolgten Verschiebungen und Veränderungen auf ihre Bedeutung hin geprüft. Ist so mit Hilfe der Bewegungsflächen und der Faltungen in einer Zone eine Übersicht der wichtigsten einwirkenden Bewegungen ermöglicht, so wird zur Kombination derselben untereinander vorgeschritten. Für jede Zone wird auf Grund dieser Erfahrungen nun gewissermaßen das typische Störungsbild entworfen.

Ist dann das motorische Inventar und die Kombinatorik aller Zonen zusammengetragen, so kann an eine Kombinatorik der Zonen untereinander herangetreten werden.

Auch hier sollen wieder alle wichtigeren möglichen Verknüpfungen wenigstens in den Haupttypen einer Prüfung und Vergleichung unterworfen werden.

Aus der nunmehr schon sehr großzügigen Zusammenfassung ergaben sich dann bei noch weiterer Schematisierung endlich die Beziehungen des Alpenkörpers zu seiner Umgebung und zu seinem Untergrunde.

Der Weg, welcher hier in der Beschreibung verfolgt wird, die schrittweise immer konzentriertere und allgemeinere Zusammenfassung und Betrachtung spiegelt sich auch in den beiliegenden Zeichnungen wieder.

Ausgehend vom großen Querschnitt, werden zuerst für alle größeren und wichtigeren Zonen stark verkleinerte Skizzen gegeben, in denen nur mehr der charakterisierende geologische Inhalt erscheint. Diesen Skizzen werden im gleichen Maßstab zirka 1:230.000 schematische Zeichnungen zugesellt, auf denen die wahrscheinlichsten Kombinationen der tektonischen Elemente in Typen veranschaulicht werden sollen. Für die Prüfung der Verknüpfung der Zonen untereinander sind Zeichnungen in noch viel kleinerem Maßstabe gewählt, welche auf kleiner Fläche eine Übersicht über die ganze Alpenbreite gestatten.

Während also bei der Mitteilung des Beobachtungsmaterials auf möglichst eingehende Darstellung aller Einzelheiten Gewicht gelegt wurde, wird hier eben auf Grund dieser Kenntnisse immer mehr und mehr das unwesentliche Beiwerk fallen gelassen und so allmählich das Skelett der wichtigsten Bauträger bloßgelegt.

Mit der Verkleinerung geht Hand in Hand die leichtere Möglichkeit, die verschiedenen Verbindungen der oberflächlichen Lagerungsformen mit tieferen Zonen des Untergrundes anschaulich und begrenztbar zu machen.

Es zeigt sich in voller Deutlichkeit die Abhängigkeit der Struktur der obersten Zone von den Bewegungsvorgängen in ihrem Untergrunde.

Die Diskussion des Querschnittes kann nicht abgeschlossen werden, ohne daß noch eine Scheidung der zahlreich vorhandenen Anzeichen von ostwestlichen Bewegungen von den südnördlichen angebahnt wird.

Eine Tafel und mehrere Zeichnungen versuchen ein den heutigen Erfahrungen ungefähr entsprechendes Bild von diesen Vorgängen zu geben, auf welche zuerst Prof. Rothpletz die Aufmerksamkeit der Geologen gelenkt hat. Nach seiner Ansicht wurde das Alpengebiet zuerst in ostwestlich streichende Falten gepreßt. Dann bildeten sich große Abspaltungsflächen, längs denen nun von Osten gegen Westen weite Verschiebungen der schon gefalteten Schichtmassen eintraten. Es ist indessen nicht möglich, wie dieser Alpenforscher meint, lediglich mit ostwestlichen Verschiebungen alle Bewegungsflächen dieses Gebietes zu beleben. Es haben sicherlich schon vorher große Massentransporte entlang von ausgedehnten Schubflächen in der Richtung von Süden gegen Norden im Gefolge mächtiger Tiefenlagerungen stattgefunden.

Aus dem Studium des Querschnittes wird endlich der Begriff der „Verschluckungszonen“ abgeleitet und beim Ausbau einer neuen Alpenbauformel verwendet. Eine Skizzierung und Vergleichung der wichtigsten anderen modernen Bauformeln der Alpen beendet die Arbeit.

Die tektonische Behandlung der einzelnen Zonen ist leider durchaus nicht eine gleichwertige. Am ausführlichsten sind die Allgäu-Lechtaler Alpen beschrieben, da sich hier ein tektonisch hochinteressantes und dank der klaren Stratigraphie auch sehr durchsichtiges Gebiet dem Studium darbietet. Weit weniger genau sind die tektonischen Verhältnisse der kristallinen Zonen bekannt, in denen noch größtenteils keine sichere Schichtenordnung den tektonischen Forschungen zugrunde gelegt werden kann.

Vorland.

Die Vorlandregion besteht aus drei sehr verschiedenen Zonen, der Molasse-, Kreide- und Flyschzone.

Die Molassezone am Nordrande der Alpen besteht aus zwei verschieden gebauten Stücken, einem südlichen, meist steil aufgerichteten, gefalteten und einem nördlichen, flachlagernden. Im südlichen Abschnitt herrscht die ältere, im nördlichen die jüngere Molasse vor.

Die Molassezone besitzt dadurch, daß weder tiefgreifende Verwerfungen, Überschiebungen oder Faltungen in ihrem Innern vorkommen, eine außerordentliche Geschlossenheit ihres tektonischen Gefüges. Nirgends treten innerhalb ihres Bereiches fremde Schichtmassen zutage und nur an ihrer Südgrenze sind kleine Einschaltungen und Aufschiebungen bekannt.

Die Südgrenze der Molasse ist eine der auffallendsten und wichtigsten Grenzlinien im ganzen Alpenbau, sowohl was ihre Länge und geringe Verbiegung als auch ihre jedenfalls bedeutende Tiefenerstreckung anbelangt. Schon wegen dieser Länge und Beständigkeit muß dieselbe als Ausstrich einer sehr tiefgreifenden Bewegungsfläche bezeichnet werden. Das Einfallen ist meistens steil und alpenwärts gerichtet.

Die Molasse stellt sich als die Verschüttungsserie einer am Nordrande der Alpen hinziehenden Geosynklinale dar. Die Beiträge zu der Verschüttung sind von allen Seiten, weit überwiegend jedoch von den Alpen entsendet worden. Das beweist die Zunahme der Geröllgröße gegen Süden und vor allem die im Süden aufgestapelten ungeheuren Nagelfluhmassen.

Diese grobklastischen Ablagerungen müssen durch zahlreiche Streifen, Bänder und Fäden von Buchten, Flüssen und Bächen mit dem damaligen Alpenkörper engstens verknüpft gewesen sein. Heute sind am Nordrand oder im Innern der Alpen nur sehr spärliche Reste von Ablagerungen vorhanden, welche mit der Molasse verbunden werden können. In unserem Gebiete kann hier nur vielleicht

auf die Tertiärbucht im Unterinntal hingewiesen werden, wo M. Schlosser in seiner Arbeit (Zur Geologie des Unterinntals, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909) oligocäne molasseähnliche Ablagerungen unterschieden hat.

Die breite Zuführungszone, welche zwischen dem Molassebecken und dem Alpenkörper bestanden haben muß, ist heute also nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen. Sie muß entweder von der Erosion zerstört oder durch tektonische Bewegungen in die Tiefe gezogen worden sein. Nach dem ziemlich geradlinigen Ausstrich der Molasse-südgrenze scheint eine vorwiegend vertikale Bewegungsfäche vorzuliegen. Wenn längs derselben eine Erhebung des südlichen Alpenlandes bewerkstelligt wurde, so ist das Fehlen der Verknüpfungszone durch Abtragung wohl erklärlich.

Die Faltung der Molasse mit ihrem fein abgestuften Ausklingen gegen Norden ist wohl nur in Verbindung mit dem Vorschub der Alpen verständlich. Die enggepreßten, gleichsinnig zusammengeklappten Falten am Nordrand unseres Querschnittes stellen eine geschlossene, eng zusammengesobene, nicht tiefgreifende Faltenzone dar. Die Molasse muß hier wenigstens im Süden teilweise von ihrem Untergrund abgeschürft worden sein.

Wir sehen in der Molassezone gewissermaßen die Pufferregion der Alpenfaltung vor uns.

Arn. Heim hat in seiner Arbeit über die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge (Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Jahrgang 51, 1906) den Gedanken ausgesprochen, daß Alpen und Nagelfluhgebirge zwei unabhängig voneinander gebildete Gebirge seien, die erst in jüngster Zeit, wahrscheinlich im älteren Mittelpliocän, zusammengestoßen wurden.

In dem Gebiet unseres Querschnittes sind weder für noch gegen diese Anschauung entscheidende Beobachtungen gemacht worden.

Durch die Deutung von Arn. Heim wird aber die nur im Anschluß an den Alpenschub verständliche, stark einseitige Struktur der Molasse völlig rätselhaft gemacht.

Die südlich an die Molasse stoßende Kreidezone ist im Bereiche des Querschnittes nur ein wenig mächtiger, enggepreßter Schichtenkeil.

Während sich diese Zone gewissermaßen nur wie ein schmales Grenzgitter zwischen Molasse und Flysch noch weit gegen Osten nachweisen läßt, gewinnt dieselbe gegen Westen rasch an Breite und Bedeutung.

Schon am Grünten schwingt sie sich zu schönen, spitzbogigen Falten empor, um dann im Bregenzer Wald und im Säntis eine eigene reichbewegte Gebirgswelt zu bilden.

Wir haben in dieser Zone ein sowohl stratigraphisch wie tektonisch selbständiges und eigenartiges Gebiet vor uns. Die helvetische Kreidezone ist ebenfalls eine streng geschlossene Faltenzone, an der keine fremden älteren Schichtglieder Anteil nehmen, in deren Innerem sich nirgends tiefgreifende Verwerfungen oder Überschiebungen zu erkennen geben.

Dagegen muß diese Zone als Ganzes schon wegen ihrer engen, geschlossenen Struktur als eine vom Untergrund abgelöste Decke begriffen werden.

Die eleganten, leicht geschwungenen Falten des Grüntens, des Bregenzer Waldes und des Säntis können nur als Gebilde einer dünnen, sehr elastischen Decke bei ungehemmter Beweglichkeit entstanden sein. Hätten tiefere Gebirgszonen daran Anteil genommen, so wären sicher statt der zierlich aufhäufenden breit und plump hinschreitende Falten zustande gekommen.

Auch die besonders im Bregenzer Wald so scharf hervortretende Exzentrizität des ganzen Bauplanes (das Kerngewölbe des Tithons von Au liegt ganz am Südrand!) spricht für freie Beweglichkeit der Kreidezone.

Die außerordentliche Verschmälerung, welche der helvetische Kreidestreifen östlich vom Illertal erleidet, ist in deutlicher Weise nicht allein in einer Verschmälerung ihres ursprünglichen Ablagerungsgebietes, sondern in einer tektonischen Verschiebung großen Maßstabes zu suchen.

Die Verschiebung (vergleiche die Strukturskizze Fig. 24) beträgt in nordsüdlicher Richtung zirka $10\cdot5\text{ km}$, also nahezu soviel als die mittlere Breite des Kreidegebirges im Bregenzer Wald ausmacht.

Der erste Eindruck ist hier an eine einfache Verschiebung längs einer saigeren nordstüdlich streichenden Spalte zu denken.

Eine genauere Überlegung aber zeigt, daß dadurch nur ein Teil der Erscheinung erklärt wird. Das Faltenbündel des Grüntens ist einmal gegenüber den Falten am Ostende des Bregenzer Waldes viel enger zusammengedrückt, dann verschwindet östlich der Iller auch jener breite Saum von Flysch, der westlich noch zwischen Kreide und Molasse eingeschaltet ist.

Es ist möglich, daß durch genauere Detailuntersuchungen auch noch ostwärts vom Grüntens zwischen Kreide und Molasse Spuren von Flysch nachweisbar sind, aber jedenfalls nur in sehr geringfügigen Massen. Des weiteren erscheint an der Südseite des Grüntens eine höchst auffällige Anhäufung von Nummulitenschichten und Kalkeisen-erzonen, welche westlich der Iller an der Südseite der Kreide völlig fehlen.

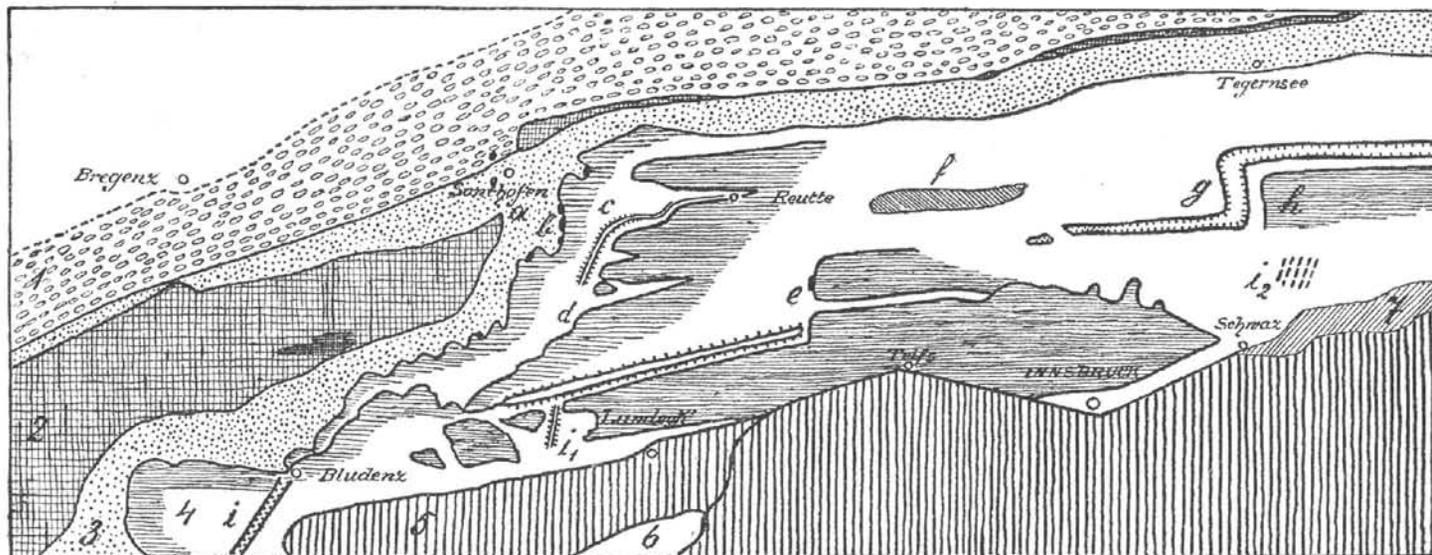
Außerdem wurden aber von A. Rösch (Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. München 1905) in der Gegend von Sigishofen Schollen von Eocän und Kreide überschoben auf Flysch, bei Bihlerdorf weiter nördlich aber Schollen von Eocän und Kreide auf Molasse geschoben kartiert.

Damit ist schon nahegelegt, daß es sich nicht so sehr um eine Verschiebung längs einer senkrechten Fläche, sondern vielmehr um eine Überschiebung entlang einer mehr horizontalen Fläche handeln kann.

Der Grüntens stellt nicht einfach die gegen Norden um $10\cdot5\text{ km}$ verschobene Fortsetzung der Kreidezone von Langenschwand dar, sondern er ist nur der Stirnrand der von Südosten her überschobenen und gegen Nordwesten vorgeschleppten Kreidezone.

Die Kreidezone östlich des Illertales wird von den südlichen Gebirgsmassen, also vor allem den Allgäuer Alpen, gegen Norden und

Fig. 24.



Strukturschema der Nordalpen.

1 = Molassezone.

2 = Helvetische Kreidezone.

3 = Flyschgebiet.

4 = Kalkalpendecken.

5 = Kristalline Zonen.

6 = Bündnerschiefergebiet.

7 = Paläozoische Grauwackenzone.

a = Verschiebung der Kreidezone.*b* = Schubschollen am Rande der Allgäuer Überschiebung.*c* = Sattelzone Illfats-Schneck-Rot-Sp.*d* = Lechtalerschubmasse.*e* = Rand der Wetterstein-Mieminger Überschiebung.*f* = Anhäufung von Muschelkalk-Partnachschichten.*g* = Umbiegung der Karwendel-Kreidemulde.*h* = Rand d. Unnutz-Guffert-Überschiebung.*i* = Faltenzone der Scaevolapana.*i*₁ = Faltenzone des Tajakopfs.*i*₂ = Faltenzone des Sonnentoggebirges.

Nordwesten gedrängt, wobei dieselbe unmittelbar bis an die Molasse hinangedrückt wurde.

Dadurch wird nicht nur die mächtige Ausbiegung gegen Norden, welche auch von den Allgäuer Alpen mitbeschrieben wird, sondern auch die Überschiebung von Kreide- und Eocänschollen auf das westliche Illerufer bei Sigishofen und Bihlerdorf erklärt.

Ebenso erscheint der gepreßte Bau des Grüntens und die Anhäufung der Nummulitenschichten dadurch begründet.

Die letzteren wurden von einem größeren Verbreitungsgebiete durch den Schub abgehoben und zusammengestapelt.

Die Flyschzone, welche südlich an die Kreidezone grenzt, scheint wenigstens in den unmittelbar hangendsten Lagen in ursprünglichem, sedimentärem Verband mit der helvetischen Kreide zu stehen.

Ihre Südgrenze gegen die Kalkalpen ist jedoch im Bereiche unseres Querschnittes eine klar ausgesprochene Überschiebungsfläche mit reicher und mannigfaltiger Schollenförderung. Der innere Bau der Flyschzone ist wohl sehr kompliziert. Eine reiche Bewachsung und die Gleichartigkeit vieler Schichtglieder erschweren jedoch gar sehr ein Eindringen in das Gefüge.

Allgäuer und Lechtaler Alpen.

Wie schon bei der Detailbeschreibung hervorgehoben wurde, sind die Allgäuer und Lechtaler Alpen in ganz auffallender Weise von meist gegen Süden einfallenden Schubflächen zerschnitten.

Gegenüber dem Ausmaße der an diesen Flächen vollzogenen Verschiebungen tritt die Wirkung der reinen Faltung entschieden zurück. Vertikale Bewegungen sind im Bereiche des Querschnittes nur in ganz geringen Dimensionen ausgelöst worden.

Man kann die Allgäuer und Lechtaler Alpen in mancher Hinsicht mit einer gewaltigen Steintreppe ohne Anstieg vergleichen, deren Stufen meist aus Schichten von Hauptdolomit bis zur Kreide bestehen.

Am Nordrande beginnt die Kalkalpenzone mit kleineren, wie Klippen aufragenden Schollen, welche vielfach auch durch eine abweichende stratigraphische Entwicklung der Jura- und Kreideglieder ausgezeichnet sind.

Diese ausgezeichnete stratigraphische Stellung, vereint mit dem am Nordsaum der Alpen und Karpathen perlschnurartigen Hinziehen dieser eigenartigen Bildungen, hat Prof. Uhlig die Veranlassung gegeben, dieser von ihm als „pieninische Klippenzone“ bezeichneten Region den Rang einer selbständigen Decke zuzusprechen.

Die Vorteile dieser Auffassung sind naheliegend, doch kann man, auch ohne an eine selbständige Decke zu denken, der Stellung dieser Randzone gerecht werden. Wenn wir ihren abweichenden Schichtbesitz betrachten, so zeigt sich, daß die Hierlatzkalke durchaus nicht nur auf diese Zone beschränkt, sondern auch noch weiter südlich ver-

breitet sind. Die Doggeroolithe wurden, wenn auch nicht fossilreich, in einem großen Teil der Allgäuer und sogar in den Lechtaler Alpen durch die Neuaufnahmen nachgewiesen. Ebenso gehen die Cenomanbildungen bis an den Südrand der Lechtaler Alpen. Stellen diese Schichten Verbindungen mit den südlicheren Kalkzonen dar, so weisen die Gaultmergel auf Beziehungen zur helvetischen Kreide. Es ist doch von vornherein wahrscheinlich, daß am Rande einer großen Geosynklinale andere Absatzvorgänge als im Innern derselben stattfinden.

Es ergibt sich aus dieser Überlegung, daß die Randzone eben als Randzone fort und fort stratigraphisch abweichende Bildungsverhältnisse hatte, welche sich gegen das Innere der Kalkalpen hin mehr oder weniger rasch verloren.

Die Zerschellung in viele kleinere und schmalere Schollen erscheint ebenfalls am Stirnrand einer mächtigen Schubdecke als sehr natürlich und in der Mechanik ihres Vordringens begründet.

Es ist schon betont worden, daß die Überschiebung an der Nordseite des Zinkens ein Stück jener gewaltigen Schubfläche ist, welche von Rothpletz als rhätische (Allgäuer) Schubfläche bezeichnet wurde und in ihrer ganzen Ausdehnung beschrieben worden ist. Sie bildet die scharfe Grenze zwischen Kalkalpen und Flysch und an ihr sind zahlreiche Schollen zutage gefördert worden, nicht nur solche von Trias-Jura-Kreidegesteinen, sondern auch eruptive und kristalline Gesteinsarten.

Es ist der Ausstrich einer Bewegungsfläche ersten Ranges die mit monumentaler Geberde zwei Gesteinswelten scheidet.

Bezüglich der Einzelheiten muß auf die klaren und eindringlichen Schilderungen von Prof. Rothpletz verwiesen werden, welcher diese Erscheinung zum Gemeingut der modernen Alpengeologie gemacht hat.

Die Schubfläche der nächsten kleinen Scholle ist dagegen sekundär.

Von größerem Ausmaße ist wieder die flache Schubfläche, welche die weite Mulde des Tannheimer Tales unterfährt. An ihrem Anschnitt sind wieder verschiedene Förderungsschollen zu sehen, unter denen eine ziemlich große Masse von Buntsandstein am Nordhang des Iselers am auffallendsten ist.

Die steilen Schubflächen, welche die Gaishorn-, Rauhorn-, Kugelhorngruppe durchsetzen, haben nur eine mehr lokale Bedeutung. Sie dürften von der großen, nördlichen Schubfläche unterfahren werden.

An der Nordseite des Gaishorns und zwischen Rauh- und Kugelhorn ist es zur Auffahrt von kleinen Schubschollen gekommen.

Südlich des Kugelhorns tritt uns wieder eine Schubfläche mit allen Anzeichen von mächtigen Einwirkungen entgegen.

Lebhafte Verfaltungen und Verknetungen der jüngsten Schichtgruppen des Untergrundes und Herbeischleppung fremder Schichtmassen (Wettersteinkalk, Raibler Schichten) zeigen die Nähe der Schubfläche an.

Dieselbe fällt mit flacher Neigung gegen Süden zu ein.

Wir wissen, daß der Ausstrich dieser Schubfläche sich gegen Osten bis zum Urisee, östlich von Reutte, hinzieht, dann umkehrt und die Tannheimer Berge im Süden, Westen und Norden umsäumt.

Gegen Westen umzieht dieselbe die Hochvogelgruppe, kehrt im Hinterhornbachtal bis Stanzach ins Lechtal zurück und begleitet dann die Hornbacher Kette und weiter den Allgäuer Hauptkamm bis in die Gegend des Biberkopfes. Es ist der Anschnitt einer sehr ausgedehnten und weithin flachen Schubfläche, welche von Prof. Rothpletz ohne Kenntnis ihres genaueren Zusammenhanges kurzweg als „Lechtaler Überschiebung“ in die geologische Literatur eingeführt wurde.

Es ist schon betont worden, daß entlang dieser Fläche gewaltige Gesteinsmassen über eine von jüngeren Schichten bedeckte Hauptdolomitplatte bewegt wurden, wobei im Süden die Oberjura- und Kreideschichten abgeschürft und am Nordrande wieder angehäuft wurden. Die stolzen Hörner der Höfats, des Schnecks und der Rotspitze sind aus dem Material dieser Schürfzone herausgeschnitten.

An der Nordseite der Hochvogelgruppe ist eine höhere, kleinere Überschiebung entwickelt, welche sich durch das Schwarzwassertal und über den Saldeinersattel bis ins Lechtal verfolgen läßt.

Der nächsten deutlichen Bewegungsfläche begegnen wir im Innern der großen Dolomitmasse der Hornbacherkette. Es ist eine ziemlich weithin erkennbare Schubfläche, welche in der Gegend nördlich von Holzgau-Steeg eine junge Schichtgruppe mit Gosaukreide übergreift. Ebenfalls als eine Schubfläche von geringerer Förderungsweite tritt uns die Nordüberschiebung der Lechtaler Alpen entgegen.

Diese Störungszone läßt sich von der Gegend des Schachtkopfes bei Biberwier bis westlich von Steeg verfolgen und zeigt meist steiles Einfallen gegen Süden. Schollenauswurf ist nirgends zu sehen.

Charakteristisch für diese Verschiebung ist der Umstand, daß die südliche Schubmasse hin und hin mit einem Sattel beginnt, der einen Kern von Raibler Schichten enthält.

Es ist schon erwähnt worden, daß die Kreidemulde von Holzgau von einem Vorsprung dieser südlichen Schubmasse um zirka 1 km gegen Norden vorgestoßen wurde.

In den Lechtaler Alpen begegnen wir neben den meist steiler gestellten Schubflächen auch einer dichter gedrängten Faltung.

Von jenen zahlreichen kleineren Schubflächen an den Grenzen starrer und weicherer Gesteine muß hier abgesehen werden.

Einer großen Schubfläche begegnen wir an der Wetterspitze. Die Wirkungen der Schubbewegung sind hier ganz ausgezeichnet entwickelt und im ersten Teile dieser Arbeit auch eingehender beschrieben und abgebildet worden.

Wir haben ein ganzes Büschel von steilen, südfallenden Überschiebungen hier vor uns. Die von diesen Flächen zerschnittene, große Hauptdolomitmasse sinkt ost- und westwärts bald in die Tiefe. Beiderseits legt sich dann eine weit größere Schubscholle darüber, zu der auf den Nebenprofilen die Schollen der Ruitelspitze und der Wildtalerspitze gehören.

Am Südabfall der Lechtaler Alpen treten uns eng aneinandergereiht mehrere Bewegungsflächen entgegen, von denen diejenige an der Grenze zwischen Kreidezone und alter Triaszone im Ausmaße die bedeutendste sein dürfte.

Wenn wir nun nach dieser Übersicht über die Bewegungsflächen dieselben miteinander in Verbindung zu bringen suchen, so ergeben sich für eine solche Verknüpfung verschiedene Möglichkeiten.

Es ist schon bei der Einzelbeschreibung der sichtbaren Schubflächen darauf hingewiesen worden, daß sich nirgends Anhaltspunkte ergeben haben, die Schubkörper im großen als liegende Falten zu begreifen. Keine einzige der vielen Hauptdolomitplatten läßt sich als aus zwei Teilen zusammenschweißt erkennen, von denen der hangende normale, der liegende inverse Schichtfolge zeigen müßte.

Dasselbe gilt von der unter den Hauptdolomitmassen liegenden Fleckenmergel- und Kreideschieferserie. Auch diese sollten sich vom Standpunkt der Faltungslehre aus als zusammengeklappte, liegende Mulden darstellen mit den jüngsten Schichten in der Mitte. Auch hier beobachten wir durchaus nur einfache, normalliegende Serien, die knapp unter der hangenden Überschiebungsmasse ihre jüngsten Bestandteile zeigen.

Es ist hier sehr bemerkenswert, daß die einzige tiefere und nordwärts überkippte Mulde dieses Bereiches, die Kreidemulde von Holzgau nicht unter, sondern am Rande einer Schubmasse liegt und durch ihre Struktur deutlich zeigt, daß sie durch das Vordrängen dieser Schubmasse gebildet und verschoben wurde.

Ebensowenig läßt sich, wie vielleicht bei flüchtiger Betrachtung erscheinen könnte, die aus zwei Schuppen bestehende gewaltige Hauptdolomitmasse der Hinterhornbachkette als ein liegender Sattel auffassen, denn die zwischen diesen Schuppen eingeschlossene Schichtzone enthält nicht ältere, sondern vielmehr jüngere Schichtfolgen.

Auch die häufig verwendete Ausrede, daß eben die fehlenden Teile ausgequetscht oder zurückgeblieben seien, führt zu keiner Erklärung. Denn man muß hier gerade soviel ausgequetscht und zurückgeblieben sein lassen, als eben einfache Verschiebungsschollen von vornherein weniger enthalten als wie entsprechende Falten.

Auf der nebenstehenden Zeichnung, Fig. 25, ist der Versuch gemacht, die Allgäuer und Lechtaler Alpen als Überfaltungsdecke, als eine Verzweigungsdecke aufzufassen.

Die dunkler gehaltenen Teile sollen die beobachteten Stücke, die helleren die zu einer vollständigen Zweigdecke noch notwendigen Teile versinnlichen.

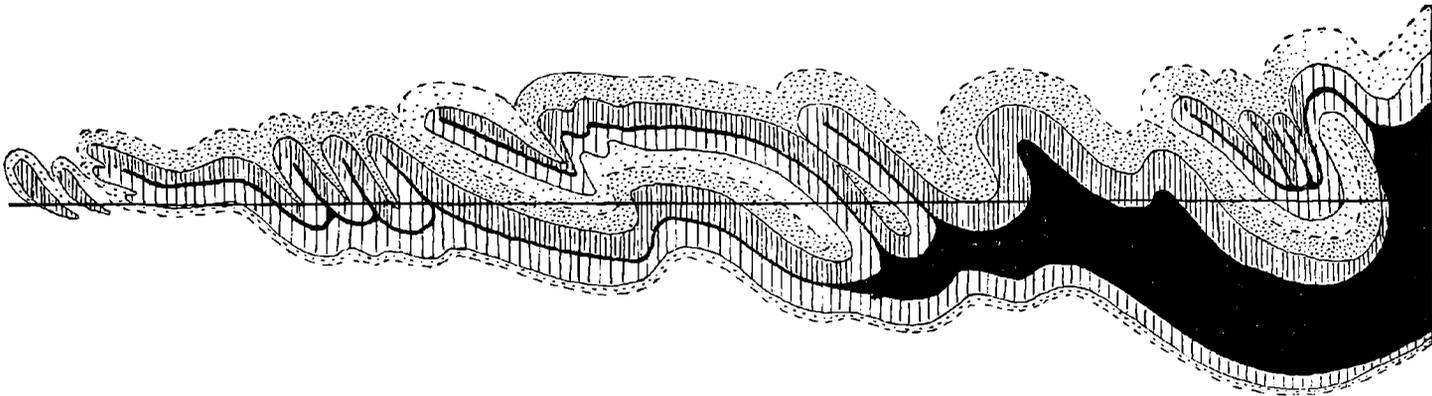
Wie man gleich erkennt, fehlen alle inversen Bestandteile dieses Mechanismus.

Derselbe verliert dadurch jedoch durchaus nicht die Bewegungsmöglichkeit, sondern gibt uns bei Weglassung aller nicht vorhandenen Teile, das heißt, wenn man statt liegender Sättel und Mulden überall einfache Schichtplatten einsetzt, eine kurze Verknüpfung der einzelnen Schollen untereinander an.

Die Formel hat also als Faltungsformel keine Anwendung, weil der Beobachtungsinhalt ihr nicht entspricht und nicht in ihrem Sinne weiter entwicklungsfähig ist, dagegen kommt sie als Verknüpfungsformel der einzelnen Schubkörper in Betracht.

Bevor wir näher auf die Verknüpfungsmöglichkeiten eingehen, muß noch darauf hingewiesen werden, daß der Typus jener Ver-

Fig. 25.



Schematische Rekonstruktion der Nordalpen als einheitliche Überfaltungsdecke mit aufspringenden Teildecken.
(Springdeckenbau.)

Schwarze Flächen bedeuten untere Trias—Archaikum, schraffierte obere Trias, punktierte jüngere Schichten.
Der Horizontalstrich soll das Meeresniveau anzeigen.

zweigungsdecke, welcher sich mit den Lagerungen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen wenigstens in großen Zügen in Übereinstimmung bringen läßt, wesentlich von jenem abweicht, welcher gegenwärtig gewöhnlich zur Erklärung der Schweizer Alpen verwendet wird.

Es ist der Typus der Tauchdecke, welcher in den Westalpen sowohl in den tiefliegenden Regionen im Innern der Alpen (Simplon) wie in den Brandungsdecken am Nordrande zur Geltung kommt.

Seine Formel ist auf die tektonischen Erscheinungen der Allgäuer und Lechtaler Alpen nicht anwendbar, wenn man nicht etwa annehmen will, daß nach der Bildung der Tauchdecke alle Lagerungen geradezu völlig umgewendet worden sind.

Fig. 26 a.

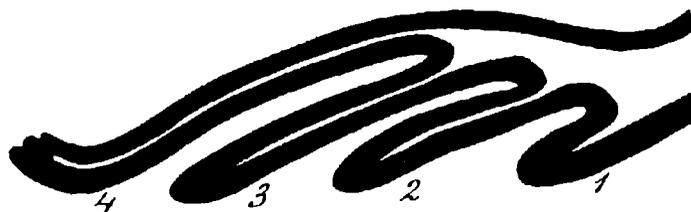
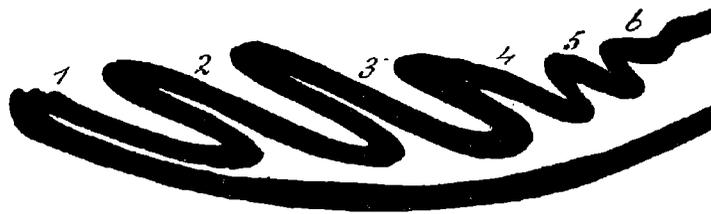


Fig. 26 b.



a = Tauchdecke. — *b* = Springdecke.

Die Ziffern bedeuten die Reihenfolge der Bildung der einzelnen Teilfalten.

Während bei der Tauchdecke, Fig. 26 *a*, das Wachstum ihrer Elemente von innen nach außen vorschreitet, die jüngere Falte also über die ältere zu liegen kommt, zeigt sich bei ihrer Umkehrung, der Springdecke, Fig. 26 *b*, das Entgegengesetzte.

Hier würde das Wachstum von außen nach innen vorschreiten.

Die Tauchdecke muß unbedingt als viel verständlichere Form gelten als die Springdecke.

Das geht aus ihrer Entstehung hervor. Bei der Tauchdecke schiebt sich erst eine kleinere Falte vor. Bei einer bestimmten Entwicklung dieser Falte tritt der Fall ein, daß die zur Weiterbildung der tiefliegenden Falte erforderliche Kraft nun größer wäre als die zur Bildung einer neuen, höher ansetzenden. Es wird daher eine höhere Falte über die liegende vorgeschoben, welche nun verhältnismäßig leicht über die liegende hinuntergleitet. Hat diese Falte

wieder eine zu große Reibung und Rückstauung gefunden, so bildet sich abermals eine Abzweigung und so weiter.

Dieser Vorgang erscheint in dem wechselweisen Anschwellen und Abnehmen von Reibung und Rückstauung wohl verständlich.

Bei der Springdecke, wie sie zur Erklärung der Lagerungsformen der Allgäuer und Lechtaler Alpen erforderlich wäre, müßte sich zuerst eine außerordentlich große Grundfalte ausbilden. Das ist an und für sich schon recht unwahrscheinlich. Der Hangendflügel dieses riesigen liegenden Sattels müßte aber nun noch von außen nach innen, also gegen die Schubrichtung vorschreitend, Zweigsättel aufwerfen. Das ist noch unwahrscheinlicher.

So schließt schon die Grundformel des Zweigdeckenbaues für unser Gebiet große Unwahrscheinlichkeiten ein, welche sich nicht umgehen lassen.

Wenn sich also nach diesen Überlegungen die Schubmassen nicht als liegende Falten begreifen lassen, so können trotzdem die Überschiebungen aus anfänglichen Falten entstanden und faltenartig miteinander verknüpft sein.

Diese Art der Verknüpfung liegt der Zeichnung Fig. 27—28 zugrunde, wobei natürlich zu beachten ist, daß nur der Grundzug der Anordnung bestimmt erscheint, das Detail jedoch als völlig variabel und zurzeit noch nicht genauer begrenzbar zu gelten hat.

Wir hätten nach dieser Anordnung also eine Reihe größerer und kleinerer Schollen, welche sowohl an ihren oberen als an den unteren Enden von Bewegungsfächen abgeschnitten sind.

Es liegt im Sinne dieser Bewegungen, daß sowohl am Kopf wie am Schwanzende der Schollen kleine Einrollungen der Schichten in der Bewegungsrichtung stattgefunden haben. Bei der Detailbeschreibung sind mehrfach solche Gebilde beschrieben worden, welche vielfach irrtümlich für Beweise der Faltennatur der Schubmassen angesehen werden, obwohl sie nur in der Ausdehnung beschränkte und ganz lokal begründete Erscheinungen an den Rändern von bewegten Massen sind.

Eine Verknüpfung wie die in Fig. 28 angedeutete setzt eine flache, ursprünglich einheitliche, sehr ausgedehnte, dünne Schubplatte voraus, welche erst bei der Vorwärtsbewegung zerstückelt und wie ein Stoß von Brettern übereinander aufgeschichtet würde.

Eine so ausgedehnte und dabei verhältnismäßig so dünne Platte erscheint als Ganzes nicht gut transportfähig. Sie muß zerbrechen und die Stücke schieben sich dann aufeinander. Dadurch tritt nicht nur ein bedeutender seitlicher Raumgewinn, sondern auch eine Verstärkung und Versteifung des ganzen Schubkörpers ein, der nunmehr leichter als einheitliche Masse bewegbar wird.

Wir haben in gewissem Sinn eine ganz ähnliche Verstärkung vor uns, wie sie auch bei der Faltung einer Schichtplatte eintritt und die von Arn. Heim sehr zutreffend als Wellblechstruktur bezeichnet wurde.

Während also nach dieser Vorstellung zuerst eine ausgedehnte, flach in die Tiefe ziehende Abspaltungsfläche entsteht (siehe Fig. 29 a) und erst bei der Schubbewegung dann die große, dünne Schichtplatte zerteilt und schuppenartig verstärkt wird, würden, wenn die Teilschub-

Fig. 27.

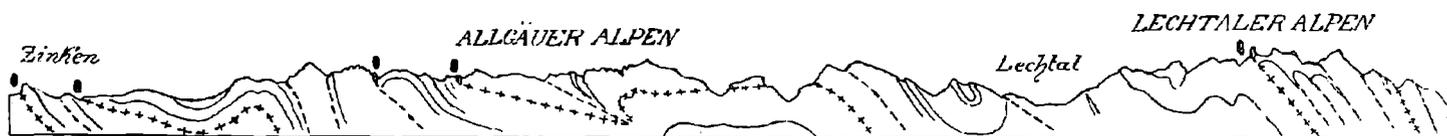
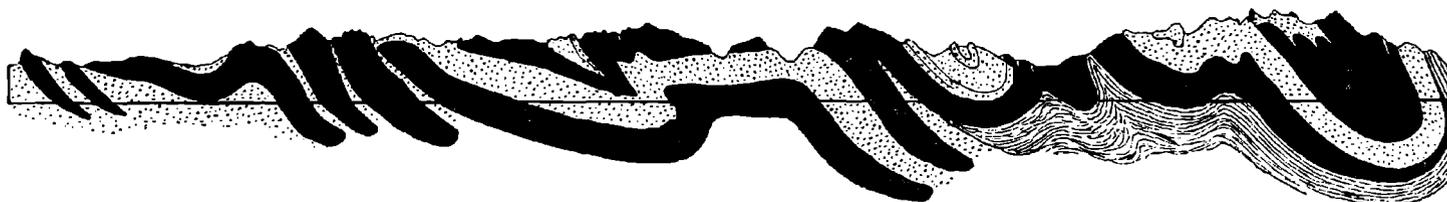


Fig. 28.



Schematisches geologisches Profil der Allgäuer und Lechtaler Alpen.

Fig. 27. Die schwarzen Ellipsen bedeuten den Ausstrich von Schubflächen mit Schollenförderung.

Fig. 28. Gestrichelt sind ältere Triasgesteine, schwarz Hauptdolomit, punktiert Kössener Schichten—Tertiär bezeichnet.

flächen selbständig in die Tiefe reichten (Fig. 29*b*), ganz andere Verhältnisse zutage kommen als in den Nordalpen zu sehen sind.

Die Verknüpfung der einzelnen Schubschollen nach Art von übereinandergreifenden Dachziegeln hat den großen Vorzug einer einfachen, vollkommen mit den Beobachtungen übereinstimmenden Mechanik. Zudem erfordert diese Verbindung nur verhältnismäßig geringe Untergrundergänzungen.

Das Prinzip ist dabei, keine Scholle ohne speziellen Grund in der Tiefe sich weiter ausgedehnt zu denken, als nach den vorhandenen Aufschlüssen notwendig ist.

Die Rechtfertigung dieser Anschauung ist in dem raschen Ablösen der Schollenelemente an der Oberfläche gegeben, welches ja sein Widerspiel in der Tiefe haben muß.

Neben diesen Verknüpfungen, die im Grunde sich als Faltungen oder Übereinanderschiebungen einer ausgedehnten, dünnen Schichten-

Fig. 29 a.

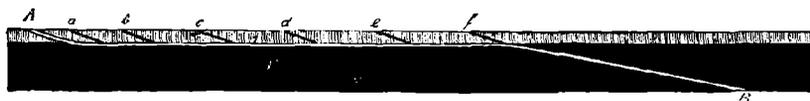


Fig. 29 b.



Fig. 29 a. Zuerst bildet sich die Trennungsfläche *A—B* und erst bei der Vorwärtsbewegung die Teilschubflächenschar *a, b, c, d, e, f*.

Fig. 29 b. Die Schubflächen *A, B, C, D, E, F, G* sind ungefähr gleichzeitig und gleichwertig.

platte darstellen und also mit vorzüglich horizontalen Bewegungen arbeiten, müssen auch Verknüpfungen mit mehr vertikaler Tendenz noch berücksichtigt werden.

Eine solche Verknüpfung ist nur denkbar, wenn die oberflächlich meist ziemlich flachgeneigten Schubflächen sich gegen die Tiefe zu rasch steilstellen. Wie man aus der nachstehenden Zeichnung Fig. 30 ersieht, ergibt eine derartige Kombination ganz unmögliche geometrische Verhältnisse.

Die Kalkalpenzone unseres Querschnittes bildet in ausgezeichnet klaren Umrissen eine für sich nach oben und unten geschlossene Decke. Das heißt mit anderen Worten, weder über ihr, noch unter ihr liegende Schichtsysteme können in gleicher oder auch nur ähnlicher Weise an ihrer Tektonik Anteil nehmen (siehe Fig. 31).

Sie muß, da ja keine geschlossene Überlagerung vorhanden war, also wenigstens an ihrer Unterseite durch ein Geflecht von Bewegungsflächen (vielleicht auch eine einheitliche Fläche) von ihrem Untergrund abgetrennt sein.

So bildet die Kalkalpenzone lediglich mit Rücksicht auf ihre geschlossene Struktur eine für sich selbständige Decke, die man nicht direkt mit ihrer Unterlage verkoppeln kann.

Wenn nun aber die Kalkalpen in diesem Sinne eine Decke für sich bilden, so ist damit noch nicht gesagt, daß sie von der Ferne her auf einen fremden Untergrund aufgeschoben wurden.

Es liegt von vornherein noch immer die Möglichkeit vor, daß sich unter der Kalkalpendecke (siehe Fig. 31) ihr ursprünglicher Untergrund, aber in einer ganz anderen Tektonik befindet.

Diese Tektonik kann sich wegen der sehr erschwerten Möglichkeit des Ausweichens nicht mehr der gleichen Mittel, also vor allem nicht mehr flacher, weitausgreifender Überschiebungen bedienen.

Fig. 30.

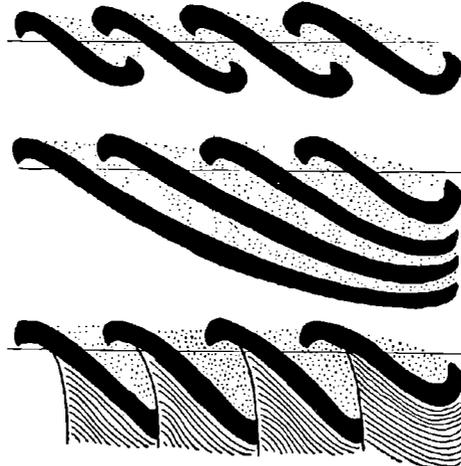


Fig. 30. Mit gestrichelten Flächen sollen ältere Trias—Archaikum, mit schwarzen Hauptdolomit, mit punktierten jüngere Schichten bezeichnet werden.

Diese Art von Raumgewinn ist gewissermaßen nur im obersten Stockwerk möglich, während sich für die tieferen tektonischen Stockwerke in den meisten Fällen eine engepreßte Faltung und Verknetung als erste Bewegungsmöglichkeit ergibt.

Aus dieser Überlegung leitet sich nun gleich der Schluß ab, daß selbst wenn der Untergrund der Kalkalpenzone der ursprüngliche Boden dieser Sedimente wäre, dennoch die Schubflächen von oben nicht ungebrochen oder unverändert in die Tiefe setzen können.

Es ist somit ausgeschlossen, jede der Überschiebungen so in die Tiefe zu verlängern, daß an jeder Scholle noch paläozoische oder kristalline Zonen Anteil nehmen können.

Vertikale, tiefgreifende Verknüpfungen sind somit in diesem Bereiche der Nordalpen nicht anzunehmen.

Es ist eine auffallende Erscheinung, daß die Schollen der Kalkalpenzone nicht nur in der Richtung von S—N, sondern auch in der

von O—W sich dachziegelartig übergreifen. Für die erstere Richtung ist das eine längst bekannte Tatsache, für die zweite ist sie weit weniger beachtet und überlegt. Auf Fig. 24 sind für die Nordalpen vom Bodensee bis über den Achensee hinaus die Ausstriche der wichtigeren Bewegungsflächen schematisch angedeutet.

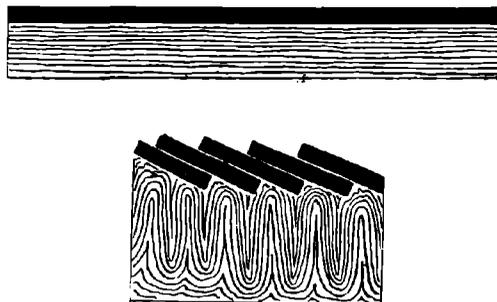
Man erkennt deutlich, wie nicht nur gegen Süden, sondern auch gegen Osten Scholle um Scholle untertaucht.

Neben diesem Untertauchen findet nun aber ebenfalls in beiden Richtungen, also von N—S und von W—O, entlang den Schubflächen ein Auftauchen von älteren Schichtreihen statt.

Am schönsten ist diese Erscheinung am Nord- und Südrahmen des Nesselwängler Fensters und entlang der großen Schubgrenze Heiterwand, Boden, Namlos, Ruitelspitze zu sehen.

Die ältesten Schichten, die im Osten an der Basis der Schubmassen hier zutage treten, sind Muschelkalkschichten. Sie besitzen die geringste Erstreckung gegen W. So ziemlich mit ihnen enden auch

Fig. 31.



die Partnachsichten. Wesentlich weiter greifen die mächtigen Massen des Wettersteinkalkes aus. Ebenfalls wieder ungefähr mit dem Wettersteinkalk enden die Raibler Schichten. Ungleich weiter aber dringt nun über den Raibler Schichten der Hauptdolomit vor, welcher bis zu den Westrändern der Schubmassen deren Basis bildet.

Es zeigt uns diese Erscheinung, deren Abstufungen auffallenderweise in dem nördlicher gelegenen Nesselwängler Fenster ziemlich genau parallel mit jenen der südlicheren Linie erfolgen, daß die Schubflächen gegen Osten in immer größere Tiefen hinabdringen.

Das Gefälle ist dabei ein außerordentlich flaches und stets folgt die Schubfläche auf längere Strecken hin den Hauptformationsgrenzen.

Es möge hier auch darauf hingewiesen werden, daß sowohl für die Schubschollen im Bereiche des Fensters von Nesselwängle als auch für jene am Rande der Allgäuer Überschiebung zwischen Hindelang und Oberstdorf es weit näher liegt, eine Heraufschleppung von Osten als von Süden anzunehmen, weil sich die Schubflächen in dieser Richtung rascher in ältere Schichtbereiche versenken.

Das Tiefergreifen der Bewegungsflächen in der Richtung von N—S kommt vor allem dadurch zum Ausdruck, daß die ältere Trias in vorherrschenden Massen am Südrande auftritt.

Reichenhaller Schichten (Myophorienschichten), Buntsandstein und Verrucano aber sind im Bereiche der Allgäuer und Lechtaler Alpen so gut wie ausschließlich an den Südrand gebunden.

Das Einsetzen der älteren Schichtgruppen findet aber in dieser Richtung anscheinend lange nicht so regelmäßig statt wie in der früher besprochenen Westostrichtung. Es erscheinen erst südlich des Lechs die älteren Gesteinsgruppen, erst Raibler Schichten, dann Wettersteinkalk-Dolomit (Arlbergsschichten), Partnachschichten, Muschelkalk, Reichenhaller Schichten, Buntsandstein, Verrucano. Der ungeheuer weitgedehnten Vorherrschaft des Hauptdolomits im Norden steht so im Süden nur eine ganz schmale Zone mit älteren Schichtgliedern gegenüber.

Man darf aber nicht vergessen, daß wir in der Westostrichtung einheitliche, zusammenhängende Aufschlüsse an ein und derselben Schubfläche haben, in der Nordsüdrichtung dagegen fort und fort von einer Scholle zur anderen überspringen müssen.

Diese Erscheinung des Auftauchens immer älterer Schichten in einer bestimmten Bewegungsrichtung wird vom Standpunkt der Überfaltungslehre als Zurückbleiben der Faltenkerne, vom Standpunkt der Überschiebungslehre als Tiefersteigen der Schubflächen erklärt. In beiden Fällen wird so das Auftreten der älteren Schichten ursächlich mit dem Bewegungsvorgang verbunden.

Als ungünstig für die Überfaltungslehre muß auch hier wieder betont werden, daß die älteren auftauchenden Schichten ebenfalls durchaus nur normale und nirgends invers verdoppelte Lagerungen zeigen. Abweichend von der bisher beschriebenen einfachen Zunahme des Schichtumfanges an der Basis von Schubmassen tritt an den meist steilgestellten südlichsten Schubflächen der Lechtaler Alpen ein wechselweises Zunehmen und Abnehmen des Schichtbestandes ein. Auf Fig. 12 ist diese Erscheinung an einem nordsüdlichen Anschnitt deutlich zu sehen. Dieselbe tritt aber ebenso intensiv in der ostwestlichen Erstreckung der Schubflächen auf.

Die Schubmassen, an denen diese Erscheinungen eintreten, sind nun durchgehends überkippt und das kristalline Gebirge der Silvretta stößt ebenfalls überkippt daran.

Kehrt man die Überkipfung um, so könnte man bei flüchtiger Betrachtung glauben, die Kreideschiefer lagern einem tiefeingeschnittenen Relief auf.

In diesem Falle wäre dann die Grenze keine Bewegungs-, sondern eine Erosionsfläche.

Dieser Erklärungsweg ist aber ungangbar, weil einerseits die Grenzfläche vielfach in deutlichster Weise sich als Bewegungsfläche kundgibt und andererseits dieselben Erscheinungen im Innern der Triaschubmasse und an ihrer südlichen Grenze gegen die Quarzphyllitregion zutage treten.

Es gibt hier keine konstant fortstreichende Schichtenzone mehr, sondern lauter mehr oder weniger umfangreiche, linsenförmig begrenzte Gesteinskörper, welche sich gegenseitig ablösen. In der Detail-

beschreibung ist diese Gebirgsstruktur mit der Konstitution eines Augengneises verglichen worden.

Es ist hier der Ort, darauf aufmerksam zu machen, daß diese eigenartige Struktur an der ganzen Südgrenze der Kalkalpen von Wörgl bis zum Arlberg entwickelt ist und zum Beispiel in der Gegend nördlich von Innsbruck am Südfuße des Karwendelgebirges eine weite Verbreitung gewinnt.

Während die Schollen, die wir bisher in unsere Betrachtungen eingezogen haben, sich nach kürzerer oder längerer Erstreckung gegen Süden zu in die Tiefe versenkten, finden wir in den Lechtaler Alpen eine weitgestreckte Schollenzone, welche sich nicht in die Tiefe fortsetzt, sondern anscheinend frei auf jungen Schichten schwimmt.

Im Bereiche des Hauptquerschnittes gehört zu dieser Region das enggepreßte Schichtenbündel mit den Gipfeln der Feuer- und Vorderseespitze. Auf dem oberen Nebenprofil wäre die Scholle der Ruitelspitze sowie jene der Saxerspitze und der Freispitzgruppe hierherzunehmen. Auf dem unteren Nebenprofil wären die Schollen der Wildtalerspitze und das Schichtenbündel der Aple Pleiß-Spitze und des Kridlonsees hier aufzuführen.

Für diese Schollen läßt sich ein Untertauchen gegen Süden nirgends unmittelbar erkennen, ja es sprechen viele Beobachtungen dafür, daß die Schubflächen, welche im Norden unter diese Schollen einschießen, im Süden wieder darunter emportauschen.

Auf der schematischen Skizze der Allgäuer und Lechtaler Alpen, Fig. 28, ist diese Auffassung bereits zur Darstellung gebracht worden. Wie man aus der Strukturkarte der Kalkalpen, Fig. 24, ersieht, ist nur im Süden eine allerdings sehr langgestreckte und auch sehr mächtige Scholle vorhanden, für welche die Auffassung als freischwimmende Decke wahrscheinlich ist.

In der Gegend unseres Querschnittes ist infolge der hier vorhandenen starken nordsüdstreichenden Aufwölbungen (vergleiche Profil Fig. 8) keine einheitliche Überdeckung, sondern nur eine Zerfransung in mehrere kleinere Schollen vorhanden.

Aber weiter gegen Osten, schon von Madau an, tritt eine gewaltige geschlossene Decke auf, welche sich dann zusammenhängend bis in die Gegend von Schwaz im Unterinntal verfolgen läßt. Sie umfaßt nicht nur das weite Dolomitgebirge südlich der Heiterwand mit der Gosauinsel des Muttekopfs, sondern auch die großen Massen des Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirges.

In den geologischen Lokalbeschreibungen dieser Gebirge ist fort und fort mit Nachdruck die Anschauung vertreten worden, daß sich die hier zutage tretenden Erscheinungen vollständiger und besser lokaltektonisch erklären lassen.

Es ist in dieser Hinsicht nichts mehr hinzuzufügen, wohl aber bedarf die regionaltektonische Erklärung noch einer weiteren Ausführung, da ihre Anwendungsfähigkeit durch die neuen Aufnahmen im Bereiche der Allgäuer und Lechtaler Alpen vielfach bewiesen worden ist.

Auf der schon mehreremal zitierten Strukturskizze der Kalkalpen, Fig. 24, ist die Umgrenzung dieser großen Scholle mit ihren abgelösten Randschollen im Westen einheitlich hervorgehoben.

Für das Wettersteingebirge wurde von einer völligen Umgrenzung abgesehen, da die Verhältnisse an seinem Nordrand in dieser Hinsicht noch nicht genügend genau studiert werden konnten.

Für die große südliche Scholle ist aber nunmehr durch die Feldarbeiten der letzten Jahre festgestellt, daß dieselbe von einer einheitlichen, zusammenhängenden Schubfläche begrenzt wird, welche westlich von Innsbruck beginnt, das südliche Karwendelgebirge umsäumt, das Miemingergebirge im Norden umrandet und dann nahezu geradlinig bis zur Mündung des Alperschontales verläuft.

Hier umgreift die Überschiebung den Sockel der Ruitelspitze und wendet sich dann gegen Süden an der Memminger Hütte vorbei bis an den Nordfuß der Parseier Spitze. Von hier kehrt die Schubfläche durch das Patroltal und über den Silbersattel ins Inntal bei Schönwies zurück. Hier verschwindet dieselbe dann bald östlich unter dem kristallinen Gebirge.

In der Strecke zwischen der Gegend von Imst und von Krane- witten, westlich von Innsbruck, erscheint nun gerade ein starker Vorstoß der kristallinen Massen der Öztaler Alpen, dem nordöstlich von Telfs die breite Niederbeugung der Kalkalpen im Bereiche des Sattels von Buchen—Seefeld entspricht.

Es ist wahrscheinlich, daß in dieser Strecke das Urgebirge über die Kalkalpen vorgeschoben ist und die Depression von Buchen—Seefeld damit in Verbindung steht.

Schon allein die nunmehr festgestellte Tatsache der geschlossenen Umrandung dieser ganzen, sonst streng zusammengefügtten Masse von vorwiegend älteren Triasgesteinen (Vorherrschaft von Wettersteinkalk) spricht für eine große, einheitliche basale Bewegungsfläche.

Außerdem aber haben gerade die stark gepreßten und so eigentümlich linsenförmig struierten Zonen in der Gegend nördlich von Innsbruck und zwischen Imst-Landeck eine so auffallende Ähnlichkeit, daß der Gedanke an eine Zusammengehörigkeit sehr nahegelegt wird. Wir hoffen übrigens von Fräulein Dr. M. Möller, welches die Triaszone an der Südseite des Inns zwischen Imst-Landeck bearbeitet, nähere Aufschlüsse und genauere Vergleiche über dieses bisher noch wenig erforschte Gebiet zu erhalten.

Jedenfalls ist nach dem heutigen Stande der geologischen Erforschung Nordtirols die Anschauung von der Deckennatur dieser ausgedehnten Gebirgswelt nicht mehr als unmöglich oder auch nur als unbegründet von der Hand zu weisen.

Für den Westrand gibt die Auffassung als freitreibende Scholle ein allen Beobachtungen vollkommen entsprechendes Bild der Sachlage.

Für das allerdings weit größere östliche Stück der Scholle läßt sich eine solche Deutung nicht direkt beweisen, aber auch nicht direkt widerlegen. Dafür erscheinen im ganzen Zusammenhang nach dieser einheitlichen Auffassung alle die vielen Überschiebungen und die merkwürdig ähnlich angeordneten Schichtzonen an den Enden im Osten und Westen als Wirkungen ein und derselben Bewegung. Ebenso ist die fast der ganzen Nordfront folgende, so äußerst intensiv verfaltete und verkeilte Zone der jungen Schichten als Schub- und Schürfzone

doch ungleich verständlicher und in ihrer so hoch komplizierten und variablen Architektur viel besser in der Gefolgschaft von großen Horizontalbewegungen erklärbar.

Die junge Schichtzone zum Beispiel zwischen Wetterstein- und Miemingergebirge erinnert in ihrem Aufbau (vergleiche die Arbeit: Geologische Beschreibung des Seefelder-, Mieminger- und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1905) vollständig an die Abschürfungs- und Anhäufungszonen von jungen Schichten in den Allgäuer und Lechtaler Alpen, welche da so unzweideutig als Teile der Überschiebungswirkungen erkennbar sind.

Wenn man nun diese große südliche Scholle der Kalkalpenzone als frei schwimmend annimmt, so ergibt sich sogleich die Frage nach der Herkunft und nach der Verbindung mit den unter ihr liegenden Schollen. Nach ihrer stratigraphischen Zusammensetzung haben wir keine Ursache, für die Bildung ihrer Sedimente nach einer anderen, sehr entfernten Geburtsstätte zu suchen, denn sie wird von denselben Schichtgruppen in gleicher oder doch ähnlicher Ausbildung aufgebaut, welche auch in ihrer Unterlage vertreten sind. Unterschiede in kleinerem Ausmaße sind jedoch unverkennbar vorhanden. Man braucht bloß daran zu denken, daß zum Beispiel die sogenannte Ramsauentwicklung der Trias (ein starkes Vorwiegen der Dolomitmassen .) der Schollenregion fremd, dagegen überall an ihrem Südrand vorhanden ist. Nördlich von Innsbruck treten sich diese zwei Faziesbezirke außerordentlich nahe, was schon seinerzeit in unserer ersten geologischen Arbeit (Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1898) vielfach betont worden ist.

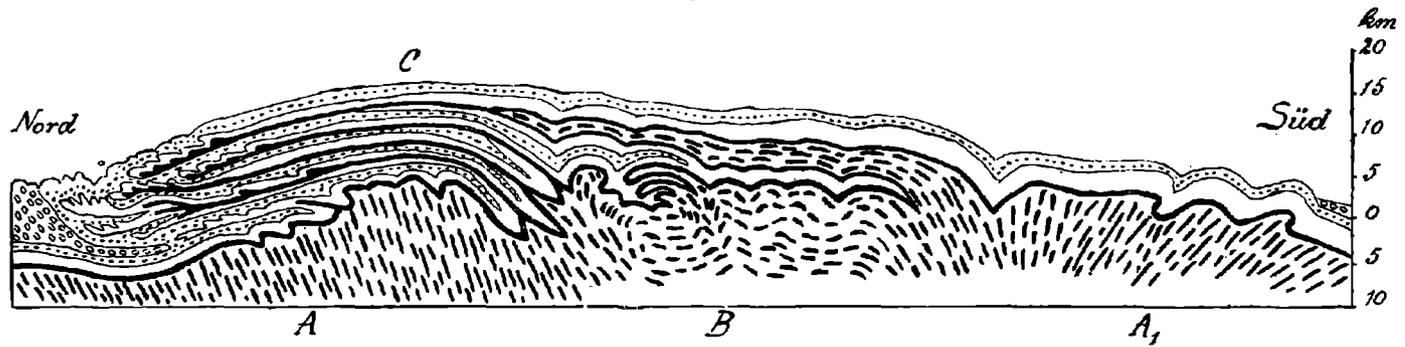
Da wir nun diese Scholle von Norden nicht aus ihrem Untergrund und wegen ihrer weiten Erstreckung auch nicht gut von Osten her ableiten können, so bleibt nur übrig, sie von Süden her zu beziehen. Das heißt mit anderen Worten, die heute an das kristalline Gebirge angeschlossene Triaszone stellt nicht die Südgrenze der Kalkalpen dar, sondern unsere große Scholle ist noch weiter südlich daranzureihen.

Silvretta und Unterengadin.

Für diese Gebiete, insbesondere für das zweite, ist bereits im ersten Teil der Abhandlung alles wichtigere tektonische Detail schon aufgeführt und teilweise auch kritisch betrachtet worden. Es erübrigt hier nur ein kurzer Überblick und eine gegenüber jener vorzüglich lokaltektonischen Zusammenstellung mehr allgemeinere Betrachtung der mechanischen Erscheinungen. Die Silvrettazone, welche hier im Querschnitt in einer Breite von 17—18 km durchschnitten wird, besteht aus einem Büschel von dichtgedrängten, steil fächerartig aufgerichteten Gneisen und Schiefen mit zwischengeschalteten Lagern von Orthogneisen und Amphiboliten.

Es ist eine im Vergleich zu den angrenzenden Kalkalpen oder Bündner Schiefen außerordentlich viel dichter gefaltete Schichten-

Fig. 32.



Kopie des schematischen Profils durch die Schweizeralpen von C. Schmidt.

(Nach Fig. 78 in Bild und Bau der Schweizeralpen.)

A, A₁ = älter gefaltete Massen mit transgressiven Schichtdächern. Bei der jüngeren Alpenfaltung blieben diese Zonen ziemlich starr und wirkten wie die Backen einer Presse.

B = Pressungsraum = Herd der Faltungseruptionen. — *C* = herausgepreßte Massen.

folge, welche am ehesten noch mit den Molassefalten am Nordrande dem Typus nach verglichen werden kann.

Ohne auf eine Zerlegung in einzelne Falten näher einzugehen, da die dazu nötigen Untersuchungen noch ausstehen, kann man mit hoher Wahrscheinlichkeit die ganze Zone als aus enggepreßten Falten hervorgegangen bezeichnen. Es ist wahrscheinlich, daß die zweimalige fächerartige Struktur durch nochmalige Faltung einer vorher schon ganz zusammengefalteten Zone erzeugt worden ist.

Ob nun die steile Schichtenstellung durch Faltung oder durch schuppenartige Schiebung zustande gekommen sei, jedenfalls haben wir eine vollkommen geschlossene Schichtendecke vor uns, die Abschluß nach oben und unten verlangt.

Dieser Abschluß nach oben bedeutet aber nicht die Unmöglichkeit einer Überdeckung mit jüngeren Schichten. Es ist sehr wohl möglich, daß die Zusammenpressung der kristallinen Schichten größtenteils schon älter als die Trias ist und diese ruhig transgressiv auf der kristallinen Decke zum Absatz kam. Wir sehen ein ähnliches Verhältnis in der Schweiz, im Gebiete des Aarmassivs, Fig. 32, wo ebenfalls jüngere Schichten ein altes, gesperrt gefaltetes Massiv überlagern. Der Abschluß nach unten wäre in diesem Falle ebenfalls schon mit der älteren Faltung vollzogen worden.

Es kann aber auch sein, daß die enge Zusammenpressung erst bei der großen Überschiebung zustande kam.

Jedenfalls können wir also nach dieser Struktur von einer selbständigen kristallinen Decke der Silvretta in dem schon früher umgrenzten Sinne dieses Ausdruckes reden.

Überschiebungen oder Einschaltungen jüngerer Schichten sind bisher hier nicht bekannt geworden.

Während die Silvrettadecke im Norden teilweise mit überkipptem Quarzphyllit, also ihren Hangendschichten, an die Kalkalpen stößt, wird sie im Süden von einer vorherrschend steil stehenden Schubfläche unvermittelt abgeschnitten. Hier fehlt jede Andeutung von phyllitischen Gesteinen.

Es ist naheliegend, diese weithin streichende, rasch in die Tiefe ziehende Bewegungsfläche mit der unter der Silvrettadecke theoretisch erschlossenen Abtrennungsfläche in Verbindung zu bringen.

Durch diese Bewegungsfläche wird nun die Silvrettadecke im Süden von der mächtigen Aufwölbung der Bündner Schiefer getrennt.

Diese Trennung ist jedoch insofern keine schroffe, als sich eine breite Zone von verschiedenartigen Schollen und Schuppen, eine gewaltige tektonische Mischungszone, dazwischen einschiebt.

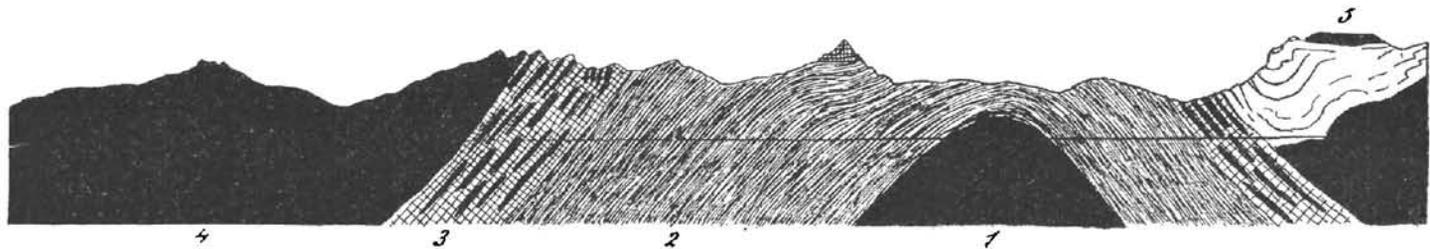
Das Detail dieser hochkomplizierten Zone ist im ersten Teil genauer beschrieben, hier soll nur eine größere Übersicht gegeben werden.

Das Gewölbe der Bündner Schiefer zeigt im westlichen Teil eine mehr flache, im östlichen Teil eine steilere Aufwölbung von bedeutenden Dimensionen. Auf der Südseite dieser Wölbung tritt uns dann wieder eine Schuppenstrukturzone entgegen und darüber die gewaltige Masse der Lischanna, welche einer tieferen Gneissynklinale aufruht.

Fig. 33.



Fig. 34.



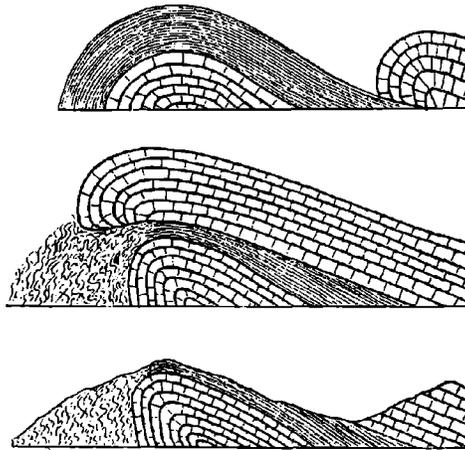
Schematisches geologisches Profil des Unterengadins.

- 1 = Granitmasse. — 2 — Bündnerschiefer. — 3 = Schuppungszone. 4 Silvrettamasse.
5 = Rest der von Osten aufgeschobenen Öztalermasse.

Im ersten Teil der Arbeit sind nun vor allem die Vorteile einer lokaltektonischen Begreifung dieser Erscheinung vorgeführt worden. Es ist dies der erste Schritt zu einer Erklärung, welche jedoch einen großen Aufwand von gegenseitig unabhängigen Bewegungen erfordert. Deshalb liegt es nahe, nach einer Erklärung durch Bewegungsvorgänge zu suchen, die enger und notwendiger zusammengehören. Das kann aber nur bei einer regionalen Betrachtung erreicht werden. Hier sollen nun zur Ergänzung einige neue mechanische Standpunkte gegeben werden, von denen aus die Auffassung als Fenster näherliegend erscheint.

Die hier zu beiden Seiten der großen Bündner Schieferaufwölbung auf dem beiliegenden Schema, Fig. 33—34, als tektonische Mischungs- oder Schuppungszonen bezeichneten Streifen zeigen in ihrem reichen, oft wechselnden und variablen Detail mit den in den

Fig. 35.



Nordalpen mehrfach so klar entwickelten Schuppungs- und Schürfzonen unter oder am Rande von großen Schubmassen eine große Ähnlichkeit in ihrer inneren Anlage.

Dazu kommt noch die ausgesprochene Exzentrizität der Aufwölbung der Bündner Schiefer.

Solche Exzentrizitäten haben wir gleichfalls häufig als Wirkungen von großen Schubbewegungen (vergleiche Fig. 35) verstehen gelernt.

Denkt man sich die Aufwölbung schon vor oder während der Schubbewegung gebildet, so müssen die oberen Schichten der Südseite abgetragen und auf die Nordseite hinüberschleppt werden. Hier können sich dieselben gewissermaßen im Schutze der Aufwölbung wieder teilweise ablagern und anhäufen.

Wird später durch die Erosion die hangende Schubmasse zerstört, so kann man noch aus der Struktur des Untergrundes ihre ehemalige Ausdehnung erkennen.

Die merkwürdige Schuppenzone zwischen Bürkelkopf und Viderjoch im Samnaun scheint in dieser Beleuchtung mechanisch viel verständlicher zu sein.

Auch die Triasmütze der Stammer Spitze wäre noch zu diesen oft zwischen Bündner Schiefeln eingeschobenen Gesteinslinsen zu zählen.

Um dieser Vorstellung größere Anschaulichkeit zu geben, ist in Fig. 36—37 der Skizze des Unterengadins das Profil durch das Fenster von Nesselwängle beigegeben. Die tektonische Ähnlichkeit ist eine sehr auffallende, wenn man von den verschiedenen Schichtgruppen absieht, die beiderseits ins Spiel kommen.

Auch im Profil des Nesselwängler Fensters tritt die starke, im Sinne der Schubbewegung orientierte Exzentrizität des liegenden Gewölbes und die tektonische Massenumlagerung deutlich zutage. Die Verteilung der tektonischen Schuppungszonen ist ebenfalls dieselbe.

Um nun diesen rein mechanischen Beweis noch zu vervollständigen, mag darauf hingewiesen werden, daß alle sicher als Einsenkungen erkannten Gosau- und Tertiärbecken in den Alpen nicht eine große, einheitliche Gewölbestruktur, sondern im Gegenteil stets Muldenstruktur zur Schau tragen. Die Ränder dieser Becken sind mehr oder weniger steil aufgerichtet und selbst wenn die Senkung von den Seiten her überschoben wird, tritt keine Aufwölbung des Beckens, sondern lediglich Überkipfung der Ränder ein.

Es scheint dies zusammen mit der starken Exzentrizität des Gewölbes doch entschieden gegen eine Entstehung aus einer Einsenkung zu sprechen.

Es ist somit nach diesen Überlegungen die einfachste Lösung, an eine große Überschiebung des liegenden Bündner Schiefergewölbes zu denken.

Wir hätten so drei hauptsächlich miteinander in enger Verbindung stehende tektonische Vorgänge, erstens die mächtige Aufwölbung der Bündner Schiefer, zweitens die große Überschiebung, welche drittens die Exzentrizität, die Massenumlagerungen und die Mischungszonen hervorruft.

Diese Hypothese, welche eine Auflösung der Mischungszone in verschiedene Decken ausschaltet, braucht auch nicht die Annahme einer späteren eigenen Auffaltung der Bündner Schiefer. Dagegen hat der Durchbruch der Eruptivgesteine wohl teilweise erst später stattgefunden.

Münstertaler-Ortleralpen.

Das hier tektonisch zu besprechende Gebirgsstück, siehe Fig. 38 und Fig. 39, ist dadurch ausgezeichnet, daß zu seinem Aufbau sowohl kristalline als jüngere Gesteinsgruppen gleichzeitig und wechselweise in Verwendung stehen.

Das kristalline Gebirge, welches die sichtbare Grundlage der höheren Stockwerke bildet, zeichnet sich gegenüber dem streng geschlossenen Bau der Silvrettazone durch einen viel lockereren Falten-

Fig. 36.

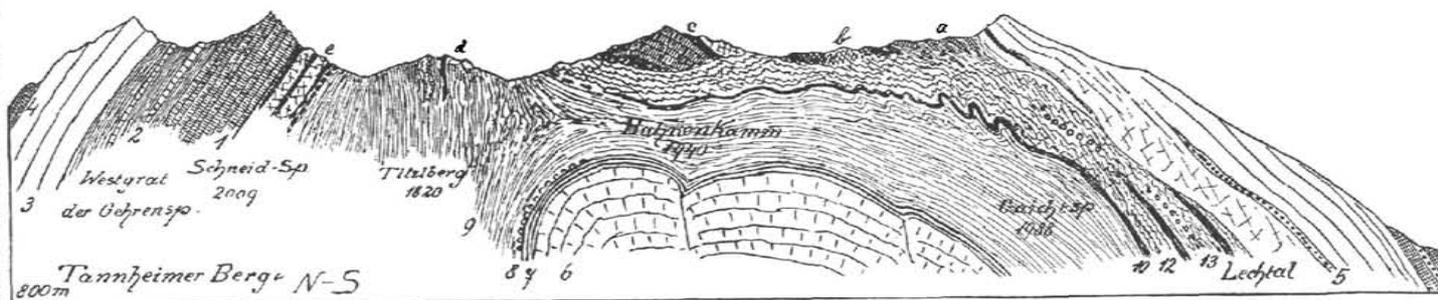
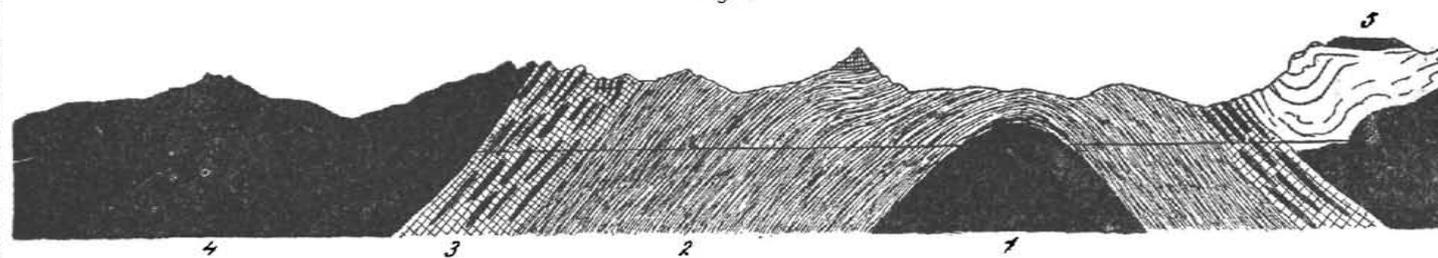


Fig. 37.



Vergleich des Unterengadins mit dem Fenster von Nesselwängle—Reutte.

Exzentrizität und Schuppenbildung infolge der starken Beanspruchung des Untergrundes durch die Schubbewegung.

wurf aus, welcher auch die Teilnahme von tieferen Erdzonen an derselben Tektonik gestattet.

Die Basis, mit welcher die jüngeren Schichten dem Grundgebirge aufliegen, zeigt auf weite Strecken, so besonders in der Sesvennagruppe, flache, nur leicht verbogene Lagerflächen.

Zugleich mit dem Vorherrschen flacherer Lagerungen stellen sich stärkere vertikale Bewegungen ein, welche, wie zum Beispiel die Zebrulinie, eine große Ausdehnung und Bedeutung gewinnen.

Man kann an den ausgezeichnet erschlossenen Schichtbauten hier meist drei gesonderte Stockwerke übereinander unterscheiden.

Als sichtbare Grundlage gibt sich ein mächtiges kristallines Gebiet (Münstertaler Gneismasse) zu erkennen. Darüber, teilweise noch mit Primärkontakt daran gebunden, stellt sich eine Serie von vorzüglich triadischen Ablagerungen ein. Diese Serie wird dann noch an vielen Stellen oben von kristallinen Kappen gekrönt, welche diesem Stück des Querschnittes ein besonders eigenartiges Aussehen geben.

Über die Grundlage des kristallinen Sockels läßt sich aus der Struktur allein nichts Genaueres angeben. Daß die Auflagerung des zweiten tektonischen Stockwerkes wirklich noch in ungestörtem Urverband mit dem ersten steht, läßt sich wohl nur insofern behaupten, als nur Bewegungen parallel der Grenzfläche hier in Betracht kommen.

Wenn man nämlich, was wohl kaum zu umgehen ist, das zweite Stockwerk der Piz Lad- und Piz Umbrailgruppe mit dem zweiten der Piz Starlex- und Piz Urtirolagruppe über das Münstertal hinweg verbunden denkt, so geht aus der Beobachtung der Basalüberschiebung in der südlichen Gruppe wohl auch deren Vorhandensein in der nördlichen hervor.

Wie der Anblick des Querschnittes und des Schemas Fig. 39 lehrt, kehrt derselbe dreistöckige Bau in der Lischanna-, Piz Cornet-, der Piz Starlex-, Piz Urtirola-, der Piz Lad- und Piz Umbrail- und in gewissem Sinne auch in der Ortlergruppe wieder.

Es ist naheliegend, darin einen gemeinsamen Bauplan und den Ausdruck von gemeinsamen Grundbewegungen zu suchen.

Das unterste Stockwerk wird ausschließlich von kristallinen Gesteinen gebildet, das mittlere ausschließlich von jüngeren Schichten, das oberste dagegen aus einem Gemisch beider Gruppen mit starkem Überwiegen des kristallinen Anteils.

Es ist schon erwähnt worden, daß der Faltenwurf des kristallinen Sockels ein verhältnismäßig lockerer ist. Auch die Faltung des mittleren Stockwerkes ist keine enggeschlossene, sondern eine vorwiegend flache, mit Einschaltungen von Zerknitterungs- und Schuppungszonen.

Des weiteren ist für dieses Stockwerk bald eine mächtig anschwellende Verdickung und Häufung der Schichten, bald eine starke Verdünnung derselben charakteristisch. Insbesondere der Aufbau des Lischanna zeigt uns hochmächtige Aufstauung und Zerknitterung, während am Piz Urtirola und Piz Umbrail scharfe Verdünnung knapp neben Verdickungen eintritt.

Es ist bemerkenswert, daß die dicken Enden der Schichtkeile jeweils gegen Norden gerichtet sind.

Fig. 38

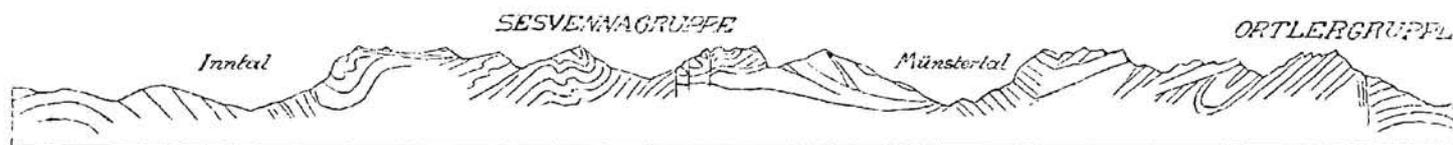


Fig. 39.



Schematisches geologisches Profil der Münstertaler—Ortleralpen.

- 1 = Granitmasse. — 2 = Bündnerschiefer. — 3 = Schuppungszone. — 4 = Münstertaler Gneismasse. — 5 = Trias-Juramassen.
6 = Reste der von Osten hergeschobenen Ötztalermasse.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Faltung dieses mittleren Stockwerkes besteht in der gleichsam gebügelten, niedergedrückten Anlage desselben.

Nirgends finden wir, wie zum Beispiel in den Nordalpen, steil und frei auflodernde Sättel und mannigfache Ausgelassenheit des Faltenwurfes.

Der Grund für diese Verdickungen und Verdünnungen wie für die Verknitterungen und die ganze gedrückte Faltenstruktur ist in dem Überschub des dritten Stockwerkes zu suchen.

Diese Überschiebung, welche wohl nach allem ebenfalls als eine große zusammenhängende Decke von der Lischanna bis zur Ortlergruppe zu denken ist, hat unter sich durch das ungeheure Gewicht und die Schubgewalt ihres Leibes diese Strukturformen hervorgerufen.

Es handelt sich nun nach der Feststellung dieses Grundbauplanes vor allem darum, einen Einblick in die Bewegungsrichtungen dieser Schubkörper zu gewinnen. Das ist in diesem Gebiete bei Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse der weiteren Umgebung im Westen und Osten unschwer zu erreichen.

Wie ein Blick auf Tafel XXXIV lehrt, befinden wir uns hier in einer Region der Alpen, wo sich außerordentlich deutliche Anzeichen einer von Osten gegen Westen gerichteten Bewegung kundtun.

Es sind dies vor allem die schönen, gegen Norden, Westen und Süden, also nach auswärts überschlagenen Faltenbogen, welche in mehreren Kränzen hier entwickelt sind. Sie liegen gewissermaßen wie Randmoränenwälle eines nunmehr zurückgewitterten Steingletschers vor uns und geben uns ein Bild seiner einstigen Verbreitung. Als der dazugehörige Steingletscher ist aber in unzweideutiger Weise die gewaltige Ötztalesmasse zu erkennen, deren Vorposten noch heute auf den Gipfeln der Münstertaler Berge lagern.

So klar und geschlossen sich dieser große mechanische Zusammenhang in der Gebirgsstruktur zu erkennen gibt, so scheint er doch nicht allen tektonischen Formen gerecht werden zu können. Es ist eine auffallende Erscheinung, daß die heute noch erhaltenen Reste unseres mittleren Stockwerkes, im großen genommen, keilförmige Stücke bilden, deren dicke Enden gegen Norden schauen. Es sind dies bei einer reinen Ostwestschiebung nicht recht verständliche Gebilde.

Möglicherweise verrät uns diese Keilstruktur des zweiten Stockes, daß der Ostwestüberschiebung schon in nordsüdlicher Richtung starke Bewegungen vorausgegangen sind.

Während sich also das oberste Stockwerk als Vorderteil der großen Schubmasse der Ötztales Alpen ausweist, erscheint das mittlere Stockwerk nicht so sehr als einheitliche selbständige Bewegungsdecke, sondern vielmehr als nur teilweise mitgezerrte und stark strapazierte Unter- und Vorlage der oberen Schubmasse.

Es ist sehr bemerkenswert, daß nach den Aufnahmen von A. Spitz und Dyrenfurth weiter westwärts eine mächtige Hauptdolomitplatte die Rolle der kristallinen Ötztalesmasse, also gewissermaßen die Rolle des Bügeleisens übernimmt.

Wir hätten so auch hier, wie in den Nordalpen, ein von West gegen Ost gerichtetes Tiefergreifen der großen Bewegungsfläche.

Im Zusammenhang mit dieser mechanischen Erklärung lassen sich vielleicht auch die vertikalen Bewegungen als Belastungs- und Entlastungssprünge auffassen.

Jedenfalls tritt südwärts der Zebrulinie eine starke und ausgedehnte Hebung ein.

Tonale—Adamello.

Entlang der Zebrulinie, welche die südliche Begrenzung des Münstertaler Senkungsfeldes darstellt, hat eine starke Höherschaltung des Gebirgskörpers stattgefunden.

Die Gebirgsmasse besteht hier bis zur Adamellomasse hin aus zwei durchaus nicht gleichwertigen Stücken.

Zwischen Zebrulinie und der Bäderlinie (Rabbi—Pejo) haben wir noch ein ziemlich weitfaltiges Gebirgsstück, das vorzüglich aus Phylliten und Quarziten zusammengestellt ist.

Zwischen der Bäderlinie und der Tonaletinie tritt dann eine enggepreßte, dichtgeschlossene Schichtenzone zutage, welche nach Salomon als Fortsetzung der Zone von Ivrea zu gelten hätte. Zwischen Tonaletinie und der Kontaktfläche des Adamellotonalits aber ist eine ebefalls steilstehende und geschlossene Schichtenserie eingeschaltet, die in größerem Umfange durch Kontaktwirkungen der nahen Granitmasse verändert ist.

Die Tektonik des Gebirges zu den Seiten der Val furva ist von verhältnismäßig einfacher Anlage.

Es ergeben sich im wesentlichen nur zwei Kombinationen je nachdem man die Quarzite des Confinale als jünger als jene des Piz Tresero und Dosegu annimmt oder dieselben mit denen des Piz Tresero gleichsetzt. Die zweite, scheinbar einfachere Deutung ist aber weniger wahrscheinlich, weil die Quarzite des Confinale (und des Kristallokammes) von Grünschiefern begleitet werden, jene des Piz Tresero aber ebenso wie die Quarzite an der Basis der Phyllite (Dosegu) nicht.

Benützen wir diese wahrscheinlichere Kombination, so würde im Gebiete der Val furva eine breite Mulde vorliegen, welche im Süden von der Antiklinale oder Aufschiebung des Piz Tresero überkippt oder überschoben wird.

Daran würden sich südwärts bis zur Bäderlinie noch engere Falten anreihen.

Nach der zweiten Kombination würden die Phyllite und Quarzite über die Val furva ein Gewölbe spannen.

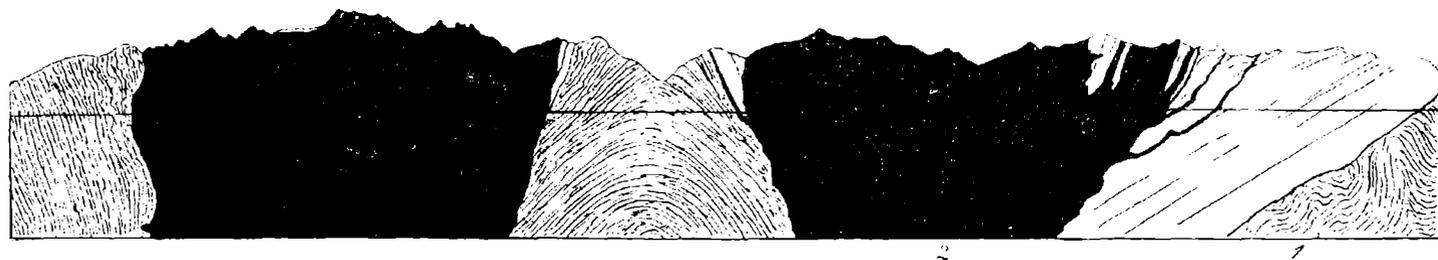
Das Schichtenbündel zwischen der Bäder- und Tonaletinie zeigt sich als streng geschlossenes, isoklines, steil gegen Süden einfallendes Faltenpaket, welches sich gegen Osten zu etwas auseinanderlöst, so daß dort einzelne Faltelemente sichtbar werden.

Die Zone südlich der Bäderlinie hebt sich von der nördlichen durch das Auftreten einer eigenen, besonders durch Quarzite charakterisierten Schichtserie, der Pejoserie, ab. Diese ist aufs engste verbunden mit den südlich anschließenden Schichten (Salomons Tonaletiefer, durch Mischung mit magmatischem Material veränderte Gneise

Fig. 40.



Fig. 41.



Schematisches geologisches Profil der Adamellogruppe.

1 = Älter gefaltetes kristallines Grundgebirge mit einem transgressiven Schichtdach. — 2 = Tonalitmassen.

und Einlagerungen von Marmoren, Amphiboliten und Olivinfels). Beide sind gemeinsam in Falten zusammengedrückt und werden von Brüchen durchsetzt, an denen NW streichende Schollen eingeklemmt sind. Die gleichen Querstörungen und Drehungen des Streichens wiederholen sich weiter östlich und westlich und dürften auf eine Wiederholung verschieden gerichteter Gebirgsbewegungen zurückzuführen sein. (Nordsüdbewegung und spätere Ostwestbewegung?)

An das geschlossene Faltenbündel schließt sich die ebenso isoklinale Schichtfolge an, welche den Nordrand der Adamello-masse umsäumt. Wie in einem früheren Abschnitte dargetan wurde, kann die Tonalelinie Salomons nicht als Bewegungsfläche von großer regionaler Bedeutung erachtet werden, sondern nur als untergeordnet und im Bereich des Profils kaum feststellbar. Das Entstehen einer Bewegungsfläche an dieser Stelle könnte mit dem Intrusionsvorgang der Adamello-masse in Verbindung gebracht werden.

Fassen wir das, was oben in tektonischer Beziehung über die Adamello-masse (Fig. 40—41) mitgeteilt wurde, in ein paar kurze Worte zusammen, so ergibt sich: Das kristalline Grundgebirge südlich der Tonalefurche und die seinem südlichen Teil auflagernden paläo- und mesozoischen Schichten werden von einer aus mehrfachen Intrusionen zusammengeschweißten Eruptivmasse durchbrochen, wobei im Süden ein Einsinken der sonst wenig gestörten Schichten unter die Intrusivmassen mit begleitenden Faltungen stattfand. Am Nord- und Nordwestrand bewegt sich die Intrusivmasse größtenteils parallel den steilstehenden, früher schon stark gefalteten Schichten empor, während im Süden Durchbruchkontakt mit schwimmenden Schollen vorherrscht. Die Form der Intrusion ist nach Salomon ein Zwischending zwischen Lakkolith und Stock (Ethmolith Salomons).

Südalpen.

In den Südalpen (Fig. 42—43) können zunächst zwei Zonen geschieden werden. Die erste — die Schichttafel zwischen Adamello-masse und Trompialinie — gehört noch dem hochliegenden Gebirgs-teil südlich der Zebrulinie an.

Das stark gefaltete kristalline Grundgebirge wird hier von paläozoischen und triadischen Sedimenten transgrediert, welche noch wenig gestört sind. Nur Brüche geringerer Ausdehnung und die Einsenkung und Faltung am Rand der Intrusivmasse haben ihre ruhige Lagerung verändert.

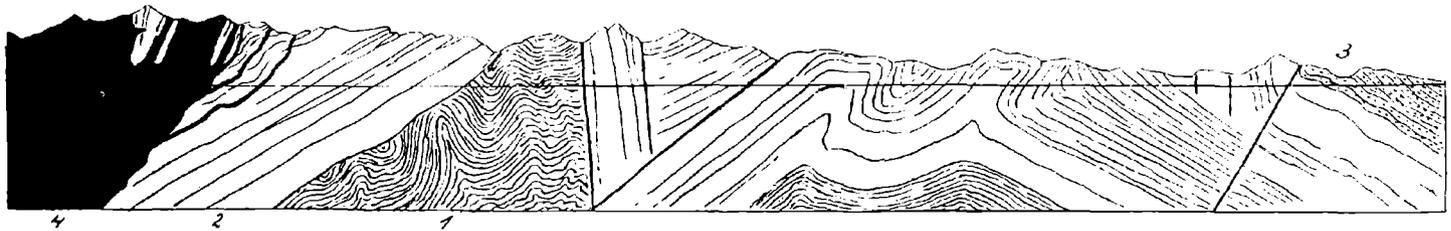
Die Trompialinie ist der innerste Absenkungsbruch gegen die Poebene. Weiter südlich kommt das kristalline Grundgebirge nicht mehr zutage und immer jüngere Sedimente nehmen die Oberfläche ein.

Das Land südlich der Trompialinie bildet eine zweite Zone: die lombardisch-judikarische Faltenzone. Die Sedimente sind in kräftige gegen S mehr oder weniger überkippte Falten gelegt, welche aber noch nicht so eng geschlossen sind, daß nicht auch tiefere Schichten an der Faltung mitbeteiligt gedacht werden können.

Fig. 42.



Fig. 43.



Schematisches geologisches Profil der Südalpen.

1 = Älter gefaltetes kristallines Grundgebirge. — 2 = Paläozoisch-mesozoische Schichtentafel mit Durchbruchkontakt und Schollenauflösung. — 3 = Tertiär. — 4 = Tonalitmassen.

Eine Anzahl von Bruchflächen, Diskontinuitäten, durchtrennen den Verband der Falten: Schubflächen, an denen schuppenartig jeweils die nördliche auf die südliche Scholle (gegen S) aufgeschoben wurden. Die Bewegungsflächen sind gleichzeitig Senkungsflächen; an den weiter gebirgseinwärts gelegenen Schollen kommen immer ältere Schichtglieder noch zum Ausstreichen. Die Stärke der Schuppung nimmt gegen innen zu. Die innerste Scholle, jene des Dosso alto, ist an der Trompialinie steil aufgestellt; ihre Außenfläche ist bereits eine Aufschiebungsfläche (am Dosso alto steil [siehe Fig. 43] weiter westlich am Monte Ario gegen N geneigt).

Die Größe der Absenkung wird ersichtlich durch den Vergleich der Höhenlage des Kristallinen am Manivasattel mit der Tiefe, bis zu welcher das Quartär unter die heutige Poebene hinabreicht.

Querbrüche zergliedern die Zone in der Richtung des Streichens.

Das typische Störungsbild der zweiten Zone der Südalpen ist das eines durch Schuppung zusammengedrängten und nach außen immer tiefer sich absenkenden Faltenlandes. Auch in den Südalpen gesellen sich zu der Hauptfaltung noch Faltungen im Gefolge von ostwestlichen Bewegungen.

Zusammenfassung.

Nach dieser tektonischen Charakterisierung der einzelnen Zonen sollen nun die Verbindbarkeiten der Zonen untereinander noch einer Überlegung unterzogen werden.

Für die Verbindung der Zonen gelten dieselben Standpunkte wie für die Verbindungen der kleineren tektonischen Elemente. Hier tritt die Einwirkung der modernen Auffassungen nun am deutlichsten zutage, indem nicht nur die einzelnen Kombinationen, sondern überhaupt die ganze Fragestellung erst möglich wurde, nachdem der Glaube an die Unverrückbarkeit der gegebenen Zonenordnung erschüttert worden war.

Durch die Überfaltungslehre wurden gleichsam wie durch eine Revolution die Fesseln einer altüberlieferten Bodenständigkeit und strengen Rangordnung gelöst und alle Zonen auch im großen Stil als gegeneinander beweglich erklärt. Das bedeutet jedenfalls, abgesehen von allen anderen Momenten, schon deshalb einen Fortschritt, weil ein bisher für selbstverständlich gehaltenes Dogma nunmehr zum Gegenstand der Untersuchung erhoben wurde.

Als das wichtigste Prinzip bei der Beurteilung der Zonen in Rücksicht auf die Fortsetzung ihres Bauplanes in die Tiefe, hat sich das Studium der mehr oder weniger geschlossenen Struktur erwiesen. Wir können damit innerhalb gewisser Grenzen den Zustand des Untergrundes beleuchten. Von diesem Standpunkt aus haben wir erkannt, daß viele Zonen des Alpenquerschnittes durch eine Bewegungsfläche von ihrem Untergrund abgelöst sein müssen.

Hierher gehören der südliche Teil der Molassezone, die Kreide- und Flyschregion, die nördlichen Kalkalpen, die Silvretta, die Tonalezone und teilweise die Südalpen.

Die Gebiete des Engadiner Fensters, die Münstertaler-Ortleralpen und die Adamellogruppe zeigen Strukturen, welche in größere Tiefen sich fortsetzen können.

Die Verhältnisse der Zonen bis zum Südrand der nördlichen Kalkalpen sind durch mehr oder weniger ausgedehnte Aufschiebungen von Süden her zu erklären. Die südlichere Zone ist jeweils über die nördlichere vorgeschoben, wobei festzuhalten ist, daß die jetzige Form der Südgrenze der Molasse wohl auf weite Strecken die einer Verwerfung ist.

Eine andere Verbindung, als diese hier in der Natur vorgezeichnete anzunehmen, liegt im Bereiche unseres Querschnittes keine Ursache vor.

Mehrdeutiger werden jedoch die Verbandsverhältnisse der Kalkalpendecke mit der kristallinen Decke der Silvretta.

Obwohl hier kein Zweifel bestehen kann, daß die Kalkalpendecke über die Silvrettadecke gegen Süden zu verlängern ist, herrschen doch kompliziertere Beziehungen zwischen beiden Gebieten.

Die Kalkalpendecke ist nicht mehr wie die nördlicheren Zonen, von der südlicheren Decke überschoben, sondern nur überkippt.

Wenn wir von der Deckenstruktur der Kalkalpen ausgehen, so liegen vor uns zwei Möglichkeiten der Tiefenfortsetzung.

Da der Untergrund der Kalkalpendecke nicht an ihrer Tektonik teilnehmen kann, so muß entweder der Untergrund eine andere Tektonik besitzen, welche eine ebenso starke Verschmälerung ergibt, oder die Kalkalpendecke wurde von seitwärts hereingeschoben.

Um nun zu sehen, welche Art von Ausgleichung in unserem Gebiete vorliegt, brauchen wir nur in der Streichrichtung gegen Westen bis an den Rand der Kalkalpen vorzugehen. Wäre der erste Typus vorhanden, so müßten wir hier unter der hochlagernden Kalkalpendecke das ältere enggepreßte Gebirge erkennen.

Das ist aber nirgends zu sehen. Im Gegenteil finden wir genau dieselben Überschiebungsverhältnisse wie am Nordrande der Kalkalpen und schließen daraus, daß der zweite Typus vorliegt.

Die gleiche Überlegung können wir nun für die Silvrettazone wiederholen.

Auch diese bildet eine streng gefaltete, geschlossene Decke. Folgen wir derselben im Streichen, so begegnen wir an ihrem West- und Südwestrand ebenfalls nicht den Anzeichen einer älteren, tieferen, stark gepreßten Gebirgszone.

Kalkalpen und Silvretta können also nicht in der Tiefe ein Äquivalent von anders zusammengeschobenen älteren Schichten haben, sie müssen daher auf fremder Unterlage ruhen.

Diese lediglich aus der Struktur geschöpfte Erkenntnis wird durch die tiefgreifenden Aufschlüsse im Engadiner Fenster bestätigt und erweitert. Die allgemeine Lagebeziehung der Kalkalpendecke zur Silvrettadecke wird durch die Zwischenschaltung von älterer Trias und Verrucano als Auflagerung wahrscheinlich gemacht.

Obwohl nun sicher nach den Profilen durch die Grenzregion zwischen Kalkalpen und Silvretta (Fig. 13—18) entlang dieser Grenzzone starke Verschiebungen stattgefunden haben, geht aus denselben

doch nicht hervor, daß die Kalkalpen etwa als Ganzes von Süden her über die Silvretta geschoben wurden.

Es hat vielmehr den Anschein, daß die Hauptmasse der Kalkalpen von jeher nördlich der Silvrettazone angeordnet war, wenn auch die letztere von Sedimenten überdeckt war, welche jetzt davon entfernt sind.

Denkt man sich also die Kalkalpendecke mit der Silvrettadecke verbunden und beide durch Bewegungsflächen von einem fremden Untergrunde abgeschieden, so ist es naheliegend, diese Bewegungsflächen als zusammengehörig und aneinanderschließend zu begreifen. Wir hätten dann eine große Bewegungsfläche (oder ein Geflecht von solchen Flächen) vor uns, welche von Norden gegen Süden in tiefere Erdzonen niedersteigt.

Im Engadiner Fenster würde nun diese Bewegungsfläche an der Basis der Silvretta und Lischanna sichtbar.

Weiter südwärts sind keine Anzeichen mehr vorhanden, sie muß dort ihr Ende erreichen.

Es ist schon erwähnt worden, daß die gewaltige, breite Aufwölbung der Bündner Schiefer eine Strukturform zeigt, die durch ihre weite Spannung auf bedeutende Tiefenerstreckung schließen läßt.

Es ist neben der Adamellomasse das größtangelegte, einheitliche tektonische Element im Bereiche unseres Alpenquerschnittes.

Wir haben keinen Grund, diese Aufwölbung (die von Granit unterlagert wird) als nicht grundständig anzusehen.

Als Fortsetzung der Silvrettazone wäre dann südwärts wahrscheinlich die Münstertaler Gneismasse mit ihrem Triasfeld anzunehmen. Bei dieser Zusammenschließung von Kalkalpendecke, Silvretta-Münstertaler Gneismasse zu einer gewaltigen Schubmasse (nicht zu einer Überfalte!) erhebt sich einerseits die Frage nach den riesigen fehlenden Massen an der Unterseite, anderseits jene nach der Beschaffenheit und Zusammensetzung des Untergrundes. Wenn wir uns durch die oberen Teile der Erdhaut eine ausgedehnte, flach in die Tiefe ziehende Bewegungsfläche gezogen und an ihr dann den oberen Flügel über den unteren in bedeutendem Ausmaße vorgeschoben denken, so ist dies nur möglich, wenn entweder der untere Teil der Erdhaut gegenüber dem oberen etwas stärker kontrahiert wurde und hier eine Summation aus bedeutender Ferne stattfand oder eine gewaltige Massenabsorption in der Tiefe vor sich ging und große Teile der oberen Zone dabei verschluckt wurden.

In der Arbeit über das Bewegungsbild der Faltengebirge (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906) ist ausführlich gezeigt worden, daß die Annahme der Gebirgshäufung durch Fernschiebungen sich nicht aufrechterhalten läßt.

Wenn aber dieser Ausweg ungangbar ist, so bleibt nur noch die Möglichkeit, an eine Einsaugung nach der Tiefe hin zu denken, wodurch an der Oberfläche breite Zonen überschüssig werden, welche an Bewegungsflächen aus der Tiefe aufsteigen und große Schollen übereinander hinführen.

Diese Überlegung führt uns zu dem Begriff der Verschluckungszonen, welcher für das weitere Verständnis des Alpenbaues manche Einblicke gewährt.

Fig. 44.

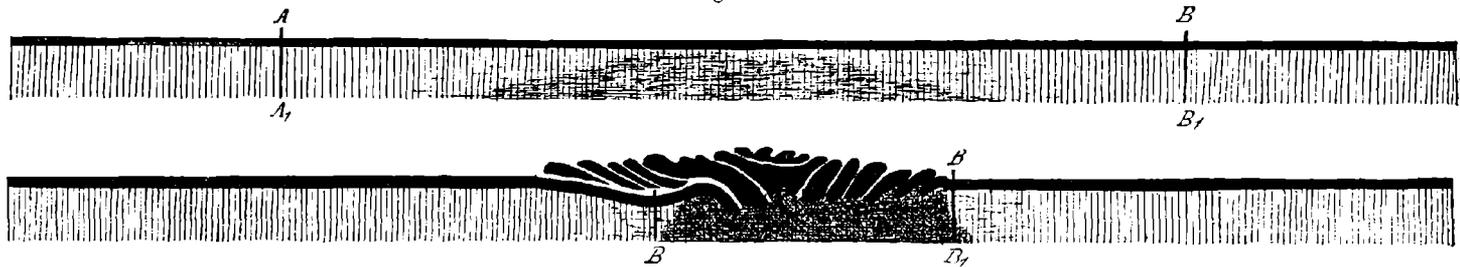
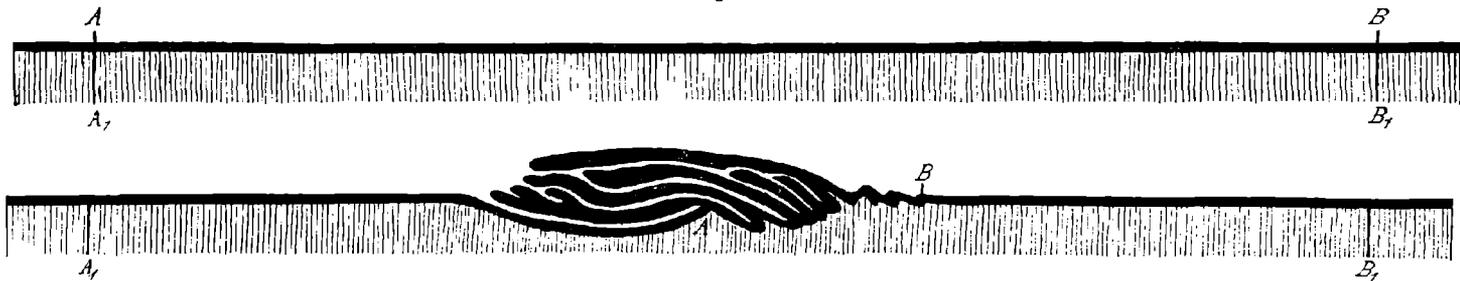


Fig. 45.



Die dicken schwarzen Linien sollen den obersten Teil der Erdhant, die senkrecht schraffierten Flächen tiefere Teile derselben, die gegitterten aber Bereiche von Tiefenbewegungen und Masseneinsaugungen vorstellen.

Fig. 44 veranschaulicht die räumlichen Verhältnisse unter der Voraussetzung, daß eine starke Masseneinsaugung gegen die Tiefe zu stattfindet. Dadurch wird eine gewaltige Hereinschiebung von seitlichen Massen veranlaßt, wobei die obersten starren Zonen schuppenförmig übereinander getrieben werden. Zur Gebirgsbüfung werden hier in der Hauptsache nur die obersten Erdschichten verwendet, während die unteren in die Tiefe sinken. Der Motor der Gebirgsbildung ist eine verhältnismäßig lokale starke Massenverringernng im Untergrunde.

Fig. 45 gibt die Massenordnung nach der Überfaltungslehre. Hier wird, ebenfalls nur die oberste Erdzone zur Gebirgshäufung verwendet, welche aber dadurch zustande kommt, daß durch Fernschiebungen der Kontraktionsüberschuß eines größeren Teiles des Erdumfangs an einer Stelle summiert wird. Die tieferen Zonen bleiben unbeteiligt. Der Motor ist eine allgemeine gleichmäßig verteilte Kontraktion der Erde.

Die Buchstaben geben jeweils die Lage einer und derselben Stelle vor und nach der Gebirgsbildung an. In Fig. 44 unten lies statt B A₁.

Durch die Verschluckungszonen wird zum Beispiel der Begriff der Wurzeln für die Ableitung der einzelnen Decken überflüssig. Es ist seit der Begründung der Überfaltungslehre trotz aller Bemühungen nicht gelungen, die Stellen einwandfrei nachzuweisen, aus denen die angeblichen Überfalten herausgepreßt worden sein sollen.

So klar und deutlich sich vielfach der Deckenbau in den Schweizeralpen enthüllt, weder in der sogenannten Rhein-Rhonenarbe noch in der berühmten Zone von Ivrea konnten dieselben Schichten nachgewiesen werden, welche die daraus abgeleiteten Überfalten zusammensetzen.

Man mußte zu der Hypothese greifen, daß die in den sogenannten Wurzelzonen zurückgebliebenen Schichten durch gewaltigen Druck und hohe Wärme völlig umgestaltet worden seien. Eine Entstehung der Überfalten durch Zusammenpressen von anfänglich sehr breiten Mulden ist eine mechanische Unmöglichkeit.

Denkt man sich aber statt Überfalten Überschiebungen mit gelegentlichen Einrollungen, Walz- und Schubschollen, so bereitet das Fehlen der Wurzelzonen keine Schwierigkeiten mehr.

Die Bewegungsflächen, von denen die Schubmassen gefördert werden, sinken in die Tiefe und erlöschen dort. Der große Massenüberschuß an der Oberfläche entsteht durch Einsaugung tieferer Zonen erdeinwärts. Der große so entstehende Überschuß der obersten Zonen aber wird durch gewaltige Überschiebungen und Faltungen ausgeglichen. Das Suchen nach den Heimstellen der Überfalten oder (nach unserer Meinung) der Überschiebungen ist völlig aussichtslos, da diese Gebiete eben in der Tiefe begraben und dort assimiliert sind.

Nach dieser Anschauung, welche auf Schema Fig. 44 im Gegensatz zu dem Summationsgebirge Fig. 45 zur Darstellung gebracht ist, würde die oberflächliche Zusammenschiebung und Faltung einer in größerer Tiefe vor sich gehenden Masseverminderung entsprechen.

Der Hauptteil der horizontalen Raumbewinnung wird entlang von Schubflächen vollzogen, weil dadurch bei geringerer Arbeit eine größere Wirkung erreichbar ist.

Was nun die Beschaffenheit der Unterlage der riesigen, hier als einheitlich dargestellten Schubmasse anbelangt, so ist darüber nur nach den Aufschüssen am Nord- und Westrande sowie im Engadiner Fenster zu urteilen. Am Nordrande tauchen überall Flyschschichten, am Westrande Flysch und Bündner Schiefer, im Engadin Bündner Schiefer unter den Rändern der großen Schubmasse hervor.

Flysch wie Bündner Schiefer zeichnen sich durch gewaltige Mächtigkeit und stumpfe, gleichartige Entwicklung aus. Sie haben diese Eigenschaften in mancher Hinsicht mit den Fleckenmergeln und Kreideschiefern der Nordalpen und mit den Schiefen und Phylliten der Grauwackenzone und der Zentralalpen gemeinsam. Es sind nach ihrer Natur Ablagerungen von weiter Erstreckung und erschreckender Gleichförmigkeit, welche auch riesige Ablagerungsräume und lange gleich bleibende Bedingungen zu ihrer Entstehung voraussetzen. Ein Gebilde wie die Bündner Schiefer kann nicht in einem so engen und kleinen Trog, wie ihn der Rahmen des Engadiner Fensters vorschreibt, hergestellt werden. Dazu sind weit größere Dimensionen der Bereitungsstätten erforderlich.

Denkt man sich die große Schubmasse abgehoben, so hätten wir darunter ein gewaltiges, wahrscheinlich von solchen Schichten erfülltes Feld, die Verlandung einer breiten und tiefen Geosynklinale vor uns liegen.

Zwischen diese Basis und die Schubmasse wären die ihrem Volumen nach allerdings verschwindend geringen Massen des bei der Bewegung geschaffenen und liegengelassenen Reibungs- und Schiebungsmaterials eingeordnet. Dieses Material entstammt teils dem Untergrund, teils dem Schubkörper selbst. So ist es zum Beispiel nicht unwahrscheinlich, daß die fossilreichen Lias-Crinoidenkalke am Nordrande des Engadiner Fensters aus der Stirnregion der Kalkalpendecke (der sogenannten

Fig. 46.



Fig. 47.



Fig. 46. Schräg schraffiert = Große Schubdecke Kalkalpen—Silvretta Ortler. — Unterbrochen = Reibungs- und Schuppungszone. — Senkrecht schraffiert = Helvetisches Kreidegebirge. — Punktiert = Flysch- und Bündnerschieferland. Geringelt = Molasse. Gegittert = tieferes Grundgebirge.

Fig. 47. Schematische Darstellung der Faltungsdecken in den Ostalpen nach G. Steinmann (Kopie von Fig. 26 aus Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V. 1906).

Schräg schraffiert = ostalpine Decken. — Schwarz = lepontinische Decken. — Punktiert = helvetische Decken.

prieninischen Zone) beim Vormarsche entnommen wurden. Vergleichen wir nun diese hier versuchte Kombination der Zonen (Fig. 46) mit jener, welche Steinmann (Geologische Probleme des Alpengebirges, Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1906) gegeben hat (Fig. 47) und die den Arbeiten seiner Schüler zugrunde liegt, so ergeben sich gar manche Unterschiede. Dieselben bestehen darin, daß einmal keine Überfaltungsdecken, sondern nur reine Überschiebungsdecken vorhanden sind, daß weiter unsere Reibungs- und Mischungszone am Nordrande als eigene lepontinische Decke erscheint, welche mit den Bündner Schieferen verschmolzen wird, daß die helvetische Decke noch unter der lepontinischen bis ins Gebiet der Münstertaler Alpen zurückgeführt wird und endlich alle drei Decken aus Wurzelgebieten herausgeleitet werden.

Über das Verhältnis von Decken und Wurzeln haben wir uns schon ausgesprochen. Die Verlängerung der helvetischen Decken so weit nach Süden ist wohl unnötig und unerweisbar.

Die Verbindung der sogenannten lepontinischen Schollen am Alpennordrande mit den Bündner Schiefen zu einer Decke ist aber unmöglich. Die Schollen von Melaphyr, Amphiboliten, Gneisen . . . haben mit den Bündner Schiefen nichts gemeinsam und sind auch nicht Reste einer Decke, sondern deutliche Schubschollen. Außerdem dürften sie, wie schon erwähnt wurde, viel wahrscheinlicher durch ostwestliche Verschiebungen in der Tiefe abgeschürft und emporgefördert worden sein. Wenn man hier eine Verbindung annehmen will, so kann man von einer Reibungs- und Mischungszone zwischen Untergrund und großer Decke reden. Dann würden aber diese Schollen am Alpennordrand nur den Schollen am Engadiner Fensterahmen gleichzuachten sein.

Diese tektonische Reibungs- und Mischungszone ist aber durchaus nicht als eine irgendwie geschlossene Decke aufzufassen, sondern dieselbe ist bald hier, bald dort abgelagert oder nicht vorhanden wie die Grundmoräne zwischen Gletscher und Felsgrund. Sie zeigt auch ebenso wie die Grundmoränen deutliche Lokalfärbung, indem die Schollen einer Region meist eine ganz charakteristische Zusammensetzung und Mischung verraten.

Die Schollen können bald weite, bald kurze Wege beschrieben haben und sowohl vom Untergrund als auch von der Schubmasse abstammen. Ihre Erscheinungsweise wiederholt sich in allen Grundzügen ebenso an den vielen kleineren Überschiebungen, für welche die Allgäuer und Lechtaler Alpen so schöne Beispiele enthalten.

Während wir so für den ganzen nördlichen Teil des Querschnittes einen verhältnismäßig einfachen und groß angelegten Überschiebungsplan mit wahrscheinlich nordsüdlicher Tendenz erkannt haben, lassen sich die Erscheinungsformen im mittleren Teil des Querschnittes besser und klarer durch eine Schubbewegung von Osten gegen Westen begreifen.

Bei der Detailbeschreibung und der tektonischen Charakteristik der Münstertaler-Ortleralpen ist diesem Gedanken bereits Ausdruck verliehen worden.

Es ist die Ötztalermasse, welche hier von Osten her über das Münstertaler Triasfeld hereinrückt und die deutlichsten Spuren ihres Gewaltmarsches dem Untergrund unverwischbar eingepägt hat.

Wir haben viele Analogien mit den Verhältnissen unserer großen nördlichen Schubmasse. Auch diese hier setzt sich gegen ein weites Senkungsfeld hin in Bewegung, welches hier mehr von Triasschichten, dort von Flysch und Bündner Schiefen ausgefüllt wird.

Es zeigt aber eine genauere Prüfung der Grenzzone zwischen Ost- und Westalpen, daß sich nicht bloß am Westrande der Ötztalermasse Anzeichen für ostwestliche Bewegungen finden, sondern daß auch in den nördlicheren Zonen eine Menge von geologischen Strukturen ebenfalls auf Verschiebungen in dieser Richtung oder in einer Komponente von südnördlicher und ostwestlicher Richtung hinweisen. Auf Tafel XXXIV sowie auf Fig. 24 sind die wichtigsten hierhergehörigen

geologischen Linien zusammengestellt und miteinander in Verbindung gebracht.

Fig. 24 gibt ein schematisches Bild der Strukturrisse der Nordalpen zwischen Achen- und Bodensee. Wir bemerken das auffällige Vorherrschen von eckenförmigen Umrissen, welche durchaus nicht etwa allein auf zufällige Erosionsbeschneidungen zurückgeführt werden können.

Es ist dies im Grunde dieselbe Frage wie die nach der Begrenzung der Ostalpen gegen die Westalpen. Ist diese so auffallend gegen Süden zurückziehende Grenze, wie die Vertreter der Überfaltungslehre meinen, lediglich der Erosionsrücktrieb der ostalpinen Decken, hervorgerufen durch die Höherwölbung der Schweizeralpen oder ist diese Begrenzung in der Struktur der ostalpinen Randzone näher begründet?

Bevor wir uns zu einer Entscheidung neigen, seien die hierhergehörigen Strukturen noch kurz betrachtet.

Das Strukturbild der Nordalpen (Fig. 24) zeigt uns von Westen gegen Osten zuerst die gewaltige Abknickung der helvetischen Kreidzone, dann die damit parallelen Ränder der Kalkalpendecken, von denen der vordere mit einem Saum von Schubschollen aus eruptiven und kristallinen Gesteinen geschmückt ist. Weiters begegnen wir der starken Umbiegung der Sattelzone Höfats—Schneck—Rotspitze, dem Westabbruch des Wetterstein-Miemingergebirges mit dem Ehrwalditdurchbruch, der großen Knickung der tiefen Kreidemulde nördlich des Achensees und dem Westrande der Unutz-Guffert-Überschiebung.

Dazu sind noch von den mehr nordsüdlich streichenden Faltungsrichtungen jene der Scesaplana, des Kammes Tajakopf-Wetterspitze und des Sonnwendgebirges aufgeführt. Als wichtige Ergänzung gehört aber auch noch hierher das häufige Vorkommen von steil stehenden, ostwestlich streichenden und mit meist mehr horizontalen Reibungsstriemen gravierten Rutschflächen. Als besonders schöne Beispiele sei hier auf die Südwände der Schüsselkarspitze gegen das Puitental (Wettersteingebirge), auf die Südwand des Säulings östlich von Reutte und die Südwand der Wetterspitze (Lechtaler Alpen) hingewiesen.

Es handelt sich in diesen Fällen nicht etwa um kleine Rutschungen, sondern um große, einheitliche Schubflächen.

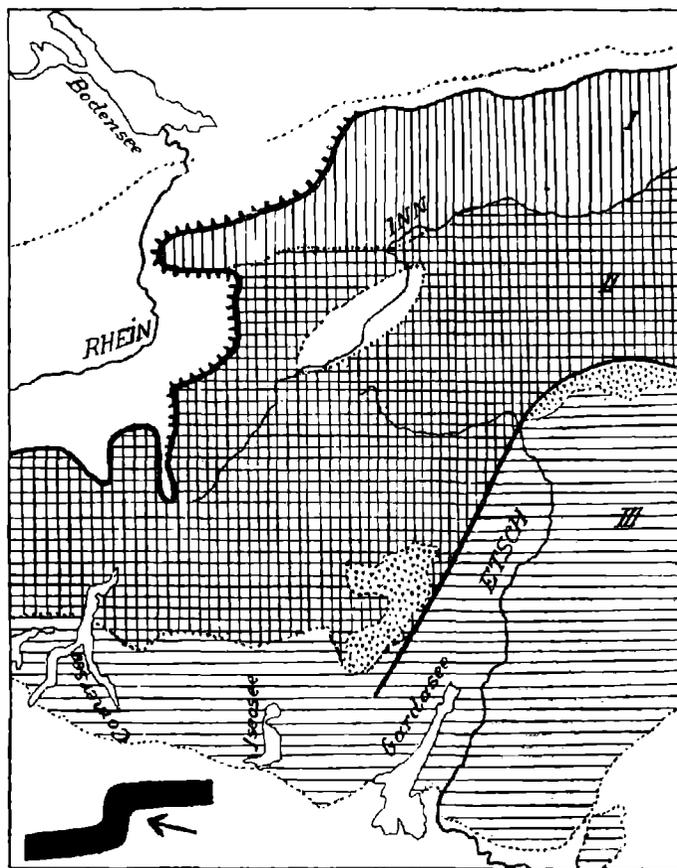
Diese Strukturen können nicht als zufällig bezeichnet werden und sie sind nur verständlich, wenn man sich die Kalkalpendecke von ostwestlichen Bewegungen ergriffen und streifenweise ungleich verschoben denkt. Innerhalb der Silvrettazone sind uns keine solchen Erscheinungen bekannt geworden. Im Engadiner Fenster dürfte wohl vielleicht die Verdrehung der großen Gewölbeachse in eine schräge Richtung und die starke Pressung des Gewölbes am Nordostende auf Druckwirkungen aus mehr südöstlicher Richtung zurückzuführen sein.

In den Münstertaler Ortleralpen haben wir dann die schönen und klaren, gegen Westen übertriebenen Faltenbögen und Schiebungen.

Versucht man diese hier nur flüchtig zusammengetragenen Anzeichen von ostwestlichen Bewegungen, welche sich sicherlich noch vermehren lassen, zu überblicken, so hat man den Eindruck, daß dieselben erst nach den Südnordüberschiebungen eingetreten sind.

Des weiteren führt uns das merkwürdige Zusammenschreiten des Ostalpenrandes und der Judikarienlinie (periadriatische Linie Salomons) zu der Vermutung, daß auch dazwischen ein tieferer Zusammenhang bestehe. Auf Fig. 48 ist ein kleines Bild dieses Zusammenspieles gegeben. So sicher der zackige Nordostrand der Ostalpen die Aus-

Fig. 48.



Schema der Alpenknickung.

I = Kalkalpen. — II = Zentralalpen. — III = Südalpen.

fransung durch Rückwitterung zeigt, so sicher weisen aber auch die früher aufgezählten Strukturen auf eine ostwestliche Gesamtbewegung hin.

Hielt man beide Linien zusammen, so scheinen sie eine Verbiegung, eine Knickung des Alpenstranges im großen Stile anzuzeigen.

Die äußere Grenze ist der Ausstrich einer mächtigen, leicht geneigten Bewegungsfläche, die innere dagegen mit ihrer Granitperlen-

Fig. 49.



Fig. 50.

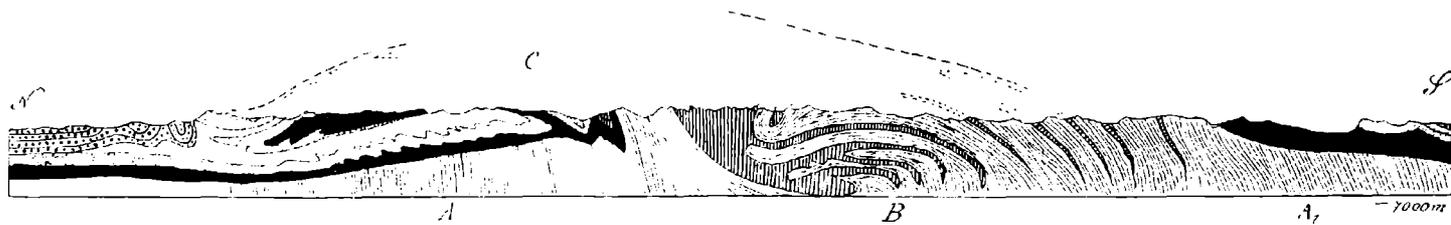


Fig. 49. Schema des Alpenquerschnittes.

A Kalkalpendecken. — *B* Silvrettadecke. — *C* = Engadiner Fenster. — *D* = Münstertaler—Ortleralpen. — *E* — Adamellomasse.
F — Südalpen.
m = Molassezone. — *h* — Helvetische Kreidezone. — *f* — Flyschzone. — *k* — Klippenzone. — *s* = Schuppungszone.
o — Reste der Ötztaler Schubmasse.

Fig. 50. Profil durch die Schweiz vom Bodensee zum Luganersee.

(Verkleinerte Kopie aus der Arbeit von H. Schardt „Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. St. Gallen 1907.“)

Die Buchstaben haben die gleiche Bedeutung wie bei Figur 32.

kette jener einer weit steileren und tiefgreifenderen Bewegungszone. Beide zusammen zeigen uns eine Herausbewegung des Alpenstranges aus seiner Streichrichtung, eine Knickung der wichtigsten Leitlinien an.

Es ist wahrscheinlich, daß die in jüngster Zeit von Ogilvie Gordon (The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transactions of the Edinburgh Geological Society. 1910) in den Dolomiten nachgewiesenen flachen, ostwestlichen Verschiebungen mit hierhergehören und wahrscheinlich in den Südalpen weit verbreiteter sind als bisher angenommen wurde.

Nach dieser Auffassung ist es begreiflich, daß der Versuch von Prof. Rothpletz, zu seinem reinen Ostwestschub eine südliche Randspalte zu suchen, mißglücken mußte.

Ebensowenig darf man aber im Sinne der Überfaltungslehre die Ostalpengrenze als nicht tiefer begründet und als lediglich Erosionssaum deuten. Der äußere Zuschnitt ist allerdings Erosionswerk, aber die Veranlagung der ganzen großen Ausbiegung ist tief im Alpenbaue befestigt.

Es erübrigt uns nun noch, diese hier gegebene Auffassung des Alpenbaues (Fig. 49) in kurzen Umrissen mit den wichtigeren modernen Bauformeln zu vergleichen. Eine Rücksichtnahme auf die älteren Theorien der Gebirgsbildung ist überflüssig, nachdem durch das heute aus allen Teilen der Alpen vorliegende gesicherte Beobachtungsmaterial eine ungeheure Fülle von Beweisen für ganz gewaltige Massenbewegungen erbracht ist, welche keineswegs mehr im Rahmen jener naiven Vorstellungen Platz finden können.

Wir wenden uns daher gleich der Überfaltungslehre zu, welche heute im Mittelpunkt der lebendigsten Interessen steht und ganze Scharen von neuen Fragestellungen aufgeworfen hat.

Es ist hier nicht der Ort, um genauer auf die zahlreichen von den Anhängern dieser Lehre bereits aufgestellten Variationen derselben einzugehen, es sollen nur ein paar Haupttypen kurz vorgeführt werden.

Eine sehr elegante und wunderbar durchsichtige Lösung der Tektonik der Schweizeralpen hat der Begründer dieser Lehre Hans Schar dt gegeben. Wir sehen auf Fig. 50 eine schematisierte Kopie eines von ihm entworfenen Durchschnittes der Westalpen zwischen Boden- und Comersee (aus H. Schar dt. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. Schweizer naturf. Ges. in St. Gallen 1906).

Wir nehmen auf dieser Skizze im Norden und Süden je eine mächtige, aus steilgefalteten kristallinen Gesteinen bestehende Masse wahr, über welcher je eine verhältnismäßig ruhig gelagerte jüngere Zone aufruhet. Zwischen diesen großen, scheinbar starren Zonen, den Backen eines Schraubstockes vergleichbar, ist nun eine äußerst intensiv gedrängte, tief gefaltete Zone eingeschaltet, aus der ein Büschel von steil emporsteigenden Sätteln herausgepreßt wurde, welche sich nach Norden umlegten und wie Eisströme oder Lavaergüsse übereinander in die weite nördliche Vorsenke niederglitten.

Das ist eine außerordentlich einfache und in ihrer Wirkung sehr anschauliche Mechanik, bei welcher aber die gegenseitigen Dimen-

sionen sowohl zwischen der heute noch erhaltenen Gebirgsmasse und der theoretisch erforderlichen, als auch jene zwischen der Breite und Tiefe des Faltungsraumes und der Menge der Überfalten in keinem entsprechenden Verhältnisse zu stehen scheinen.

Noch deutlicher treten diese Mißverhältnisse auf dem Schema Fig. 32 hervor, welches Prof. C. Schmidt seiner schönen Arbeit über Bild und Bau der Schweizeralpen, Jahrb. d. S. A. C. Basel 1907, beigegeben hat. Vergleicht man in diesen Querschnitten das angeblich abgetragene Volumen mit den Massen von Flysch, Molasse und Glazialschutt, welche ja die Hauptzerstörungsprodukte der Alpen gleichsam wie in Schuttrögen aufgesammelt haben, so tritt deutlich genug hervor, daß die Alpen niemals solche Dimensionen gehabt haben können.

Dabei ist noch zu bedenken, daß ja Flysch und Molasse zur Zeit der Überfaltungen wenigstens größtenteils schon abgelagert waren. Es steht also, und das gilt für beliebige Querschnitte in den Schweizeralpen, nach der Überfaltungslehre das Massenverhältnis von Abtragung und Ablagerung in einem allzu schroffen Mißverhältnisse, was nur darauf zurückzuführen ist, daß sowohl die Zerlegung in einzelne Decken als auch die theoretische Ergänzung viel zu umfangreich ist.

Ein ähnliches Mißverhältnis besteht nach diesen Alpenbauformeln auch zwischen dem Anteil der kristallinen und der jüngeren Gesteinsmassen an den Überfaltungen.

Die kristallinen Schichten bilden verhältnismäßig schmale, geringfügige Sattelkerne, während die jüngeren Schichtgruppen großartige Exkursionen unternehmen.

Denkt man sich die Decke der jüngeren Schichten wieder in ihrer ursprünglichen Art ausgeglättet, so erhält man einen wohl 2—3mal breiteren Streifen als bei der Ausglättung der jungen kristallinen Falten, selbst wenn man die Dicke der an dem Faltengang beteiligten kristallinen Schichten als sehr gering anschlägt.

Dabei zeigen aber die tief eingreifenden Mulden, daß doch nicht bloß oberflächliche Teile des Grundgebirges in Bewegung waren, sondern auch tiefere Zonen mit ins Spiel traten.

Wir stehen also mit anderen Worten auch hier wieder nach diesen Zeichnungen vor der Entscheidung, entweder eine Summation einer verhältnismäßig dünnen und sehr ausgedehnten Schichtenlage aus weiter Ferne oder eine Absorption der tieferen Zonen anzunehmen. Wir wissen, daß das erstere ausgeschlossen ist und haben uns deswegen der zweiten Erklärungsweise zugewendet.

Darin liegt gegenüber der Überfaltungslehre ein wesentlicher Unterschied vielleicht noch tiefer als jener des Ersatzes der Überfalten durch einfache Schubmassen.

Die Unterschiede gegen das von Steinmann aufgestellte Schema sind schon früher hervorgehoben worden.

Während nach der Überfaltungslehre der Bildungsraum der Falten (zwischen den Schraubstockbacken) gegen das Erdinnere abgeschlossen erscheint, wäre nach unserer Darstellung dies nicht der Fall, sondern im Gegenteil unter der oberflächlichen Zone der großen Schiebungen

und Faltungen ein tiefer Herd von magmatischen Bewegungen, bei welchen mächtige Teile der oberen Zone in die Tiefe gesaugt wurden.

So ist die gewaltige oberflächliche Zusammenschiebung erklärbar, welche, wenn tiefere Erdzonen gleicherweise beteiligt wären, eine Aufwölbung von 40—50 km Höhe hervorrufen müßte.

Will man diesen Ausweg trotzdem einschlagen, so wird man dazugeführt, an eine gewaltige Einsenkung des Alpenkörpers zu denken. Der gefaltete Alpenkörper würde dann, ähnlich wie Eisberge ins Meer eingetaucht, so in die breiten Festlandschollen eingesenkt sein.

Literatur zur tektonischen Übersicht.

- Ampferer O., Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1906.
- Bertrand M., Alpes de Glaris. Bulletin Soc. Géol. de France. 1884.
- Diener C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien und Leipzig 1903.
- Frech F., Über den Gebirgsbau der Alpen. Petermanns Geogr. Mitteil. 1908.
- Heim Alb., Der Bau der Schweizeralpen. Neujahrsblatt d. Naturf. Ges. für 1908. Zürich.
- Heim Arn., Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1905.
- Lugeon M., Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bulletin de la Soc. Géol. de France 1901.
- Rothpletz A., Geologische Alpenforschungen. I.—III. München 1900—1908.
- Schardt H., Sur l'origine des Préalpes romandes. Archives, Genève 1893. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1907. Géologie de la Suisse. Neuchâtel 1908.
- Schmidt C., Alpine Probleme. Basler Nachrichten 1906. Bild und Bau der Schweizeralpen. Jahrb. der S. A. C. Basel 1907.
- Steinmann G., Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. 1905. Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1906.
- Suess E., Antlitz der Erde. III.
- Termier P., Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bulletin de la Soc. Géol. de France 1903. Les Alpes entre le Brenner et le Valtelin. Bulletin de la Soc. Géol. de France 1905. La Synthèse géol. des Alpes 1906.
- Uhlig V., Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1909.

Dem Druck übergeben Wien, Mai—Juli 1911.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Autor
Einleitung	531	[1]	O. A.
I. Geologische Detailbeschreibung	535	[5]	
Vorland und Allgäuer Alpen .	535	[5]	
Lechtaler Alpen	554	[24]	
Neuere Literatur zu den Abschnitten Vorland, Allgäuer und Lechtaler Alpen .	571	[41]	
Kristalline Zone der Silvretta	572	[42]	W. H.
Das Gebiet der Bündner Schiefer im Unterengadin und Ober- inntal	574	[44]	
Zur Stratigraphie des Bündnerschiefergebietes .	574	[44]	
Tektonik des Bündnerschiefergebietes	589	[59]	
Literatur zum Abschnitt Verwall und Engadin .	603	[73]	
Das Gebiet zwischen Inn und Adda	604	[74]	
A. Lischannagruppe	610	[80]	
B. Sterlexkamm	612	[82]	
C. Umbrailkamm	617	[87]	
D. Die westliche Ortlergruppe	621	[91]	
Bemerkungen zur Deutung des Gebietes Inn-Adda als Decken- bau	627	[97]	
Literatur des Abschnittes	631	[101]	
Das kristalline Gebirge zwischen der Zebrulinie und der Adamellomasse	632	[102]	
Literatur	640	[110]	
Vom Tonalepaß zum Passo croce domini (Adamellogruppe)	640	[110]	
Die Schichtentafel zwischen der Adamellomasse und der Trompialinie	646	[116]	
Von der Trompialinie zur Poebene	655	[125]	
Literatur zu den zwei letzten Abschnitten .	662	[132]	
II. Tektonische Übersicht	663	[133]	O. A.
Vorland	665	[135]	"
Allgäuer und Lechtaler Alpen	669	[139]	"
Silvretta und Unterengadin	683	[153]	"
Münstertaler-Ortleralpen	688	[158]	"
Tonale-Adamello	693	[163]	W. H.
Südalpen	695	[165]	W. H.
Zusammenfassung	697	[167]	O. A.
Literatur zur tektonischen Übersicht	709	[179]	"

Erklärung der Farben und Bezeichnungen.

