

# Beiträge zur Geologie des Rätikons.

Von Otto Ampferer.

Mit 24 Zeichnungen.

Die geologische Erforschung des Rätikons ist in den letzten Jahren vor allem durch die Aufnahmsarbeit einer Reihe von jungen Schweizer Geologen zu einem gewissen Abschluß gebracht worden.

Jedenfalls ist dadurch das Rätikon Gebirge in das Bild der Deckentektonik eingefügt worden, welche zur Zeit in der Schweiz die Vorherrschaft führt.

Bei dieser Neuaufnahme des Rätikons sind zahlreiche wichtige Beobachtungen gemacht worden, welche unsere Kenntnisse von diesem schönen und eigenartigen Gebirge wesentlich vermehrt und vertieft haben.

Wie es wohl nicht anders möglich war, sind durch die Arbeit der Schweizer Geologen vor allem die Anschlüsse an die Geologie der benachbarten Schweiz besonders sorgfältig behandelt worden. So ist durch die Vorarbeit der Schweizer Geologen für meine nun in Gang befindliche Aufnahme des Rätikon Gebirges im Rahmen der Herausgabe der beiden Kartenblätter „Stuben und Bludenz“ eine große Erleichterung geschaffen worden.

Dadurch wurde es mir auch möglich, einer Reihe von Fragestellungen nachzugehen, welche von meinen Vorgängern entweder gar nicht oder doch nicht erschöpfend beantwortet worden sind.

Über meine Aufnahmen vom Jahre 1931 ist bereits in diesem Jahrbuch ein Bericht unter dem Titel „Zur Großtektonik von Vorarlberg“ erschienen.

Über die Fortsetzung dieser Aufnahmen im Jahre 1932 soll nun die folgende Abhandlung Nachricht geben.

Bei dieser Gelegenheit ist es mir auch möglich, einige Irrtümer des ersten Berichtes zu beseitigen.

Südlich von Schruns erhebt sich über kristallinem Sockel die kleine, aber kühn geformte Mittagspitze, 2199 m.

Dieselbe besteht in der Hauptsache aus ziemlich flach gelagertem Hauptdolomit. Derselbe wird an der Südseite von gelben Rauhacken und Buntsandstein unterlagert, während sich an der Nordseite Kössener Schichten — Fleckenmergel und Jurahornsteinkalke — darüberlegen.

Wie das beiliegende Profil Fig. 1 zeigt, kann man nur mit der nötigen Phantasie aus den Angaben der Natur eine verkümmerte und sehr unvollständige Muldenform herauslesen.

Das Streichen der Hauptbestandteile ist dabei ungefähr O—W und leitet aus dem Gampadelztal im O in das Gauertal im W hinüber.

Im Einschnitte des Gampadelztales endet die Zone der Mittagspitze ganz scharf und plötzlich. Auf dem jenseitigen Talhange herrscht nur mehr Kristallin der Silvretta.

Dieses schroffe Endigen der Zone der Mittagspitze wird auch durch den Austritt von mächtigen Quellen in der Sohle des Gampadelztales betont. Genau am Ende der Mittagspitzen-Zone entspringt hier in einer Höhe von zirka 1100 m die sogenannte Lederer Quelle mit einer Wasserführung von zirka 350 Sekundenliter und großer Jahreskonstanz. Heute wird diese Quelle eingefangen und zu dem Staubecken auf der Terrasse von Bitschweil geleitet, von wo ihre Gewässer dann ins Montafontal niederstürzen und das Gampadelzwerk betreiben.

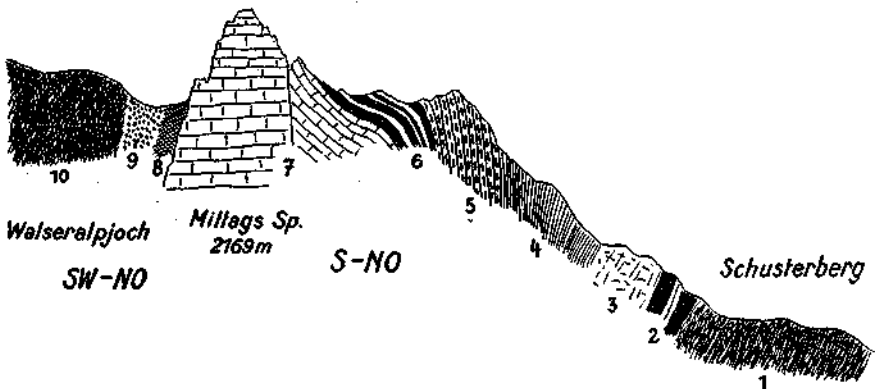


Fig. 1.

1 = Kristallin. 2 = Partnachschiefer. 3 = Hauptdolomit — zertrümmert. 4 = Fleckenmergel, 5 = Hornsteinkalke. 6 = Kössener Schichten. 7 = Hauptdolomit — gut geschichtet. 8 = gelbe Raubwacken. 9 = weinroter Buntsandstein und Verrucano. 10 = Kristallin.

Wie aus der reichen Wasserspende hervorgeht, bildet die Lederer Quelle wohl die Hauptentwässerung der ganzen Mittagspitzen-Zone und beweist dadurch auch die gegen O zu sinkende Sohle dieser Muldenzone. Interessant ist aber, daß wenig nördlich und etwas tiefer von den Lederer Quellen eine ganz kleine und wenig ergiebige Schwefelquelle austritt, welche in älterer Zeit hier als Heilquelle benutzt worden ist. Derzeit ist aber die ganze Badeanlage verfallen.

Herr Professor H. Schardt hat bei der geologischen Begutachtung des Baues des Gampadelzwerkes das Auftreten der mächtigen Lederer Quellen mit Auslaugungen eines großen, unterirdischen Gipslagers unter der Mittagspitze in Verbindung gebracht, weil er den hohen Schwefelgehalt der kleinen Heilquelle irrtümlich auf die große Lederer Quelle übertragen hatte.

Er rechnete aus dem Schwefelgehalt der Heilquelle auf eine Auslaugung der Lederer Quelle im Jahresbetrag von etwa 3540 m<sup>3</sup> Gips. Eine solche Auslaugung müßte zu gewaltigen Einstürzen führen, die hier nicht vorhanden sind.

Die Heilquelle, welche sehr wahrscheinlich aus einem kleineren Gipslager abstammt, kann mit ihrer höchst bescheidenen Wasserführung natürlich keine großen Hohlräume schaffen.

Lederer Quelle und Heilquelle sind trotz ihrer Nachbarschaft doch voneinander unabhängig. Zu dem Besitzstand der Mittagsspitze gehört über der normalen Serie noch eine ziemlich mächtige Breccie, welche südlich von der Alpilla Alpe eine große Felswand aufbaut.

Das Profil — Fig. 2 — gibt die räumliche Einordnung dieser Breccie wieder.

Die Alpilla Alpe — 1693 m — liegt in einer tiefen Mulde an der Nordwestseite der Mittagsspitze auf Moränen der Schlußvereisung.

Westlich von der Alpe gibt das Profil — Fig. 2 — die geologischen Aufschlüsse wieder. Über Sandsteinen und Rauhwracken der Raibler Schichten liegt eine größere Masse von Hauptdolomit, die einen vorspringenden Felskopf bildet. In der Furche südlich dieses Felskopfes liegen Liasfleckenmergel und darüber die schon erwähnte bunte Breccie.

Die Breccie überlagert also die Fleckenmergel. Die Breccie selbst tritt in dicken, flach geschichteten Bänken auf. Aus ihrer Steilwand ist ein kleiner Bergsturz losgebrochen, dessen Blockwerk in dem Kessel der Alpilla Alpe liegt.

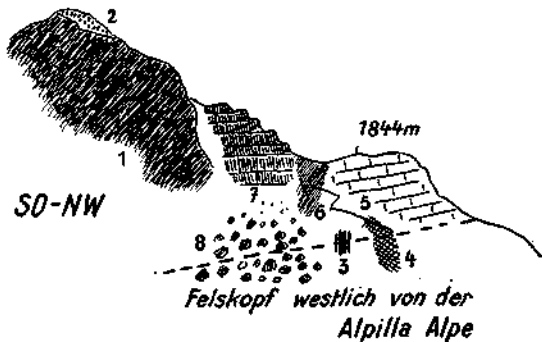


Fig. 2.

1 = Kristallin. 2 = Verrucano — Buntsandstein. 3 = Sandsteine der Raibler Schichten. 4 = Rauhwracken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel. 7 = dickbankige Breccie, Gosaubreccie. 8 = Blöcke von 7

Die Breccie ist mit kalkigem Bindemittel fest zementiert, welches die verschiedenen Brocken dicht umschließt.

Wir finden bei der Musterung der Komponenten lauter eckige Stücke von Hornsteinkalk, Fleckenmergel fossilreichen Kössener Schichten, Hauptdolomit, Verrucano und Kristallin.

Besonders auffallend sind die fossilreichen Kalke der Kössener Schichten.

Alle aufgezählten Komponenten sind noch heute in der Umgebung der Alpilla Alpe im Anstehenden vorhanden.

Wir haben also eine lokale Schuttbildung vor uns.

Die Lagerung dieser Breccie beweist des weiteren, daß dieselbe keine starke tektonische Beanspruchung erlitten hat.

Das Vorkommen dieser Breccie erinnert sehr an Gosauablagerungen, wie wir solche ja am ganzen Südsaum der Lechtaler Alpen nachgewiesen haben (Eisenspitzebreccien).

Die Lage und Zusammensetzung dieser Breccie beweist, daß ihrer Bildung eine tiefgreifende Erosion vorausgegangen ist.

Wir werden im folgenden zeigen, daß diese Art von Breccie im Rätikon Gebirge noch eine weitere Verbreitung besitzt.

Wie wir schon erwähnt haben, endigt die Zone der Mittagsspitze ganz schroff und plötzlich in der Sohle des Gampadelztales.

Das Gampadelztal mündet genau südlich von Schruns ins Montafontal. Es zieht sich vom Montafontal in fast gerader südlicher Richtung bis zur Höhe des Plassseggen Passes — 2356 *m* — empor.

Auf seiner Ostseite herrschen die kristallinen Gesteine der Silvretta-masse in einheitlicher und geschlossener Form.

Auf seiner Westseite treffen wir eine ganze Reihe von verschiedenen Gesteinszonen des Rätikon Gebirges, welche alle hier entweder ihr Ende finden oder aus ihrer mehr ostwestlichen Streichrichtung scharf gegen S zu abbiegen. Wir haben hier von N gegen S zuerst die Zone der Mittagsspitze, dann den Amphibolitzug von Schwarzhorn—Seehorn, die Flyschzone der Tilisuna Alpe und die Sulzfluhkalkzone der Weißplatte.

Es ist von Interesse, das Verhalten dieser einzelnen Zonen des Rätikon Gebirges zu beiden Seiten des Gampadelztales näher zu verfolgen, weil sich daran auch weiter ausgreifende Folgerungen des Gebirgsbaues knüpfen.

Die Kartierung des Gebietes ist zuletzt von A. Stahel besorgt worden, und seine Aufnahme hat sich bei meinen Arbeiten als gute Grundlage bewährt, der ich nur noch Kleinigkeiten zufügen konnte.

Die Zone der Mittagsspitze endet also an dem tiefen Einschnitt des Gampadelztales und findet in ihrer Streichrichtung keine Fortsetzung. Wohl aber stellen sich dann weiter oben im Gampadelztale, etwa von 1500 *m* aufwärts, sowohl an der Ost- als auch an der Westseite des Tales eine ganze Reihe von Gesteinsschollen ein, welche wir bereits im Besitzstand der Mittagsspitze kennengelernt haben.

Aus diesem Grunde hat W. von Seidlitz bereits vor längerer Zeit die Ansicht ausgesprochen, daß diese Schollen des oberen Gampadelztales eine Fortsetzung der Mulde der Mittagsspitze in südlicher Richtung darstellen.

Diese Meinung ist dann später von W. Häfner und A. Stahel als eine unmögliche Konstruktion zurückgewiesen worden.

Dagegen hat M. Richter die Richtigkeit dieser Beziehung wieder anerkannt.

Man darf die hier vorliegende Frage zunächst nicht dadurch verwirren, daß man sich an die Vorstellung einer Mulde der Mittagsspitze klammert. Wie wir schon vorgeführt haben, besteht ja die Mittagsspitzen-Zone gar nicht aus einer typischen Mulde.

Es ist daher besser, statt von einer Mittagsspitzen-Mulde nur von einer Mittagsspitzen-Zone zu sprechen. Man schaltet dadurch wirklich nur Mißverständnisse aus.

Wir legen nun in Bild und Wort die wichtigsten hierher gehörigen Beobachtungen vor. Während die Mittagsspitze eine hochaufragende freie Säule von Hauptdolomit vorstellt, bilden die Dolomitlinsen des oberen Gampadelztales nur mehr untergeordnete Felsstufen, welche von dem steilen und hohen Kristallin des Gweiljoches mächtig überragt werden.

Fig. 3 bringt dieses Lagerungsverhältnis klar zum Ausdruck. Dasselbe beweist, daß die Gneismasse des Gweiljoches von O her über die Schollen des Gampadelztales vorgeschoben, die Mittagsspitze aber von dieser Überschiebung nicht mehr erreicht wurde.

Während also die Mittagspitze von der Gneismasse des Gweiljoches nicht mehr überwältigt wurde, sind die Schollen des oberen Gampadelztales noch unter diese Walze hineingeraten.

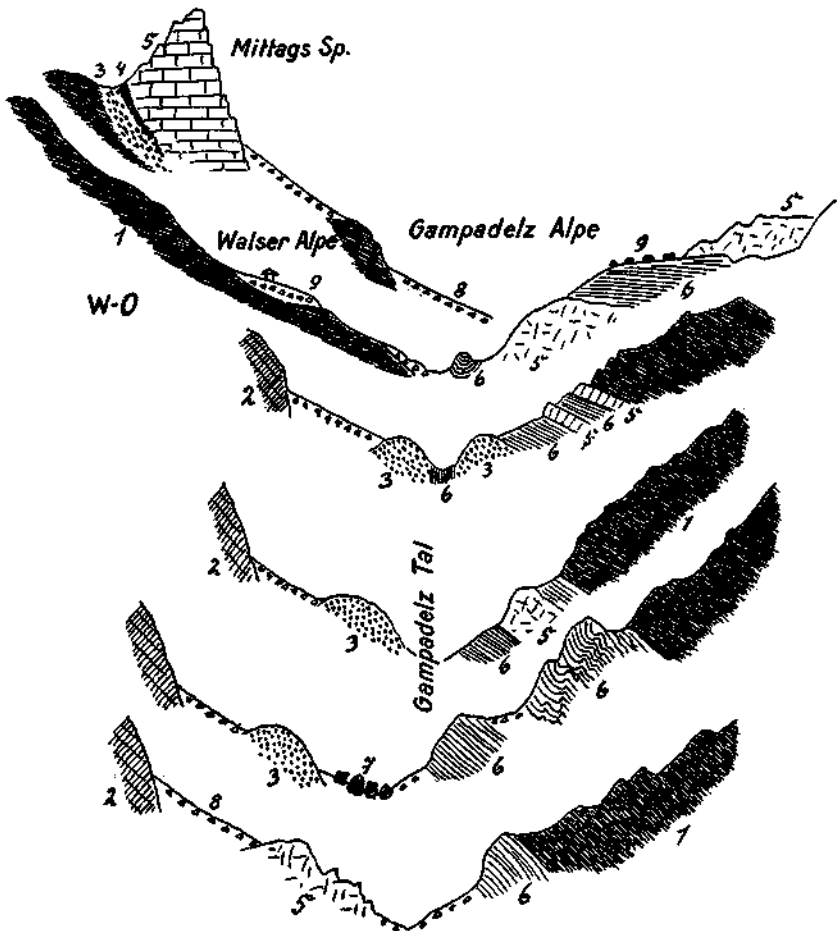


Fig. 3.

1 = Kristallin der Silvretta-masse. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = Verrucano-Buntsandstein. 4 = Rauhacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke. 7 = Blöcke von Gosaubreccie. 8 = Schutthalden. 9 = Moränen bei der Walser Alpe und erratische Blöcke östlich der Gampadelz Alpe.

Wir verstehen nun die Eigenart des Gampadelztales. Dasselbe verläuft gerade am Rande der Überschiebung der großen Masse, welche hier unter ihrer Wucht und Schwere die Schollen zerrissen, ausgewalzt und völlig überwältigt hat. Wenn wir nun die so überwältigten Schollen näher betrachten, so finden wir, daß sich am Aufbau derselben dem Alternach Verrucano-, Buntsandstein-, Hauptdolomit-, Fleckenmergel-, Jura-hornsteinkalke und vor allem auch die schon erwähnten Breccien der Alpilla Alpe beteiligen.

Eine muldenförmige Lagerung ist nicht vorhanden. Vielmehr liegt eine oft mehrfache Verschuppung der Gesteine vor.

Auffallend ist dabei die zumeist flache Lagerung der einzelnen Schichten.

Die Gosaubreccien sind auch hier sehr dickbankig entwickelt und zeigen dieselbe Ausbildung wie bei der Alpilla Alpe an der Mittagsspitze. Auch hier haben sie einen Bergsturz geliefert, der mit seinen riesigen Blöcken eine kleine Stufung im Gampadelztale hervorgerufen hat.

Wenn man die Gleichheit der Gesteine der Mittagsspitzen-Zone mit den Gesteinen der Schollen im oberen Gampadelztale betrachtet, so kann man wohl nicht zweifeln, daß dieselben eng zusammengehören.

Die Schweizer Geologen gingen bei ihrer Abtrennung dieser Schollen von der Mittagsspitze von der Überlegung aus, daß die Schichten der Mittagsspitze auf dem Kristallin der Silvretta liegen, die Schichten der Gampadelz Schollen aber von dem Kristallin der Silvretta überschoben sind.

In Wirklichkeit liegen aber die Schichten der Mittagsspitze nicht auf demselben Kristallin. Die Schubmasse der Gneise des Gweiljoches hätte bei einem weiteren Vorstoße gegen W auch die Mittagsspitze unter ihrer Walze begraben.

Der kristalline Sockel der Mittagsspitze gehört zu einer anderen Schuppe des Silvretta Kristallins als die Schubmasse des Gweiljoches.

Wir haben es also hier mit zwei verschiedenen kristallinen Schubmassen zu tun, und das Rätsel der Lagerung der Mittagsspitze und der Schollen hat sich sehr einfach gelöst. Die untere kristalline Schubmasse trägt die auflagernden Trias-Jura-Kreide-Sedimente.

Diese untere Schubmasse wird von O her von einer höheren kristallinen Schubmasse überschoben. Dieselbe hat die Trias-Jura-Kreide-Sedimente der tieferen Schubmasse teilweise überwältigt.

Ihr Rand verläuft parallel mit dem Gampadelztal. Was östlich von dieser Talfurche war, wurde von der höheren Schubmasse überwältigt, was westlich davon lag, blieb von dieser Unterdrückung frei.

Es ist nun sehr beachtenswert, daß sich der Rand dieser oberen kristallinen Schubmasse durch eine riesige Unterdrückung der überfahrenen Schichten bemerkbar macht.

Die schroffe Abnahme der Mächtigkeit der Zone der Mittagsspitze haben wir schon mehrmals betont. Ebenso schroff wirkt sich diese Abnahme aber auch an dem Amphibolit von Schwarzhorn—Seehorn aus.

Dasselbe Verhältnis tritt aber auch weiter an der Flyschzone der Tilisuna Alpe und an dem Sulzfluhkalk der Weißplatte zutage.

Alle diese Zonen treten von W her mit breiten, hohen Gesteinsmassen an den Rand der kristallinen Schubmasse heran und werden hier plötzlich aufs schärfste erniedrigt.

Fig. 4 legt diese Beobachtungen entlang des Einschnittes des Gampadelztales im Schema vor. Die Abnahme der Mächtigkeiten dieser unter sich ja sehr verschiedenen Zonen ist außerordentlich stark.

Man hat zur Erklärung hier zwei offene Wege vor sich liegen.

Die große Abnahme der Mächtigkeit kann zur Hauptsache in der Gewalt der vordringenden Schubmasse begründet sein.

Wenn dies aber der Fall ist, so muß sich vor der Stirne der Schubmasse eine der Ausdünnung entsprechende Verdickung befinden.

Dieses Verhältnis von Ausdünnung unter der Schubmasse und Aufwulstung vor der Stirne der Schubmasse ist geometrisch fest bedingt.

Wir finden nun hier entlang des Einschnittes des Gampadelztales auf der Ostseite unter der kristallinen Schubmasse tatsächlich zerrissene und zerdrückte Schollen und auf der Westseite mächtige, stolze, freie Schichtzonen, die 600—1000 m höher aufragen.

Wenn wir aber die einzelnen Zonen an ihrem Abbruche gegen das Gampadelztal genauer untersuchen, so haben wir den Eindruck, daß

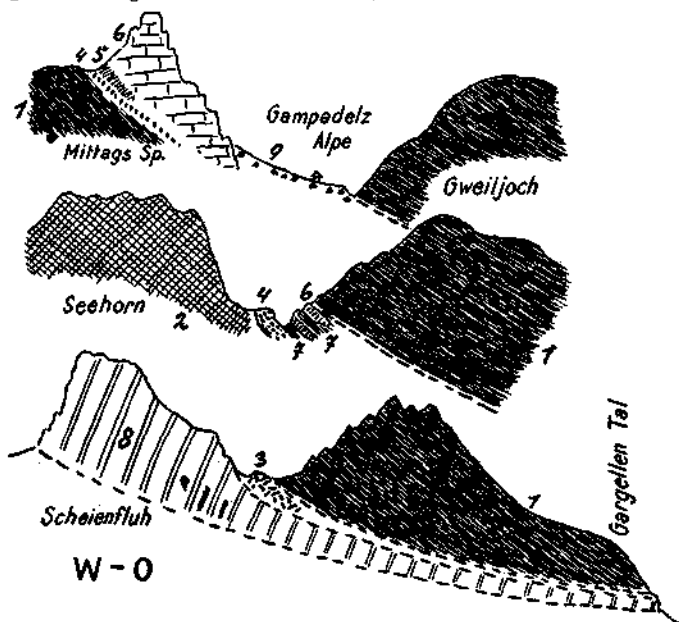


Fig. 4.

1 = Kristallin. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = grüner Gneis. 4 = Verrucano-Buntsandstein. 5 = Raubwacken. 6 = Hauptdolomit. 7 = Fleckenmergel. 8 = Sulzfuhkalk. 9 = Schutthalde.

sich diese große Mächtigkeitsschwankung nicht auf die Formel von Auswulzung und Anschoppung bringen läßt. Man hat vielmehr den Eindruck, daß diese so auffallende Abnahme der Mächtigkeiten eher als ein Werk einer älteren Erosion aufzufassen ist.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Breccie der Alpilla Alpe hervorgehoben, daß der Ablagerung derselben eine tiefeingreifende Erosion vorausgegangen sein muß.

Diese Breccie legt sich ja im N auf Liasfleckenmergel, im S auf die Gneise des Walseralpjoches.

Dieselbe Breccie treffen wir nun aber auch in der Sohle des tief eingeschnittenen Gampadelztales, u. zw. gerade am Steilabfalle des Amphibolites des Seehorns.

Wir begegnen hier den in Fig. 5 dargestellten Verknüpfungen unserer Breccie mit ihren Nachbargesteinen. Die Unterlage der Breccie bilden auch hier Liasfleckenmergel. Daneben treten aber Schollen von Hauptdolomit und vor allem von Buntsandstein und Verrucano auf. Die

Schichtstellungen sind auch hier ziemlich flach. Es fehlen auch wilde Verknetungen der weichen Fleckenmergel mit den harten Schollen von Hauptdolomit und Verrucano.

Wenn man bedenkt, daß diese Aufschlüsse von Fig. 5 in der Tiefe des Gampadelztales bei etwa 1800 m Höhe liegen und knapp darüber die schroffe Wand des Seehorn-Amphibolits bis 2344 m und jenseits der Steilhang der Silvretta Gneise des Gweiljoches bis 2408 m aufsteigen, so wird man eine tektonische Deutung der Mächtigkeitsabnahme nicht für wahrscheinlich halten.

Offenbar haben wir hier einen alten Erosionseinschnitt vor uns, in dem bereits die Breccien der Gosauzeit zur Ablagerung gekommen sind.

Der Anschub der Gneismasse des Gweiljoches ist natürlich ein wesentlich jüngeres Ereignis.

Dieser Befund ist für die ganze Auffassung der Tektonik des Rätikon Gebirges von Bedeutung. Wir halten also fest, daß in der Tiefe des

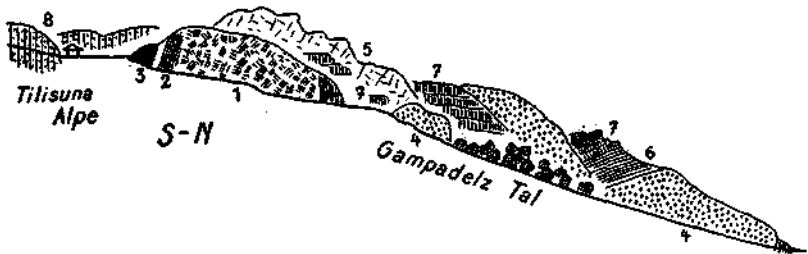


Fig. 5.

1 = grüner Gneis. 2 = verschieferter Gneis sowie Amphibolit Breccie. 3 = Serpentin. 4 = Verrucano-Quarzit. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel. 7 = dickbankige Gosaubreccie. 8 = Kreideflysch.

Gampadelztales zwischen dem Steilabsturze der Amphibolitmasse des Seehorns und der Silvretta Gneis-Schubmasse des Gweiljoches sich ein Streifen derselben Breccien befindet, welche wir zuerst von der Alpilla Alpe unter der Mittagsspitze beschrieben haben. Wahrscheinlich handelt es sich um Gosaubreccien, die sich hier in tiefen, alten Erosionsrinnen noch erhalten haben.

Im Einverständnis mit diesem Befunde einer tiefgreifenden alten Erosion erscheint es also weiter auch wahrscheinlich, daß die Steilenden der Mittagsspitzen-Zone, Amphibolit-Zone, Flysch-Zone und Sulzfluh-Zone keine Gebilde der Tektonik, sondern solche der Erosion vorstellen.

Wir werden weiter westlich im Rätikongebirge noch mehrfach ähnlichen Spuren einer alten und tiefgreifenden Erosion begegnen.

Steigen wir weiter im Gampadelz tal aufwärts, so erreichen wir bei der Tilisuna Alpe das Ostende der Flysch-Zone, welche aus dem Gauer tal über den Verspalengrat und die Tilisuna Hütte hierher zieht.

Diese Flysch-Zone (Saluverkreide nach A. Stahel) fällt vor allem durch ihre ganz unversehrten Mergel-Sandstein- und Breccienplatten auf. Die Zone kann keine scharfe Durchbewegung erlitten haben.

Dieselbe endet in voller Breite bei der Tilisuna Alpe. An ihrer Nordseite wird sie von einem Streifen von Serpentin begleitet, der mit Schollen von Dolomit verknetet ist.

An ihrer Südseite stellen sich ebenfalls mechanisch scharf bearbeitete Gesteinsstreifen — Verrucano, Triaskalke, Rauhacken, Radiolarite, Aptychenkalke — ein.



Um so auffallender nimmt sich zwischen diesen schwer strapazierten Gesteinsstreifen der unversehrte Kreideflyschstreifen aus.

Wahrscheinlich ist dieser Kreideflyschstreifen auch jünger als die mächtige S→N-Tektonik des Rätikon's und daher so wenig durchgearbeitet.

Im S des eben besprochenen Kreideflysches der Tilisuna Alpe erhebt sich dann das breite, bleiche Kalkgerüst der Weißplatte (2634 m). Dasselbe besteht zur Hauptsache aus dem bekannten tithonischen Sulzfluhkalk mit nur geringfügigen Einschaltungen und Auflagerungen von Couches rouges.

Bei der Betrachtung der großen Kalkmasse der Weißplatte fällt vor allem ihr merkwürdig ausgezackter Ostrand auf.

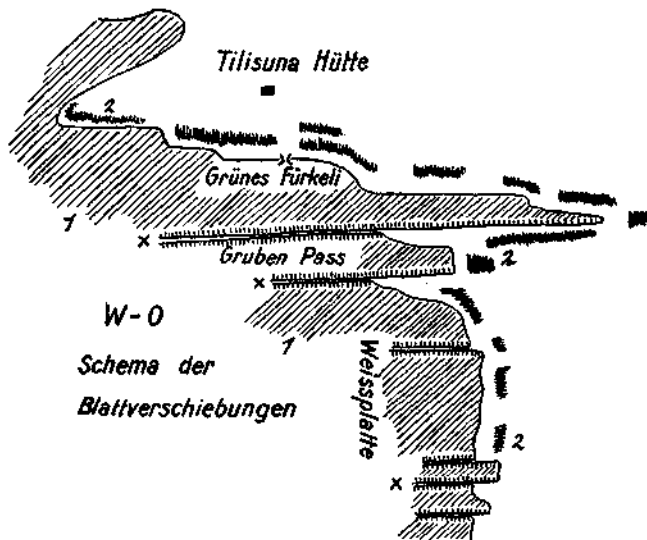


Fig. 6.

1 = Sulzfluhkalk. 2 = Scharf strapazierte Gesteinsstreifen. X = Blattverschiebungen.

W. von Seidlitz hat diesen tief zerschnittelten Kalkrand zuerst beschrieben und in den Geologischen Charakterbildern (Heft 29, Berlin 1923) auch gut abgebildet.

Ebenso tut A. Stahel desselben Erwähnung. Der letztere glaubt, daß es sich hier um Bewegungsvorgänge jungen Alters handelt. W. von Seidlitz hat diese Erscheinungen, welche Fig. 6 schematisch abbildet, auf die Wirkung von „Blattverschiebungen“ zurückgeführt.

Diese Erklärung dürfte auch zutreffend sein. Die Verschiebungen an diesen senkrechten Blattflächen sind auch nach den reichlich vorhandenen Schubstreifen in fast horizontaler ostwestlicher Richtung vollzogen worden.

Mit der älteren Tektonik können diese Verschiebungen nicht in Beziehung gebracht werden. Dies geht schon daraus hervor, daß jener Streifen von scharf ausgewalzten Gesteinen, der zwischen dem Sulzfluh-

kalk und dem Kreideflysch von Tilisuna eingeschaltet liegt, ebenfalls an diesen Verschiebungen gleichsinnig mit dem Sulzfluhkalk mitverschoben erscheint.

Es ist nun zu fragen, ob diese auffälligen Blattverschiebungen vielleicht mit dem von O gegen W vordringenden Anschub der höheren kristallinen Schubmasse der Silvretta in Einklang stehen.

Eine direkte Erledigung dieser Frage verhindert an Ort und Stelle leider die Verhüllung des Geländes durch Moränen und Schutthalden. Immerhin rückt die Front der kristallinen Schubmasse gegenüber von dem Ostrand der Weißplatte deutlich gegen W vor.

Eine Zerlegung in Blattverschiebungen habe ich aber bei allerdings nur flüchtiger Beobachtung nicht feststellen können.

Es schiebt sich übrigens ja zwischen dem so merkwürdig zerschnittelten Ostrand des Sulzfluhkalkes und der Front des Kristallins noch eine bunt zusammengesetzte Zone von Gesteinsschollen ein,



Fig. 7.

1 = Feinstreifige Amphibolite der Silvretta. 2 = Grüner Gneis. 3 = Schöne Tafeln von schwarzen Schiefen mit glimmerigen Schichtflächen-Karbon. 4 = Milde, rote, dünnschieferige Mergel. 5 = Sulzfluhkalk. 6 = Sandsteine, Schiefer, mürbe Sandsteine mit blauen Manganklüften, dünnschieferige, zerquetschte Mergel. In den Mergeln stecken Fetzen von gewalzten Aptychenkalcken. 7 = Moränen und Schutthalden.

welche hier Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, Hornsteinkalke, Serpentin, Radiolarit sowie eine größere Masse von grünem Gneis umfaßt.

An der Westseite ist dieser Zug von grünem Gneis von einem längeren Streifen von schön tafelig brechenden schwarzen Schiefen mit glimmerreichen Schichtflächen begleitet. Unter den schwarzen Schiefen liegen milde, rote, dünnschieferige Mergel.

Wahrscheinlich gehören diese schwarzen Schiefer ins Karbon.

Fig. 7 gibt die Raum- und Gesteinsverhältnisse dieses Aufschlusses wieder, der insofern von Bedeutung ist, als er zwischen der Vorarlberger Grauwackenzone und dem Vorkommen von Karbon im Bereiche der Madrisa, das von W. Häfner erforscht wurde, eine neue Verbindung herstellt.

Es zieht hier also nicht nur ein allerdings zerrissener Streifen von Trias-Jura-Kreide-Gesteinen der nördlichen Kalkalpen, sondern auch noch ein Faden der Grauwackenzone am Westrand der Ostalpen gegen S, der unter der Stirne der von O gegen W vordringenden Silvretta-masse geschützt und so erhalten geblieben ist.

Diesem Doppelfaden von nordalpinen Trias-Jura-Kreide-Schichten und von Grauwackenzone kommt für die Deutung der Mechanik des Westrandes der Ostalpen erhöhte Bedeutung zu.

Die Abzweigung der zerrissenen Fetzen von Grauwackengesteinen beginnt am Westrand des Kristallins im Rellstal, wo sie zuerst von W. Leutenegger kartographisch dargestellt wurde.

Während die Grauwackenzone im Bereiche von Kristberg und Bartholomäberg zwischen Kloster- und Montafontal noch mächtig entwickelt ist und hier auch nach den Funden von Frau Professor Dr. J. Peltzmann noch silurische Graptolithen enthält, verarmt diese Zone nach der Überschreitung des Montafontales im Rellstal außerordentlich rasch.

Es steht dies offenbar in Verbindung mit dem Vorstoß des Kristallins. Dabei wurde die Grauwackenzone in einen Gleitstreifen umgeformt und ihre weicheren Gesteine verschlissen und zerrissen.

Immerhin finden sich auch noch im obersten Rellstale kleine Reste von typischen Grauwackengesteinen im Bereiche der oberen Staffel der Salonien Alpe.

Von dort fehlen bisher Funde von Grauwackengesteinen bis zu der eben erwähnten Stelle an der Ostseite der Weißplatte.

Die Grauwacken bei der Salonien-Alpe liegen um zirka 7 km weiter östlich.

Auf dieser Strecke ist aber das Kristallin von O gegen W vorgestoßen worden.

Zu einer Messung des Betrages der O→W-Verschiebung kann man die Entfernung dieser beiden Fundstellen aber doch nicht benutzen, weil die schmale Fundstelle im obersten Gampadelztal sicher auch eine solche Verschiebung von O gegen W mitgemacht hat.

Die ausgezeichneten Blattverschiebungen an der Ecke des Sulzfluhkalkes im Felsgerüst der Weißplatte weisen überaus klar auf die Bedeutung der jungen O→W-Schübe hin. Gleichzeitig lassen sie auch erkennen, in wie schmale Schubstreifen hier die einheitliche Kalkplatte zerlegt worden ist.

Auf der kurzen Strecke vom Grünen Fürkele bis zum Plasseggengoch ist die etwa 2 km breite Platte des Sulzfluhkalkes in mindestens acht ungleich schmale und ungleich weit verschobene Schubstreifen zerlegt.

Dabei sind natürlich nur die größeren Verschiebungen gezählt, die sich am Kalkrand an den großen Schubflächen und Vorsprüngen leicht ablesen lassen.

Einzelne dieser Verschiebungsklüfte lassen sich weit in die Kalkmassen hinein verfolgen. Dies gilt vor allem von der größten Verschiebung im N, in deren Furche auch der Grubenpaß eingeschnitten ist.

Diese Schubbahn hat A. Stahel von dem Ostrande der Weißplatte über den Grubenpaß und über die hohe, mächtige Kalkburg der Sulzfluh bis an den tiefen Abbruch ins Gauertal verfolgt.

Die Schubbahn ist hier also auf eine Strecke von zirka 4 km in rein ostwestlicher Richtung und saigerer Stellung erkennbar.

Durch diese Ausmaße ist schon erwiesen, daß es sich hier um ein größeres tektonisches Ereignis handelt, das man wohl mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem O→W-Schub in Verbindung bringen kann.

Es ist nun nach dieser Schilderung der Verhältnisse in dem tiefen Einschnitte des Gampadelztales von großem Interesse, die Aufschlüsse in dem parallelen, nur zirka 3—4 km weiter westlichen Einschnitte des Gauertales zu betrachten. Wir befinden uns hier im Gebiete der großartigen Aufschlüsse des Bergzuges, welcher von dem Gipfel der Sulzfluh (2824 m) über Verspalen, 2446 m, zu dem kühnen, düsteren Felshorn des Schwarzhorns, 2462 m, leitet.

W. von Seidlitz hat zuerst hier an diesem Profile die Auflösung der Gebirgsmasse des Rätikons in eine Reihe von Decken vollzogen. Ich habe dieser Auflösungsformel widersprochen und eine wesentlich einfachere vorgeschlagen. H. Mylius hat sich meiner Deutung angeschlossen. Später haben dann die Schweizer Geologen eine genaue Kartierung des Gebietes ausgeführt, an der auch meine neuen Aufnahmen nicht mehr viel zu ändern fanden. Nach einer Unterbrechung von 25 Jahren war es mir vergönnt, mich wieder mit den wunderbar schönen Aufschlüssen im hinteren Gauertale zu beschäftigen, über welche unterdessen eine ganze Reihe von Geologen und von Exkursionen ihren Weg genommen hatten. Ich habe meine Erfahrungen der ersten Begehungen im Sommer 1906 in unseren Verhandlungen vom Jahre 1907 — Seite 192—200 — niedergelegt und die Abweichungen gegenüber dem Profile von W. von Seidlitz in 11 Punkten zusammengefaßt. Von diesen Punkten beziehen sich 1 und 2 auf Mittagsspitze und Walseralpgrat.

Die Angabe von Punkt 3, daß zwischen dem Kristallin des Walseralpgrates und dem Amphibolit des Schwarzhorns am Kamme jede fremde Einschaltung fehlt, ist nicht aufrechtzuhalten. Hier hat A. Stahel doch Spuren von Kreideschiefern nachweisen können. Dagegen bestehen die Angaben der Punkte 4—5—7—8 zu Recht.

Die Einwicklung des Gneises des Bilkengrates in Flyschgesteine ist sicherlich nicht vorhanden. Punkt 9 betrifft die Einschaltungen von Couches rouges in den Sulzfluhkalk. Hier möchte ich heute W. von Seidlitz wohl zustimmen. Es sind sicherlich mehrfache Einschuppungen von Couches rouges in Sulzfluhkalk vorhanden. An dieser Tatsache kann man heute nicht mehr zweifeln.

Fraglich ist nur, ob diese Einschaltungen durch Bewegungen in der Richtung von S gegen N oder durch solche in der Richtung O→W vollzogen wurden.

Die Punkte 10 und 11 beziehen sich nur auf die schlechten Aufschlüsse des grünen Granits und des Prättigauer Flysches beim Partnunsee.

Diese kurzen Hinweise mögen genügen, um zu zeigen, daß wenigstens ein Teil der Einwendungen sich bewährt hat, während ein anderer Teil durch die weitere Forschung ausgeschaltet erscheint. Heute stehen wir diesem prachtvollen Profile mit neuen Fragestellungen gegenüber.

Diese Fragestellungen beziehen sich darauf, ob der Kreidflysch des Bilkengrates wirklich als vollwertiges Glied in die alte Überschiebungstektonik hineingehört oder aber eine gegenüber dieser Alttektonik jüngere Einschaltung bedeute.

Der Kreideflyschzug beginnt, wie wir wissen, im O bei der Tilisuna Alpe und zieht von dort geschlossen ins Gauertal herüber.

Auf der ganzen Strecke kann man sich von der hohen Unversehrtheit der vielfach reich verzierten Schichtflächen dieser Flyschgesteine überzeugen. Angesichts dieser mechanischen Unberührtheit der Schichtflächen fällt es schwer, zu glauben, daß dieser Gesteinsverband von der riesigen Masse des Schwarzhorns und der ostalpinen Decke überfahren wurde.

Wenn dies geschehen ist, so muß unser Flysch wie durch ein Wunder von dieser gewaltigen Auswalzung verschont geblieben sein. Für eine geschonte Stelle ist aber seine Ausdehnung in der Länge (zirka 4 km) und seine Mächtigkeit (250—300 m) viel zu groß.

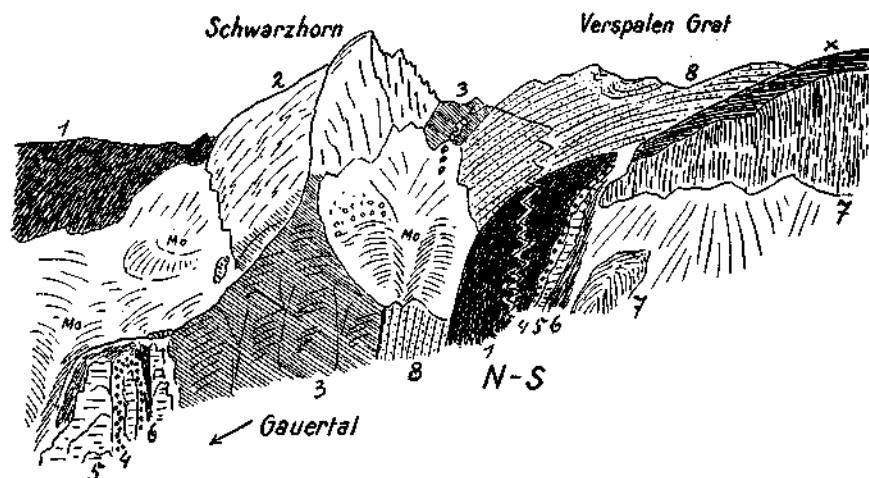


Fig. 8. Profilansicht von W.

1 = Kristallin. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = Serpentinzone mit Schollen von Dolomit und Ophicalzit. 4 = Verrucano-Buntsandstein. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke. 7 = Salzfuhkalk. 8 = Kreideflysch. Mo = Moränen. x = Glatte Oberfläche des Salzfuhkalks, auf welcher der Kreideflysch lagert.

Es ist daher auf jeden Fall von Interesse, sich mit der Hypothese einer jüngeren Einschaltung näher zu beschäftigen.

Die Profilansicht — Fig. 8 —, welche die Aufschlüsse des Bilkengrates und seiner Umgebung behandelt, führt uns gleich mitten in diese Fragestellungen hinein.

Durch die schöne Weganlage des D. u. Ö. Alpenvereines ist dieses an sich sehr steile Berggelände im Hintergrunde des großartigen Gauertales gut zugänglich geworden.

Zugleich bieten im Gauertal die Lindauer Hütte und auf Tilisuna die Tilisuna Hütte gutgelegene und gut bewirtschaftete Stützpunkte. Über die Stratigraphie der hier auftretenden Schichten herrscht heute wohl auch kein Zweifel mehr.

Ich habe im wesentlichen die Angaben auf der Karte und auf den Profilen von A. Stahel berechtigt befunden.

Die Breccie, welche am Fuße des Bilkengrates ansteht und die in dicken Bänken in einer Mulde von Liasfleckenmergeln und Hornsteinkalken lagert, möchte ich aber zu den Gosaubreccien stellen. Die Breccie ist hier viel reicher an Hornstein als die Breccien bei der Alpilla Alpe und im Gampadelztale.

Die Breccie transgrediert aber ebenso wie die früher genannten Breccien auf den Fleckenmergeln und Hornsteinkalken.

A. Stahel bezeichnet dieselbe als Liasbreccie. Im übrigen bestehen keine Unterschiede in der Beurteilung des Alters der einzelnen Gesteinsgruppen.

Wenn man — Fig. 8 — genauer betrachtet, so erkennt man bald, daß die innere mechanische Gestaltung der vorliegenden Gesteinskombination von vier verschiedenartigen Bewegungsflächen beherrscht wird.

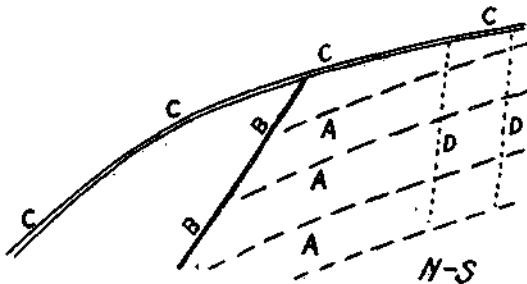


Fig. 9. Verteilung der Bewegungsbahnen im Körper der Sulzfluh.

A = Von S gegen N geneigte Schubbahnen. B = Steile Schubbahn, welche die älteren Bahnen abschneidet. C = Glatte Fläche, die vom Sulzfluhkalk auf den Gneiskeil des Bilkengrates ungebrochen überleitet. Kann eine alte Abtragungsfäche vorstellen, welche später tektonisch befahren wurde. D = Senkrechte, ostwestlich streichende Blattverschiebungen.

Auf dem Schema — Fig. 9 — sind dieselben deutlicher hervorgehoben, so daß man ihre Wirkung und Bedeutung leichter ins Auge fassen kann. Da ist zunächst das älteste System von Bewegungsflächen dasjenige, welches die Masse des Sulzfluhkalkes zerteilt und an seinen Fugen Schuppen von Couches rouges eingeschleppt hat.

Dieses System von Bewegungsflächen fällt,

soweit man sehen kann, unter mittlerem Winkel von S gegen N zu ein. Es dürfte zugleich mit der basalen Schubfläche unter der Anschoppung des Sulzfluhkalkes parallel liegen. Dieses älteste System wird am Nordfuß der Sulzfluh von einer wesentlich steileren Bewegungsfläche glatt abgeschnitten, welche dadurch ihr jüngeres Alter und ihre Unabhängigkeit klar beweist.

An dieser steilen Bewegungsbahn stoßen die Schichten des Bilkentobels in umgekehrter Lagerung unmittelbar an den abgestutzten Sulzfluhkalk.

Diese Bewegungsbahn wird nun in einer Höhe von zirka 2300 m von einer dritten Bewegungsfläche abgeschnitten, welche wieder flacher einfällt und von dem Sulzfluhkalk über die Schichten des Bilkentobels unmittelbar auf den Gneiskeil des Bilkengrates herübergreift.

Auf dieser dritten und jüngsten Fläche lagern nun in wenig gestörter Form die Schichten des Kreideflysches auf.

Während an der rein tektonischen Form der zwei älteren Flächensysteme nicht der geringste Zweifel bestehen kann, kommt für die jüngste Fläche auch die Möglichkeit einer Abtragungsfäche oder die Kombination einer Abtragungsfäche mit einer Bewegungsfläche in Betracht.

Die Glätte der Fläche und das ungebrochene Überspringen von dem Sulzfluhkalk auf den Gneis über die weicheren Schichten des Bilken-  
tobels hinweg befürworten den tektonischen Charakter dieser Fläche.

Anderseits macht die Fläche auf dem Sulzfluhkalk wieder den Ein-  
druck einer alten Abtragungsfäche.

Auf dieser Fläche liegen Stücke von fremden Gesteinen herum, von  
denen schwer zu entscheiden ist, ob sie Überreste aus den Händen  
der Tektonik oder aus denen der Erosion bedeuten.

In Anbetracht aller dieser Umstände erscheint mir derzeit die An-  
nahme am wahrscheinlichsten, daß hier doch eine Kombination einer  
Abtragungsfäche mit einer Bewegungsbahn vorliegt.

Die Abtragungsfäche wäre dabei das ältere Gebilde gewesen, das  
dann von der Hand der Tektonik noch glatt geschliffen wurde. Auf  
dieser kombinierten Fläche lagert nun in ruhiger Form der Kreideflysch  
des Verspalen Grates auf.

Dieser schon oft beschriebene Flysch wird seinerseits von einer  
tektonisch schärfstens strapazierten Gesteinsfolge überlagert.

In dieser Gesteinsfolge spielt Serpentin (Bastitserpentin nach  
A. Angel) eine besondere Rolle. Derselbe ist mit Schollen von Haupt-  
dolomit und Ophikalzit heftig verschuppt und verknietet.

Diese auffallende Bewegungsfuge stößt dann im Norden an die Am-  
phibolit-Diorit Masse des Schwarzhorns.

Hier ist zuerst von H. P. Cornelius das ausgedehnte Vorkommen  
einer Breccie aus kantigen, dichtgefügtten Amphibolitbrocken mit  
stellenweise rotem Bindemittel bekannt gemacht worden.

H. P. Cornelius hat für diese Breccie eine sedimentäre Entstehung  
wahrscheinlich gemacht. Er hält die Breccie möglicherweise für eine  
lokale Schuttbildung aus der Gosauzeit.

Von den geologischen Nachfolgern in der Erforschung des Rätikons  
hat sich dann Prof. A. Angel am eingehendsten mit der Prüfung  
dieser Breccie und der andern Gesteine des Schwarzhorns beschäftigt.

Angel kommt zu dem Ergebnisse, daß auch eine tektonische Ent-  
stehung dem petrographischen Befunde nicht widerspricht.

Fassen wir nun die hier vorgelegten und durch die Arbeiten von  
mehreren Geologen bestätigten Beobachtungen zusammen, so kommen  
wir zu dem Urteil, daß es unmöglich ist, die Tatsachen dieses Profils  
auf Rechnung einer einzigen gewaltigen Überfaltung von S gegen N zu  
setzen. Es liegen hier vielmehr die Spuren einer Reihe von verschiedenen  
Bewegungen vor. Wir haben gesehen, daß sich an dem Profil von der  
Sulzfluh zum Schwarzhorn deutlich drei altersverschiedene Bewegungen  
unterscheiden lassen. Dazu kommt als jüngste tektonische Phase noch  
das Hereinspielen der vertikalen Blattverschiebungen, die vom Grubenpaß  
ins Massiv der Sulzfluh eindringen.

Auf diese Weise sind also sogar vier verschiedenartige Bewegungs-  
bahnen geologisch sichergestellt.

Es ist nun zu fragen, ob man aus diesem, jedenfalls mechanisch gar nicht  
einheitlichen Profil die Zone des Kreideflysches als eine im wesentlichen  
sedimentäre jüngere Einschaltung herauschälen könne. Fig. 10 legt im  
Schema das Prinzip dieser Herausschälung des Kreideflysches vor.

W. v. Seidlitz hat bei seiner Deutung dieses Profils im Sinne des Nappismus die Fremdartigkeit des ruhig gelagerten Kreideflysches zwischen den scharf strapazierten Gesteinen im Liegenden und Hangenden wohl empfunden und aus diesem Grunde den Flysch in seiner Zeichnung in die Form von Tauchdecken gebracht, damit er tektonisch hineinpasste. Diese Tauchdecken entsprechen aber nicht der Wirklichkeit.

Der Flysch zeigt von unten bis oben eine sehr schlichte, einfache Lagerung und außerordentlich geschonte Schichtflächen.

Versucht man nun, aus dem Profil Sulzfluh—Schwarzhorn das Stück des Kreideflysches herauszunehmen, so zerfällt das Profil in zwei sehr verschieden alte mechanische Kombinationen.

Die ältere Kombination umfaßt die Anordnung Sulzfluhzone—Bilkengratzone—Schwarzhornzone.

In diese Anordnung hat die Erosion eine tiefe Furche zwischen Sulzfluh und Schwarzhorn eingesägt.

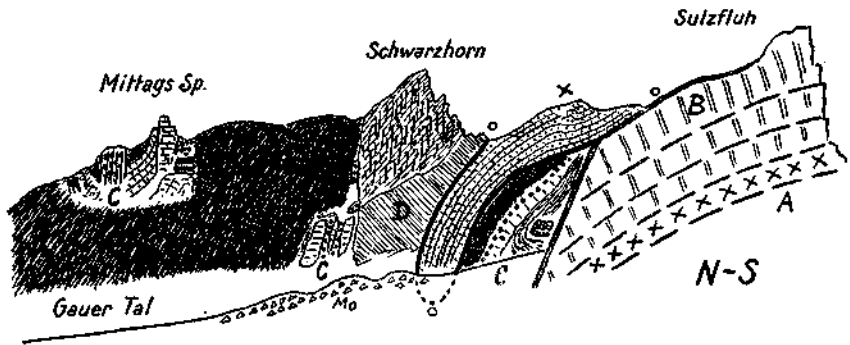


Fig. 10.

A = Falkniszone über Bündnerschiefern. B = Sulzfluhkalk, mehrfach mit Couches rouges verschuppt. C = Verknüpfung von Kristallin-Verrucano-Hauptdolomit-Jura-Gosaubrecce. D = Serpentin- und Amphibolitzone. X = Kreideflysch. Mo = Blockmoränen. ooo = zusammengedrückte Talform, in welcher der Kreideflysch nach der S → N-Tektonik abgelagert wurde.

In dieser Furche kamen möglicherweise die lokalen Amphibolitbreccien des Schwarzorns und als Meeresabsatz die Schichten des Kreideflysches zur Ablagerung.

Bei einer späteren tektonischen Umordnung wurde diese Furche samt den eingelagerten Sedimenten dann kräftig zusammengedrückt.

Auf diese Weise erfuhr der Kreideflysch nur eine Aufrichtung, aber keinerlei schärfere Durchbewegung und Überfaltung.

Mit Hilfe dieser Annahme läßt sich jedenfalls die merkwürdige tektonische Schonung des Kreideflysches zwischen den scharf strapazierten Serien verständlich machen.

Eine Fülle von interessanten geologischen Gestaltungen tritt uns auch im westlicher gelegenen Rellstal entgegen.

Wir befinden uns hier zumeist im Arbeitsfeld von W. Leutenegger, dessen Karte sich bei meinen Begehungen ebenfalls als verlässlich in ihren Angaben erwiesen hat.

Aus dem mittleren Teile des Rellstales habe ich bereits im vorigen Band dieses Jahrbuches die prachtvolle Reliefüberschiebung an der



Südseite der stolzen Zimbaspitze beschrieben. Der obere Teil des Rellestales enthüllt aber noch weitere interessante Teile dieser großartigen Reliefüberschiebung.

Während aber diese Überschiebung im mittleren Teile des Rellestales ausschließlich von den Gesteinen des Buntsandsteins besorgt wird, nimmt im obersten Rellestale eine bunte Reihe von Gesteinsschollen daran Anteil.

W. Leutenegger hat den tektonischen Charakter dieser Saat von einzelnen Schollen schon erkannt. Er faßt diese Schollen aber im Sinne des Nappismus als keilförmige Einschwänzungen in der großen Bewegungsmasse der Arosazone auf.

Fig. 11 gibt eine Kopie aus einem Querschnitt durch das Gebiet von Zimba—Freskalot—Salonien-Alpe nach W. Leutenegger wieder.

Man sieht, die ganze Summe der Komplikationen ist hier in die Vorstellung einer Überfaltung von S nach N hineingezwängt.

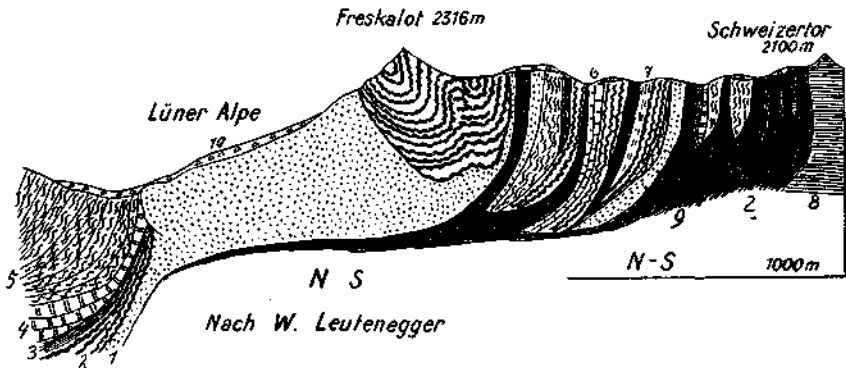


Fig. 11.

1 = Verrucano-Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Partnachschichten. 4 = Arlbergkalk. 5 = Raibler Schichten (gewalzter, dünn-schichtiger Gips). 6 = Hauptdolomit. 7 = Liasdeckmergel. 8 = Sulzfluhkalk. 9 = Arosazone. 10 = Moränen.

Die Beobachtungen im Rellestal haben mich zu einer anderen und mechanisch wesentlich einfacheren Erklärung geführt.

Auch das hier vorliegende Profil ist in seiner Tektonik nicht einheitlich.

Es enthält eine alte, wahrscheinlich auf S→N-Bewegungen beruhende Tektonik, auf welcher aber eine viel jüngere Tektonik ruht, die von O→W-Bewegungen geschaffen wurde.

Zwischen diesen beiden Tektoniken lag aber eine lange Zeitstrecke mit tiefgreifender Erosion.

Die Hauptanlage des ganzen Gebirgsbaues ist hier wie in den ganzen nördlichen Kalkalpen ein altes tektonisches Ereignis mit einer Flut von Bewegungen aus der Richtung von S gegen N.

Diese mächtige Bewegung war aber lange Zeit hindurch erstarrt und den Eingriffen der zerstörenden Erosion ausgesetzt.

Die nun folgenden neuen Bewegungsfluten hatten es daher mit den Ruinen der alten Bewegung zu tun, welche sie in ihrem Sinne umzugestalten versuchten.

Die Anwendung dieser Einsicht auf das hier vorliegende Profil ergibt nun eben eine Trennung in mindestens zwei Bauwerke von verschiedenem Alter und verschiedenem Baustil.

Die Hauptanordnungen gehen entschieden auf das alte Bauwerk zurück.

Es ist aber auch der Eingriff der jungen Bewegungen durchaus nicht geringfügig.

Für den nördlichen Teil des vorliegenden Profils habe ich schon im Jahre 1932 eine neue Lösung gegeben.

Nach meinen weiteren Erfahrungen besitzt diese Lösung aber auch für den südlichen Teil desselben ihre Auflösungskraft.

In dem südlichen Abschnitt des Profils von Fig. 11 ist die Lösung aber deshalb sehr erschwert, weil ein Teil der hier vorhandenen Gesteinsschollen zu der alten, ein anderer Teil zu der jungen Tektonik gehört.

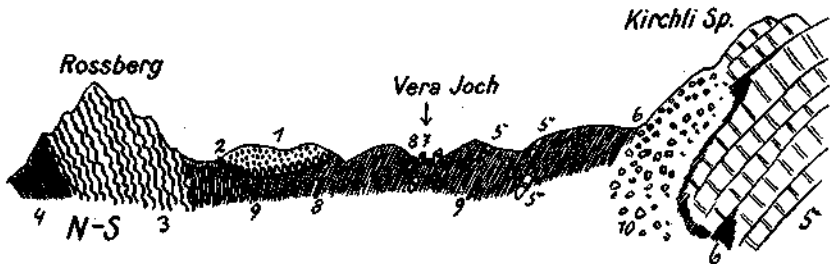


Fig. 12.

1 = Verrucano mit viel Porphyrgerölle. 2 = Gelbe Raubwacken. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschieften. 5 = Sulzfuhkalk. 6 = Couches rouges. 7 = Hornsteinkalk and Breccia. 8 = Serpentin-Ophikalzit. 9 = Kreideschiefer und Sandsteine. 10 = Blockwerk.

Die im Gebiete der oberen Salonien-Alpe vorhandene Bedeckung mit vielen Moränenwällen der Schlußvereisung ist einer Trennung der Schollen der alten und jungen Tektonik sehr hinderlich.

Wenn man aber von dem weiten Gebiet der Salonien-Alpe auf die Höhe des Alp Vera-Joches emporsteigt, so kann man sich an dessen Westseite leicht davon überzeugen, daß nur ein Teil der Schollen tiefer im Untergrund steckt, während ein anderer Teil nur flach daraufliegt.

Ich lege hier einen Querschnitt — Fig. 12 — vor, dessen südlichen Teil ich gemeinsam mit Herrn Dr. Joos Cadisch im Herbst 1932 begangen habe. An diesem Querschnitt ist die Zerlegung in zwei Schollenarten von verschiedenem Alter und verschiedenem Baustil leicht zu erkennen. Während die südlichen kleinen Gesteinskeile wirklich im Untergrund stecken, liegt die größere Masse von Verrucano und Raubwacken nur flach obenauf.

Diese letztere Masse ist von O her in eine tiefe Erosionsfurche hereingeschoben worden. Eine weitere Prüfung dieser zweiteiligen Tektonik im Gebiete des Rellstales hat folgende interessante Befunde geliefert.

In das Gebiet des Rellstales springt von W her als kühner Eckpfeiler der Kamm des Freskalot (2316 m) vor.

Derselbe besteht zur Hauptsache aus steil aufgerichtetem Muschelkalk mit mächtig entwickelten Hornsteinknauerkalken.

In dem Profil von W. Leutenegger — Fig. 11 — ist der Freskalot als eine muldenförmige Masse von Muschelkalk eingetragen. Diese Deutung stimmt aber mit den Angaben der Natur nicht überein.

Ich füge hier eine Zeichnung — Fig. 13 — ein, welche ich im Frühjahr 1932 von dem gerade gegenüberliegenden Golmerjoch aus angefertigt habe. Es handelt sich hier nicht um eine Mulde von Muschelkalk, die in der Hand von Buntsandstein liegt. Dies wird außer der

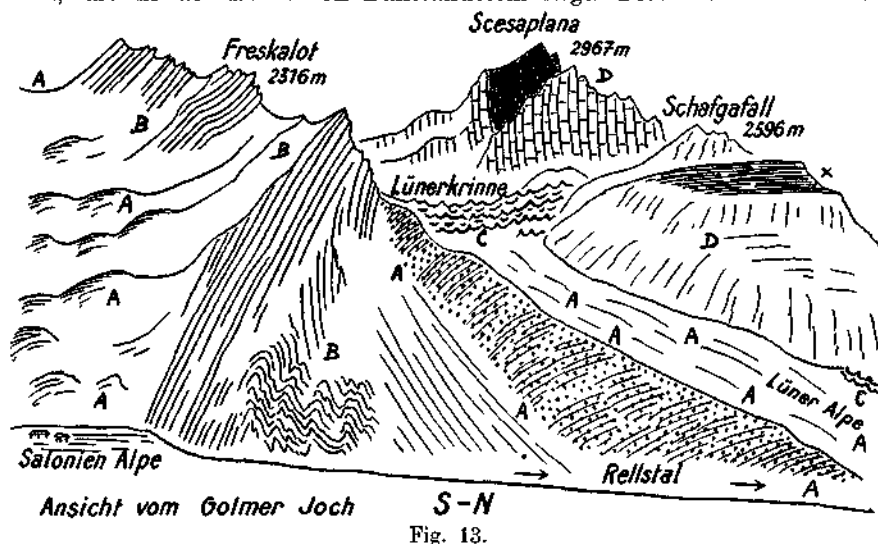


Fig. 13.

A = Schubmasse aus Verrucano-Buntsandstein. B = Pfeiler des Freskalot aus steilgestelltem Muschelkalk. C = Trichterlandschaft des Raibler Gipses. D = Zone des Hauptdolomits mit den Kössener Schichten des Scesaplana-Gipfels. X = Rest einer alten Vorebnungsfläche am Schafgafall.

Struktur auch noch dadurch bewiesen, daß auf der Nordseite dieses Berges die Übergangsschichten vom Muschelkalk zum Buntsandstein fehlen.

Diese irrtümliche Deutung des Freskalots geht aber schon auf die Arbeit von H. Schardt „Über die Entstehung des Lünersees im Rätikon“ zurück, welche im Oktober 1926 in der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich erschienen ist.

Auch P. Arni hat diese Deutung seines Lehrers ohne Widerspruch übernommen.

Der Kamm des Freskalots ist jedoch keine Mulde, sondern die um etwa  $2\frac{1}{2}$  km nach S abgelenkte Fortsetzung des Alttriassockels von Zimba-Vandanser Steinwand.

Diese Abknickung spielt im Rätikongebirge eine wichtige Rolle. Dieselbe ist nicht etwa bloß auf das Gebiet des Relstales beschränkt, sondern macht sich auch noch im Brandnertal kräftig genug bemerkbar.

Im Relstale selbst ist die Abknickung nicht nur sehr schön zu verfolgen, sondern auch ihre unmittelbare Veranlassung gut zu erkennen.

Wie ich schon in der Arbeit über die Großtektonik von Vorarlberg in diesem Jahrbuch 1932 ausgeführt habe, bildet der gegen W gerichtete Vorstoß des Kristallins der Silvrettamasse die Ursache der Abknickung. Dieser machtvolle Vorstoß hat nicht nur die große Abknickung hervorgerufen, sondern dieselbe auch noch teilweise überwältigt.

Wir werden uns im folgenden noch genauer mit den Wirkungen dieses Vorstoßes zu beschäftigen haben.

Der Eckpfeiler des Freskalots stellt also keine Mulde, sondern die abgelenkte Fortsetzung der Altrias aus dem Sockelbau der Zimba vor.

Seine Stellung ist aber auch noch in anderer Hinsicht eine merkwürdige und tektonisch ausgezeichnete.

Sowohl an seiner Nord- als auch an seiner Südseite greift die Reliefüberschiebung in Talfurchen 2 bis 3 km weiter gegen W vor.

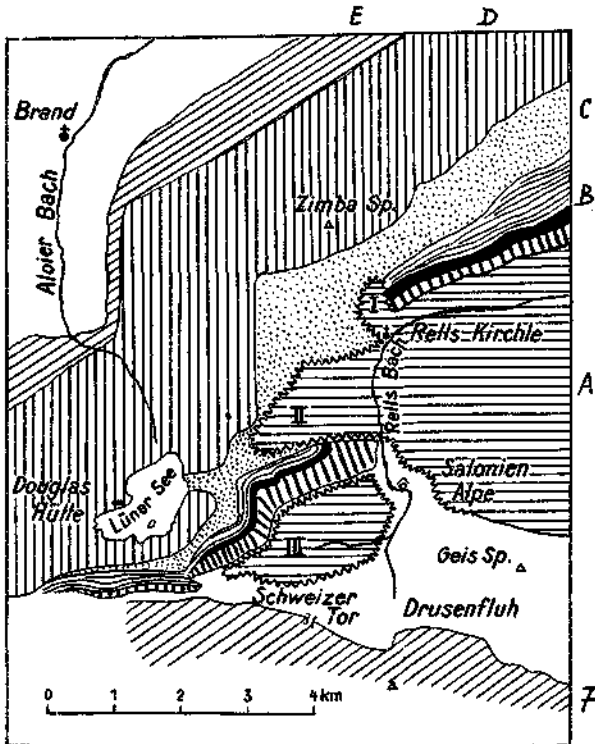


Fig. 14. Abknickung, O → W-Vorstoß der unteren Silvrettamasse und Zerteilung der Front in 3 Lappen.

A = Schubmasse aus Silvretta-Kristallin + Verrucano + Buntsandstein... Frontzerteilung in 3 Lappen I, II, III. B = Altriaszone. C = Raibler Schichten mit sehr viel Gips. D = Zone des Hauptdolomits mit der kleinen Kreidemulde vor Zimba-Spitze. E = Große Kreidemulde. F = Zone des Sulzfluhkalks.

Der Steilkamm des Freskalots bildete also gleichsam für die von O gegen W vordringende Flut der Reliefüberschiebung eine Art von Wellenbrecher.

Dieses Bild eines tektonischen „Wellenbrechers“ wird noch deutlicher, wenn man die Stellung des Freskalots gegenüber vom Golmer Joch beobachtet.

Der Steilkamm des Freskalots erhebt sich an der Westseite des oberen Reilstales aus der Taltiefe bei zirka 1600 m bis zur Scheitelhöhe von 2316 m. Dieser Steilhang von 700 m Höhe wird von Gesteinen des Muschelkalks aufgebaut.

Genau gegenüber erhebt sich die kristalline Masse des Golmer Jochs bis zur Höhe von 2263 *m*.

Wir haben also mit anderen Worten wieder genau dieselbe Ungleichseitigkeit wie im Gampadelztale.

Auch hier kann die große Masse und die steile Aufragung des Muschelkalks nicht auf eine Anschoppung vor der Front der kristallinen Schubmasse des Golmer Jochs zurückgeführt werden.

Es bleibt uns auch hier kein anderer Ausweg, als den schroffen Steilabfall des Freskalots für ein Gebilde einer älteren Erosion zu nehmen.

Die Relieffüberschiebung des Rellstaales erfolgte also über ein Gebirgsrelief, in welchem der Kamm des Freskalots bereits als Höhenrücken zwischen tieferen Talfurchen emporragte.

Dieser Höhenrücken widerstand offenbar dem Vordringen der Schubmassen, indem er dieselben teilte und in die beiderseitigen Talfurchen ableitete.

Fig. 14 legt eine schematische Darstellung dieser Zerlegung der vordringenden Schubmasse in drei Teile dem Beschauer vor.

Man erkennt ganz deutlich, daß diese Schubmasse hier nicht nur bei ihrem Vormarsche zerteilt, sondern auch von den bereits vorhandenen alten Talfurchen etwas aus ihrer Richtung abgelenkt wurde.

In der bereits erwähnten Arbeit über die Entstehung des Lünensees kommt H. Schardt zu der Ansicht, daß der Lünensee ein altes, ursprünglich ins Rellstal eingefügtes Tal gewesen sei.

Mit der Gletscherzeit änderten sich die Verhältnisse insofern, als vom Eise ein flaches Becken etwa bis auf die Höhe des heutigen Seebords — 1977 *m* — ausgeebnet und vielleicht auch ein wenig eingelieft wurde, so daß nach dem Rückzuge der Gletscher ein Karsee entstand. Nun hatte der See einen Abfluß nach N ins Brandnertal, aber keinen mehr nach O ins Rellstal.

Während der weiteren Eiszeiten und Interglazialzeiten wurde aber durch Verkarstung die Wasserscheide gegen das Rellstal, welche aus Gipschichten der Raibler Schichten besteht, unterirdisch aufgehoben.

Das Wasser des Lünensees fand also wieder den Ausfluß ins Rellstal. Durch die Auflösung der Gipsmassen wurde aber nicht nur der See sehr vertieft, sondern endlich ein großer Felssturz vom Salonienkopfe abgelöst, welcher den unterirdischen Abfluß des Lünensees ins Rellstal wieder verstopfte.

Der dadurch gestaute See leitete seither seine Wasser durch Spalten des Seebords unmittelbar ins Brandnertal hinüber, bis diese Spalten künstlich geschlossen wurden, um den See nach Belieben stauen zu können.

Diese Hypothese von Prof. H. Schardt verdient unser Interesse um so mehr, als der Lünensee für den Ausbau der Wasserkräfte in Vorarlberg von hoher Bedeutung geworden ist.

Im Laufe dieser Arbeiten ist ja bekanntlich der Lünensee um den großen Betrag von 45 *m* durch Anlage eines Stollens unter dem Seebord abgesenkt worden.

Bei dieser Gelegenheit hat sich nun gezeigt, daß kein unterirdisches Gerinne vom Lünensee gegen das Rellstal zu besteht.

Die Gipsschichten stehen hier geschlossen an.

Sie werden auch nicht von einem Bergsturz, sondern von Moränenwällen der Schlußvereisung überlagert.

Diese Überlagerung reicht aber nicht bis auf die Höhe des Scheidekammes zwischen Lünensee und Rellstal empor.

Wie Fig. 15 darstellt, besteht dieser Kamm der Lünerkrinne — 2166 m — aus mächtigen Gipslagen der Raibler Schichten.

Das Profil enthält eine im wesentlichen regelmäßige, gegen N zu überkippte Schichtfolge vom Hauptdolomit des Schafgafalls bis zum Muschelkalk des Salonienkopfs.

Eine bescheidene Unregelmäßigkeit wird in dieses Profil nur durch einige kleine, rein lokale Schuppungen hineingebracht.

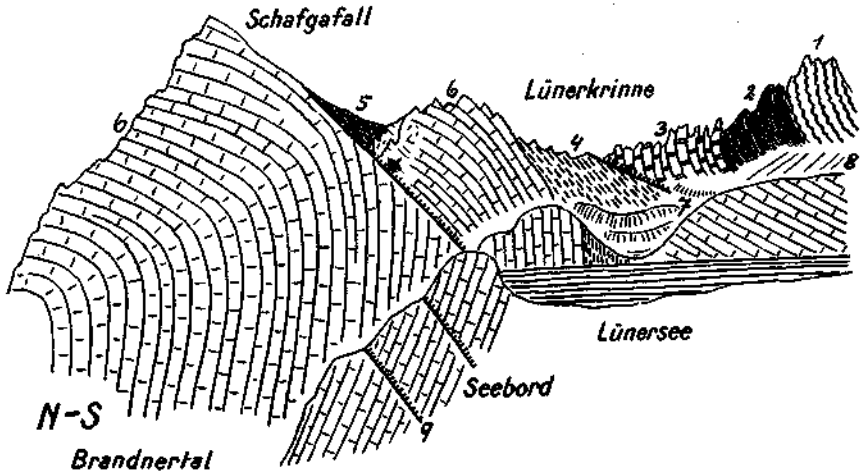


Fig. 15.

1 = Muschelkalk. 2 = Partnachschichten. 3 = Ailbergkalk. 4 = Gips der Raibler Schichten. 5 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 6 = Hauptdolomit. 7 = Moränenwälle. 8 = Schutthalden. 9 = Schubflächen.

Die Idee von Prof. H. Schardt ist deshalb aber nicht ganz von der Hand zu weisen. Es ist schon möglich, daß eine alte Talanlage vom Gipfel der Scesaplana über das Plateau der Todten Alpe und die Lünerkrinne ins Rellstal verlief.

Vielleicht war das dieselbe Talung, in welche dann der Einschub des Buntsandsteins bei der Reliefüberschiebung erfolgte.

Vielleicht ist hier auch durch den Aufschub der harten Buntsandsteinmassen die Talfurche in den weichen Gipschichten verschlossen worden.

Diese Zustopfung des alten Talweges von der Scesaplana ins Rellstal durch die Massen der Reliefüberschiebung ist aber jedenfalls viel älter als die diluvialen Eiszeiten.

Wenn man die Umgebung des wunderschönen Lünensees mit geologischen Augen betrachtet, so findet man besonders an der Nordwestseite dieses Sees Felsstaffeln angeordnet, welche eine höhere alte Land-

fläche anzeigen. Diese Felschultern überragen das heutige Seenniveau (das Normalniveau) um etwa 30 m. Besonders schön ist jene Felschulter ausgebildet, auf welcher die Douglas-Hütte erbaut ist.

Fig. 16 gibt einen Querschnitt durch diese Schulter, an dem man deutlich den Angriff der Seebrandung und die Rückfälligkeit der Schulter ablesen kann.

Die Oberfläche der Schulter ist vom Eise ebenso wie jene des nahezu gleich hohen Seebords glatt geschliffen.

Diese Felsstufen an der Nordwestseite des Lünensees weisen aber noch eine Merkwürdigkeit auf.

Es hat eine genauere Untersuchung ergeben, daß auf diesen Felsstufen dickbankige Breccien lagern, welche von der Ferne die Farbe des Hauptdolomits zeigen und deshalb nur in der unmittelbaren Nähe davon zu unterscheiden sind.

Diese Breccien bestehen aus ziemlich kleinen und eckigen Dolomitstücken, die durch ein dolomitisches Bindemittel fest verkittet sind.

Es sind zwei verschieden graue Arten im Hauptdolomit in der Breccie vertreten.



Fig. 16.

1 = Hauptdolomit. 2 = Hangschutt. 3 = See. x-x = Felserrasse des Lünensees, die zu seinem Normalstand gehört.

Die größte Ausdehnung hat diese Breccie auf den Felsköpfen unmittelbar westlich von der Douglas-Hütte. Von dort ist auch grobes Blockwerk dieser Breccie bis in den Lünensee herabgestürzt. Über das Alter dieser Breccien herrscht Ungewißheit. Die Breccien sind von den schon beschriebenen Breccien bei der Alpilla-Alpe im Gampadelztal recht verschieden.

Außerdem lagern sie nicht auf Juraschichten, sondern sitzen unvermittelt den steilgestellten Bänken des Hauptdolomits auf.

Mit diesen Angaben sind aber die geologischen Merkwürdigkeiten des Lünensees noch lange nicht erschöpft.

Der für seine Höhenlage auffallend große und tiefe See erscheint gegen das Brandner Tal nur durch eine relativ dünne Felsmauer abgesperrt. Die breite Felschwelle des Seebords stürzt hier in schroffen Wänden in den Hintergrund dieses Tales hinab.

Die Steilwand erreicht dabei eine Höhe von nahezu 400 m und besteht ganz aus steil nordfallenden Schichten von Hauptdolomit, die von mehreren südfallenden Schubflächen zerschnitten werden. Die Profilkombination von Fig. 15 zeigt auch den Bau dieser Steilstufe, welche den Lünensee gegen des Brandnertal abriegelt.

Die Merkwürdigkeit dieser auffallenden Steilstufe besteht vor allem in der riesigen Erosion, welche hier unterhalb von dieser Stufe einen fast 2 km breiten Wall von Hauptdolomit bis auf diese dünne Scheidewand weggeräumt hat.

Wenn man diesen riesigen Hohlraum durchwandert, so trifft man am Eingang in denselben bei 1447 m einen Felsriegel von Hauptdolomit, den der Alvierbach in enger Klamm durchsägt. Dieser Felsriegel ist von Gletscherschliff abgerundet und mit Moränen bedeckt.

Weiter talein ist der Felsgrund bis zu der Steilstufe des Bösen Tritts dann ganz von jungen Schutthalden verhüllt. Die Verteilung dieser Schutthalden ist sehr unregelmäßig. Während an der Ostseite des Tales das Felsgehänge ganz nahe zum Talgrunde herabsteigt, stellen sich auf der Westseite einfach riesenhafte Schuttkegel ein. Der Aufstieg zur Felsschwelle des Lünensees vollzieht sich auch zu großem Teil mit Hilfe dieser gewaltigen seitlichen Schuttkegel.

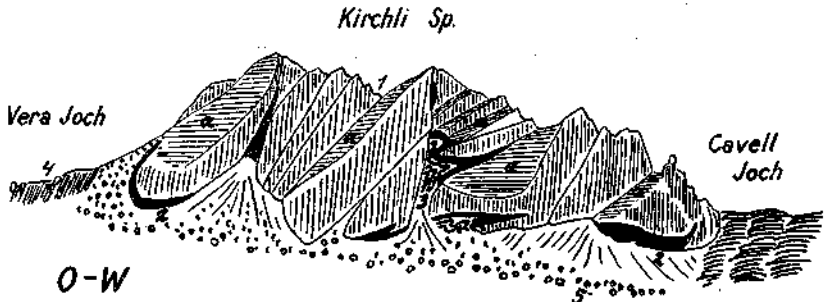


Fig. 17.

1 = Sulzthukalk. 2 = Couches rouges. 3 = Sandsteine und Breccien. 4 = Kreideschiefer und Sandsteine mit Schollen von 1. 5 = Blockwerk. a = Glatte Schubflächen, welche mit der Form der Einfaltungen für Schub von O gegen W sprechen.

Denkt man sich diese schwere Schuttkegelmasse entfernt, so würde sich ein noch viel größerer Felsrog enthüllen, der wahrscheinlich auch vom Eise zu einem Hohlraum ausgeschliffen wurde.

Wir hätten also unter der Steilstufe im Grundgebirge noch einen Seeraum zu erwarten, der aber vollständig verschüttet wurde.

Während wir also unterhalb des Lünensees im hintersten Brandnertal einer so riesenhaft gesteigerten Erosionswirkung begegnen, lehrt uns ein Aufstieg vom See zum Gipfel der Scesaplana die gegenteilige Erscheinung kennen.

Wir finden hier eine hohe, gegen 1½ km breite, völlig kahle Gesteinsfläche, die den bezeichnenden Namen „Todten Alpe“ führt. Diese breite, schräge Felsfläche besteht ausschließlich aus Hauptdolomit, dessen steilgestellte Bänke quer über diese Fläche von NO gegen SW bis S streichen.

Diese mächtige Schrägfläche der Todten Alpe senkt sich nicht gleichmäßig zu dem Becken des Lünensees ab, sondern bricht mit einer zirka 300 m hohen Steilstufe zu demselben hinunter. Durch diesen Steilabbruch wird die Selbständigkeit des Seebeckens gegen oben ebenso schroff betont wie durch die Wand des Bösen Tritts gegen unten.



Im S des Lünensees erheben sich die kühnen Zinnen der Kirchlispitze, welche hier das Westende der Gipfelkrone des Sulzfluhkalkes bilden.

Dieses prächtige Schaustück des Lünensees besteht aus blankem Sulzfluhkalk mit vielen Einschaltungen von roten und grauen Couches rouges und von Quetschzonen.

Fig. 17 legt eine geologische Ansicht dieser schönen und interessanten Berggruppe vor.

Die Verschuppung und Verfaltung des Sulzfluhkalks mit den Kreidemergeln tritt im ganzen Rätikon nirgends mehr so deutlich hervor, als gerade an diesem Westende.

Hier zeigt sich aber auch, daß es gar nicht so sicher ist, daß diese Verschuppung und Verfaltung auf Bewegungen in der Richtung von S gegen N zurückzuführen sind.

Der vielzackige Kamm der Kirchlispitze erhebt sich zwischen Schweizer Tor im O und Cavelljoch im W.

Der blanke Felskamm, welcher die Höhe von 2557 m erreicht, ist etwas über 2 km lang und streicht genau von O nach W.

Fig. 17 gibt eine Abbildung der Nordwände der Kirchlispitze wieder.

Die Schubflächen, welche die Kalkmasse hin und hin zerschneiden, verlaufen schräg zu dem Kammverlauf und fallen dabei steil gegen NNO zu ein.

Diese Flächen verlaufen also nicht parallel zum Kamm, sondern schräg dazu.

Das ist für eine angeblich von S gegen N zu erfolgte Überfaltung keine wahrscheinliche Anordnung.

Geht man noch näher auf dieses prächtige Bewegungsbild ein, so bemerkt man, daß die einzelnen Schuppen und Falten der bunten Kreidemergel überwiegend gegen W zu ausspitzen.

Das spricht ebenfalls nicht für Überfaltung von S gegen N.

Außerdem erscheint die hauptsächlich von O gegen W gerichtete Einschuppung und Einfaltung noch von einem jüngeren Querschube glatt abgeschnitten.

Man kann also wohl ohne jede Übertreibung behaupten, daß das Bewegungsbild der Einfaltungen und Einschuppungen an den Kirchlispitzen viel besser zu einem Schub von O gegen W als zu einem von S gegen N paßt.

Wir kehren nun wieder zu der großen Abknickung zurück, welche wir zuerst im Reilstal erkannt haben.

Wie ich schon erwähnte, macht sich dieselbe aber auch noch im Bereiche des Brandnertales sehr stark bemerkbar.

Die Abknickung hat also den mächtigen Wall von Hauptdolomit überwältigt, welcher auf seiner Schulter die kecke kleine Mulde der Zimbaspitze trägt.

Diesem Kamm vom Hauptdolomit liegt an seiner Nordseite eine große und tiefe Mulde angebaut, in deren Kern sich eine langgestreckte Zone von typischen Lechtaler Kreideschiefern befindet.

Diese große Kreidemulde ist nun ebenfalls noch von unserer Abknickung ergriffen worden.

Dieser Befund ist im Brandner Tal gerade südlich von Brand ausgezeichnet an dem Steilabfall der Mittagsspitze aufgeschlossen und von W. Leutenegger bereits mit Sorgfalt kartiert worden.

Hier finden wir am Fuße der Mittagsspitze die ganze Kreidemulde außerordentlich verschmälert und dabei doch heftig verschuppt. Sie wird von der großen Hauptdolomitmasse der Mittagsspitze überschoben und unterdrückt.

Diese gewaltsame Auswälzung und Zerschuppung der großen Kreidemulde ist hier in nordsüdlicher Richtung auf eine Strecke von zirka  $2\frac{1}{2}$  km zu verfolgen.

Das ist genau der Betrag, welchen wir auch im Rellstale für unsere Abknickung ausgerechnet haben.

Er läßt sich im Rellstale auf zweifache Weise bestimmen.

Einmal an dem Abstände der zerrissenen Enden des Alttriaszuges und dann an der Abknickung des Hauptdolomits auf der Ostseite des

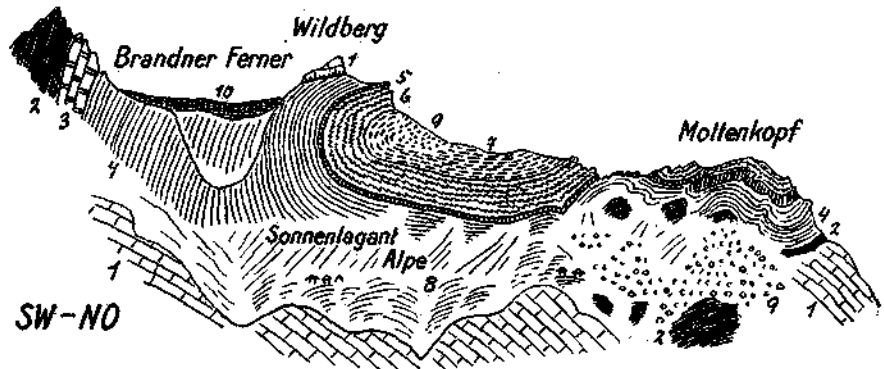


Fig. 18 a.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberzätalkalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinalkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Lechtaler Kreideschiefer. 8 = Moränen. 9 = Bergsturzblockwerk. 10 = Eis.

Kammes Säulenkopf—Schafgafall bis zum Sattel der Lünkerkrinne. Überall erhält man für den Betrag der Abknickung den Wert von ungefähr  $2\frac{1}{2}$  km in fast genau nordsüdlicher Richtung.

Im Brandner Tal ist die Wirkung der Abknickung auf die große Kreidemulde noch außerordentlich heftig.

Man erkennt dies sehr leicht, wenn man die Profile östlich und westlich von der Abknickung mit einem Profil aus dem Abknickungsbereich vergleicht.

In Fig. 18 (a—b—c) habe ich die drei hier maßgebenden Profile zusammengestellt.

Es sind dies ein Querschnitt durch Wildberg—Wasenspitze, einer von der Westseite der Mittagsspitze aus dem Knickbereich und einer vom Kamm Mottenkopf—Wildberg—Scesaplana.

Die eigenartige Stellung und Funktion des abgelenkten Muldenstückes tritt in dieser Zusammenstellung deutlich genug hervor.

Die Wirkung des Schubes von O gegen W hat aber auch die nicht im Bereiche der Knickung gelegenen Teile der großen Kreidemulde noch beeinflußt.

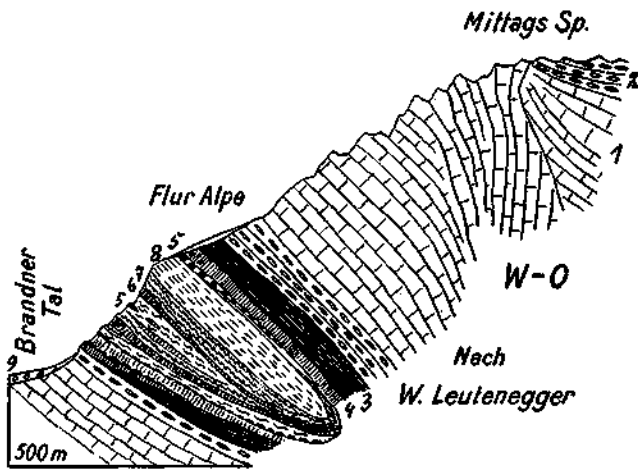


Fig. 18b.

1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätalkalke. 5 = Liaskalke-Fleckenmergel. 6 = Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Lechtaler Kreideschiefer. 9 = Blockwerk.

Diese Beeinflussung macht sich z. B. darin bemerkbar, daß die Ostseiten der nordsüdlich streichenden Bergkämme in ihrer tektonischen Mannigfaltigkeit weit ärmer ausgestattet sind als die Westseiten.

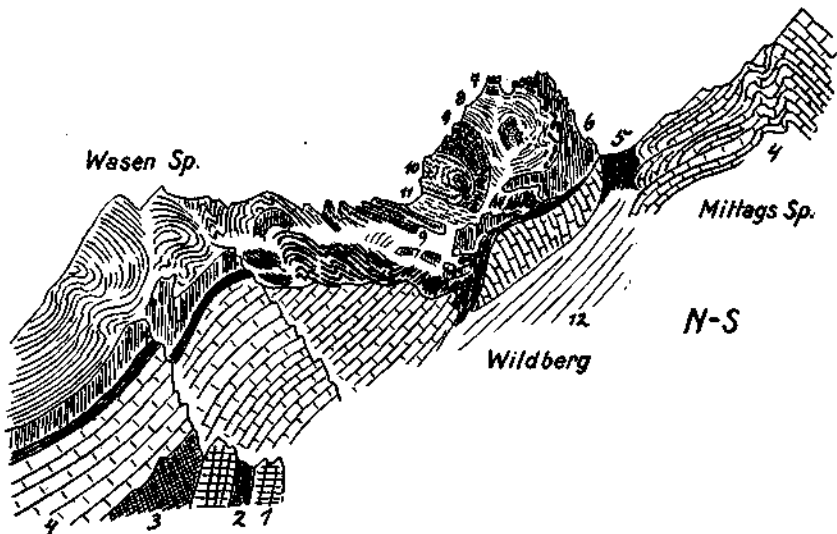


Fig. 18c.

1 = Kalke, Raibler Schichten. 2 = Sandsteine, Raibler Schichten. 3 = Rauhwacken-Dolomitmylonit. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätalkalke. 7 = Rote Liaskalke. 8 = Fleckenmergel. 9 = Hornsteinkalke. 10 = Aptychenkalke. 11 = Lechtaler Kreideschiefer. 12 = Schuttthalden.

Ein prachtvolles Beispiel für diese schroff einseitige Ausgestaltung liefert der formensöhne Bergkamm, welcher das Sarotlatal an seiner Ostseite begleitet.

Dieser Kamm wirft die stolzen Gipfel von Zwölferkopf—Valbonakopf und Kennerberg in die Lüfte, alle drei ebenso bunt wie großartig gestaltet.

Fig. 19 legt ein geologisches Schema von Zwölferkopf—Valbonakopf vor, wie es sich hier vom Sarotlatal aus dem Beschauer bietet.

Der Schwung der Faltung wird durch die Mithilfe der weichen Kössener Schichten hinreißend lebhaft und elegant.

Die Kössener Schichten treten dabei in zwei getrennten mergel- und schieferreichen Stufen auf. Die untere und weit mächtigere ist zwischen Hauptdolomit-Plattenkalk im Liegenden und den rätischen Kalken im Hangenden eingeschaltet.

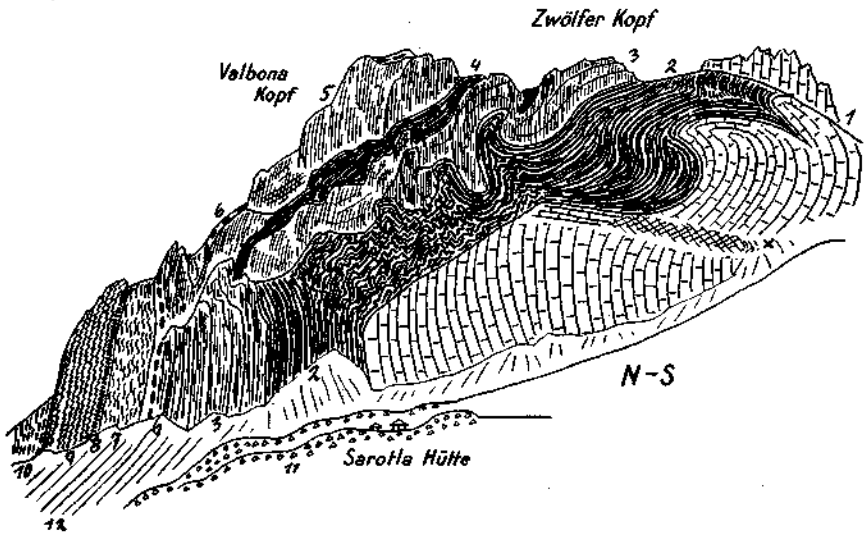


Fig. 19.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. — Hauptgruppe der Mergel. 3 = Rätikalke. 4 = Kössener Schichten. — obere Mergelzone. 5 = Oberrätikalke. 6 = Bunte Liaskalke. 7 = Fleckenmergel. 8 = Hornsteinkalke. 9 = Aptychenkalke. 10 = Lechtaler Kreideschiefer. 11 = Blockmoränen. 12 = Schutthalden. X = Zertrümmerungszone.

Es stellt sich aber auch noch im Innern der großen blanken Kalkmasse der Rätikalke eine schmälere Mergelzone ein.

Erst auf dem Dach des oberen Teiles der Rätikalke sind dann die roten Liaskalke angelötet. Diese zweifache Mergel-Schieferzone ermöglicht hier offenbar eine besonders günstige Beweglichkeit der Gesteinsmassen gegenüber von Faltung und Schiebung.

Man kann sich im Sarotlatal gar nicht leicht an dem prachtvollen Schwung dieser Felsen weit sattsehen.

Um so erstaunter ist aber der Wanderer, welcher diesen Kamm von der Sarotla-Hütte aus überschreitet und an seiner Ostseite gegen die Nonnen-Alpe hinabsteigt.

Der ganze wilde Schwung der Kössener Schichten ist wie verschwunden, ja vielfach ruhen die Rätikalke unmittelbar auf dem Hauptdolomit. Wir stehen erstaunt vor einem auf dieser Seite ganz verarmten Profil.

Der Einfluß der von O gegen W drängenden Bewegung ist also auch hier noch kräftig genug, um solche Verzerrungen in den Bewegungsbildern auf den parallelen Seiten eines schmalen Felskammes zu bewirken.

In der Gegend von Brand treten wir auch in das Verbreitungsgebiet der Arosazone innerhalb der Schuppen der Lechtaldecke ein. Es ist ein großes Verdienst von Joos Cadisch, durch die Einführung des Begriffes der „Arosazone“ eine Klärung in die wilde Verworrenheit und Buntheit der Stratigraphie und Tektonik am Westrand der Ostalpen gebracht zu haben. Man darf dabei aber nicht vergessen, daß die Bezeichnung „Arosazone“ weder eine stratigraphische noch eine tektonische Einheit in strengem Sinne bedeutet, sondern nur ein Überwiegen von charakteristischen Komponenten über daneben immer vorhandene, mehr lokale und zufällige Beimischungen. Es gibt wohl keine Stelle, wo vielleicht die Arosazone eine normale, reine Entwicklung zeigen würde wie etwa die Lechtal- oder Inntal- oder Krabachjochdecke.

Überall haben wir in der „Arosazone“ eine tektonische Gesteinsmischzone vor uns, deren Zusammensetzung, Umfang, Inhalt, Form und Mächtigkeit von Stelle zu Stelle wechselt. Trotzdem ist man kaum irgendwo im Zweifel, ob man es mit dieser Zone zu tun habe, so charakteristisch sind einzelne ihrer ständigen Komponenten.

Im Rätikongebirge sind die wichtigsten Gebiete der Arosazone bereits von W. v. Seidlitz und H. Mylius beschrieben worden.

Noch genauer sind diese Vorkommen dann von den nachfolgenden Schweizer Geologen kartiert worden, so daß man heute über die Verbreitung der Arosazone im Rätikongebirge schon sehr gut unterrichtet ist.

In bezug auf die Kartographie der Arosazone ist also im Rätikongebirge keine wesentliche Lücke mehr vorhanden.

Diese Kenntnis der Verbreitung und der Lagerung der Arosazone im Rätikongebirge gibt uns nun die Möglichkeit, genauere Vorstellungen von der Mechanik ihrer Einschaltung zwischen die Schubmassen der Lechtaldecke zu gewinnen.

Westlich von Brand liegt im Bereiche von Palüd-Alpe — Gallinagrät — Amatschon-Joch das größte Vorkommen der Arosazone innerhalb der Teilschuppen der Lechtaldecke im Rätikongebirge.

Wir besitzen von J. Verdam eine Karte i. M. 1:25.000 sowie auch Profile für dieses überaus interessante Gebiet.

Nach dem Anblick dieser Karte vermutet man allerdings weit größere Aufschlüsse als dann wirklich an Ort und Stelle zu finden sind. Der Grund liegt einerseits in den weichen Gesteinen, ihrer Neigung zu Rutschungen, anderseits in der reichen Bewachsung und Versumpfung der Gehänge.

Steigt man von Brand über den neuen Pfad zur Skihütte Palüd empor, so gewinnt man einen guten Einblick in den Untergrund, auf welchem hier die Arosazone lagert.

Fig. 20 legt die geologischen Befunde vor, die man bei diesem Anstieg einsehen kann. Zu unterst treten in flacher Lagerung Kreideschiefer und Sandsteine auf.

Darüber baut sich ein Steilhang auf, welcher aus schöngefärbten roten und grünen Quarzsandsteinen besteht. Darüber stellt sich eine

schmale Lage von gelber Rauhwaacke und grauem, sandigem, kristallinem Dolomit ein. Es folgen nach aufwärts blaue, knollige Kalke und typische Hornsteinknauerkalke, die von Partnachschiefern bedeckt sind.

Erst über den Partnachschiefern kommen wir in den Bereich der Arosazone.

Hier liegt nun eine Mischungszone von verschiedenartigen Gesteinen vor, in deren genaueren Verband man leider keinen Einblick erhält.

Verschiedenartige Sandsteine, Schiefer, Ölquarzite, Breccien sowie Blöcke von Ophikalzit liegen ohne regelmäßige Anordnung hier herum.

Unter den Sandsteinen sind häufig Blöcke, welche eine ganz typische, höchst lebhaft und kurzweilige Schrägschichtung zeigen. Neben der Schrägschichtung tritt aber auch jene eigentümliche Art von Faltung auf, welche ich aus dem Gebiete der Gosauschichten des Muttekopfs als „Ohrmuschelfaltung“ beschrieben habe.

Eine wahnsinnige Verknüpfung zeigen dann die Blöcke aus rötlichem Ophikalzit.

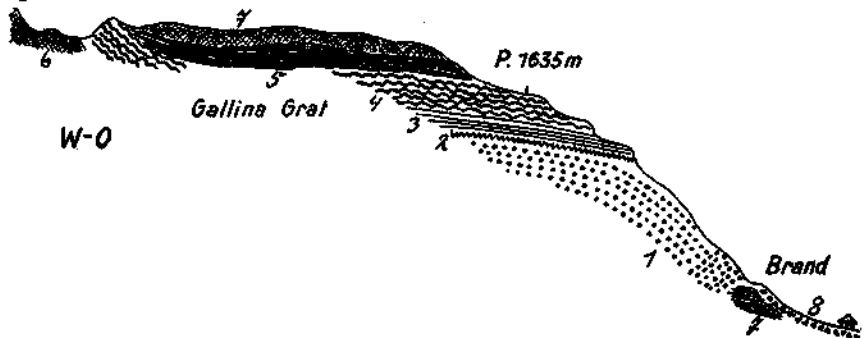


Fig. 20.

1 = Roter und grüner schöner Buntsandstein. 2 = Gelbe Rauhwaacke und grauer, sandiger kristalliner Dolomit. 3 = Blaue, knollige Kalke. 4 = Hornsteinknauerkalke. 5 = Partnachschiefern. 6 = Hauptdolomit. 7 = Arosazone. 8 = Hangschutt.

Diese enthalten neben Serpentin reichlich rote Radiolarite, verschiedenartige Kalkfetzen, ja sogar Stücke von Phyllit, Gneis und Amphibolit. Massenhaft weiße Kalzitadern durchziehen das Gestein. Diese Kalzitadern sind charakteristischerweise ebenfalls noch auf das heftigste mitverfaltet. Diese eben beschriebenen, sehr auffälligen und ganz allein auf die „Arosazone“ beschränkten Gesteine kommen aber immer und immer nur in der Form von größeren und kleineren, aber stets abgerundeten Blöcken vor.

Die Abrundung ist aber keine so vollendete wie etwa bei Flußgeröllen.

In dieser so bunt zusammengesetzten Arosazone fand ich knapp unter der Scheitelhöhe des Amatschon-Joches auf seiner Ostseite ein kopfgroßes Stück einer Kalkbreccie voll von gut erhaltenen Schalen von *Orbitolina concava* Lam. Weiteres Suchen nach solchen Stücken war bisher ergebnislos.

J. Verdam hat einen Querschnitt durch den Gallina-Grat veröffentlicht, in welchem er der Arosazone eine große Mächtigkeit zuerteilt.

Nach seinem Profile würde dieselbe hier durch Anschoppung eine Mächtigkeit von mehr als 1 km erreichen.

Ich hatte bei meinen Begehungen eher den Eindruck, daß die Arosazone hier nur wie ein ziemlich dünner, unregelmäßiger Belag die Gesteine des alten Untergrundes überzieht.

Sie ist ähnlich wie Butter auf ein Stück Brot hier ihrem Untergrund aufgestrichen. Die besten Aufschlüsse der Arosazone fand ich in der Schlucht des Palüd Baches.

Fig. 21 gibt ein hier gewonnenes Profil wieder.

Dieses Profil verläuft von S gegen N und zeigt auch die Aufschiebung des Kammes der Windegger-Spitze auf die Arosazone an. Schollen dieser Schubmassen liegen hier mehrfach verstreut auf der Arosazone. Die Masse der Windegger-Spitze gehört selbst zur Basis der großen Scesaplana-Mulde.

Wir stehen hier also vor der Aufschiebung der Scesaplana-Schuppe auf die ihr im Norden vorgelagerte Arosazone. Diese Aufschiebung läßt

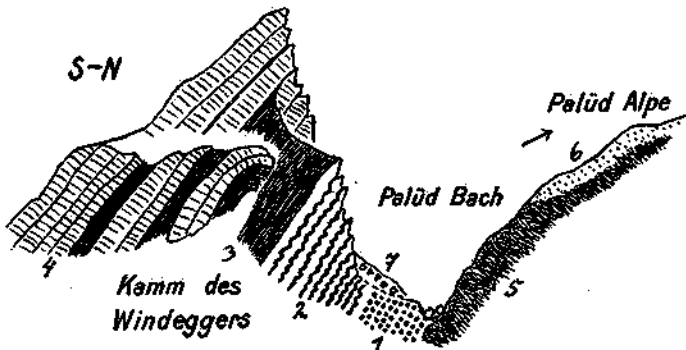


Fig. 21.

1 = Wohlgeschichteler, lichtgrüner Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Partnachschieben. 4 = Arlbergkalk. 5 = Arosazone. 6 = Moränen. 7 = Blockwerk.

sich vom Brandnertal über Amatschon-Joch—Setsch-Alpe—Panül Alpe—Lohnfreschen—Horn-Spitze bis zum Abbruch des Rätikons ins Prättigau verfolgen.

Das stellt eine Strecke von etwa 10 km vor, der entlang hier die Arosazone in zahlreichen Aufschlüssen immer wieder zutage kommt. Die Aufschlüsse westlich von Brand sind in diesem langen Zuge aber nicht nur die größten, sondern auch die tiefgreifendsten.

Denkt man sich hier die Bedeckung mit den Gesteinen der Arosazone entfernt, so hat man eine ziemlich hohe und steile Aufwölbung des Grundgebirges vor sich liegen. Über einen Kern von Buntsandstein wölben sich in regelrechter Folge Schichten von Muschelkalk-Partnach Schichten-Arlbergkalk.

Die Achse dieses Gewölbes streicht ziemlich genau von O nach W. Auf dieses Gewölbe erscheint nun die Arosazone aufgeschoben.

Dabei lagert die Arosazone aber nicht etwa auf der voll erhaltenen Form dieses Gewölbes, sondern auf deren Erosionsruine.

Der Einwanderung der Arosazone ist also eine tiefgreifende Abtragung vorangegangen, wodurch es erst ermöglicht wurde, daß sich die Gesteine dieser Zone auf so verschieden alte Teilstücke des Untergrundes legen konnten.

Der Weiterweg unserer tektonischen Deutung dieser Verhältnisse führt hier gleich zu zwei Fragestellungen.

Welche Rolle spielt dieses Gewölbe von Altrias westlich von Brand und wie hat sich die Einwanderung der Arosazone hier vollzogen?

Nachdem die Lechtaldecke die tiefste Decke der nördlichen Kalkalpen vorstellt, muß diese Aufwölbung von Altrias wohl auch zu derselben gehören.

Wenn dies der Fall ist, so haben wir hier die eigenartige Anordnung, daß ein Teil der Lechtaldecke unterhalb, ein anderer Teil aber oberhalb der Arosazone lagert.

Diese Anordnung läßt folgende, ziemlich einfache tektonische Lösung zu.

Wir haben zunächst eine große Überschiebung der Lechtaldecke, welche an ihrer Basis Gesteinsmassen der Arosazone mitgeschleppt hat. Die Arosazone selbst ist infolge ihrer Zusammensetzung aus lauter Gesteinsgemengsel nicht fähig, eine aktive Schubmasse zu bilden. Ihre Rolle ist eine passive. Sie braucht eine aktive Decke, welche sie entweder an ihrer Basis oder an ihrer Front mitschleppt.

Diese große Schubmasse der Lechtaldecke mit Gesteinsmassen der Arosazone an der Basis und wohl auch an der Stirne verfiel nun nach ihrem ersten Vorstoße den Angriffen der Erosion.

Dadurch kann z. B. ein vorderer Teil der Schubmasse von dem Hauptteil derselben abgetrennt worden sein.

Findet nun abermals ein Vorstoß der Schubmassen statt, so ist es möglich, daß der hintere Hauptteil über den abgetrennten Vorderteil vordringt und dabei Teile der Arosazone auf diesen Vorderteil hinaufschleppt. Das Schema — Fig. 22 — soll das Prinzip dieser Erklärung in ihrer Mechanik vorführen.

Die erste Überschiebung muß an Sohle und Stirne bereits die Gesteine der Arosazone mitgeschleppt haben.

Dieselben haben natürlich schon durch diese Verschleppung unter einer derartig schweren Masse eine tektonische Aufbereitung und Vermischung erlitten. Ebenso wurden bei diesem Vorgange jedenfalls schon Stücke aus der hangenden Schubmasse und aus dem überwältigten Untergrunde reichlich der gequälten Schmiermasse beigemischt.

Die nachfolgende Erosion hat dann in den Körper der großen Schubmasse ein Relief eingeschnitten.

An der uns hier interessierenden Stelle muß dieses Relief bis ins Niveau der Arosazone hinunter vorgedrungen sein und dieselbe auf eine größere Strecke hin entblößt haben.

Der nachfolgende neue Vorstoß ergriff die alte Schubmasse und schob dieselbe auf ihren früheren Stirnteil hinauf. Dabei hat sie offenbar die freiliegende Arosazone in größeren Massen aufgeschürft und auf ihren alten Vorderteil hinaufgeschleppt.

Nach dieser Hypothese müßte also das Grundgewölbe von Palüd Alpe—Gallina-Grat auch noch von Arosazone unterlagert werden.



Tatsächlich finden wir auch gleich westlich von Brand eine Stelle, wo flachliegende Kreideschiefer das Gewölbe des Buntsandsteins unterteufen.

Ich schließe mit diesen Angaben den Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen im Rätikon im Frühjahr und Herbst 1932.

Seine Fortsetzung dürfte voraussichtlich das Vorrücken der Aufnahmen bis zum Rheintal zum Gegenstande haben.

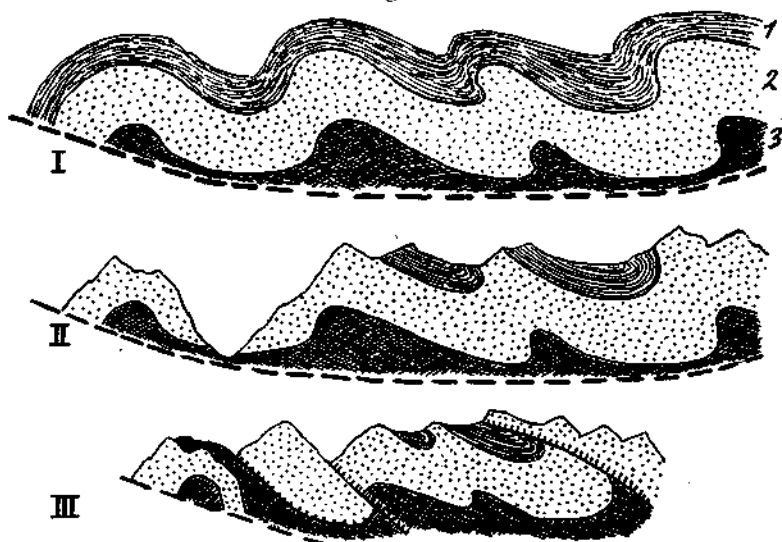


Fig. 22.

1 = Jura + Kreide der Lechtaldecke. 2 = Trias der Lechtaldecke. 3 = Mitgeschleppte Arosazone. I = Wanderung der Lechtaldecke und Mitschleppung der Arosazone an der Basis. II = Erosion der Lechtaldecke bis auf die Arosazone. Wahrscheinlich wurden in den tiefen Furchen noch Sedimente der Gosau abgelagert. III = Neuerlicher Vorschub der Lechtaldecke und engere Schuppung derselben. An Stelle der tiefen Erosionsfurchen Aufschürfung und Hebung der Arosazone.

### Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit legt zunächst Aufnahmeergebnisse aus dem Gebiete des Gampadelz-, Gauer-, Rells- und Brandnertale im Rätikon-gebirge in Vorarlberg vor und knüpft an diese Befunde tektonische Überlegungen und Folgerungen.

Den Ausgang bildet das Studium der Schrunser Mittagspitze. Diese stellt keine eigentliche Mulde vor. Bei der Alpilla Alpe kommt hier auf Juraschichten eine bunte Breccie vor, die wahrscheinlich zu den Gosauablagerungen gehört (Eisenspitzebreccie).

Die Zone der Mittagspitze bricht schroff im Einschnitt des Gampadelztales ab, wo aus ihr die mächtige Lederer Quelle entspringt.

Diese Zone hat keine Fortsetzung gegen O, wohl aber gegen S.

Die Ansicht W. v. Seidlitz', daß die Schollen von Trias-Jura im oberen Gampadelztal eine gegen S zu abgelenkte Fortsetzung der Zone der Mittagspitze vorstellen, hat sich trotz der Gegensprache von W. Häfner und A. H. Stahel bestätigt.

Außer den Trias-Jura-Gesteinen finden auch die Gosaubreccien und sogar Gesteine der Grauwackenzone im oberen Gampadelztal eine Fortsetzung gegen S zu.

Die Ablenkung im Streichen wird durch den Vorschub der großen Gneismasse von Gweiljoch—Sarotlaspitze bedingt. Diese kristalline Masse hat auch die eben erwähnten Schollen überschoben und überwältigt.

Wir haben es also hier mit zwei kristallinen Schubmassen zu tun. Auf der tieferen lagert die Trias-Jura-Kreide-Zone der Mittagsspitze, die höhere ist rein kristallin und überschiebt die tiefere in der Richtung von O gegen W.

Diese Zweiteilung der kristallinen Silvrettamasse bestätigt also auch die Meinung von M. Richter, welche er in diesem Jahrbuche im Jahre 1930 ausgesprochen hat.

Sie widerlegt zugleich meine Deutung vom Jahre 1932, weil die Schubgrenze hier nicht senkrecht zum Gampadelztal, sondern parallel verläuft.

Die genaueren Untersuchungen im Gampadelztal haben es weiterhin wahrscheinlich gemacht, daß die enormen Mächtigkeitschwankungen aller Zonen des Rätikons, welche hier unter die Gneismassen Gweiljoch—Sarotlaspitze eintauchen, nicht von der Hand der Tektonik, sondern von jener einer älteren Erosion hervorgebracht worden sind.

Bezüglich der Deutung der auffallenden O→W-Verschiebungen im Sulzfluhkalk der Weißplatte erscheint ebenfalls die Deutung W. v. Seidlitz' als „Blattverschiebungen“ berechtigt. Dieselben stehen wahrscheinlich mit dem jungen O→W-Vorstoß des Kristallins hier in engstem Zusammenhang.

Im hinteren Gauertal wurden die Aufschlüsse von Bilkengrat-Bilkentobel neuerlich begangen.

Man kann an dem großartigen Profil vom Schwarzhorn zur Sulzfluh vier Systeme von altersverschiedenen Schubbahnen unterscheiden.

Außerdem sprechen mehrfache Beobachtungen dafür, daß die Zone des Kreideflysches hier eine jüngere sedimentäre Einfüllung bedeutet.

Nach dieser Auffassung wäre also dieses großartige Profil gar nicht mechanisch einheitlich. Zwischen der alten mächtigen Tektonik, welche die Großanordnungen in der Wegrichtung von S gegen N schuf, und den jungen O→W-Bewegungen wäre eine Periode von tiefgreifender Erosion und nachfolgender Sedimentation einzuschalten.

Im Bereiche des Relstales konnte das Bild der großen Reliefüberschiebung noch wesentlich vervollständigt werden. Dieselbe erscheint hier in drei Lappen zerteilt.

Auf diese Dreiteilung haben die Formen des alten Reliefs einen entscheidenden Einfluß genommen.

Insbesondere hat die Steilkante des Freskalots hier auf die an-dringenden Schubmassen als „Wellenbrecher“ gewirkt.

Bezüglich der Entstehung des Lünersees ergab sich aus den neuen Beobachtungen, daß die Hypothese von H. Schardt nur zum Teil berechtigt ist.

Die Absenkung dieses Sees hat geoffenbart, daß hier kein alter unterirdischer Abfluß des Sees gegen das Relstal hin vorhanden ist, welcher durch einen Bergsturz verstopft wurde.

Wohl aber ist es möglich, daß in wesentlich älterer Zeit ein Tallauf von der Scesaplana über das Plateau der Todten Alpe und die Lünnerkrinne ins Rellstal in Betrieb stand.

Die Auflösung der Tektonik der Gruppe der Kirchlispitze führt zu der Einsicht, daß die hier besonders schön aufgeschlossenen Verschuppungen und Verfaltungen von Sulzfluhkalk mit Couches rouges und Sandsteinen und Schiefern der Kreide sich leichter auf ein Bewegungsspiel in der Richtung O→W als S→N zurückführen lassen.

Die mächtige Knickung im Bereiche des Rellstaales setzt sich auch noch ins Gebiet des Brandnertaales fort.

Sie wird hier besonders als scharfe Abknickung der großen Kreidemulde der Scesaplana interessant.

Weiter werden die schroffen Einseitigkeiten des Profils Zwölferkopf—Valbonakopf als Folge eines Bewegungsdranges von O gegen W gedeutet. Die Westseite dieses nordsüdlich streichenden Bergkammes erscheint mit reichen schwungvollen Faltungen ausgestattet, die auf seiner Ostseite ganz verarmen.

Zum Schlusse wird noch die Aufschiebung der „Arosazone“ auf das Grundgewölbe westlich von Brand näher beschrieben und mechanisch untersucht.

Das Ergebnis weicht von der Darstellung von J. Verdam wesentlich ab.

Während dieser Geologe nur mit einer mächtigen Aufpressung und Verschiebung der Arosazone aus der Basis der Lechtaldecke rechnet, wird hier die mechanische Lösung mit zwei Überschiebungen und einer dazwischen eingeschalteten Erosionsperiode versucht.

Durch die Zerlegung der Tektonik in mehrere durch Erosionseinschnitte getrennte Vormärsche gewinnt auch im Rätikon die Ausbildung von Reliefüberschiebungen an Bedeutung.

Ein Teil der hier vorhandenen Erosionseinschnitte ist noch mit den in diese jeweils neugeschaffenen Hohlformen eingefüllten Sedimenten ausgestattet. Das Meer hat also mehrmals in die Ruinen der Gebirgsbildungen eingegriffen.

In erster Linie gilt dies von den Lechtaler Kreideschiefern, welche aus den Lechtaler Alpen über das Bindeglied der Davenna unverändert auch den Rätikon schräg durchziehen. Ihnen kommt zur Hauptsache wohl zenomanes Alter zu. Die denselben vorherschreitende Erosion hat weder besonders tief noch auch besonders schroff eingegriffen. Im Rätikon sind unter den Kreideschiefern noch überall die Aptychenkalke erhalten.

Wie in den Lechtaler Alpen tritt aber auch im Rätikon eine jüngere und viel schroffer transgressive Kreideablagerung auf, welche ich als Eisenspitzbreccien beschrieben habe. Sie gehören wahrscheinlich zu den Gosauschichten. Ihre Erosionsbasis ist wesentlich tiefer eingeschnitten.

Die große Masse des Kreideflysches von Tilisuna weicht in ihrer Ausbildung sowohl von den Lechtaler Kreideschiefern als auch von den Eisenspitzbreccien ab. Die Flyschähnlichkeit ist weit auffallender als bei den Kreideschiefern. Einzelne Breccien sind aber doch sehr ähnlich. W. von Seidlitz hat aus der Tilisuna-Gegend Funde von *Orbitolina lenticularis* Lamm. gemeldet.

Was die Deutung dieses Kreideflysches sehr erschwert, ist das Fehlen einer normalen Unterlagerung. Während die Lechtaler Kreideschiefer dicht und innig mit den Aptychenkalken verlötet sind, finden wir unter dem Tilisuna-Flysch ein wildes Mischwerk verschiedener scharf strapazierter Gesteinsschollen und Linsen und die Schubbahn auf dem Sulzfluhkalk.

In der hier vorliegenden Arbeit ist der Versuch gemacht worden, die Zone des Kreideflysches aus der Zwangsjacke der Haupttektonik des Rätikons herauszulösen.

Wenn der Kreideflysch der Oberkreide angehört, so muß die Haupttektonik im Rätikon älter als die Gosauschichten sein. Dieses Ergebnis würde sich mit den Erfahrungen in den Ostalpen gut vereinigen lassen.

Die geringfügige Tektonik, welche in den unversehrten und nur leicht verbogenen Schichttafeln des Kreideflysches steckt, wäre dann auf Rechnung von jüngerer Tektonik zu stellen.

Übrigens hat H. Mylius schon im Jahre 1913 aus dem Bewegungsbild des Kreideflysches am Verspalengrat den Schluß gezogen, daß dieser Flysch hier nicht von S gegen N, sondern umgekehrt von N gegen S geschoben wurde.

Diese Vorstellung schließt sich jedenfalls den hier im Kreideflysch wirklich vorhandenen Verbiegungen weit natürlicher an, als etwa die Annahme von Tauchfalten.