©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales.

Von **Otto Ampferer.**

Mit einem petrographischen Teil von **Wilhelm Hammer.**

(Mit 2 Tafeln und 36 Zeichnungen.)

Unter oberstem Lechtal wird hier im wesentlichen der vorarlbergische Anteil dieses Tales verstanden, der auch morphologisch von dem östlich angrenzenden tirolischen Anteil scharf geschieden erscheint. Diese Scheidung wird durch eine gewaltige Felsschlucht vollzogen, welche der Lech zwischen den Ortschaften Lech und Steeg durchströmt. Diese Felsschlucht hat eine Länge von zirka 12 *km*, also etwas mehr als der große Arlbergtunnel, welcher südlich davon die Gneise zwischen dem Kloster und Stanzer Tale durchstößt.

Das Gefälle des Lechs ist dabei innerhalb dieser Riesenschlucht ziemlich gut ausgeglichen und ohne Wasserfälle.

Es beträgt zwischen Lech und Steeg nur zirka 300 *m*.

Vergleicht man aber damit das Gefälle des Lechtales z. B. zwischen Steeg und Reutte, so erhält man auf einer Strecke von zirka 45 *km* nur noch ein Gefälle von 260 *m*.

Der Gegensatz zwischen dem flachen, breitsohligen und tief verschütteten Lechtal, dessen oberes Ende bei Steeg liegt, und der nun folgenden gewaltigen Klammstrecke ist außerordentlich scharf.

Durch diese wilde Schlucht erscheint das tirolische Lechtal gegen W zu förmlich abgeschlossen. Diese Abgeschlossenheit ist denn auch erst durch einen kühnen Straßenbau durchbrochen worden, auf dem heute ein lebhafter Autoverkehr Tirol und Vorarlberg verbindet.

Das Gebiet des vorarlbergischen obersten Lechtales, welches hier näher beschrieben werden soll, bedeutete eine empfindliche Lücke zwischen einer Reihe von geologischen Arbeiten der letzten Jahre.

Es sind dies meinerseits die Arbeiten:

Geologisches Gerüst der Lechtaler Alpen, 1913.

Bau der westlichen Lechtaler Alpen, 1914.

Geologische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes, 1925.

In Betracht kommen ferner die Arbeiten von:

H. Mylius: Die geologischen Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ache bis südlich zum Lech, 1909.

A. Haas: Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees, 1909.

C. Haniel: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes vom Rauhgern bis zum Wilden, 1911.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

H. Pontoppidan: Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach, 1911.

Th. Benzinger: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache, 1929, und endlich im W von J. Gubler: Études géologiques dans le Vorarlberg Central, 1927.

Ich versuche nun hier, diese störende Lücke in unseren Kenntnissen auszufüllen und so den Zusammenschluß dieser Arbeiten zu ermöglichen.

Ich beginne mit der Beschreibung im S und wähle die tiefe Furche des Flexenpasses zum Ausgang. Diese Furche, offenbar ein Rest eines älteren Talsystems, verläuft in nordsüdlicher Richtung und stellt so eine Verbindung zwischen dem obersten Lechtal und dem obersten Klostertal her.

Die alte, wohl ausgerundete Talform ist nur mehr zwischen der Paßhöhe (1784 *m*) und der Hotelkolonie Zürs (1720 *m*) gut erhalten. Im S bricht die Furche in Steilwänden gegen den Talkessel von Stuben hinab, im N ist dieselbe durch die Einlagerung von Bergstürzen und großen Moränenmassen grob verunstaltet.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Talfurche des Flexenpasses seinerzeit mit der Talfurche des Arlbergpasses eng verbunden zu einem Talsystem gehörte.

Die Höhenlage der Paßscheitel, Flexenpaß = 1784 *m*, Arlberg = 1802 *m*, ist ganz entsprechend.

Außerdem ziehen sich vom Flexenpaß gegen den Arlbergpaß noch Reste von Gehängeleisten hin, welche eine ehemalige, ungefähr gleichsohlige Verbindung der beiden alten Talfurchen wahrscheinlich machen.

Der Arlbergpaß ist aber morphologisch reicher ausgestattet als der Flexenpaß.

Am Arlberg ist z. B. noch eine zweite höhere Talrinne erhalten geblieben. Sie bildet heute die prächtige Terrasse der Albonaalpe, welche mit einer Kette von kleinen Seen geschmückt ist.

Diese Terrasse verläuft an der Südseite des Arlbergpasses und wird durch die Brunnenköpfe und Steilgehänge von der Paßfurche abgetrennt.

Die Albonaterrasse ist nicht eben, sondern sie steigt von W und von O in flachen Stufen zu einem Sattel auf, welcher zirka 1970 *m* hoch liegt und nicht aus anstehendem Fels, sondern aus Moränenwällen besteht. Diese Moränenwälle stammen von einem kleinen Gletscher ab, welcher aus der Karnische an der Westseite des Peischelkopfes (2414 *m*) auf die Albonaterrasse herabreichte und diese abriegelte.

Die Albonaterrasse findet auf der Ostseite der Arlbergfurche eine Fortsetzung in den Terrassenresten in der Umgebung des Maiensees. Hier erkennt man an der Südseite des Galzigg, daß es sich nicht nur um eine, sondern anscheinend um drei einander nahe gerückte Terrassen handelt.

Die unterste ist eine Talfurche, in welcher der Maiensee (1860 *m*) ruht. Höher treffen wir die Terrassen von Maienplatt (1928 *m*) und von Gampli (1999 *m*).

Der Gipfel des Galzigg (2195 *m*) trägt ebenfalls noch Reste von Verebnungen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zu beiden Seiten der Furche des Flexenpasses lassen sich auch noch höhere Terrassenreste und Gehängeleisten erkennen.

Besonders klar sind solche Verstufungen des sonst einheitlich abfallenden Berggehänges an dem Westgehänge des Trittkopfes (2722 *m*) gegen den Talkessel von Stuben zu beobachten. Zunächst ist eine Stufe in der Höhe des Flexenpasses, 1780 *m*, dann eine weitere bei 1820 *m* vorhanden.

Nun folgt eine Steilwandzone und darüber eine Stufe bei 2137 *m*. Auf dieser Stufe lagert ein kleiner Moränenwall.

Auch das gegenüberliegende Gelände der Arzberggruppe ist gegen den Flexenpaß herab reich gestuft.

Die Furche des Flexenpasses selbst erscheint, von der Höhe gesehen, wie eine relativ schmale Rinne in eine höhere, viel breitere Talmulde

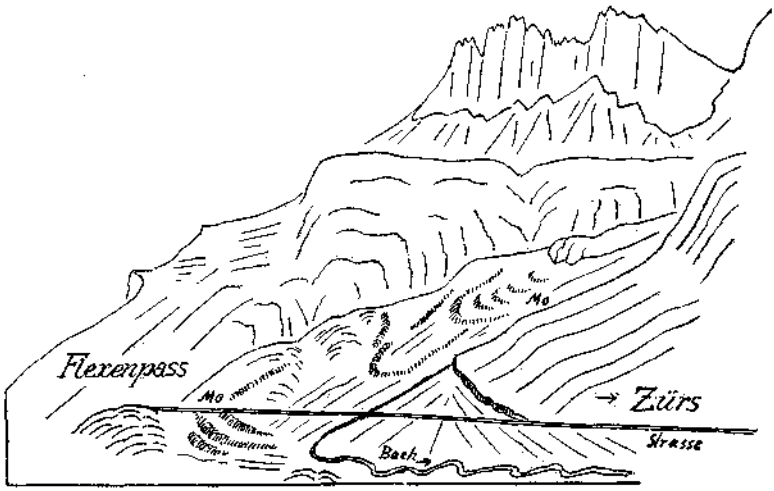


Fig. 1. *Mo* = Endmoränenwälle aus der Schlußeiszeit.

eingesenkt, in welche von O her das Pazieltal gleichsohlig einmündete. Heute stürzt der Pazielbach in einer wilden Klamm zirka 200 *m* tief in die Flexenpaßfurche hinab.

In der Arbeit über das geologische Gerüst der Lechtaler in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 sind auch einige Bilder enthalten, welche die Morphologie des Flexenpasses in den Hauptumrissen ganz gut erkennen lassen.

Während der Schlußeiszeit schoben sich von beiden Seiten her Gletscher in die tiefe Furche des Flexenpasses hinein, wo ihre Moränen eine ziemlich gute Aufbewahrung fanden.

Es sind dies auf der Westseite die Gletscher der Arzberggruppe (Fig. 1), der Hasenfluh (Fig. 12 und 13) und der große Gletscher aus dem Raum des Zürser Sees. Auf der Ostseite stiegen die Gletscher des Trittkopfes und der Pazielgletscher in die Flexenpaßfurche herab.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Pazielgletscher ist von allen diesen Gletschern der einzige, welcher heute noch als ein bescheidener Überrest an der Westseite der Valluga besteht.

Am Pazielgletscher kann man die Entwicklung seiner Endmoränen besonders gut verfolgen.

Die Moränenwälle des heutigen Gletschers, der stark im Abschmelzen begriffen ist, bestehen aus einem unteren weiteren Bogen, in den ein höherer kleinerer eingebaut erscheint. Der untere Wall endet bei 2434 *m* auf einer abgeschliffenen Stufe von Dachsteinkalk, während das Ende des oberen Walles bei 2468 *m* liegt.

Steigen wir nun vom Ende des heutigen Pazielgletschers in das Pazieltal hinab, so treffen wir erst bei der Pazielalpe (1949 *m*) auf eine tiefere Endmoränenzone. Sie ist sehr deutlich ausgebildet und besteht aus sechs größeren, in der Richtung des Tales angeordneten Moränenwällen. Diese Endmoränenzone liegt also zirka 500 *m* tiefer und zirka 2 *km* nördlich von dem heutigen Ende des Pazielgletschers.

Um die nächsttiefere Endmoräne des Pazielgletschers aufzufinden, müssen wir bereits in die Furche des Flexenpasses hinabsteigen. Das Pazieltal mündet mit einer Steilstufe in die Flexenpaßfurche, in welche der Pazielbach eine tiefe Klamm eingesägt hat. Zu beiden Seiten dieser Klamm stellen sich nun wieder Moränenwälle ein, welche zu einem einstigen Pazielferner gehören. Man kann dies unmittelbar aus der Zusammensetzung der Moränen erkennen, welche ziemlich häufig Stücke des charakteristischen vererzten Muschelkalks von der Krabachjochdecke enthalten. Diese Endmoränen reichen bis zirka 1660 *m*, also noch um zirka 300 *m* tiefer herab. Es ist aber ziemlich wahrscheinlich, daß auch dies noch nicht der tiefste Stand des Pazielgletschers in der Schlußeiszeit war. Jedenfalls aber war es das Ende seiner vollen Selbständigkeit.

Bei einer größeren Ausdehnung nach N mußte sich der Pazielgletscher mit dem Gletscher aus dem Hochraum des Zürser Sees vereinigen.

Dies ist wahrscheinlich auch geschehen, und die gewaltigen Moränenmassen zu beiden Seiten der Schlucht des Zürser Baches unmittelbar bei Lech stellen wohl die gemeinsame Endmoräne dieser beiden Eisströme dar. Es kann dies aber nur von dem oberen Teil der mächtigen Moränenmassen gelten, denn ein unterer Teil derselben besteht aus fester, stark bearbeiteter Grundmoräne, welche durch die Führung von Melaphyrgeschieben ausgezeichnet ist. Dieser stark bearbeitete Teil dürfte wohl sicher eine Grundmoräne des alten Lechgletschers aus der Würmeiszeit vorstellen.

Diese Endmoränenzone reicht bei Lech bis zirka 1480 *m* herab.

Es sind also die Eismassen des Pazielgletschers in der Schlußeiszeit um zirka 1000 *m* herabgestiegen und haben dann beim Rückzug zwei längere Haltstellungen bei 1660 *m* und 1950 *m* bezogen. Es ist von Interesse, damit die Moränenkette zu vergleichen, welche sich von der Südseite der Valluga bis ins Klostertal hinab verfolgen läßt.

Auch hier treffen wir zu oberst an der Valluga noch einen kleinen lebendigen Gletscher, den Schindlerferner, welcher bis zum Walfagehrjoch (2549 *m*) herabreicht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Einer mächtigen und reichgegliederten Endmoränenzone begegnen wir dann in der Umgebung der Ulmer Hütte (2285 *m*).

Im Norden schließen hier die Endmoränen im Walfagehrkar an.

Eine weitere Endmoräne stellt sich dann unterhalb der Walfagehralpe ein. Die langausgezogenen Seitenwälle dieser Endmoräne reichen von der Walfagehralpe (1968 *m*) fast bis Rauz (1628 *m*) an der Arlbergstraße herab.

Das Ende dieses Walfagehrgletschers dürfte aber erst im Klostertale zwischen Stuben und Langen zu suchen sein.

Hier findet sich eine gewaltige Anhäufung von Moränenmaterial, das früher mittels Spülverfahrens zur Schottergewinnung für die Arlbergbahn abgebaut wurde.

Diese große Moränenmasse steht in einer Höhe von 1273 bis 1352 *m* an.

Sie besitzt äußerlich nicht mehr die deutliche Form einer Endmoräne, weil dieselbe offenbar von dem starken Bach sowie vor allem durch den mächtigen Schuttkegel überwältigt wurde, der hier von der zerrissenen Südwand der Grubenkarspitze herabzieht.

Die unterste Endmoräne des Schindler-Walfagehrgletschers ist also fast um 1300 *m* tiefer als das heutige Gletscherende zu suchen.

Es fällt auch hier wieder auf, daß der Nordgletscher der Valluga nur um zirka 1000 *m*, der Südgletscher dagegen um zirka 1300 *m* herabgestiegen ist.

Dabei ist die Horizontalentfernung der Endmoräne des Pazielgletschers mit zirka 8 *km* größer als jene des Schindler-Walfagehrgletschers mit zirka 7 *km*. Der Walfegehrgletscher hat sich zur Zeit seiner Maximalausdehnung in der Schlußeiszeit in dem Kessel von Stuben auch mit den Gletschern vom Trittkopf und jenen der Arzberggruppe vereinigt.

Ausgezeichnet klare Moränentestamente finden wir auch in der Umgebung von Lech, z. B. im Walkersbachtal, und dann im ganzen Umkreis der Roten Rand.

Das Walkersbachtal entspringt an der Nordseite der Rüfispitze. Hier liegt in der Karstufe des Ochsengümple oberhalb von 2200 *m* ein prächtiger großer Moränenwall. Darunter bildet das Tal eine mächtige Felsstufe, über welche der Bach in Wasserfällen niederstürzt.

Unterhalb von dieser Steilstufe erscheint das Tal dann tief verschüttet. Hier stellen sich nun bei der Tälialpe bei zirka 1650 *m* wieder deutliche Endmoränen ein.

Am Talausgang aber treffen wir noch weit mächtigere Moränen, welche sich von etwa 1560 *m* bis zur Lechklamm zwischen Unter- und Oberstubenbach bei 1540 *m* hinabziehen.

Die großartigste Moränenausstrahlung aber fand in der Schlußeiszeit im obersten Lechtal von der Roten Wand aus statt.

Die Rote Wand trägt noch heute an der Nordseite einen kleinen Gletscher.

Von dem mächtigen Kar unter ihrer hohen Südwand ziehen sich schön geschwungene Moränenwälle bis zur Formarinalpe (1874 *m*) und zur Quelle des Lechs herab. Wandern wir weiter talab, so entdecken wir langgestreckte Moränenwälle zwischen 1710—1636 *m*. Noch weiter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

talab begegnen wir großen Endmoränen unterhalb der Tannleger Alpe (1628 *m*).

Das Becken des Formarinsees muß auch noch in der Schlußeiszeit ganz mit Eis erfüllt gewesen sein.

Wir treffen nämlich an der Südseite des Seebeckens auf der Felsschwelle der Freiburger Hütte Blockmoränen mit den Lias- und Oberjuragesteinen der Roten Wand. Der Rote-Wand-Gletscher ist also hier zum Überfließen aus dem Bereich des Lechtales in den Steilhang des Klostertales gekommen.

Von der Nordseite der Roten Wand sind mächtige Eisströme zur Klesenzaalpe und ins große Walsertal gegen Buchboden zu vorgeschoben worden.

Aus dem Kar zwischen Rothorn und Roter Wand drang das Eis über die obere und untere Lagutzalpe gegen das Marultal vor. Alle diese Moränenwälle der Schlußeiszeit sind im Bereiche des obersten Lechtales in der Form von Blockmoränen mit meist nur geringfügig entwickelten Grundmoränen ausgebildet.

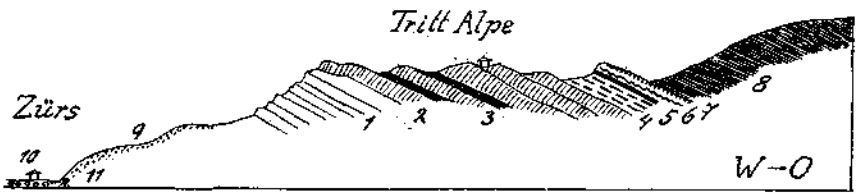


Fig. 2. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Dickbankige Kalklagen. 3 = Kössener Schichten — schwarze Mergel und Kalklagen mit Lumachellen. 4 = Oberrätkalke. 5 = Wenig mächtige Fleckenmergel. 6 = Streifig rote Mergel und knollige Kalke = Tithon, gehen nach oben in graue Kalke mit Hornsteinen über. 7 = Braungraue, rauhsandige Kalke mit Stückchen von Kalk und Hornsteinen, spätige, sandige Kalke. Auf den Auswitterungsflächen nicht selten kleine, blauschwarze Fischzähnchen. 8 = Kreideschiefer. 9 = Moränen. 10 = Lechscholter. 11 = Quelle.

Deutliche, stark bearbeitete Grundmoräne habe ich am Weg von der Tannleger Alpe zur Formarinalpe getroffen. Sie liegt hier in dem Zwischenraum zwischen zwei Zonen von Blockendmoränen.

Möglicherweise stammt diese Grundmoräne noch aus der Zeit der Würmvergletscherung. Sicher muß als ein Vermächtnis der Großvergletscherung jene seltsame Oase von kristallinen Geröllen und Blöcken angesehen werden, welche ich vor Jahren etwas über einen Kilometer östlich von der Tannleger Alpe am Nordhang des Schafberges entdeckt habe.

Gewaltige Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne sind dann in der Umgebung von Lech erhalten. Sie führen vielfach Geschiebe von Melaphyr, doch kein Kristallin.

Nördlich von Lech überkleiden solche Grundmoränen das ganze Gehänge bis zur Kammhöhe, also auf eine Höhe von zirka 400 *m*.

Sie sind wohl ebenfalls von der letzten Großvergletscherung abzuleiten.

Nach diesen kurzen Bemerkungen über die Morphologie und Glazialgeologie des obersten Lechtales gehe ich nun zur Beschreibung seines Grundgebirges über.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es ist schon seit meiner ersten Arbeit über das Gebiet des Flexenpasses bekannt, daß der Jura hier eine etwas abweichende Entwicklung zeigt und außerdem die Kreideschiefer darüber in deutlicher Transgression sich ausbreiten.

Einige genauere Angaben sind dann noch aus dem Nachlaß von R. Folgner in den Verhandlungen des Jahres 1917 veröffentlicht worden. Ein gutes Bild der Kreidetransgression ist in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 veröffentlicht. Die Erfahrungen des Sommers 1929 haben diese früheren Ergebnisse bestätigt, zugleich aber eine weitere neue Transgression aufgedeckt. Über das Profil vom Hauptdolomit bis in die Kreideschiefer hinein kann man sich am bequemsten an dem Weg unterrichten, welcher von Zürs über die Trittalpe ins Pazieltal und weiter dann zur Stuttgarter Hütte am Krabachjoch emporführt.

Fig. 2 verzeichnet die hier gleich oberhalb von Zürs beginnenden Aufschlüsse.

An diesem Profil fällt schon die geringe Mächtigkeit der Fleckenmergel auf, welche sonst in den benachbarten Lechtaler und Allgäuer Alpen eine so große Mächtigkeit einnehmen.

Es gibt aber in der Umgebung des Flexenpasses sogar Profile, wo die Fleckenmergel ganz fehlen und die Tithonkalke sich unmittelbar auf die Oberrätkalke legen.

Eine solche Stelle führt uns das Profil Fig. 3 vor Augen, das von Zürs gegen W zum Zürser See und zum Madlochsattel emporgezogen ist.

Hier sieht man deutlich, wie offenbar eine alte Erhebung von den transgressiv auftretenden Tithonkalken überschritten worden ist.

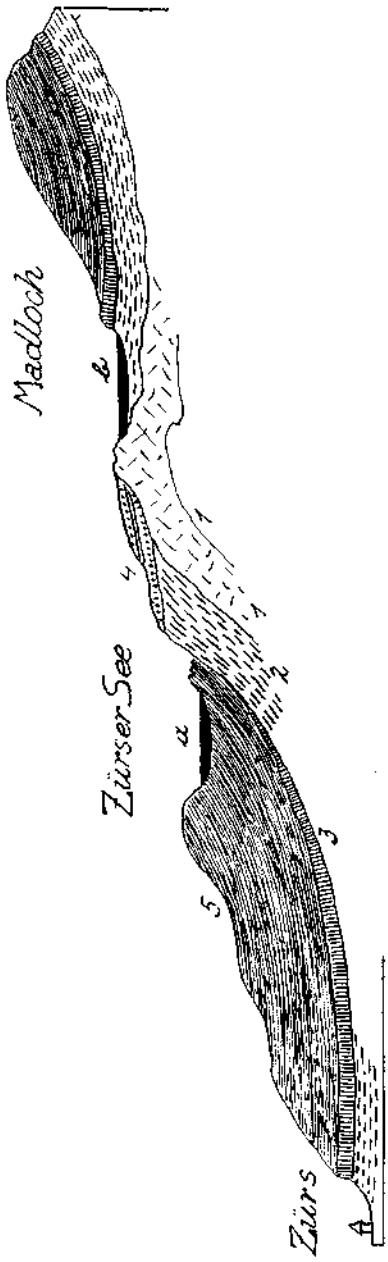


Fig. 3. 1 = Oberrätkalke. 2 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 3 = Rote und graue Tithonkalke. 4 = Rote Breccien, reich an Hornsteinen, feinere rote Breccien mit Belemniten, Krinoiden . . . 5 = Kreideschiefer. a = Becken des Zürser Sees. b = Verlandetes Seebecken.

Die Tithonkalke zeigen an dieser Stelle auch eine Entwicklung mit viel reicherer Einschaltung von Breccien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es ist nun von hohem Interesse, zu sehen, daß die alte Schwelle an der Westseite des Zürser Sees, welche in Fig. 3 dargestellt erscheint, nur ein Ausläufer jener viel höher aufragenden Schwelle ist, welche sich zwischen Hasenfluh und dem Becken des Spullersees erhebt.

Ich habe einen Querschnitt durch diese merkwürdige alte Schwelle bereits in der Arbeit über das Spullerseewerk in diesem Jahrbuch 1925 auf S. 381 veröffentlicht.

Die damals nur schematisch gezeichnete Figur der Hasenfluh kann nunmehr durch die genauere Abbildung der hier folgenden Fig. 15—16 ersetzt werden.

Aus diesem Profilschnitt von des Mulde des Flexenpasses zur Mulde des Spullersees ergibt sich jedenfalls mit Sicherheit die Existenz einer alten Querfaltung, welche von der Transgression der Tithonkalke und später von der Transgression der Kreideschiefer wenigstens größtenteils überschritten wurde. Diese alte Querfaltung, deren Spuren sich auch noch im O des Flexenpasses verfolgen lassen, hatte eine nordsüdliche Streichrichtung. Diese Querrichtung ist auch innerhalb der alten Schwelle in der Roggal-Wildgruben-Wildgrätlisgrat-Gruppe ausgezeichnet erhalten. Bei der jüngeren Faltung mit ostwestlichen Achsen wurde die ältere Querfaltung natürlich z. T. überwältigt.

Dabei kam es zu mannigfachen Zerreißungen. Das Endergebnis ist ein Faltenbau mit recht großen inneren Unregelmäßigkeiten, wie ihn z. B. der Kamm zwischen Wildgrubenspitze und Omeshorn (Fig. 4) aufweist.

An diesem Profil erkennt man auch den ziemlich beträchtlichen Betrag der Erosion, welcher der Kreidetransgression vorangegangen war.

Die Kreidemulde des Madlochsattels schließt sich im S unmittelbar an die hornsteinreichen Fleckenmergel an, während sich im N noch die Tithonkalke darunter erhalten haben. Eine ganz merkwürdige Lagerung habe ich an dem Grat zwischen Oberer Wildgrubenspitze und Oberer Grätlisgratspitze entdeckt.

Dieser Grat trägt, wie noch am Ende vom Profil Fig. 4 zu sehen ist, auf saiger aufgestellten Platten von Hauptdolomit an zwei Stellen schwarze Schiefer.

Ich vermute, daß diese Schiefer zu der Kreide gehören und hier durch einen Zufall noch eine Spur der Kreidetransgression über die Gipfel der Wildgrubenspitze erhalten geblieben ist.

Es ist dies eine geradezu prachtvolle Illustration der Bedeutung dieser alten Querfaltung, welche weder die Transgression des Tithons noch auch jene der Kreide einzuebnen vermochte.

Die Kreidetransgression ist auch an der Nordseite des Zürser Sees recht klar zu verfolgen. Hier finden wir nicht nur auf der Oberfläche der Tithonkalke wieder die feinen, gelblichgrauen Kalkbreccien mit den blauschwarzen, kleinen Fischzähnchen, sondern auch, wie Fig. 5 lehrt, den ziemlich seltenen Fall einer Einschaltung von Basalbreccien in die Kreideschiefer.

Zu den merkwürdigsten tektonischen Gebilden in der Umgebung des Flexenpasses gehören die Reste von Tauchfalten, welche in den Kreideschiefern stecken.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es sind dies vor allem die Gipfelformen von Rockspitze und Hasenfluh. Mit der seltsamen Gestalt der Rockspitze habe ich mich bereits im Jahre 1914 zum erstenmal beschäftigt.

In der Arbeit über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen ist der Aufbau der Rockspitze in dem beiliegenden farbigen Profil bereits

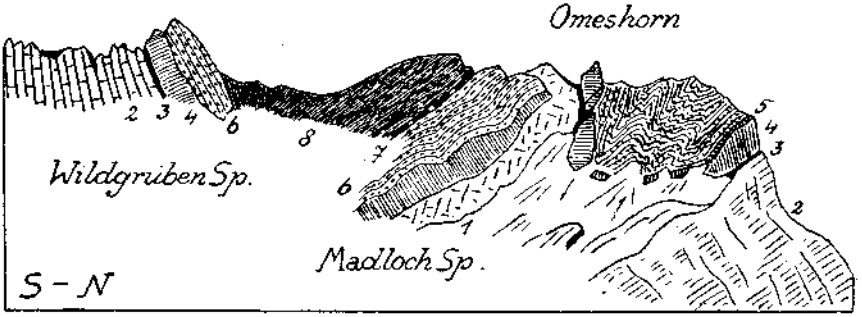


Fig. 4. 1 = Ungeschichteter Hauptdolomit. 2 = Geschichteter Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätkalke. 5 = Bunte Liaskalke. 6 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 7 = Tithonkalke. 8 = Kreideschiefer.

richtig eingetragen. Ich habe aber damals den Zahn der Rockspitze noch nicht als Rest einer Tauchfalte, sondern als eine mitgeschleppte Schubscholle betrachtet.

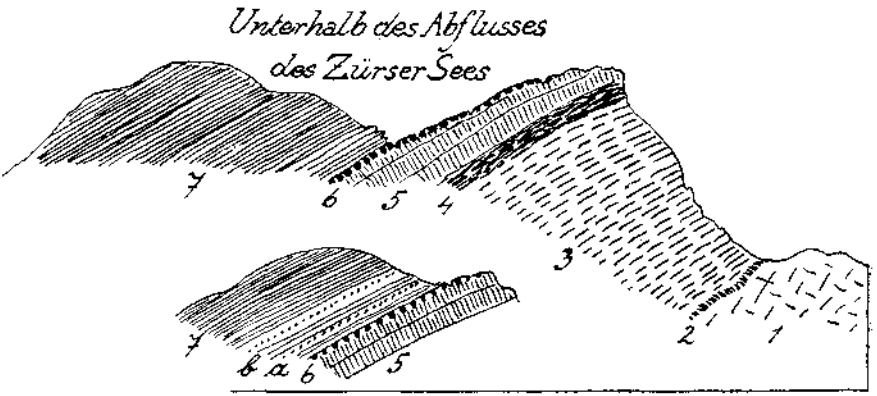


Fig. 5. 1 = Oberrätkalke. 2 = Bunte Liaskalke. 3 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 4 = Rote schlierige Tithonkalke. 5 = Graue Tithonkalke. 6 = Feine, gelblichgraue Kalkbreccien mit schwarzen Fischzähnchen. 7 = Dunkle Kreideschiefer, unten Breccien. *a* = gelblichgraue Kalkbreccien. *b* = Kreideschiefer.

Die Erkenntnis des Tauchdeckenbaues ist erst im Jahre 1925 bei der Untersuchung und Beschreibung des Spulleralpkopfes in der Arbeit über den Bau des Spullerseewerkes veröffentlicht worden.

In dieser Arbeit ist auch bereits darauf hingewiesen, daß der Gipfel der Rockspitze ebenfalls als ein Rest einer Tauchfalte aufzufassen ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Gipfel der Rockspitze ragt allseitig frei aus den tief zurückgewitterten Kreideschiefern empor, wie die Profile und Ansichten von Fig. 6 und 7 zu erkennen geben.

Die Faltenstruktur ist lange nicht so schön wie am Spulleralpkopf erhalten, immerhin aber deutlich genug, um den Bautypus zu erkennen. Die besten Aufschlüsse bietet die Westseite gegen das Pazieltal (Fig. 7).

Der Kern besteht aus hornsteinreichen Aptychenkalken, die außerordentlich stark verfaltet und verwalzt sind. So entsteht aus den sonst dünnschichtigen Aptychenkalken durch die Verfaltung ein dicht verschweißtes Gestein, das in großen Blöcken bricht.

Eine weitere Eigentümlichkeit ist dann ein Rest einer grellroten Breccie, welchen ich nur an der Westseite des Gipfelturmes eingeschaltet fand.

Das Band der Oberrätkalke ist offenbar schon bei der heftigen Faltbiegung zerrissen und in Schollen aufgelöst worden.

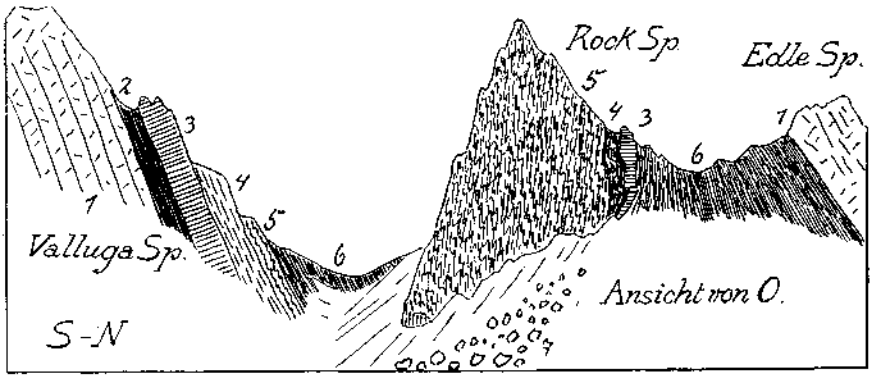


Fig. 6. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Aptychenkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Bergsturzhalde aus 5.

Wenn man die tektonische Einfügung der Rockspitze näher betrachtet, so erkennt man unschwer, daß sich diese Tauchfalte ziemlich nahe an dem Südrand der Kreidemulde befindet. Trotzdem ist es nicht möglich, dieselbe etwa unmittelbar an die Schichten der Valluga anzuknüpfen. Da stehen zwei Hindernisse entgegen.

Einmal sind die grauen, hornsteinreichen Aptychenkalke der Rockspitze eine ziemlich verschiedene Fazies von den roten und grauen Tithonkalken der Valluga.

Dann zeigen die Tithonkalke der Valluga eine ruhige, wenig gestörte Lagerung und Struktur, wogegen die Aptychenkalke der Rockspitze auf das heftigste durchfaltet sind.

Eine derartige Durcharbeitung und Durchknetung ist aber wohl kaum auf der kurzen Distanz zwischen Valluga und Rockspitze möglich gewesen. Dieses Ausmaß von innerer Durchbewegung macht im Gegenteil eine längere Transportbahn wahrscheinlich.

Wir kommen also dazu, aus der heftigen Verknetung und Verfaltung der Aptychenkalke der Tauchdecke der Rockspitze auf einen Ferntransport derselben zu schließen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nun stehen wir aber an der Rockspitze nicht einmal mehr 3 *km* von dem Südrande der Arlberggneise entfernt.

Es ist also auf dem heutigen kalkalpinen Boden gewiß kein Raum mehr für die Ausbildung von so intensiv bearbeiteten Tauchfaltenkernen übrig.

Nun hat aber R. Staub bereits 1921 auf seinen Profilen durch die westlichen Ostalpen, welche der Geologie der Schweiz von A. Heim beigegeben sind, die Annahme zur Konstruktion benutzt, daß die Gneise der Ferwall- und Silvrettagruppe zwar etwas überkippt sind, im wesentlichen aber doch das normale Liegende der Lechtaler Alpen bilden.

Damit wäre also die südliche Fortsetzung der Lechtaler Alpen im Hangenden des Gneisgebirges zu suchen, wo aber die kalkalpine Hülle bekanntlich von der Erosion schon längst zerstört worden ist.

Die Störungen zwischen dem Südrande der Lechtaler Alpen und der Ferwallgruppe sind nun zwar nicht so unbedeutend, wie es R. Staub hinstellt, doch ist an einem ursprünglich normalen, sedimentären Verband der unteren Trias der Südseite der Lechtaler Alpen mit dem Gneisgebirge wohl nicht zu zweifeln.

Immerhin sind hier z. B. im Verlauf des Stanzer Tales zwischen Landeck und Arlberg so gewaltige Abschrägungen ausgedehnter Schichtenmassen im Streichen vorhanden, daß man gewiß nicht von einer ungestörten Verbindung zwischen Kalkalpen und Kristallin reden kann.

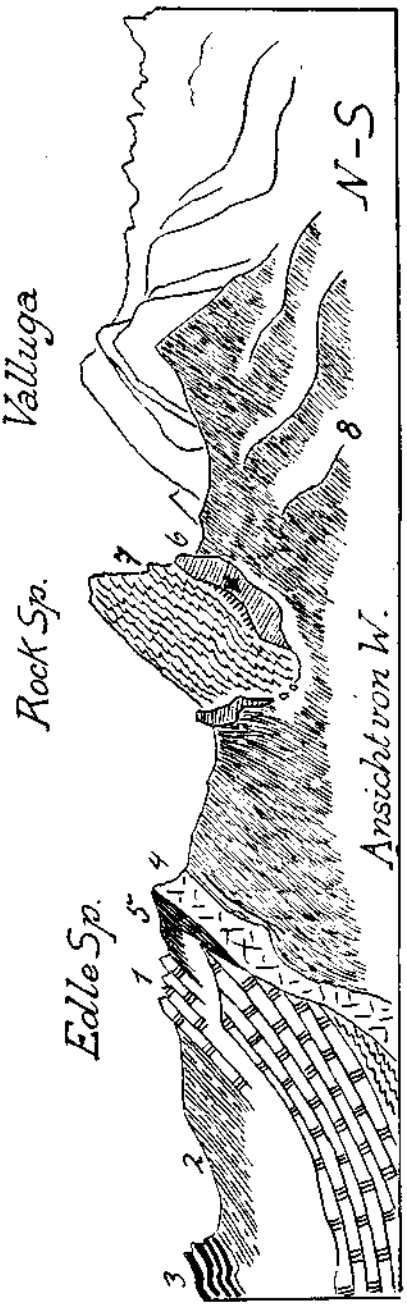


Fig. 7. 1 = Verrucaner Muschelkalk mit reicher Hornsteinführung. 2 = Partnachschiefer. 3 = Raukwacken der Raibler Schichten. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätkalke. 7 = Aptychenkalke, heftig verfaltet und verwalzt. 8 = Kreideschiefer. X = Rote Breccie, vor allem kleinere und größere Brocken von Hauptdolomit mit einem grellroten Kalkzement verbunden. Dieselbe Breccie findet sich auch an der Hasenfluh.

Die mächtige Phyllitzone von Landeck, welche W. Hammer in diesem Jahrbuch 1919 beschrieben hat, keilt gegen den Arlberg zu vollständig aus.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ein ähnliches tektonisches Schicksal erleidet auch die begleitende erzführende Zone von Verrucano und Buntsandstein. Diese Zone schwillt zwischen Pettneu und St. Jakob ganz gewaltig an und keilt dann westlich vom Arlbergpaß vollständig aus.

Dagegen läßt sich ein meist nur ganz schmales Band von graphitischen, feinblättrigen, stahlgrauen bis rötlichen Phylliten und Tonschiefern im Hangenden der Verrucanozone von Landeck bis in das Rätikongebirge verfolgen, wo diese Phyllite von den Schweizer Forschern (Gubler, Leutenegger) als Karbon bezeichnet worden sind. Diese Zone erscheint am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen, u. zw. immer mit Verrucano und Buntsandsteinen eng verschuppt.

Diese wenigen Angaben mögen genügen, um die Behauptung zu unterstützen, daß hier zwar wohl ein ursprünglicher sedimentärer Verband zwischen Kristallin und Kalkalpen vorhanden war, daß derselbe aber in späterer Zeit sehr beträchtliche Störungen erlitten hat.

Diese Störungen sind einerseits sehr scharfe Abschrägungen von großen Schichtengruppen im Streichen, anderseits lebhafte Verschuppungen von alten Phylliten mit Verrucano-Buntsandstein und Rauhwacken. Die starken Schichtenabschrägungen sprechen ebenfalls für bedeutendere Verschiebungen.

Man könnte daran denken, die Schichtenabschrägung des Quarzphyllits mit der Transgression des Verrucanos in Beziehung zu bringen.

Die Transgression des Verrucanos ist deutlich vorhanden. Nach der Schuttzusammensetzung der Verrucano Konglomerate und Breccien kann er aber nicht aus der Abtragung von Quarzphyllit entstanden sein. Es fehlen darin ja gerade Stücke von typischem Quarzphyllit, wogegen rote Tonschiefer reichlich vorhanden sind.

Außerdem ist die Zone des Verrucanos ja selbst ebenso scharf abgeschrägt wie jene des Quarzphyllits.

Man hat hier also ganz bestimmt eine rein tektonische Wirkung vor sich, die aber so ausgedehnt ist, daß man sie nicht einfach übergehen kann.

Es sind also, wie es ja von vornherein wahrscheinlich ist, zwischen Kalkalpen und Gneisgebirge hier namhafte Störungen vorhanden, und man kann nicht mit R. Staub die beiden Gebirgswelten ungestört verbunden denken.

Für die Ableitung unserer Tauchfaltenreste ergibt sich aber leider nur der Hinweis auf ein hohes, ehemals auf dem Gneisgebirge lagerndes Gebiet, von dem heute nichts mehr zu finden ist.

Ich habe schon in der Arbeit über das Spullerseewerk angegeben, daß sich auch noch weiter östlich von der Rockspitze ähnliche Reste von Tauchdecken in ganz derselben regionalen Einschaltung befinden.

Solche Reste liegen nordöstlich von der Leutkircher Hütte am Hirschpleiskopf und am Stanskogel. Sie bestehen aus Hornsteinkalken und vor allem wieder aus stark verfalteten Aptychenkalken.

Auch diese Faltenkerne stecken wieder in der Fortsetzung derselben Kreidemulde.

Wahrscheinlich gehört auch noch die kompliziert gebaute Gipfelmasse der Griesmuttespitze östlich von der Ansbacher Hütte zu der-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

selben tektonischen Reihe. Wir haben also nahe am Südrande der Lechtaler Alpen eine Kette von offenbar zusammengehörigen Tauchfaltenresten, welche sich vom Spulleralpkopf im W bis zu der Passeier Spitzengruppe im O, also auf eine Länge von zirka 27 *km*, ausdehnen.

Die Einpressung aller dieser Tauchfaltenkerne erfolgte in eine zusammenhängende Mulde von Kreideschiefern.

Heute sind die Tauchfaltenkerne durch die Eingriffe der Erosion bereits weit voneinander getrennt.

Sie stecken auch nur mehr vielleicht 200—400 *m* tief in der Kreidebasis und müssen infolgedessen bei ihrer hohen und ausgesetzten Lage schon in geologisch kurzer Zeit verschwinden. Die Abtragung der weichen Kreideschiefer, welche ihre Grundlage bilden, geht ja relativ sehr rasch vonstatten. Kehren wir nun wieder zum Profil der Rockpitze, Fig. 7, zurück, um ihre tektonische Einschaltung auch noch gegen oben hin zu prüfen. Der Faltenkern der Rockspitze wird an seiner Nordseite noch von etwa 250—300 *m* mächtigen Kreideschiefern überlagert. Es handelt sich natürlich wohl nur um eine Anschuppung und Vorsichherschiebung der Kreideschiefer und keine eigentliche Überlagerung. Dann legt sich mit glatter Schubbahn die Schubmasse der Edlespitze (Erler Spitze) darüber, welche aus Hauptdolomit besteht, der noch streckenweise von Kössener Schichten, Oberrätkalken und Aptychenkalken überlagert wird.

Diese prachtvoll aufgeschlossene Schubmasse, welche ich im Jahre 1914 auf dem farbigen Profile in diesem Jahrbuch abgebildet habe, ist durch eine sehr scharfe Abscherung des Hauptdolomits ausgezeichnet. Während der Hauptdolomit an der Südseite der Edlespitze nur eine Mächtigkeit von etwa 30 *m* besitzt und ungeschichtet und mylonitisch aussieht, erreicht derselbe am Nordwestende der Schubmasse an der Rüfispitze eine Mächtigkeit von zirka 300 *m* bei ausgesprochen deutlicher Schichtung.

Da sich im Hangenden dieser Hauptdolomitmasse die weichen Kössener Schichten in ziemlicher Ausdehnung erhalten haben, muß diese enorme Abscherung wohl ausschließlich auf Kosten der Basis der Schubmasse vor sich gegangen sein. Es handelt sich also wohl nicht um eine Auswalzung, sondern eher um eine Abschleifung oder Abscherung der unteren Teile des Schubkörpers.

Wir werden im Laufe dieser Untersuchung noch mehrere Beispiele von außerordentlich scharfen Abscherungen von Liegendteilen von Schubmassen im Bereiche des obersten Lechtales kennenlernen.

Auch diese mächtigen Abscherungen von unteren Teilen der Schubmassen beweisen, daß die Schubmassen ausgedehnte Wanderungen über unebenes Terrain vollzogen haben, wobei dieselben durch die Reibung teilweise sehr stark abgenutzt wurden.

Wie ich ebenfalls schon im Jahre 1914 beschrieben habe, wird die Schubmasse der Edlespitze noch von einer höheren und recht eigenartigen Schubmasse überlagert, für welche ich damals den Namen „Krabachjochdecke" eingeführt habe.

Diese Schubmasse ist auf den beiliegenden Zeichnungen Fig. 8, 9, 10, 11 in einzelnen Teilen abgebildet. Fig. 8 zeigt die Lagerung dieser Schubmasse im Verhältnis zur Edlespitze und zum Krabachjoch, auf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

welchem die Stuttgarter Hütte steht, welche einen Besuch dieser Gegend ungemein erleichtert. Die Krabachjochdecke besteht aus ziemlich mächtigem Muschelkalk, Partnachschiefern, sehr mächtigen Raibler Schichten und Hauptdolomit. Jüngere Schichten sind im Bereiche dieser Schubmasse, welche sich zwischen Paziel-, Krabach- und Almejurtal ausdehnt, nicht mehr erhalten. Die Krabachjochdecke nimmt dabei eine flachmuldenförmige Lage ein. Sie beherrscht dabei den schönen Bergkamm zwischen Krabach- und Almejurtal, welcher in der Kuglaspitze eine Höhe von 2675 *m* erreicht. Die Krabachjochdecke streicht von SW gegen NO. In dieser Richtung beträgt ihre Ausdehnung zirka 7 *km*, während ihre Breite durchschnittlich nur etwa 2 *km* ausmacht.

Auch die Krabachjochdecke ist von einer scharfen Abschrägung zugestutzt worden. Diese Abschrägung ist so bedeutend, daß wir z. B. auf der ganzen Nordwestseite des Deckenrestes reiche Profile von Muschelkalk, Partnachschichten und Raibler Schichten antreffen, während

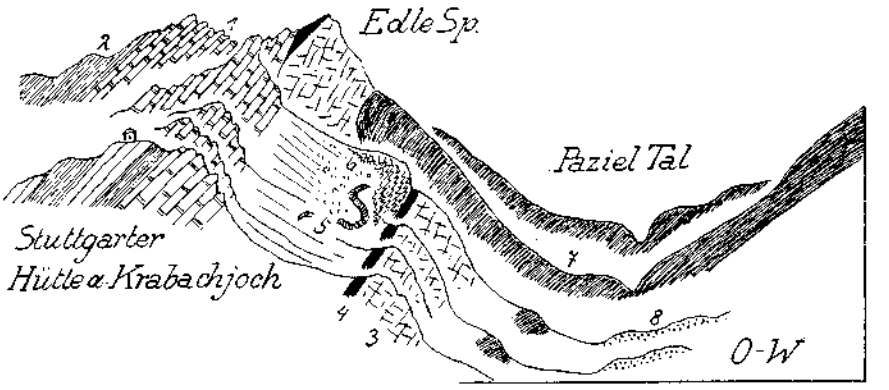


Fig. 8. 1 = Vererzter Muschelkalk. 2 = Partnachschiefer. 3 = Hauptdolomit. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrätkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Endmoränen der Schlußeiszeit.

diese Schichten auf der Südostseite so ziemlich bis auf den hangenden Hauptdolomit abgeschert erscheinen.

Auch hier ist diese enorme Abschrägung nicht die Folge von Auswalzung, sondern die einer Abschleifung oder Abscherung.

Der Beweis dafür liegt in der sehr guten Erhaltung der reichgegliederten und teilweise auch fossilreichen Ablagerungen unmittelbar neben den gewaltigen Abscherungen.

Die Profile Fig. 9 und Fig. 10 sollen über den Aufbau der Muschelkalk-Partnach-Raibler Schichten genauer unterrichten.

Auffallend ist der Reichtum an Eisen in den unteren Teilen des Muschelkalks, welcher wahrscheinlich auch die Veranlassung für die Benennung Edlespitze (nicht Erler Spitze) gewesen ist. Auch für Almejurtal ist in früherer Zeit die Bezeichnung Edletal gebräuchlich gewesen, was ebenfalls mit dem hier umgegangenen Bergbau zusammenhängt. Neben dem Reichtum an Eisenerzen, denen nach Angabe von Prof. Dr. Petrascheck jede Spur von Zink fehlt, erscheint der Muschelkalk

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

außerordentlich reich mit verschiedenartigen Formen von Hornsteinen ausgestattet.

Zum Teil tritt der Hornsteingehalt in wilden, zackigen Wucherungen, zum Teil in Knollen und Knauern auf.

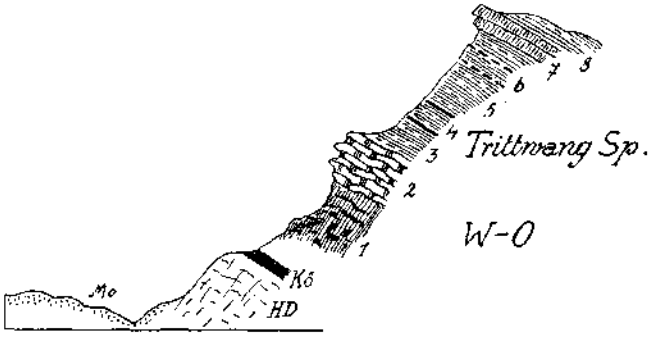


Fig. 9. 1 = Eisendolomit mit Lagern von Breunerit. 2 = Hornsteinknauerkalke. 3 = Feinblättrige, schwarze, metallisch glänzende Tonschiefer. 4 = Blaugraue Kalklagen. 5 = Schwarze Tonschiefer. 6 = Gelbe, harte Kalkknollen. 7 = Mächtigere Kalkbänke. 8 = Tonschiefer. *HD* = Hauptdolomit. *Kö* = Kössener Schichten. *Mo* = Endmoränen der Schlußeiszeit.

Die Hornsteinknauerkalke wechsellagern mit lichten, festen Dolomitbänken, mit dunkelgrauen, hornsteinreichen Dolomitlagen und mit hellen

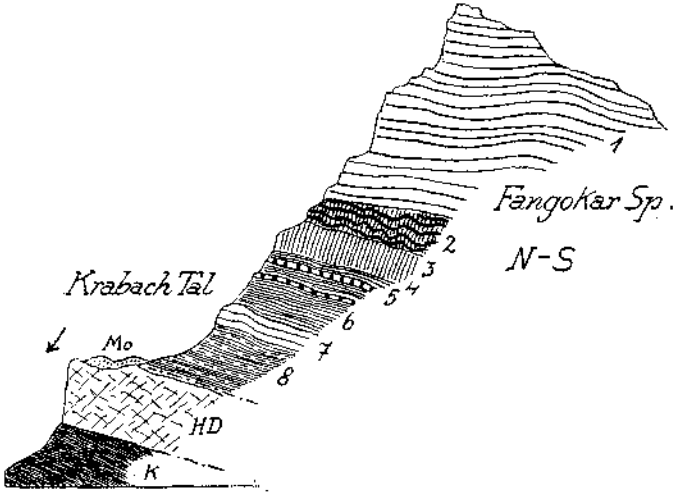


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Graue, dolomitische Rauhwacken. 3 = Dicke Kalkbank. 4 = Mergellagen. 5 = Kalklagen — zwei grellgelbe Lagen — Mergel. In den gelb verwitternden Lagen reiche Fossilführung, Ostreen, Lumachellen, viele *Cidaris*-Stacheln, kleine Ammoniten. 6 = Lunzer Sandsteine und Tonschiefer. 7 = Graue, weißadrige Kalke. 8 = Dunkle, blättrige Tonschiefer. *HD* = Hauptdolomit. *K* = Kreideschiefer. *Mo* = Endmoränenwälle.

Kalken mit knorrigen Hornsteinen. Einzelne Lagen der Hornsteinknauerkalke sehen aus, als wären sie mit Blei ausgegossen.

In geringer Ausdehnung kommen auch typische Muschelkalk-Krinoidenkalke vor. Auf den Hornstein- und Dolomitlagen folgen dann die ebenfalls reichgegliederten Partnachschichten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Partnachschichten sind hier viel dunkler und meist dünnblättriger als die benachbarten Kreideschiefer. Sie enthalten ziemlich häufig gelbrindige, dunkle, muschelig brechende Kalkknollen, dann blaugraue Kalke. Sie verwittern ungemein milde zu feinem, schwarzem Gehänge, das wie schwarze Schneehänge aussieht und auf dem man auch so weich wie auf Firn geht.

Die Kreideschiefer bilden einen viel härteren Boden und brechen in grauen, seidig glänzenden Platten, die einen hellen Farbenton besitzen.

So lassen sich die Partnachschiefer und die Kreideschiefer, die ja meistens ohne Fossilführung sind, auch in tektonisch komplizierten Gebieten ganz gut voneinander trennen.

Im Hangenden der Partnachschichten treten stärkere Kalklagen, u. zw. graue, weißadrige Kalke, auf, welche man eventuell als eine Vertretung von Wettersteinkalk ansehen könnte. Sie sind aber nur von geringer Mächtigkeit und spielen in der Schichtenfolge keine wesentlichere Rolle.

Gleich darüber beginnt die Serie der Raibler Schichten, über deren Aufbau uns das Profil Fig. 10 unterrichten soll, das von der Nordseite der Fangokarspitze stammt.

Das auffallendste ist hier eine ziemlich reiche Fossilführung, welche durch kleine Formen und massenhaftes Vorkommen von Cidaritenstacheln an die Südtiroler Cassianer Schichten erinnert.

Im Verhältnis zu der benachbarten mächtigen Entwicklung der Raibler Schichten im Gebiete von Krieger- und Zuger Horn sind hier die Sandsteine viel geringer mächtig, auch die Rauhwacken treten bescheidener auf, und Gipslager scheinen ganz zu fehlen. Außerdem haben auch die Kalklagen der oberen Raibler Schichten lange nicht jene Mächtigkeit wie etwa am Krieger- und Zuger Horn.

Der Hauptdolomit im Hangenden der Raibler Schichten zeigt keine besonderen Merkmale.

Im Inneren der Krabachjochdecke lassen sich nur geringe Spuren von gegenseitigen Verschiebungen der einzelnen Schichten gegeneinander nachweisen.

Die deutlichste Verschiebung dieser Art ist mir zwischen Edlespitze und Edlesattel begegnet, deren Profil Fig. 11 wiedergibt.

Bei dieser Verschiebung zwischen Partnachschichten und Raibler Schichten sind sowohl Teile der liegenden Partnachschichten als auch die tieferen Schichten der Raibler Schichten abgeschert worden.

Nach dem Bewegungsbild dieser Störung handelt es sich wohl um eine sekundäre Aufschiebung der höheren Schichtenzonen gegen die Partnach- und Muschelkalkschichten der Edlespitze, also etwa in der Richtung von O gegen W.

Die Hauptverschiebung der Krabachjochdecke ist dagegen von S gegen N oder genauer wohl von SO gegen NW zu erfolgt.

Mit diesen Angaben will ich nun die Beschreibung der Krabachjochdecke beschließen.

Sie findet auf der Westseite der Flexenpaßfurche keine Fortsetzung mehr.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

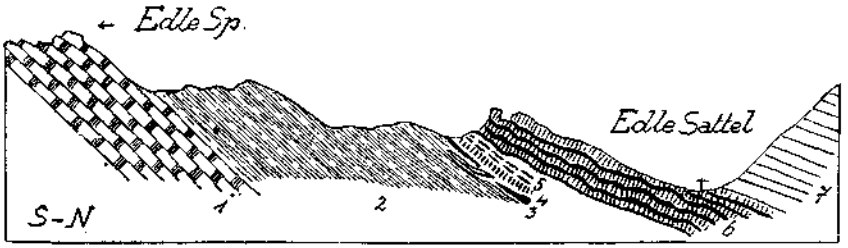


Fig. 11. 1 = Vererzter, hornsteinreicher Muschelkalk. 2 = Partnachschiefer. 3 = Schollen von Lunzer Sandsteinen. 4 = Gelber Kalk mit Ostreen, *Cidaris*-Stacheln, kleinen Ammoniten .... Die Kalke sind innen schwarz, außen gelb bis bräunlichgelb. 5 = Dunkelgrauer Dolomit. 6 = Graue, löcherige Rauhwacke. 7 = Hauptdolomit.

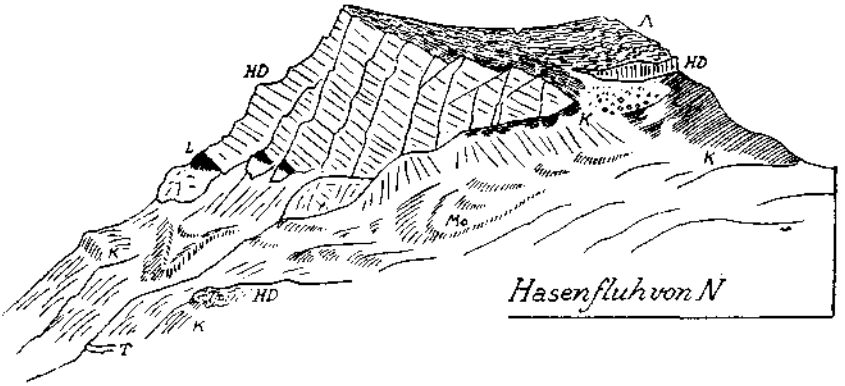


Fig. 12. *HD* = Hauptdolomit. *L* = Rote Breccie. *A* = Stark verfaltete Aptychenkalke. *T* = Tithonkalke. *K* = Kreideschiefer. *Mo* = Endmoränen der Schlußeiszeit.

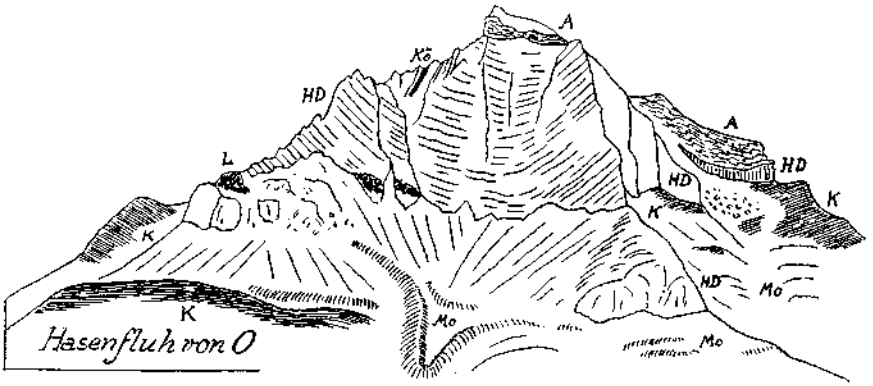


Fig. 13. *HD* = Hauptdolomit. *Kö* = Kössener Schichten. *L* = Rote Breccie. *A* = Stark gefaltete Aptychenkalke. *K* = Kreideschiefer. *Mo* = Endmoränen der Schlußeiszeit.

Dafür treffen wir hier in dem Gipfelkörper der Hasenfluh ein sehr interessantes tektonisches Gebilde, welches ich früher für eine Fortsetzung der Schubmasse der Edlespitze angesehen habe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Gipfelkörper der Hasenfluh stellt eine etwa 1 *km* lange und $^1/_4$ *km* breite Schubmasse vor, deren zwei randlich stehende Gipfel (2545 *m* und 2540 *m*) nahezu gleich hoch sind.

Dabei zeigt die Hasenfluh von allen Seiten einen so verschiedenartigen Aufbau, daß es zur Darstellung nötig ist, wenigstens die vier Hauptansichten zu bringen.

Die Zeichnungen Fig. 12, 13, 14, 15 sollen uns hier mit der Gestalt der Hasenfluh genauer bekanntmachen, als es mit einem Profilschnitt möglich gewesen wäre.

Die Schichten, welche sich am Aufbau dieses Berges beteiligen, sind Hauptdolomit, Kössener Schichten, Oberrätkalke, bunte Breccien und Aptychenkalke.

Die Aptychenkalke sind ganz ebenso wie an der Rockspitze außerordentlich zerfaltet und zerwürgt.

Die Unterlage des Gipfelkörpers der Hasenfluh bilden auf allen Seiten wieder die Kreideschiefer.

Der Aufbau des Gipfelkörpers besitzt im ganzen eine Muldenform, ohne daß aber damit die Formgebung im Detail beschränkt wäre. Die Mächtigkeit des Hauptdolomitsockels unterliegt großen Schwankungen.

An der Ostseite beträgt seine Mächtigkeit, wie Fig. 12 erkennen läßt, über 300 *m*, an der Nordseite keilt der Dolomit dagegen an einer Stelle ganz aus, und die zwei keilförmig zugespitzten Enden sind auch gegeneinander verschoben.

Die roten Breccien, welche an der Ostseite und am Nordwesteck eingeschaltet sind, erinnern ganz an die roten Breccien an der Westseite der Rockspitze.

An dem Abhang der Hasenfluh gegen Zürs ist, wie Fig. 12 und 16 darstellen, auf der Stufe von 1900 *m* Höhe eine zirka 400 *m* lange Scholle von Hauptdolomit vorhanden. Diese Scholle bildet den Steilrand der Terrasse unmittelbar oberhalb der Hotelkolonie von Zürs. Der Hauptdolomit ruht direkt auf den flachliegenden Kreideschiefern. Ich konnte nicht entscheiden, ob es sich hier um eine tiefere tektonische Schuppe oder nur um eine abgerutschte Masse der Hasenfluh handelt.

Die Abrutschung dieser ziemlich langen und schmalen Scholle müßte natürlich zu einer Zeit erfolgt sein, als die Talfurche des Flexenpasses noch nicht unter 1900 *m* tief eingeschnitten war.

Bei der heutigen Talform könnte eine Abrutschung ja niemals gerade genau an der oberen Kante eines Steilhanges zum Stillstand kommen.

Während die Kreideschiefer, welche den Gipfelbau der Hasenfluh tragen, an den meisten zugänglichen Stellen eine ruhige Lagerung zeigen, stellen sich an der Ostseite im Bereiche des scharf zugeschnittenen Muggengratls lebhafte Faltungen mit eingeschlossenen Dolomitschollen ein.

Diese Störungen sind am klarsten, wie Fig. 15 angibt, an der Südseite des Muggengratls abzulesen und verdanken wohl einem heftigen Anschub der Hasenfluhscholle gegen das im W aufragende Massiv der Grätlisgrat- und Wildgrubenspitze ihre Entstehung.

An der Nordseite der Hasenfluh lagert unmittelbar südlich vom Zürser See (2149 *m*) ein Faltenkern aus Aptychenkalken auf den Kreide-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

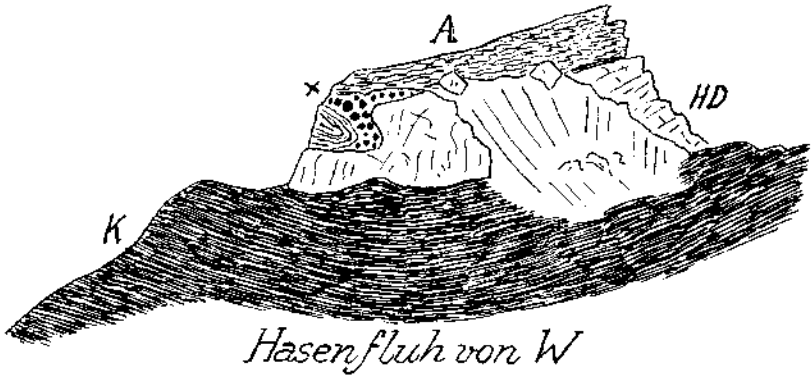


Fig. 14. *HD* = Hauptdolomit. *A* = Stark zerfaltete Aptychenkalke. *K* = Kreideschiefer. × = Rotzementierte Breccie.

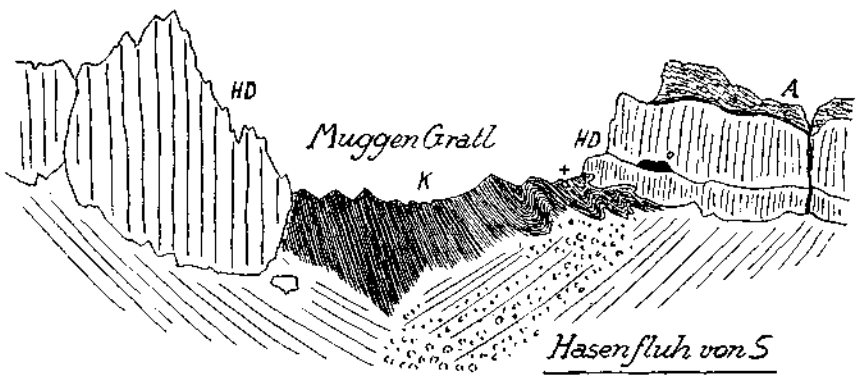


Fig. 15. *HD* = Hauptdolomit. *A* = Heftig verfaltete Aptychenkalke. *K* = Kreideschiefer. *o* = Auffallende Höhle entlang einer tektonischen Fuge im Hauptdolomit. + = Scholle von Hauptdolomit in den Kreideschiefern.

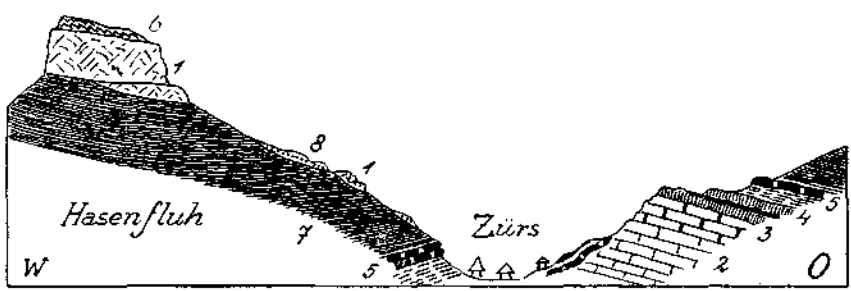


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten und Oberrätkalke. 4 = Flockenmergel. 5 = Tithonkalke. 6 = Stark gefaltete Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Moränenwälle.

schiefern. Bei dieser Scholle ist der Gedanke an eine Abgleitung vom Dach der Hasenfluh auch nicht ganz von der Hand zu weisen.

Was nun die regionaltektonische Einordnung der Hasenfluhscholle betrifft, so ist einmal festzuhalten, daß sie ganz ähnlich wie die Rockspitze

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nur wenige hundert Meter vom Südrand der Kreidemulde entfernt liegt. Zwischen ihr und dem Muldenrand ist keine weitere tektonische Einschaltung mehr vorhanden.

An ihrem Aufbau sind ebenfalls neben Hauptdolomit große Massen von scharf bearbeiteten Aptychenkalken beteiligt.

Die muldenförmige Verbiegung ist allerdings viel flacher als bei der Rockspitze. Aus diesem Grunde habe ich die Hasenfluh auch früher für eine einfache Schubmasse gehalten. Heute scheint mir ein Vergleich mit dem Faltenkern der Rockspitze näherliegend.

Wir wenden uns nun dem Gebiete des obersten Lechtales in der Umgebung von Lech zu. Hier haben die Aufnahmen des Sommers 1929 gegenüber der Karte von H. Mylius vom Jahre 1909 sowie auch gegenüber meiner Profildarstellung vom Jahre 1914 einige wesentliche Änderungen ergeben.

Nach der Karte von Mylius sollte das Gehänge von Krieger- und Zuger Horn der Hauptsache nach aus Arlbergkalken bestehen.

Dies ist nun keineswegs der Fall, vielmehr werden diese beiden Berge zu überwiegendem Anteil von Gesteinen der Raibler Schichten aufgebaut.

Wir werden uns hier genauer mit diesen Bergen beschäftigen und ihren Aufbau mit Hilfe einer Anzahl von neu gewonnenen Profilen erläutern.

In meiner Arbeit über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen ist das beigegebene farbige Querprofil vom Arlberg zum Karhorn im wesentlichen richtig gezeichnet.

Dagegen ist der westliche Teil der farbigen Ansicht des Gebirges bei Lech (Jahrbuch 1914, Taf. XIV) unrichtig wiedergegeben.

Ich habe diesen Teil der Profiltafel, nämlich das Gebirge unmittelbar östlich von Lech, damals nicht selbst begangen, sondern aus der alten Karte übernommen.

Dadurch bin ich im Herbst 1913 auch um die Entdeckung der Eruptivgesteine gekommen, welche gerade in diesem Gebiete, wie das beiliegende Profil Fig. 17 und die Taf. III zeigen, in den Arlbergkalken eingeschaltet liegen.

Ich wende mich nun zuerst dem Gebirge unmittelbar südlich von Lech zu, in welchem die erst 1929 entdeckten großen Massen von Eruptivgesteinen stecken, deren petrographische Untersuchung Herr Direktor W. Hammer beigesteuert hat.

Der Gebirgshang südlich und östlich von Lech, welcher auf Taf. III abgebildet erscheint, gehört zu der großen basalen Schubmasse, in welche auch die Flexenpaßfurche eingeschnitten ist.

Das Profil Fig. 17 gibt einen Schnitt durch den Nordteil dieser Schubmasse wieder, der den ganzen Schichtenumfang derselben enthüllt.

Während unsere große Schubmasse im S vom Arlberg auch noch Buntsandstein und Verrucano enthält, bilden an ihrem Nordrande de-Muschelkalkschichten ihre ältesten Bestandteile.

Es hat also hier bereits eine vollständige Abscherung von Bunt sandstein und Verrucano stattgefunden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Muschelkalkschichten besitzen nördlich und östlich von Lech eine ziemliche Ausdehnung und ruhen dabei als Basis der großen Schubmasse auf einem mächtigen System von Fleckenmergeln. Die Aufschiebung des Muschelkalks ist insbesondere in der Lechklamm etwa $1^1/_4$ *km* nordöstlich von der Kirche von Lech sehr klar erschlossen.

Die wohlgeschichteten und hornsteinführenden Schichtenplatten des Muschelkalks lagern hier unmittelbar auf den Fleckenmergeln, welche durch die Einschaltung von Manganschiefern ausgezeichnet sind.

Diese Auflagerung ist insofern von Interesse, als sowohl weiter östlich wie auch weiter westlich unter unserer Schubmasse noch viel jüngere Schichtenglieder, wie Oberjura Hornsteinkalke, Aptychenkalke und sogar Kreideschiefer, erhalten sind.

Der Muschelkalk von Lech liegt also gerade in eine Schichtenlücke des Untergrundes hineingeschoben.

Wir haben also den merkwürdigen Fall, daß gerade der älteste Bestandteil einer Schubmasse in eine Schichtenlücke des Untergrundes hineinpaßt. Das kann nun ein Zufall sein, es kann aber auch den Ausdruck einer mechanischen Gesetzmäßigkeit bedeuten.

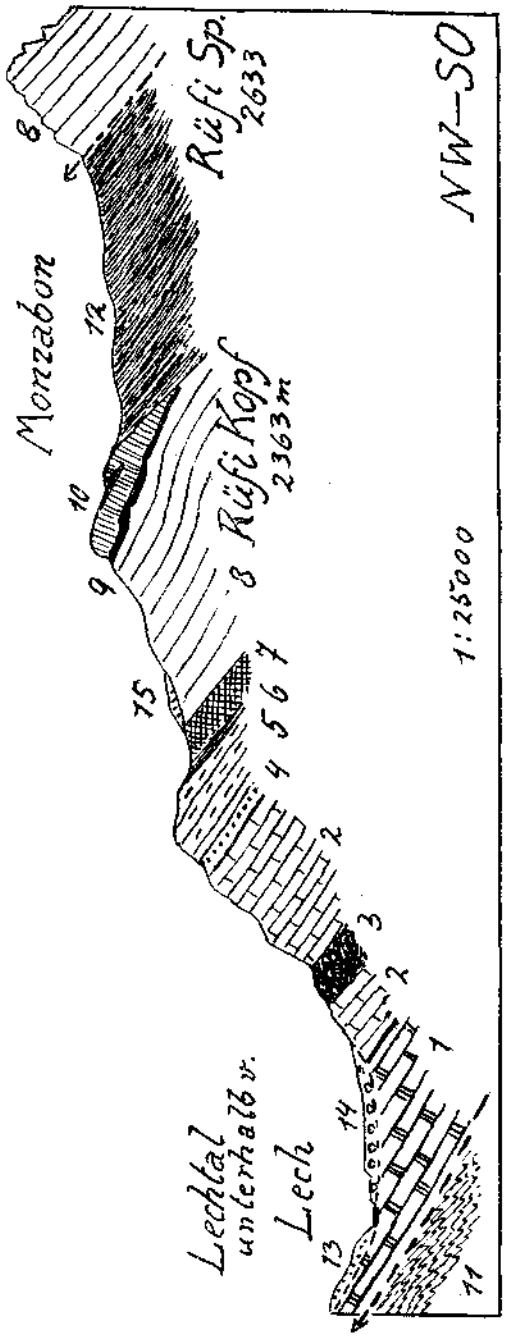


Fig. 17. 1 = Muschelkalk. 2 = Arlbergkalke. 3 = Melaphyrtuffe und Laven. 4 = Lunzer Sandsteine. 5 = Opponitzer Kalk und Dolomit. 6 = Grüne, rötliche, dünnblättrige, weiche Mergel. 7 = Kalkrauhwacken mit Kalk- und Dolomitbrocken, Dolinen. 8 = Hauptdolomit. 9 = Kössener Schichten. 10 = Oberrätkalke mit buntem Liaskalk. 11 = Fleckenmergel. 12 = Kreideschiefer. 13 = Grundmoränen. 14 = Schotterterrasse. 15 = Moränenwall.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es kann z. B. der Muschelkalk von Lech eine Vorragung an der Schubfläche gebildet haben und wie ein Pflug beim Vorrücken der Schubmasse eine Furche in den Untergrund eingeritzt haben.

Es kann sich aber auch um eine alte, bereits vortektonische Furche des Untergrundes handeln, in welcher die unteren Teile der Schubmasse festgehalten wurden.

Wenn man die große Abscherung unserer Schubmasse östlich von Lech genauer betrachtet, so wird man sich eher für die letztere Deutung entschließen, weil hier nicht nur der Muschelkalk, sondern auch alle über ihm folgenden Schichten bis auf Reste von Hauptdolomit abgeschert erscheinen.

Über dem Muschelkalk folgen östlich von Lech schlecht aufgeschlossen einige Tonschieferlagen und dunkle Kalke, dann die mächtige Serie der Arlbergkalke. In diese Arlbergkalke sind nun hier, wie Taf. III illustriert, mächtige dunkelgrüne Tuffe und Laven eingeschaltet, welche einen gegen 100 *m* hohen, steilen Terrainanschnitt zeigen.

Nach der Untersuchung von Direktor W. Hammer handelt es sich vorherrschend um Tuffe und Laven von Melaphyren, welche stellenweise massenhafte kleinere und größere Stücke von Triaskalken umschließen.

Das Auftreten von Tuffen ist bisher in den Nordalpen unbekannt gewesen und erinnert sehr an die Verhältnisse in den Südalpen, wo bekanntlich die Einstreuung von Tuffen in der Trias eine sehr weit verbreitete Erscheinung bildet. Die Einschaltung der Tuffe und Laven in die Arlbergschichten bei Lech stellt jedenfalls für die Nordalpen eine ganz einzig dastehende Erscheinung vor.

Es kommen allerdings an der Nordseite des Lechs bei dem Gasthaus „Goldener Berg“ sowie am Kriegerhorn noch mehrere Stellen vor, wo Tuffe und Laven in der Trias auftreten. Doch handelt es sich dabei nur um sehr viel geringere Massen.

Die Arlbergkalke, welche also südlich und östlich von Lech die eben erwähnte große Eruptivmasse umschließen, werden ihrerseits von Sandsteinen, Kalken, Dolomit, Mergeln und Rauhwacken der Raibler Schichten überlagert. Durch die Rückwitterung der weichen Schichten ist die schöne Stufe der Schafalpe entstanden, über welcher sich das Horn des Rüfikopfes erhebt.

Dieses besteht aus Hauptdolomit mit einer Kappe von Kössener Schichten und Oberrätkalken mit Bändern von buntem Lias.

Auf die Oberrätkalke greifen mit scharfer Transgression dann die mächtigen Kreideschiefer der Monzabonalpe über. Diese werden endlich von der Hauptdolomitschubmasse der Rüfispitze eingedeckt.

Wie bekannt, trägt diese Schubmasse dann die schon vorhin genauer beschriebene Krabachjochdecke.

Wir finden also an dem prachtvollen Deckenprofil zwischen Lech und Arlberg drei stratigraphische Merkwürdigkeiten für die Nordalpen vereinigt.

Es sind dies von S gegen N die auffällige Vererzung des Muschelkalks am Krabachjoch, dann die Ausbildung der Raibler Schichten mit ihren Anklängen an die Cassianer Schichten und endlich die große Masse von Laven und Tuffen von Melaphyr in den Arlbergkalken. Die Tuffe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Laven von Lech zeigen ebenso wie die sie umschließenden Arlbergkalke nur eine geringe mechanische Beanspruchung. Sie wurden offenbar nur eingeschlossen in eine große Blockmasse transportiert und dabei innerlich völlig geschont. Es fällt dies um so mehr auf, als die ganze Schubmasse östlich von Lech zwischen Walkersbachtal und Bockbachtal bis auf Reste des Hauptdolomits abgeschert wurde.

Diese Abscherung der unteren Teile unserer Schubmasse beginnt bereits knapp östlich von dem derzeit sichtbaren Ende der Eruptivmasse von Lech.

Wenn wir hier eine Profilansicht des Rüfikopfes (Fig. 18) aus dem Walkersbachtal betrachten, welche nur etwa 1 *km* östlich von dem Profilschnitt von Fig. 17 beginnt und ebenfalls zum Rüfikopf leitet, so erkennen wir, daß an der Basis bereits schon die Arlbergkalke auf Kreideschiefern lagern.

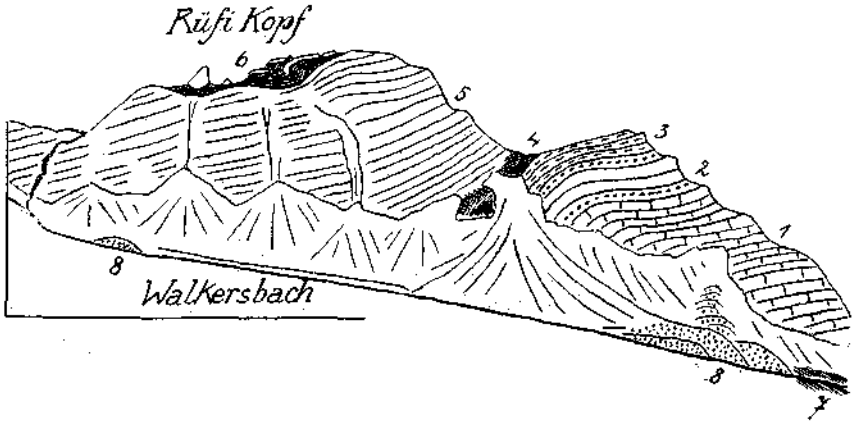


Fig. 18. 1 = Arlbergkalke mit eingeschalteten Tuffen und Laven. 2 = Lunzer Sandsteine. 3 = Opponitzer Kalke. 4 = Gelbe Mergel und Rauhwacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Kössener Schichten und Oberrätkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Endmoränen.

Die Einschaltung der Tuffe ist verschwunden. Auf der anderen Talseite des Walkersbaches greift die Abschrägung bereits bis zum Hauptdolomit der Wöster Spitze hinauf und nur Schollen von Rauhwacken erinnern noch an die Raibler Schichten.

Wir erkennen auch hier wieder, daß selbst eine noch so scharfe und umfangreiche Abscherung die innere Struktur einer Schubmasse ganz geschont lassen kann, wogegen bei einer Auswalzung die innere Struktur der betroffenen Masse mit umgeformt wird.

In der Gegend von Lech dringt unsere Schubmasse über das Lechtal gegen N vor.

Es ist dies jenes Gebiet, das die Karte von H. Mylius aus dem Jahre 1909 geologisch zur Darstellung gebracht hat.

Einige Fehler dieser Aufnahme habe ich bereits im Jahre 1914 berichtigt.

Weiter hat dann Th. Benzinger für den nördlichen Teil dieses Gebietes im Jahre 1929 eine wesentlich genauere Darstellung geliefert. An die noch nicht veröffentlichte Aufnahme von Th. Benzinger im Maßstab

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1 : 25.000 habe ich dann meine Neuaufnahmen des Sommers 1929 angeschlossen. Beide Aufnahmen sollen dann im Rahmen der Herausgabe der vier Alpenvereinskarten der Lechtaler Alpen veröffentlicht werden.

An dieser Stelle habe ich nur die Absicht, einige neue Profile durch die große Schubmasse an der Nordseite des Lechs zwischen Lech und Roter Wand vorzulegen.

Ich beginne meine Beschreibung im O und schreite dann gegen W bis zur Gruppe der Roten Wand vor.

Wie ich schon erwähnt habe, übersetzt die geschlossene Schubmasse zirka $1^1/_4$ *km* nordöstlich von der Kirche von Lech die Lechklamm. Der Rand der Schubmasse verläuft dann wieder bis in den Hintergrund des Zuger Tobels gegen W und grenzt so die Schubmasse des Kriegerhorns im N ab.

Außerhalb von dieser geschlossenen Schubmasse sind aber auf dem Untergrund einer mächtigen Serie von Fleckenmergeln noch mehrere isolierte Reste von Schubmassen vorhanden. Fünf kleinere Schubschollen von Hauptdolomit sowie drei von Aptychenkalk lagern zwischen den Schluchten von Kitzbach und Gaisbach, zwei Schollen von Oberrätkalken bei Bürstegg, eine wesentlich größere bildet endlich den Gipfelkörper des Karhorns.

Über diese letztere Schubscholle sind von Mylius, mir und von Benzinger bereits mehrere Profile veröffentlicht worden. Das Karhorn stellt eine Faltenstirne vor und gehört unbedingt an die Front einer Schubmasse, deren Zusammenhänge heute von der Erosion allseitig abgeschnitten worden sind.

Ich schalte hier zwei Zeichnungen ein, welche das Gebiet des Karhorns betreffen.

Die eine Zeichnung (Fig. 19) gibt eine Ansicht des Karhorns von W aus wieder. Sie zeigt die verkehrte Lagerung der Schichten, wie sie eben einer Stirneinrollung entspricht. Interessant ist dabei, wie die weichen Kössener Schichten bei dieser Einrollung zusammengestaut wurden, wogegen die starrere Platte der Oberrätkalke in einen Schweif von Trümmern aufgelöst erscheint.

Die andere Zeichnung stammt von der Südostseite des Karhorns (Fig. 20).

Sie zeigt den auffallenden Unterschied zwischen der Ausbildung der Fleckenmergel im Liegenden der Schubmasse und jenen Fleckenmergeln, welche tektonisch schon zur Schubmasse des Karhorns gehören.

Es kommen also hier normale und verkehrt liegende Fleckenmergel durch die Aufschiebung unmittelbar miteinander in Berührung.

Ich habe im Jahre 1914 die Schubmasse des Karhorns mit der Schubmasse des Kammes Höllenspitze—Horn im S verbunden. Benzinger verbindet die Scholle des Karhorns mit der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes, was, wie Fig. 36 zeigt, nicht möglich ist. Gegen W zu dürfte die Schubmasse des Karhorns über den tiefen Auenfelder Sattel hinweg mit der Schubmasse der Juppenspitze zu verbinden sein.

Es kann als gesicherte Beobachtung gelten, daß die Schubscholle des Karhorns nicht mit der großen Schubmasse von Kriegerhorn—Mohnenfluh zusammengehört, sondern eine tiefere Schubmasse vorstellt, welche von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der ersteren wenigstens teilweise noch überfahren wurde. Der Aufbau der Schubmasse des Kriegerhorns ist ein verhältnismäßig einfacher. Wir wollen denselben an der Hand einer Reihe von Profilen (Fig. 21, 22, 23) kurz erläutern.

Am Ostende der Schubmasse nimmt, wie Fig. 21 darstellt, noch der Muschelkalk am Aufbau der Schubmasse teil. Arlbergkalke sind hier nur

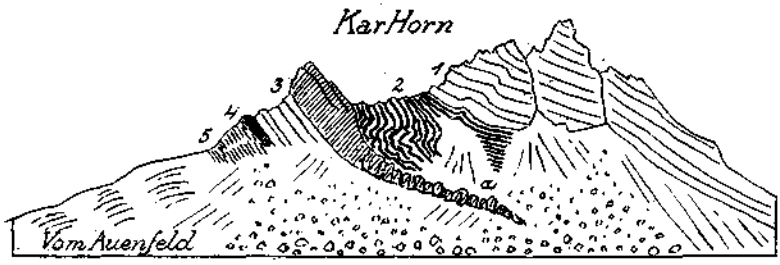


Fig. 19. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. *a* = Die Platte der Oberrätkalke ist tektonisch in einen Schweif von Trümmern ausgezogen.

in Form von lichtem Dolomit vorhanden. Deutlich ausgebildet erscheinen die Sandsteine der Raibler Schichten. Die Schubmasse stößt hier im N bereits an Kreideschiefer, welche von da an ununterbrochen bis in den Hintergrund des Zuger Tobels hineinziehen.

Gleich neben der Burgalpe stellt sich die erste große Gipslinse am Nordrande unserer Schubmasse ein. Es folgen dann noch zwei kleinere

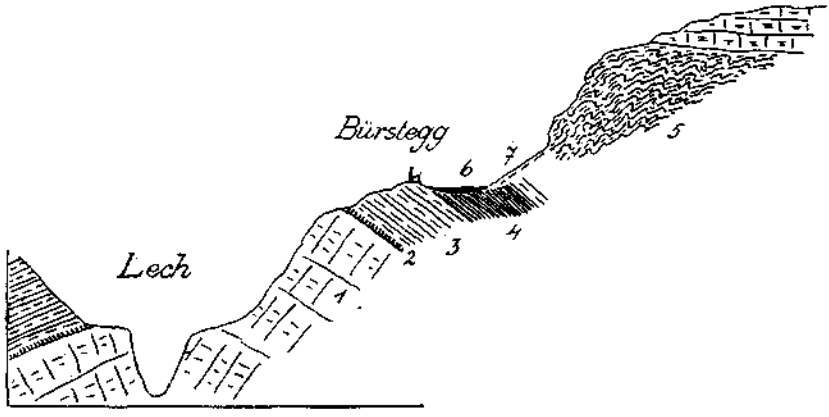


Fig. 20. 1 = Oberrätkalke. 2 = Bunte Liaskalke. 3 = Fleckenmergel. 4 = Manganschiefer. 5 = Stark verfaltete, hornsteinreiche Fleckenmergel. 6 = Torflager. 7 = Hangschutt.

Gipsmassen an der Nordseite des Kriegerhorns, die alle dieselbe tektonische Lage zeigen.

Die Gipsmassen bestehen durchaus aus feingebänderten und gestreiften Gipslagen, die eine ziemlich lebhafte Kleinfaltung verraten.

An der Nordseite stoßen die Gipsmassen teils mit Zwischenschaltung kleiner Schubsplitter (Fig. 21), teils unmittelbar (Fig. 22) an die Unterlage von Kreideschiefern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es gibt auch Stellen, wo die kleinen Schubsplitter sogar zwischen die Kreideschiefer hineingepreßt worden sind.

Die stratigraphische Position der Gipslager ist normalerweise in den oberen Raibler Schichten.

Hier sind die Gipslager aber offenbar aus ihrer normalen Heimstätte tektonisch verdrängt worden.

In dieser Hinsicht bietet das Profil Fig. 22 durch das Kriegerhorn die besten Aufschlüsse. Hier sehen wir ein Stirngewölbe von Raibler

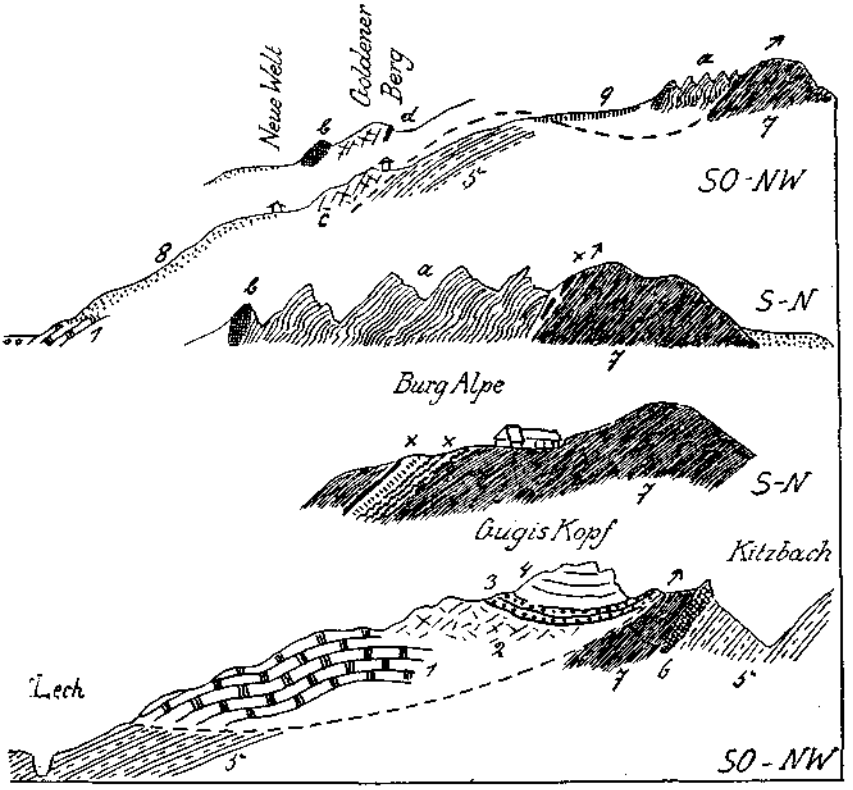


Fig. 21. 1 = Muschelkalk. 2 = Lichter Dolomit. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Streifiger, dunklerer Dolomit. 5 = Fleckenmergel. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Grundmoränen. 9 = Torfmoor. a = Gebänderter Gips. b = Gelbe Rauhwacke. c = Grauer Kalk. d = Gang von Melaphyrtuff. × = Schmale Lage von zerwürgtem Aptychenkalk, Rauhwacke. ×—× = Aptychenkalk + grüne + rote Hornsteinkalke.

Schichten prächtig ausgebildet mit einem Kern von Dolomit mit darüber gebogenen Lunzer Sandsteinen.

Steigt man nun von diesem Gewölbe gegen S zum Gipfel des Kriegerhorns empor, so trifft man nur auf eine Folge von Kalken und lichten Dolomit.

Diese Schichten habe ich als „Opponitzer Schichten" zusammengefaßt. Sie spielen beim Aufbau des Kriegerhorns eine große Rolle und enthalten auch an der Südseite dieses Gipfels noch Einschaltungen von Melaphyr Laven und Tuffen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir haben also an der Südseite des Gewölbes der Lunzer Sandsteine gegen das Kriegerhorn zu keine Einschaltung von Gips mehr gefunden. Es sind aber nach unserer Erfahrung die Gipslager der Raibler

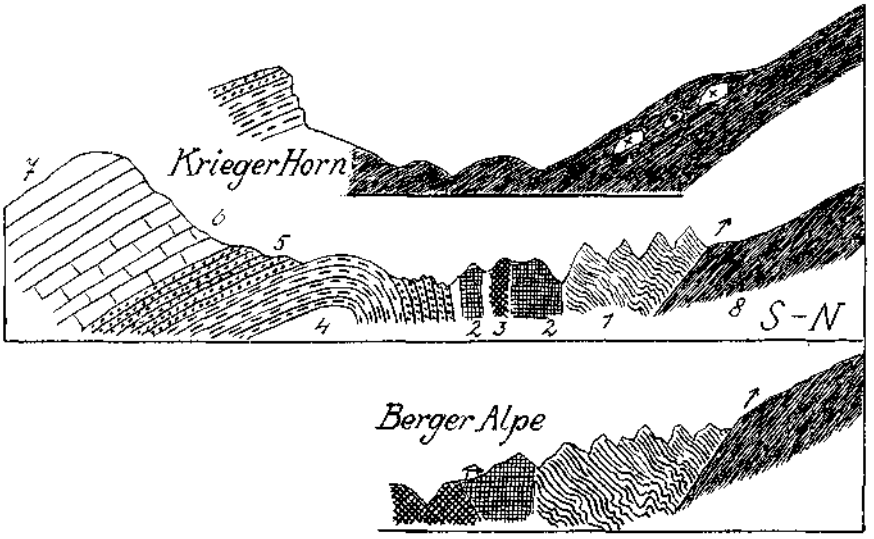


Fig. 22. 1 = Feingebänderter Gips. 2 = Gelbe Rauhwacken. 3 = Dunkler, weißadriger Dolomit 4 = Streifiger Dolomit. 5 = Lunzer Sandsteine. 6 = Kalke, Opponitzer Schichten. 7 = Lichter Dolomit Opponitzer Schichten. 8 = Kreideschiefer. × = Schollen von Dolomit. ● = Scholle von Rauhwacke

Schichten im Hangenden der Lunzer Sandsteine und der Opponitzer Schichten eingeschaltet.

Wenn dies auch hier der Fall war, so müssen dieselben an ihrer ursprünglichen Lagerstätte vollständig ausgequetscht worden sein.

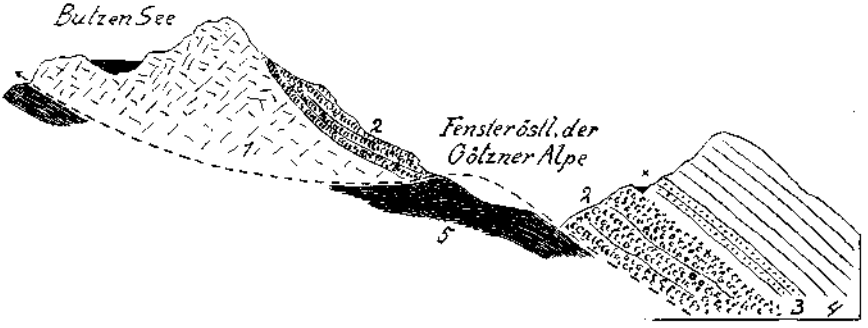


Fig. 23. 1 = Wenig geschichteter Hauptdolomit. 2 = Mächtige, blockreiche, grobe Kalkrauhwacken — tektonische Rauhwacken. 3 = Lunzer Sandstein und Tonschiefer. 4 = Opponitzer Kalk und Dolomit. 5 = Kreideschiefer. × = Gipsdoline mit Wasser gefüllt.

Eine Sicherheit, daß die Gipslager am Nordrande unserer Schubmasse unbedingt aus den Raibler Schichten abstammen müssen, ist allerdings nicht gegeben.

Bekanntlich führen ja auch im Stanzer Tale die oberen Werfener Schichten einzelne Gipslager. Solche sind am Südrande der Lechtaler

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Alpen z. B. bei Grins, dann bei Flirsch und bei Pettneu erhalten und werden teilweise sogar abgebaut.

Eine Verschleppung solcher Lager wäre an der Basis einer Schubmasse wohl nicht ausgeschlossen. Von den Begleitgesteinen der Gipslager könnten die gelben Rauhwacken sowie ein Streifen von dunklem, weißadrigem Dolomit ebenfalls ohne weiteres in die untere Trias gehören.

Mylius hat die Gipslager auf seiner Karte als einzige Ablagerungen der Raibler Schichten eingetragen. Es fällt dies um so mehr auf, als er die viel typischeren Glieder der Raibler Schichten, wie die Lunzer Sandsteine, Lumachellen und Opponitzer Kalke, nicht erkannt, sondern als Arlbergschichten kartiert hat.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Gipslager an der Nordfront der Schubmasse des Kriegerhorns nicht mit Sicherheit den Raibler Schichten zugezählt werden können.

Wenn sie, was immerhin viel wahrscheinlicher ist, doch zum Schichtenbesitz der Raibler Schichten gehören, so müssen sie auf tektonischem Weg ganz aus ihrer ursprünglichen Umgebung herausgerissen worden sein.

Die Lage der Schichtung der Gipsmassen spricht für eine enge Zugehörigkeit zu der Stirnfalte des Kriegerhorns.

Während nämlich die Schichtung der östlichen großen Gipsmasse bei der Burgalpe steil gegen S einfällt, zeigen die Gipslager an der Nordseite des Kriegerhorns eine nordfallende Schichtung, welche fast senkrecht auf den Kreideschiefern steht. Sie schließen sich aber mit dieser Schichtung unbedingt eng an die Stirnwölbung des Kriegerhorns an.

Etwa 1 *km* westlich von der Gipslinse am Nordkamm des Kriegerhorns schließt sich im Hintergrund des Zuger Tobels das Kreidefenster.

Es findet dies unmittelbar neben der Götzner Alpe statt und das Profil Fig. 23 verzeichnet die hier aufgeschlossenen Verhältnisse.

Die Kreideschiefer zeigen sich hier im Fenstergrund sehr stark verschuppt und verquetscht, darüber lagert eine so grobblockige Breccie, daß man dieselbe mit einer Gehängebreccie verwechseln kann.

Sie zieht aber entlang des tiefeingeschnittenen Zuger Tobels im Liegenden der Lunzer Sandsteine und der Opponitzer Kalke des Kriegerhorns talab und stellt wohl eine tektonische Breccie an der Basis der Schubmasse vor.

Im Liegenden dieser groben Breccie erscheint dann ein Keil von mylonitischem Hauptdolomit, in welchen der schöne, einsame Butzensee eingesenkt erscheint.

Wenig tiefer treffen wir dann unter der Nordschwelle des Butzensees wieder auf die Kreideschiefer im Liegenden unserer Schubmasse.

Die tiefe Nische, in welcher der Butzensee lagert, ist auch geologisch recht interessant. Wie schon Mylius auf seiner Karte angegeben hat, befindet sich südlich vom Butzensee ein Vorkommen von Gips.

Fig. 24 bringt die Lagerung dieses Vorkommens zur Darstellung.

Es handelt sich aber dabei keineswegs etwa um ein Gipslager wie an der Nordseite des Kriegerhorns, vielmehr nur um Kalkrauhwacken mit groben Stücken und Blöcken von Hauptdolomit sowie Breccien aus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hauptdolomit, welche mit weißlichem und rötlichem Gips verkittet und verheilt sind. Immerhin besteht die Möglichkeit, daß hier wirklich einmal eine Gipsmasse vorhanden war, durch deren Auslaugung der Hohlraum des Butzensees entstanden sein kann. Über dem Butzensee erhebt sich die schöne Gestalt der Mohnenfluh, welche ganz aus flachgelagertem Hauptdolomit besteht. An ihrer Nord- und Ostseite wird die Schubmasse der Mohnenfluh von den Kreideschiefern unterlagert.

Mylius hat dieselben seinerzeit als Flysch bezeichnet.

Die Kreideschiefer enthalten hier an der Ostseite der Mohnenfluh, wie Fig. 25 angibt, bunte Breccien, welche neben lokalem Schuttmaterial auch ziemlich häufig helle Phyllitstückchen umschließen.

Es ist dies eine Ausbildung der Kreidebreccien, welche mir aus den Lechtaler Alpen nicht bekannt geworden ist.

Die Phylliteinschlüsse erinnern an jenen lichten, weichen, feinblättrigen Phyllit an der Südseite der Lechtaler Alpen, welcher sich von Landeck bis in den Rätikon immer neben dem Verrucano verfolgen läßt und von den Schweizern im Rätikon als Karbon bezeichnet wurde.

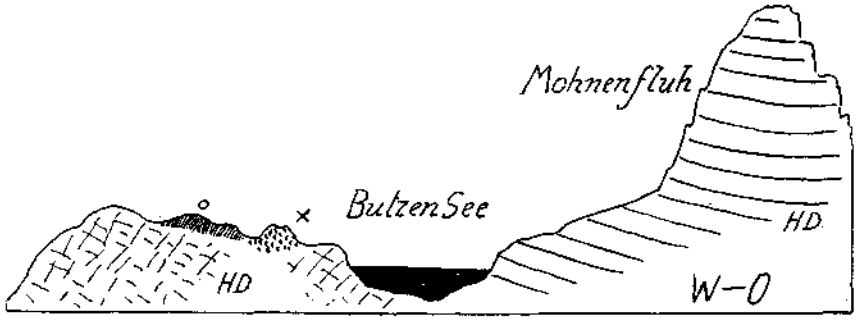


Fig. 24. *HD* = Hauptdolomit. × = Kalkrauhwacken mit groben Brocken und Blöcken von Hauptdolomit. ○ = Weißlicher und rötlicher Gips mit Stücken von Hauptdolomit verkittet.

Die weiteren Aufnahmen werden vielleicht über diese Phylliteinschlüsse noch genauere Erfahrungen bringen.

Der Bau des Kriegerhorns wiederholt sich, allerdings in vereinfachter Form, in dem westlich benachbarten Zuger Horn (Fig. 26). Interessant sind hier bei der Sägemühle im Rud mächtige Lunzer Sandsteine, aus denen ganz prachtvolle Quellen genau am Bergfuß entspringen.

An diesem Profil erkennt man den vollen Umfang der Raibler Schichten zwischen den Arlbergkalken im Liegenden und dem Hauptdolomit im Hangenden.

Hier wird auch deutlich, daß die Lager der Gipsmassen wahrscheinlich in die mächtige Zone von Rauhwacken hineingehören, die hier bei der Zuger Alpe zwischen dem Kalk und Dolomit der Opponitzer Schichten und dem Hauptdolomit eingeschaltet sind.

Wir haben die Kreidebreccien an der Ostseite der Mohnenfluh unter die große Hauptdolomitschubmasse hinabtauchen gesehen. Etwa 8 *km* südwestlich davon taucht am Klesenzajoch die Kreideunterlage in einem tektonisch recht interessanten Fenster wieder empor.

Fig. 27 gibt hier den geologischen und tektonischen Befund wieder.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Fenster ist ganz einseitig gebaut und durch eine Vertikalstörung zur Öffnung gebracht worden.

Dabei entspricht der Ostseite der Mohnenfluh von Fig. 25 hier die Westseite der Hirschenspitze. Der Schönbühel zwischen Klesenzajoch und Johannesjoch zeigt prachtvolle spitzbogige Falten,

Die jungen Schichten, welche am Klesenzajoch auftauchen, sind aber von den Kreidebreccien der Mohnenfluh recht verschieden. Neben Mergel und Breccien finden sich viele größere Blöcke eines glasgrünen, sehr festen Sandsteins mit schwärzlichen, pulverigen Verwitterungsklüften. Dieses Gestein erinnert sofort an die sogenannten Ölquarzite des Rätikons oder an die Glaukonitsandsteine des Flysches.

Jedenfalls habe ich in den Kreideschiefern der Lechtaler Alpen nirgends bisher solche Ölquarzite aufgefunden.

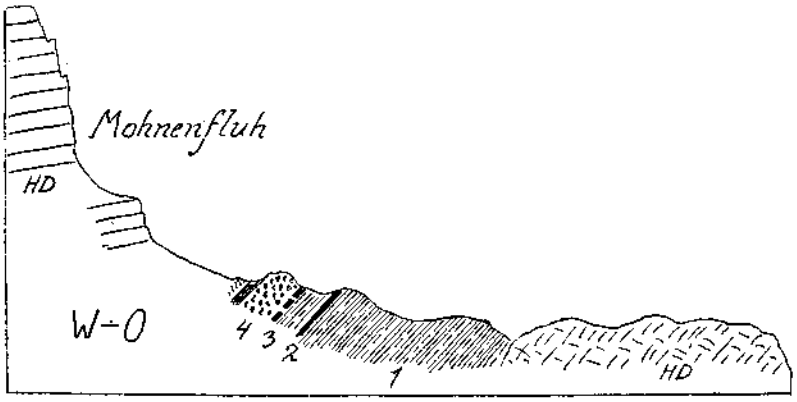


Fig. 25. 1 = Fleckenmergel. 2 = Schwarze, blauschillernde Manganschiefer. 3 = Schollen von roten Hornsteinen und roten Kalken mit rotblauen Hornsteinen. 4 = Bunte Breccien, die feineren bräunlichen Breccien enthalten Phyllitstückchen. Mit den Breccien wechsellagern gelbbraune feste Mergel. *HD* = Hauptdolomit.

Nach der Neuaufnahme von J. Gubler haben wir ja in dem Fenster der Ober- und Unter-Partnomalpe im Großen Walsertal bereits mit dem Auftreten von Flysch zu rechnen.

Es ist dieses Fenster vom Fenster des Klesenzajoches noch etwa 7 *km* entfernt.

Wir befinden uns am Klesenzajoch schon ganz nahe an der mächtigen Erhebung der Roten Wand, die mit ihrer geologisch so bunt bemalten Gipfelwand weithin alles Gebirge überragt und beherrscht.

Fig. 28 gibt eine Ansicht der Roten Wand von O her wieder.

Der Aufbau ist ein ziemlich einfacher und reicht vom Hauptdolomit bis zu den Kreideschiefern, welche den Gipfel bilden.

Die Muldenform der Roten Wand senkt sich rasch gegen NW. Ihr Kamm bildet dabei den kühn zugeschnittenen Gipfel des Madratsch (Fig. 29), welcher steil zu dem tiefen Sattel der Furgge absinkt. Mit Staunen finden wir hier an diesem interessanten Sattel neben den steilgestellten Kreideschiefern wieder ein größeres Gipslager mit seinen charakteristischen Dolinen. Darunter taucht dann ein Streifen von Hauptdolomit auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Von der Höhe der Furgge eröffnet sich auch ein prachtvoller Blick auf die übermächtig aufragende Rote Wand und auf das selten schöne Halbfenster der Klesenzaalpe.

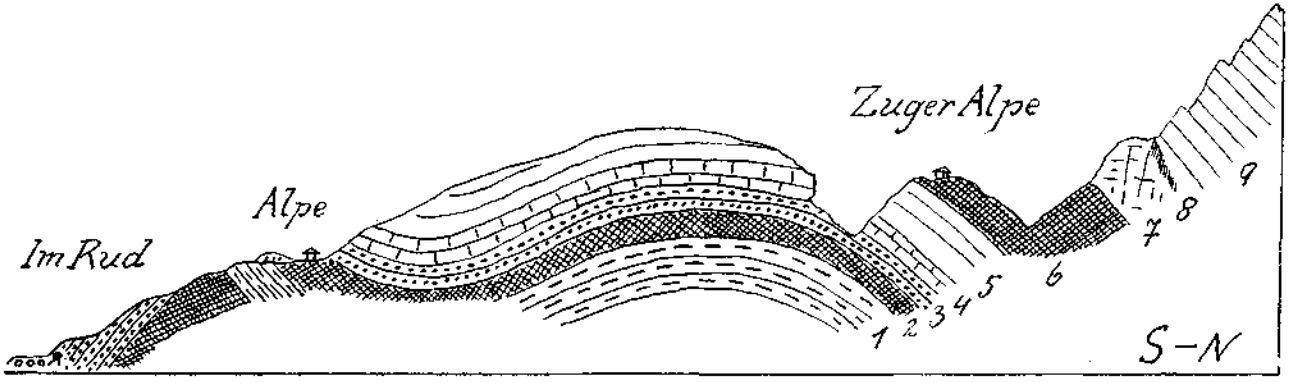


Fig. 26. 1 = Arlbergkalk. 2 = Aschendolomit und Rauhwacken. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Kalk- und Dolomitlagen-Kalke mit Querklüftung, Opponitzer Schichten. 5 = Lichter Dolomit, Opponitzer Schichten. 6 = Rauhwacken und Dolomitmylonit. 7 = Ungeschichteter Dolomit. 8 = Gelbe Mergel und Rauhwacken. 9 = Hauptdolomit.

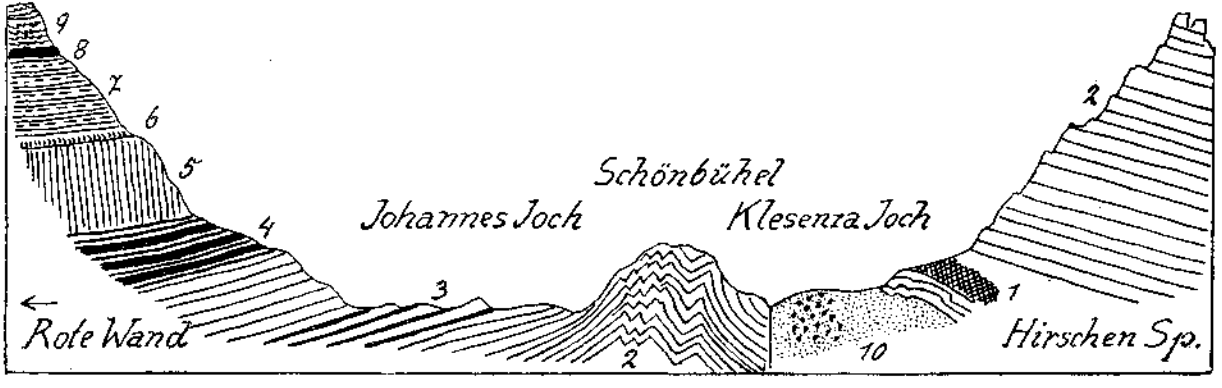


Fig. 27. 1 = Rauhwacke. 2 = Hauptdolomit. 3 = Plattenkalk. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrätkalke. 6 = Bunte Liaskalke. 7 = Fleckenmergel. 8 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 9 = Aptychenkalke. 10 = Sandsteine und Mergel mit Blöcken von glasgrünen Glaukonitsandsteinen, bunte Breccien . . .

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hier ist die Unterlagerung der großen Schubmasse aus Hauptdolomit durch Kreideschiefer, Aptychenkalke, Hornsteinkalke und mächtige Fleckenmergel in großartigen Dimensionen (Fig. 30) erschlossen.

Die steilstehenden Kreideschiefer an der Furgge gehören ins Hangende der Mulde der Roten Wand. Sie werden hier von den Kreideschiefern an der Basis der Überschiebung nur durch einen schmalen Zug von Gips und Hauptdolomit getrennt.

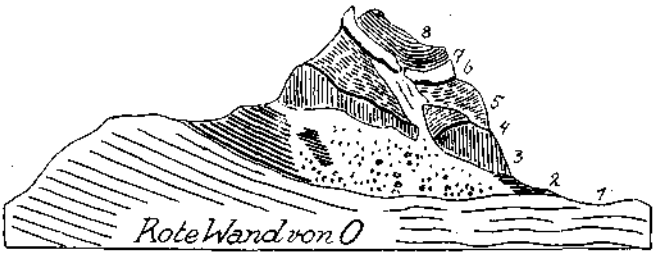


Fig. 28. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

An der Südseite der Roten Wand streicht die bekannte Formarinverwerfung in der Richtung von SO gegen NW vorbei.

Sie trennt dabei mit einem tiefen Schnitt von der Roten Wand den stolzen Vorbau des Rothorns ab (Fig. 31).

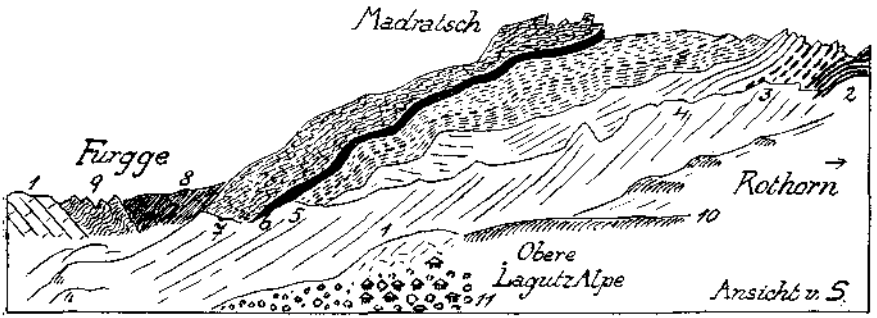


Fig. 29. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke mit auffallenden roten Mergelbändern. 4 = Oberrätkalke. 5 = Fleckenmergel mit einem roten Band. 6 = Sehr mächtige grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer. 9 = Gipslager der Raibler Schichten. 10 = Endmoränen. 11 = Bergsturzhalde.

Das Rothorn erhebt sich unmittelbar über dem Formarinsee und stellt eine einseitige Falte vor, deren Achse parallel mit der Formarinverwerfung von SO gegen NW verläuft.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß die Wirkung der Formarinverwerfung nicht nur in einer Hebung des nordöstlichen Flügels gegen den südwestlichen bestehen kann. Es hat auch noch ein heftiger Anschub des höheren Flügels gegen den niedrigeren stattgefunden, welcher den letzteren sogar in enge Falten warf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Daß entlang der Formarinverwerfung nicht nur vertikale Verschiebung, sondern auch starke Pressung stattgefunden hat, können wir auch

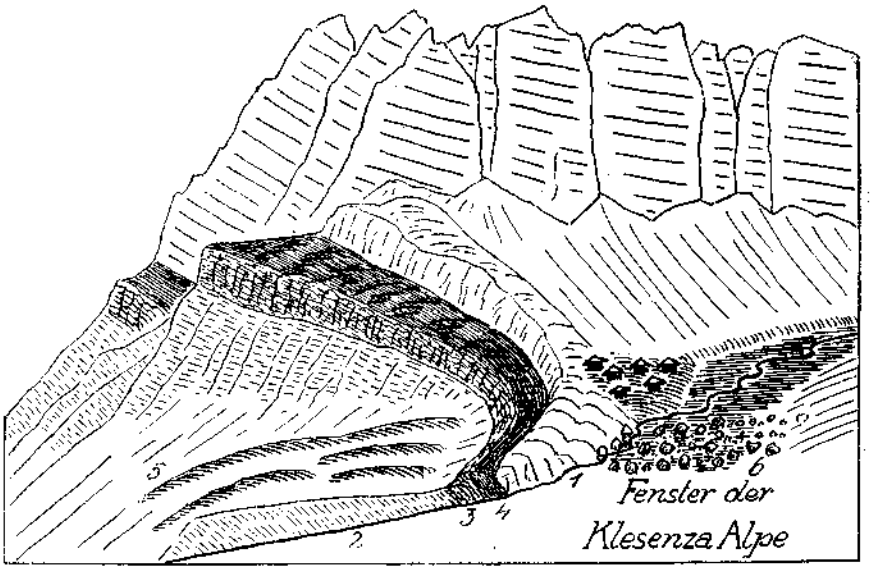


Fig. 30. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Aptychenkalke. 4 = Kreideschiefer. 5 = Endmoränen der Schlußeiszeit.

an dem prächtigen Höhenweg vom Formarinsee zum Spullersee sehr deutlich erkennen. Wir treffen hier noch in der Nähe der schön ge-

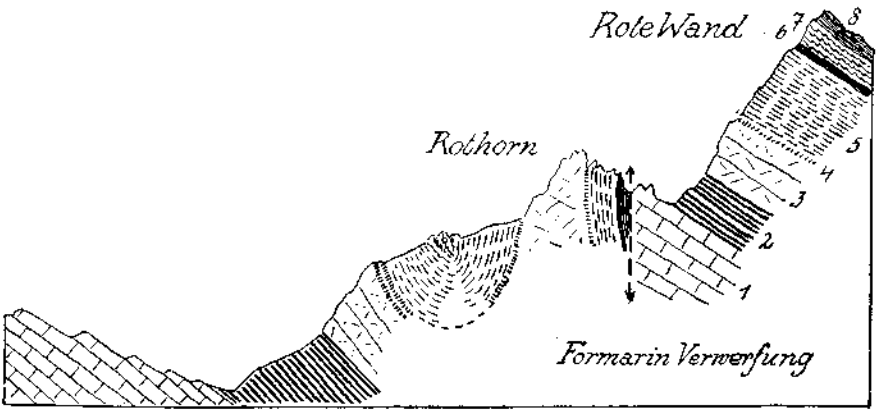


Fig. 31. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

legenen Freiburger Hütte am Weg auf die in Fig. 32 dargestellten Verhältnisse. Die Schichten richten sich gegen die Formarinverwerfung zu immer steiler auf, bis die unmittelbar anschließenden Kreideschiefer eine vertikale Stellung einnehmen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Fortsetzung der Roten Wand bildet dann hier der schöne Felskopf des Formaletsch (Fig. 33), welcher sich zwischen Formarinsee und Radonatobel erhebt.

Hier streicht die Formarinverwerfung in den Hintergrund des Radonatobels hinab. In dieser Gegend habe ich dieselbe bereits in der Arbeit über das Spullerseewerk im Jahr 1925 in diesem Jahrbuch beschrieben.

In dem wilden Hintergrund des schlecht zugänglichen, von Lawinen und Steinschlag bedrohten Radonatobels findet die Formarinverwerfung zwischen Gamsbodenspitze und Gehrengrat ihren wohl großartigsten Ausdruck.

Die hocherhobene Mulde der Roten Wand (Fig. 28) stellt in nordwestlicher Fortsetzung die Mulde des Spullersees vor. Diese kräftig gebogene Muldenform findet im Bereiche der Roten Wand zugleich ihre höchste Erhebung und auch ihr Ende.

Die Störung an der Furgge schneidet dieses ganze große Bauelement zugleich mit der Formarinverwerfung ab.

Innerhalb von dieser Muldenzone sind die Zeichen von ostwestlichen Verschiebungen gar nicht so selten.

Ich führe als Beispiele dafür die Ansichten des Schafbergs (Fig. 34) und des Pöngertlekopfes (Fig. 35) an.

Beide Berge stellen Teilstücke vom nördlichen Rahmen der Spullerseemulde vor. Sie besitzen eine einfache Schichtenfolge, in welcher zwischen den mächtigen Massen von Hauptdolomit und Plattenkalk im Liegenden und den Oberrätkalken im Hangenden die Kössener Schichten eine weiche und leicht verschiebbare Zone bilden.

Diese für tektonische Ereignisse höchst empfindliche Zone zeigt nun auch in ostwestlicher Richtung ganz lebhafte Faltungen und Verschiebungen an.

Die Ansichten Fig. 34 und 35 sind räumlich so angeordnet, daß immer der linke Bildrand gegen O, der rechte gegen W gekehrt ist.

Fig. 34 gibt außerdem die Lage des zwischen seinen zwei Staumauern aufgefüllten Spullersees wieder.

Zum Schlusse lege ich hier noch eine Ansicht der Höllen- und Mittagsspitze vor, welche sich zwischen Lech und Steeg an der Südseite des Lechs erheben (Fig. 36).

In dieser Berggruppe gelangen die von O gegen W oder genauer von SO gegen NW gerichteten Schiebungen und Faltungen zu einem besonders großartigen Ausdruck. Was wir hier sehen ist vor allem das Westende der Schubmasse des mächtigen Allgäuer Hauptkammes. Der Allgäuer Hauptkamm endet als Kamm mit der prachtvoll aufgerichteten Gestalt des Biberkopfs oberhalb von Lechleiten.

Die Schichten des Biberkopfes aber streichen quer über die Lechschlucht und finden nun hier in einer machtvoll geschwungenen Stirnfaltung ihr Ende. Dabei schiebt sich über diese große Schichtenmasse noch eine zweite Schubmasse vor, die den Gipfel der Höllenspitze bildet. Zu dieser oberen Schubmasse dürfte nach meiner Einsicht auch die vorgeschobene Stirnfalte des Karhorns gehören.

Die Schubmasse des Karhorns wäre also mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze zu verknüpfen und nicht mit jener des Allgäuer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hauptkammes. Sie scheint noch um zirka 4 bis 5 *km* weiter gegen W vorgedrungen zu sein.

Die Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze löst sich gegen O zu immer deutlicher von der darunter befindlichen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes ab.

Während die Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes sich über den Biberkopf mit dem Hohen Licht verbindet, steht die Schubmasse der

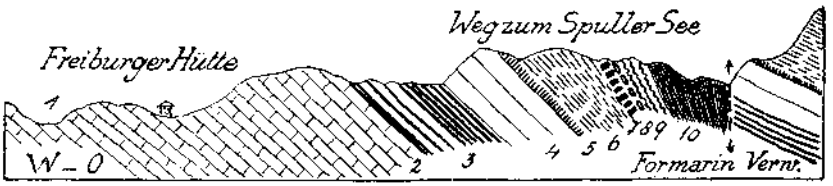


Fig. 32. 1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätkalke. 5 = Rote Liaskalke. 6 = Fleckenmergel. 7 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 8 = Rote Aptychenkalke. 9 = Grüne Aptychenkalke. 10 = Kreideschiefer.

Höllenspitze mit der Ellbogner- und Peischelspitze in streng geschlossenem Zusammenhang.

Zwischen Hohem Licht und Peischelspitze ist aber am Hochalpgrat schon die von G. A. Haniel entdeckte und beschriebene Gosaukreide eingeschaltet.

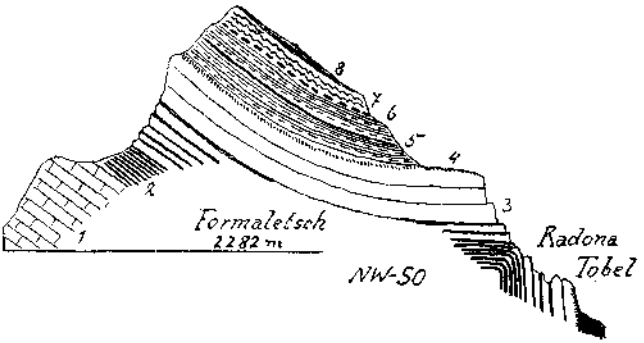


Fig. 33. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Rote Liaskalke. 5 = Fleckenmergel mit einem roten Mergelband. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Rote und graue Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

Diese Gosaukreide gehört ins Hangende der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes. Im Hangenden der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze stellen sich dann bei Holzgau die ebenfalls von G. A. Haniel entdeckten Senonmergel ein. Die Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze wird gegen W zu scharf abgeschert. Zuerst verschwinden der Hauptdolomit, dann die Kössener Schichten, endlich im Nordgehänge des Horns auch der Oberrät- und Liaskalk.

Nun stoßen die Fleckenmergel vom Liegenden und vom Hangenden zusammen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auf diese Fleckenmergel dringt dann der Muschelkalk von Lech vor, auf dem die Arlbergkalke mit ihren Melaphyrtuffen und Laven lagern.

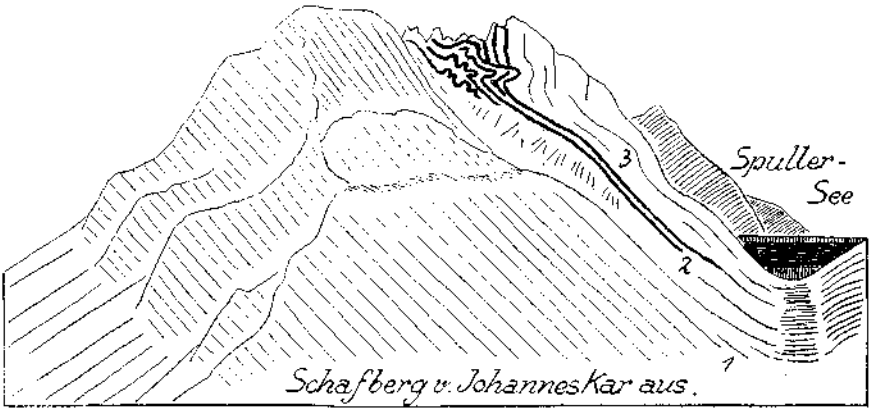


Fig. 34. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke mit Lias.

Wenn wir noch einmal Fig. 36 betrachten, so kommen wir zur Einsicht, daß die mächtige Stirnfalte der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes hier eine endgültige tektonische Begrenzung vorstellt.

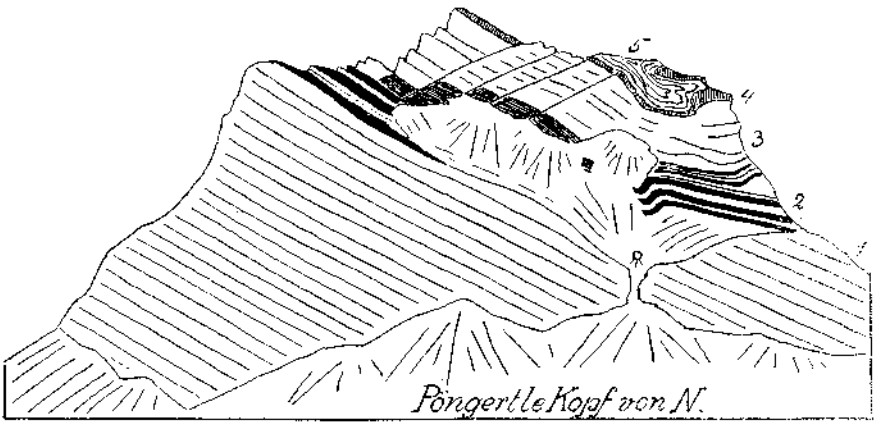


Fig. 35. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel.

Eine Fortsetzung dieser Schubmasse gegen W könnte nur vorhanden sein, wenn diese Schubmasse z. B. bei ihrem ersten Vormarsch auseinandergerissen worden wäre und später das östliche Teilstück bei einem neuerlichen Vorstoß eine Faltenstirne erhalten hätte.

Dagegen kann das nur reinlich abgescherte Ende der Schubmasse des Höllenspitzengipfels ohne weiteres eine westliche Fortsetzung besitzen. Aus diesem Grunde betrachte ich die Schollen von Karhorn und Juppenspitze als Fortsetzungen der Schubmasse von Höllenspitze

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Horn und nicht als solche der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes.

Benzinger verbindet gegen W hin die „Wandfluhschuppe" von Gubler mit den Schollen von Juppenspitze und Karhorn und diese mit dem Biberkopf, also der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes.

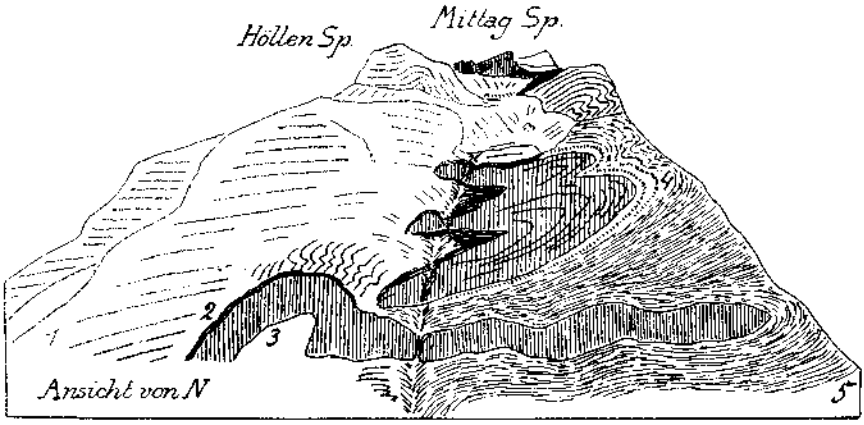


Fig. 36. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke 5 = Fleckenmergel.

Nach dem Vorhergehenden kann eine solche Verbindung jedoch nur mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze in Betracht kommen.

Mit der Einteilung der einzelnen Schubmassen, welche J. Gubler in seiner Arbeit für das ganze zentrale Vorarlberg geschaffen hat, werde ich mich erst nach Weiterführung der Neuaufnahmen bis in den Rätikon näher beschäftigen.

Wien, Mitte Februar 1930.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Petrographische Beschreibung der Eruptivgesteine aus der Gegend von Lech.

Von **Wilhelm Hammer.**

Die mikroskopische Untersuchung der neu entdeckten Eruptivgesteine im oberen Lechtal ergab, daß sie zu überwiegendem Teile klastisch-vulkanischer Natur sind, feinkörnige Tuffe und Tuffite, denen gegenüber die Laven stark zurücktreten. Von 16 Schliffen aus der Eruptivmasse bei Lech zeigen nur ungefähr ein Viertel Ergußgesteine, das andere sind Tuffe und Tuffite. Bei den gangförmigen Vorkommen am Kriegerhorn ist das Verhältnis 3 : 4 zwischen Laven und klastischen Gesteinen. Die drei Proben von dem Vorkommen bei der Pension „Goldener Berg" sind durchwegs Tuffe und Kalk mit Tuffmaterial. Die vulkanischen Vorgänge bestanden also hauptsächlich im Auswurf von Aschen und Lapilli und führten nur untergeordnet zu Lavaergüssen.

Da sowohl die Laven wie die Tuffe so feinkörnig sind, daß sie im Handstück dicht erscheinen, wird eine genaue Abtrennung beider im Felde kaum durchführbar sein.

Die Farbe der Gesteine ist dunkelgraugrün, einzelne besonders kalzitreiche sind hell- bis dunkelgrau. In den Tuffen und auch in einzelnen Melaphyrproben treten hellgrau die eingeschlossenen Kalkstückchen hervor, die eine Größe bis zu 3 *cm* erreichen; in den Tuffen sieht man auch die größeren schwärzlichen Lapilli. In einzelnen Melaphyrproben werden auch größere weiße Kalzitnester (Hohlraumfüllungen) sichtbar. Die Struktur ist massig, nur zwei Handstücke zeigen ein parallel gerichtetes Gefüge: im einen Falle eine unvollkommene Schichtung, im anderen eine ausgeprägte Flaserung mit Plattpressung und Parallellage der eingeschlossenen Kalkstücke und flaserig-schieferiger Struktur des Tuffes. Das Korn ist, wie erwähnt, außerordentlich klein, die Handstücke erscheinen dicht. Die Melaphyre vom Kriegerhorn und eine Probe von Lech lassen eine allerfeinste Körnung noch mit unbewaffnetem Auge erkennen; mitunter sind an etwas angewitterten Stellen bei manchen Proben noch die winzigen Feldspatleisten zu erkennen, ebenso an einzelnen Geschieben aus der Grundmoräne am Omesberg.

Die Anwitterungsfarbe der Melaphyre ist gelbbraun, ihre Oberfläche durch Auswitterung der Kalzite mitunter luckig. Die Tuffe wittern teilweise mehr grau an, besonders die kalkreichen. Die Erze und die kleinen Lapilli durchziehen als schwarze Punkte schwarmweise die dichte Gesteinsmasse. Ein lichtgrauer Melaphyr (erratisches Geschiebe) ist ausnahmsweise dicht durchsprengt mit sehr kleinen Pyritkriställchen.

Der Gesteinsart nach gehört das geförderte Magma zu den basaltischen, u. zw. zu den besonders feldspatreichen, relativ augitarmen und olivinfreien (oder sehr armen) Arten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach ihrer Altersstellung und dem Erhaltungszustand und wegen der stratigraphischen Gleichstellung mit analogen Bildungen der Südalpen kann man die Gesteine als Melaphyre und Melaphyrtuffe bezeichnen.

In der **Eruptivmasse von Lech** sind nach dem mikroskopischen Befund folgende Ausbildungsformen von Melaphyr vertreten:

Ein Schliff zeigt ein Gestein von hypokristallin-porphyrischer Struktur mit einer Grundmasse aus feinsten Plagioklasnädelchen in regelloser Anordnung, deren sehr geringe Zwischenräume von einem kalzitähnlichen, wahrscheinlich aus Glasbasis hervorgegangenen Aggregat erfüllt sind. Als Einsprenglinge, aber mit Übergängen in der Größe zu den Grundmassefeldspäten erscheinen schmaltafelförmige große Plagioklase, deren symmetrische Auslöschungsschiefe sie zwischen Oligoklas und Andesin einordnen läßt, außerdem einzelne, große, verzwillingte Augite. Reichlich nadelförmiges, schwarzes Erz. Die Plagioklase sind z. T. durch Kalzit ersetzt; auch größere Nester von Kalzit sind im Schliff.

An diese Ausbildung schließt sich ein Melaphyr an, der als Einschluß in einem Tuff angetroffen wurde. Die Grundmasse besteht ebenfalls aus dem feinen Plagioklasnetzwerk mit vielem Eisenerz und Resten einer umgewandelten Glasbasis (?), Einsprenglinge sind ein anorthitarmer Plagioklas in reichlicher Menge und wenig Augit. Auch im Handstück sichtbar sind die vielen weißen, runden Kalzitnester, die wohl Füllungen von Blasenräumen sind.

Nur eine Gesteinsprobe zeigt im Dünnschliff eine vollkristalline ophitische Struktur bei gleichzeitig gröberem Korn als die anderen Melaphyre, ein gleichmäßiges Balkenwerk von leistenförmigen Plagioklasen mit einfacher Verzwilligung und saurerer Randzone, während bei den anderen Arten kein zonarer Bau beobachtet wurde. Der Plagioklas gehört zum Oligoklasandesin. Die Zwickelräume erfüllen Chlorit, Kalzit und Titaneisenerz; einzelne größere Chloritnester deuten durch ihre kristallförmige Umgrenzung auf Augit.

Als vitrophyrische Melaphyre können drei Gesteinsmuster bezeichnet werden, welche im Schliff reichlich braunes Glas als Füllung von Zwischenräumen und als Umrindung der größeren Kristallausscheidungen aufweisen. Als solche treten wieder in erster Linie die schmaltafelförmigen Plagioklase auf, die größtenteils durch Kalzit unter Erhaltung der Leistenform ersetzt sind, in viel geringerer Menge ein sehr blaßbräunlicher Augit, teils in großen Einzelkristallen, teils in Nestern kleiner Kriställchen, die sich in Chlorit umsetzen, was auch die übrigen vielen Chloritnester auf gleichen Ursprung zurückleiten läßt. Einzelne, besonders große, mitunter in sternförmige Gruppen verwachsene Plagioklase leiten zu porphyrischer Struktur über.

Diese Laven umschließen bereits Stückchen von blasigem Glas und Kalkbröckchen; die Glasbasis selbst zeigt schlierenweise auch blasige Struktur, sofern es sich hier nicht um eingeschmolzene Lapilli handelt.

Die klastischen Gesteine der Lecher Eruptivmasse sind Aschen- und Lapillituffe und feinkörnige Agglomerate von vulkanischem und kalkigem Material.

Die ersteren enthalten in wechselnder Menge Bruchstücke eines blaßgrünen Glases, das in der Regel dicht durchsetzt ist mit mikroskopisch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kleinen, kreisrunden oder ovalen Blasenräumen. Die Blasenräume sind meist mit einer dünnen Rinde ausgekleidet und mit sphärolithisch angeordneten feinsten Fasern von Zeolithen (?), seltener von Kalzit ausgefüllt. In dem Glas zwischen den Blasenräumen sind meistens einzelne schmale Plagioklasleisten ausgeschieden. (In einer Probe als Labradorit bestimmt.) Diese Lapilli sind rundlich umgrenzt oder scharfzackig ausgebuchtet, entsprechend den offenen Blasenräumen am Rande, und erreichen eine Größe von höchstens 1 *cm* Durchmesser, sind also schon an der unteren Größengrenze dessen, was noch als Lapilli bezeichnet wird, eher schon vulkanische Sande. Mitunter ist das Glas der Lapilli bereits feinkristallin umgewandelt.

Außerdem umschließen die Tuffe stets auch Kalkfragmente aus den umgebenden Triasschichten; der Kalk ist vollkommen unverändert und läßt gelegentlich noch Spuren von Mikrofossilien erkennen. Durch starke Zunahme und Vergröberung der Kalkbeimengung gehen Mischgesteine hervor, die als Agglomerate bezeichnet werden können.

Schließlich sind in manchen Tuffen auch Bruchstücke von Melaphyr (vitrophyrische Melaphyre und porphyritische Melaphyre ähnlich denen am Kriegerhorn) enthalten, die durch Zertrümmerung vorausgehender Lavaergüsse in den Tuff gelangt sind. Tuffauswürfe und Lavaergüsse sind wohl in raschem Wechsel einander gefolgt.

Die Bindemasse der Einschlüsse besteht aus einer reichlichen Menge feinkörniger Umwandlungsprodukte (Chlorit, Kalzit, Eisenoxyde usw.), feinen Glassplittern (Asche) und enthält auch Plagioklastafeln und seltener Augitkriställchen. In einem Falle ist die Grundmasse rein kalkig, mit vereinzelten Plagioklasen und etwas Chlorit, und hier wohl eine Mischung von Kalkschlamm mit tuffigen Einstreuungen.

Infolge der starken Zersetzung ist es in manchen Fällen nicht sicher zu entscheiden, ob ein Tuff oder stark zersetzte Lava mit zahlreichen Einschlüssen vorliegt.

Die Struktur der Melaphyre und Tuffe ist mechanisch völlig unversehrt, das zarte Balkengerüst der Plagioklase und die kleinen Sphärolithe nicht gestört. Nur das oben schon erwähnte verflaserte Handstück zeigt auch im Dünnschliff die Zeichen einer Durchbewegung. Es entstammt wohl einer untergeordneten, örtlichen Bewegungsfläche.

Auch das gangförmige Vorkommen am **Kriegerhorn** setzt sich aus Laven und Tuffen zusammen.

Die Melaphyre sind hier etwas verschieden von denen bei Lech, indem sie einerseits (zwei von den drei Proben) eine ausgesprochen porphyrische Struktur durch Ausbildung zweier Generationen von Feldspat besitzen, was mit dem gangförmigen Auftreten in Beziehung stehen mag, und anderseits durch den höheren Anorthitgehalt der Feldspäte.

Die porphyrischen Melaphyre besitzen eine Grundmasse aus einem Filz feinster Plagioklasnädelchen, sehr viel schwarzen Erzkörnern und einer sehr geringen Menge eines nicht weiter auflösbaren Zwischenmittels. Daneben tritt Plagioklas als Einsprengling in dünntafeliger Entwicklung auf, mitunter gruppenweise verwachsen. Nach der symmetrischen Auslöschungsschiefe der Leisten steht er zwischen Andesin und Labrador. Einfache Verzwilligungen, Mangel eines zonaren Baues wie bei den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

anderen Arten. Sie sind großenteils schon durch Kalzit ersetzt. Augit fehlt; ob er ursprünglich vorhanden war, ist fraglich, da der sonst an seine Stelle tretende Chlorit ebenfalls fehlt. Nur einzelne größere Kalzitnester könnten vielleicht auch von Augit herstammen. Reichlich ist Titaneisen und Titaneisenglimmer vorhanden.

Ein Melaphyrschliff vom Kriegerhorn entbehrt der porphyrischen Struktur und zeigt ein gleichmäßig ophitisches Balkengerüst der gleichen Plagioklase wie die Einsprenglinge der porphyrischen Art. Hier sind deutliche Spuren eines femischen Bestandteils enthalten in Form großer netzförmig struierter Nester eines gelblichgrünen, feinfaserigen Chlorits.

Unter den Tuffen am Kriegerhorn befindet sich ein typischer Aschentuff mit kleinen Lapilli; er setzt sich zusammen aus winzigen, blaßgrünlichen, scharfkantigen Glassplittern und sehr kleinen, blasig erstarrten Lapilli und einer feinkrümmeligen, kalzitischen Einbettungsmasse. Kristallausscheidungen von Feldspat oder Augit fehlen, ebenso Erze. Er erinnert an Palagonittuffe, doch fehlt den Lapilli die bei Palagoniten sonst vorhandene Umrindung und rötliche Farbe.

Andere Tuffproben dieser Örtlichkeit enthalten, ähnlich wie jene von Lech, große Mengen von Kalkeinschlüssen und sind mit kalkreichem Zement gebunden, der eine leichte Schichtung erkennen läßt.

Auch Stückchen von Melaphyr kommen als Einschluß in diesen Tuffen vor.

Die Zunahme der Kalkbrocken geht schließlich in einer anderen Probe so weit, daß die Lapilli nur mehr vereinzelt zwischen den Kalkstückchen liegen, wobei die Bestandteile dieser Breccie ohne Zwischenmittel dicht aneinandergepreßt sind. Die Bläschen der Lapilli sind hier mit Kalzit gefüllt.

Die Gesteinsproben von dem Vorkommen bei der Pension **„Goldener Berg“** in **Lech** gehören der gleichen Art an wie die letztbeschriebenen Tuffkalke vom Kriegerhorn: dichte Kalke, die stellenweise noch die Herleitung aus fest aneinandergepreßten Brocken erkennen lassen, mit eingeschlossenen Lapilli und auch mit Melaphyrstückchen. Flaserige Drucksuturen zeigen stellenweise eine mäßige Pressung des Gesteins an, die aber die Einschlüsse nicht deformiert hat.

Unter den aus den Grundmoränen aufgesammelten **erratischen Geschieben** kehren alle oben beschriebenen Gesteinsarten wieder, sowohl die Melaphyre mit ophytisch-körniger Struktur und die porphyrisch struierten Melaphyre (Typus Kriegerhorn) als auch die mannigfaltigen Tuffe und kalkig-tuffigen Agglomerate. In einem an Umwandlungsprodukten der dunklen Gemengteile reichen Melaphyrgeschiebe deuten einzelne Kristallumgrenzungen dieser sekundären Mineralnester auf ein früheres Vorhandensein von Olivin. (Möglicherweise sind auch in dem nicht porphyrischen Melaphyr vom Kriegerhorn die oben erwähnten Nester mit maschenförmiger Struktur [ohne Kristallumrisse], die an die bekannten Bilder der Serpentinbildung in Olivin erinnern, in dieser Richtung zu deuten.)

In den Nordtiroler Kalkalpen kommen außer dieser neuentdeckten Ablagerungsstelle Ergußgesteine und Tuffe sonst nicht vor.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die in den Juraschichten des Wettersteingebirges steckenden Ehrwaldite sind echte Gänge, mit starker Kontaktmetamorphose der angrenzenden Kalke; ihr Gestein gehört auch zu den Melaphyren, unterscheidet sich von den Lecher Gesteinen aber beträchtlich durch die Vorherrschaft des Augits, als Einsprengling und in der Grundmasse, das Fehlen des Feldspats und den ständigen Gehalt an Olivin.[1]) Ähnliche Unterschiede bestehen gegenüber dem allerdings sehr zersetzten Olivindiabas vom Ladizjöchl im Karwendel, der nach Richter[2]) in schlotförmigen kleinen Gängen in den Kössener Schichten und Fleckenmergeln aufbricht.

Petrographisch sind den Lecher Gesteinen viel ähnlicher die von Reiser[3]) beschriebenen körnigen Diabase und Diabasporphyrite des Allgäu, die stock- oder gangförmig im Flysch liegen, reichlich Plagioklas neben Augit führen und olivinfrei sind. Tuffige Begleiter fehlen bei allen diesen nordalpinen Vorkommen.

Die nächstgelegenen basischen Ergußgesteine und Tuffe sind die Diabase in den Bündner Schiefern des Oberinntals, welche gleichfalls größtenteils Ergußgesteine sind und von tuffigen Ablagerungen und Mischgesteinen aus kalkigem und tuffigem Material begleitet werden. Auch Mandelsteine (Variolite) sind nicht selten. Alle diese unterscheiden sich aber von den Lechtaler Gesteinen dadurch, daß sie größtenteils schon einer Metamorphose unterworfen wurden und nun in der „Grünschieferfazies" vorliegen. Ihr Alter ist nicht genügend festgestellt, um in dieser Richtung Vergleiche anzustellen.

Unter den Diabasgängen am Rande der Ötztaler Alpen stimmen jene im Tösner Bergbau petrographisch gut mit den ophitischen (glasfreien) Melaphyren überein in der Struktur, dem besonders hohen Feldspatgehalt und der Kalzitisierung.

Basische Ergußgesteine treffen wir weiterhin in den Raibler Schichten der Münstertaler Alpen, in denen Spitz und Dyrenfurth[4]) Diabasporphyrit, verbunden mit Mandelstein, Tuffen (mit Lapilli) und kalkigen Tuffiten, über große Erstreckung verfolgen konnten. Der Diabasporphyrit ist teilweise bis zur Ausbildung von Amphibolit metamorphosiert, die klastischen Sedimente sind weniger metamorph und lassen noch ihre ursprüngliche Struktur erkennen.

Diese Vorkommen leiten bereits über zu der großen Entfaltung von Melaphyr- und Augitporphyrlaven und Tuffen in der ladinischen Stufe der Dolomitentrias.

Nach der Beschreibung von M. Ogilvie-Gordon[5]) treten hier viele mit den Lechtalern übereinstimmende Gesteinsarten auf neben anderen, die dort fehlen, in mannigfaltigem Wechsel. Hingewiesen sei auf die feldspatreichen Augitporphyrite des Buffaure, die Palagonittuffe, die dichten Tuffe mit blasigem Glas u. a. m.

---

[1]) Reis, Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges, Geognostische Jahreshefte, München 1911.

[2]) Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1928, S. 118.

[3]) Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 1889.

[4]) Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., 44. Lief., S. 55.

[5]) Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, XXIV. Bd., Heft 2, S. 37 u. f.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit liefert für das Gebiet des obersten Lechtales eine Reihe von Profilen, die sich dem Naturdetail der Berge möglichst enge anzuschmiegen versuchen.

Die neuen Angaben betreffen vor allem die Ablagerungen der Schlußeiszeit, die Transgression von Tithon und Kreide zu beiden Seiten des Flexenpasses, die mächtige, alte Querfaltung der Roggal-, Wildgruben-, Wildgrätligratgruppe, den feineren Bau der Tauchfaltenkerne von Rockspitze und Hasenfluh, den Schichtinhalt und die Tektonik der Krabachjochdecke, die Eruptivgesteine der Umgebung von Lech, den Schichtinhalt und die Tektonik der Schubmasse von Kriegerhorn-Mohnenfluh, das erste Auftreten von Flyschgesteinen im Fenster des Klesenzajoches, den Aufbau der Roten Wand und den Verlauf der Formarinstörung.

Das Fehlen von stellenweise sehr beträchtlichen Teilen im Liegenden der Schubmassen konnte mit Sicherheit als Wirkung von mechanischen Abschrägungen und nicht als solche von Auswalzungen erkannt werden.

Die Abschrägungen lassen selbst bei bedeutendem Umfang die innere Struktur der davon betroffenen Schubmassen weitgehend unversehrt.

Bezüglich der Zusammenhänge der heute von der Erosion freigelegten Schubschollen von Karhorn-Juppenspitze . . . ist eine Ableitung von der Schubmasse von Höllenspitze-Horn (Ellbogener Schuppe von C. A. Haniel) am wahrscheinlichsten.

Mit der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes (Biberkopf) kann dagegen keine Verbindung bestehen, weil diese im Nordgehänge der Höllenspitze mit einer prachtvollen Stirnfaltung gegen NW und W zu tektonisch völlig abgeschlossen erscheint.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Eruptivgesteine bei Lech und am Kriegerhorn basaltischen Magmen entstammen, welche als feldspatreiche, augitarme Melaphyre und dazugehörige Aschen und Tuffe erstarrt sind.

Die Melaphyre sind teils ophitisch-körnig, teils porphyrisch struiert und enthalten oft noch Glasbasis. Der größte Teil der vorliegenden Gesteinsproben gehört zu den Tuffen: Aschen- und Lapillituffe. Die Lapilli bestehen zumeist aus stark blasig erstarrtem Glas mit einzelnen Plagioklasleisten. Durch Zunahme von eingeschlossenen Kalkfragmenten ergeben sich Übergänge zu kalkigen Gesteinen mit einzelnen Lapillieinschlüssen.

Andere Vorkommen basischer Ergußgesteine mit Tuffen sind in den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt. Am meisten Ähnlichkeit besitzen die Melaphyrlaven und Tuffe in der ladinischen Stufe der Südtiroler Dolomiten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Erklärung zu Tafel III.

Das Bild stellt die Ortschaft Lech samt dem südöstlich davon aufragenden Gehänge der Schafalm vor.

Die Terrasse, auf welcher die Kirche steht, wird von jungen Schottern aufgebaut, welche weiter talab an die Moränen von Stubenbach anschließen, hinter denen sie aufgestaut wurden. Das Berggehänge selbst besteht im unteren und mittleren Teil aus Arlbergkalken, im oberen Teil aus Raibler Schichten.

Die weißen Punkte umgrenzen den Raum, in welchem Laven und Tuffe von Melaphyren auftreten, die hier den flachgelagerten Kalken der Arlbergschichten eingeschaltet sind.

Erklärung zu Tafel IV.

Dünnschliffbilder.

1. Körniger Melaphyr, Lecher Eruptivmasse.
2. Porphyritischer Melaphyr, Kriegerhorn.
3. Blasige Melaphyrlava (Lapilli), Lecher Masse.
4. Derselbe Dünnschliff bei gekreutzten Nikols (Sphärolithe in den Blasenräumen).
5. Aschentuff, Kriegerhorn.
6. Lapilli im Kalk, Kriegerhorn.

Vergrößerung bei 1—5.: 30fach, bei 6.: 50fach.

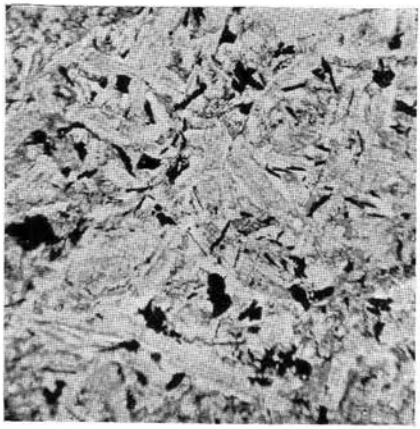
Aufgenommen von W. Hammer.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

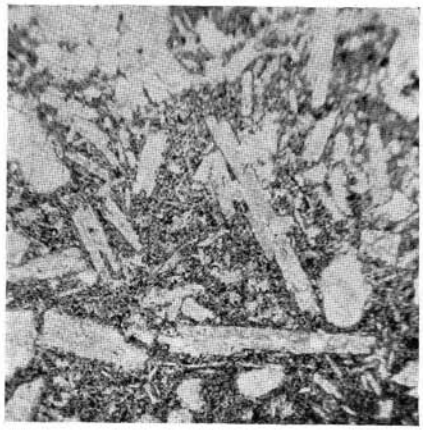
phot. Irma Sander.

Ansicht der Eruptivmasse südöstlich von Lech.

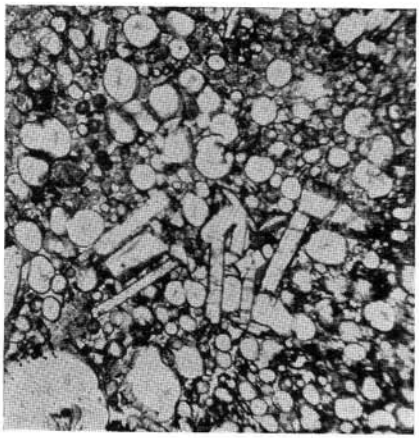
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



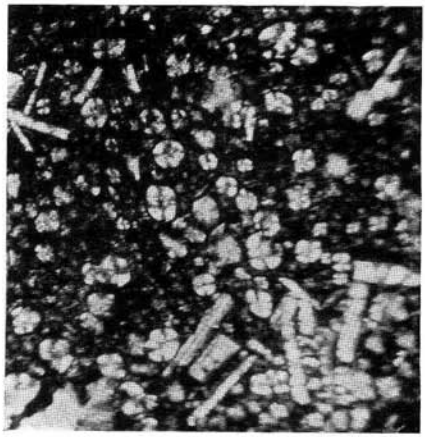
1



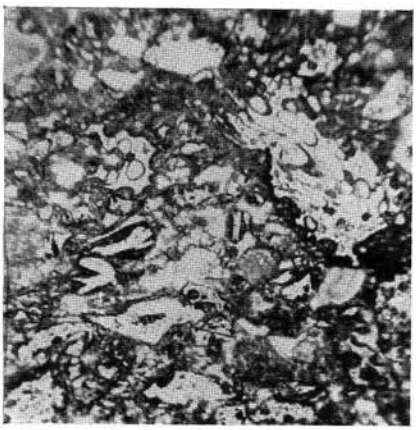
2



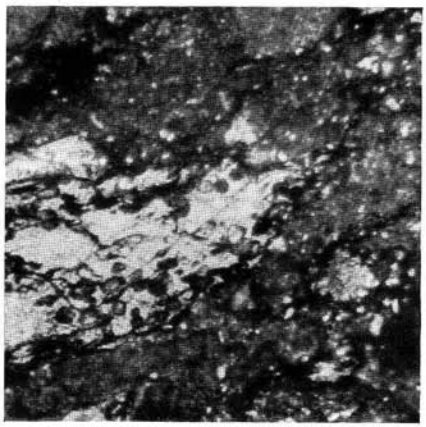
3



4



5



6

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1930

Band/Volume: 80

Autor(en)/Author(s): Ampferer Otto, Hammer Wilhelm

Artikel/Article: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales / mit einem petrographischen Teil von Wilhelm Hammer 103-146