

Erläuterungen  
zu den  
**geologischen Karten**  
der  
**Lechtaler Alpen**

i. M. 1 : 25.000.

Mit 28 farbigen Zeichnungen.

Verfaßt und herausgegeben von  
**Otto Ampferer**  
mit Beiträgen von W. Hammer.

Wien III. — Geologische Bundesanstalt.

**Druck von Ferdinand Berger in Horn.**

## Vorwort.

Die Fertigstellung der vier Blätter der geologischen Karte der Lechtaler Alpen i. M. 1:25.000 bedeutet für den Verfasser den glücklichen Abschluß einer langen Arbeitszeit voll von Freuden und Entzückungen des Feldgeologen und Entdeckers, voll von Leiden und Enttäuschungen des Herausgebers.

Zum erstenmal sollte hier ein großes und geologisch mannigfaltiges Gebirge einheitlich nicht in farbigen Flächen, sondern in farbigen Linien zur Darstellung gebracht werden.

Die prachtvoll aufgeschlossenen, tektonisch bunt verschlungenen Schichten waren die Veranlassung zur Verfeinerung der kartographischen Darstellung durch eine Auflösung der einheitlichen Farbenflächen in ein Gefüge von farbigen Strichen. Diese Striche geben, soweit als im Maßstab noch möglich, unmittelbar den Terrainanschnitt der einzelnen Schichten wieder, wobei natürlich mehrere parallele Lagen vielfach nur durch einen Strich wiedergegeben wurden. Die Überlegenheit dieser Methode zeigt sich insbesondere in Gebieten, welche von breiten, eiförmigen Formationen beherrscht werden. Während da die Flächenmethode nur die Ausdehnung der Schichtbereiche wiedergibt, vermag die Linienmethode auch das innere Leben, das Baugesüge, darzustellen. In dem langen Zeitraum von 1910—1930 vermochte ich aber bei drei Direktionen unserer Anstalt nicht soviel Verständnis und Hilfsbereitschaft zu erwecken, um eine Drucklegung dieser Karten in der neuen Linienmethode zu ermöglichen.

Ich mußte also auf meine Methode Verzicht leisten und dieselbe einer ungewissen Zukunft überlassen. Aber auch

so wäre ich wahrscheinlich nicht zu dem bescheidenen, heute erreichten Ziele gelangt, wenn nicht Freund Prof. Dr. R. Klebelsberg mir seine Unterstützung und Mithilfe angeboten hätte.

Ich bleibe ihm für diese Tat zeitlebens in Dankbarkeit verbunden.

Durch seinen Einfluß sind die zum Farbendruck meiner Karten nötigen Mittel vom Hauptausschusse des D. u. Ö. Alpenvereins und von der Österr.-Deutschen Wissenschaftshilfe bewilligt worden.

Die Herausgabe der Erläuterungen mit vielen farbigen Zeichnungen verdanke ich endlich dem Interesse zahlreicher Freunde meiner geologischen Lebensarbeit. Gerne stattete ich ihnen hier meinen ergebenen Dank ab.

Auch der kartographischen Anstalt Freytag u. Berndt kann ich nur Gutes nachsagen. Sie hat die schwierige Drucklegung mit außerordentlichem Verständnis und zu sehr bescheidenen Preisen durchgeführt.

Jedenfalls war die Herausgabe dieser Karten für Freytag u. Berndt kein Geschäft im gewöhnlichen Sinn dieses Wortes, sondern eine schwer zu lösende Aufgabe. Zum Schlusse möchte ich noch mit Dank und Anerkennung Herrn Ingenieur Leo Aegerter's gedenken, dessen feine und innige Gebirgsdarstellung mir nicht nur Schritt für Schritt eine angenehme Begleiterin und Führerin, sondern gar oft auch eine Quelle der Einsicht und der Auferweckung war.

Wem es im Leben vergönnt ist, eine so lange Zeit erfordernde Aufgabe glücklich zu lösen, der weiß, wie viele oft ganz unerwartete Schwierigkeiten sich in den Weg stellen können.

Die volle Kraft der Jugend und ihr starker Mut sind erforderlich, um nicht vorzeitig zu ermatten. Freilich war die Aufgabe, ein großes und geologisch noch so wenig bekanntes Gebirge zu erforschen, wundervoll und immer wieder erhebend. Jeder Tag brachte neue Aufgaben oder veränderte den Mund der alten.

Man kam zu keiner Ruhe und wurde von der Lust und

Freude des Entdeckens von Tal zu Tal, von Grat zu Grat beflügelt.

Ein im Schauen und Erkennen seliger Wanderer bin ich durch dieses Gebirge gezogen.

Allmählig sammelte sich ein Schatz von Erfahrungen, ein Wissen um viele von Menschen noch ungekannte Geheimnisse, ein Anvertrauen und Bewahren tiefer Einsichten in die uralte, wechselvolle Geschichte dieser Bergwelt. Aus dem Duft dieser Vergangenheit, aus dem bunten Wogen der gegenwärtigen Schönheit, aus der Anteilnahme mit dem harten Geschick der Bergbewohner erwuchs von selber ein Gefühl der Heimatlichkeit, frei und unverzerrt von allen Fesseln irgendeines Besitzes. Wenn aus weiter Ferne über fremdes Land hinweg die Türme und Zinnen der Lechtaler Alpen am Horizonte grüßen, so quillt eine warme Freude des Wiedersehens auf und läßt Blumenbeete der Erinnerung in der Seele überwuchern.

Einsame, glückliche Stunden wachen wieder auf, wo mir die hohen Felsen mit ihren Runen einst ihr Geschick verkündet haben.

Man springt auf, die Glieder recken sich, neuer Mut schwellt die Brust bei der Überfülle des schönen Nacherlebens.

Was habe ich aus all den glockenhellen Stunden reinen Glücks und lauterer Befreiheit zu machen verstanden?

Vier arme farbige Kartenfetzen und einige schwache Zeichnungen habe ich der Welt zu geben.

Es ist bitter, daß es so wenig ist, was aus all dem hohen Brausen und kühnen Wagen übertragbar und verkäuflich geblieben ist.

Vielleicht liegt aber doch ein Samenkorn jenes göttlichen Glückes darin, das mir so oft in diesen Bergen erblühte und dessen fruchtbare Kraft niemals erlöschen kann.

Ich wünsche sehr, daß auch meine Nachfolger dieses Glückes bei der weiteren Erforschung der Lechtaler Alpen teilhaftig werden.

Es entspringt dies einer inneren Auflösung in der

Natur und dem unablässigen Bestreben, die feinen und feinsten Zusammenhänge der Erscheinungen in sich aufzunehmen und wurzeln zu lassen.

So entsteht ein stilles Wachstum der Einsicht, das uns weiterführt, auch wenn wir glauben, längst zu einem Stillstand und zu fertigen, blanken Ergebnissen gekommen zu sein.

Neben der Kraft der Erkenntnis wird so auch die ebenso wichtige Macht des Zweifels und Suchens lebendig erhalten.

---

## Einleitung.

Die Lechtaler Alpen erheben sich zwischen Inn-, Stanz- und Klostertal im S und dem Lechtal im N. Die Ostgrenze bildet die Querfurche des Fernpasses, während im W die Klostertaler Alpen als westlicher Teil der Lechtaler Alpen erst bei Bludenz am Flyschrand ausklingen.

Die Lechtaler Alpen sind in ihrer ganzen Erstreckung ein steilkantiges Hochgebirge, das nordwestlich von Landeck in der Parseier-Sp. — 3040 *m* — den höchsten Gipfel der nördlichen Kalkalpen enthält. Dementsprechend sind hier auch einige kleine Gletscher vorhanden, vor allem in der Parseier-Sp.-Gruppe, dann an der Leiter-Sp., Griesel-Sp., Vordersee-Sp., Feuer-Sp., an der Valluga und an der Roten Wand. Flachere Terrassen treffen wir nur bei Imst, bei Grins am Fuß der Parseier-Sp. und in dem schönen Becken von Lech nördlich des Flexenpasses.

Sonst reihen sich die Bergkämme dicht aneinander und die Täler sind dazwischen schmal und tief eingeschnitten.

Einzelne derselben gehören zu den wildesten Schluchten der Kalkalpen wie das Larsenn- und Starkenbachtal und das Zammer Loch.

Die Erosionseinschnitte erreichen an der Südseite der Lechtaler Alpen hohe Werte. Zwischen Landeck und dem Gipfel der Parseier-Sp. ist hier eine Höhenspannung von gegen 2300 *m* vorhanden.

Die schroffsten Abbrüche zeigt aber das Südgehänge der Klostertaler Alpen, welche auch die Linie der Arlbergbahn zu den kühnsten Bau- und Schutzwerken zwingen. Hier ist der Taleinschnitt des Klostertales westlich vom Arlberg viel schärfer als jener des Stanzertales östlich davon.

Wir wissen heute, daß es sich hier um eine junge Verbiegung des Landes im Betrage von ca. 500 m handelt, welche die Erosion an der Westseite des Arlberges derartig zu beleben vermochte.

Das vorherrschende Gestein der Lechtaler Alpen liefert der Hauptdolomit. Ihm zunächst an Ausdehnung und Mächtigkeit kommen die Lias-Fleckenmergel (Allgäuschiefer) und die Kreideschiefer.

Diese drei Gesteine bestimmen den Ausdruck der Gebirgslandschaften in ihren großen Zügen. Der Hauptdolomit neigt überall zur Bildung von schroffen Formen, wilden Schluchten, zerrissenen Hängen, kühn gezackten Graten.

Aus dem weichen Leib der Fleckenmergel und Kreideschiefer hat die Erosion jene schön geschwungenen, glattflächigen Berge geschnitten, welche oft von der Sohle bis zum Scheitel mit prächtigen Bergmähdern bekleidet sind.

Diesen Grasbergen verleihen die meist mit den Fleckenmergeln verbundenen Jurahornsteinkalke und Aptychenkalke scharfe Ecken und stolz aufragende Hörner. Durch die Mitwirkung dieser jüngeren Schichtglieder und eine lebhaft gesteigerte Verfaltung und Verschiebung der Gesteinsmassen entstehen hier häufig Hochgebirgsbilder, welche durch ihren kühnen tektonischen Schwung und die bunte Gestaltung bereits an die Schweizer Alpen erinnern.

Die Altrias bleibt im wesentlichen auf den Südrand der Lechtaler Alpen beschränkt. Unter diesen Gesteinen bewahren die großen Massen von Muschel- und Wettersteinkalk (Arlbergschichten) ihren selbständigen Charakter mit den machtvollen Kalkmauern, die wie Festungsmauern wirken.

Gegenüber den östlich benachbarten Gebirgen fällt uns hier das Auskeilen des nördlichen Wettersteinkalkes besonders in die Augen. Es handelt sich aber nicht um ein sedimentäres Verarmen der Kalkbildung, sondern um eine großzügige Abscherung an Bewegungsbahnen. Große Räume nimmt auf den neuen Karten auch die erst bei der

Neuaufnahme erkannte Oberkreide ein. Ohne die Erkenntnis der Oberkreide wäre aber auch die Tektonik nicht zu entziffern gewesen.

Die entscheidenden Schritte für die Auflösung der Tektonik waren auch hier die Verfolgung und Kartierung aller wichtigeren Bewegungsflächen, welche den Gebirgskörper hin und hin zerteilen.

Von solchen Bewegungsflächen wären etwa die folgenden zu erwähnen.

Die Südgrenze der Lechtaler Alpen selbst ist eine heute meist saiger stehende Fläche, die aber nicht als Verwerfungsfläche, sondern als eine später steilgestellte Schubfläche aufzufassen ist.

Ihr entlang haben starke Verschiebungen in ostwestlicher Richtung stattgefunden, wobei die angrenzenden Schichten teils verdünnt, teils verdickt worden sind.

Prächtig aufgeschlossen ist diese Verschiebungsbahn am Imsterberg, am Südhang der Parseier-Sp.-Gruppe, am Arlberg und weiter westlich im Bereich der Davenna-Gruppe. Eine nächste, höherliegende große Bewegungsfläche trennt dann die Lechtaldecke von der darauf lagernden Inntaldecke.

Die Ausstriche dieser Fläche stehen im östlichen Teil der Lechtaler Alpen ebenso steil wie jene der Kalkalpen-Südgrenze. Es sind zwei getrennte Ausstriche der Bahnfläche der Inntaldecke im östlichen Teil der Lechtaler Alpen vorhanden.

Die eine verläuft am Südrande vom Imsterberg an der Nordseite der Parseier-Sp. vorbei bis zum Kaiserjoch, die andere zieht vom Fern-Paß an der Nordseite der Heiterwand vorüber bis zum Eingang ins Madauertal. Zwischen Madauertal und Nordseite der Parseier-Sp. verläuft ein kühn geschwungener Ausstrich, welcher hier die geschlossene Masse der Inntaldecke einsäumt und Nord- und Südausstrich verbindet. Weiter westlich ist die Inntaldecke durch Queraufwölbungen und Querschuppungen in einzelne freischwebende Teildeckenstücke aufgelöst. Das schönste und großartigste liegt hier zwischen Kaiserthal und Flexenpaß, welches auch noch die höhere Schubmasse der Krabachjochdecke trägt.

Westlich vom Flexenpaß ist von der Inntaldecke innerhalb der Lechtaler Alpen nur noch die Gipfelkappe der Hasenfluh erhalten, zu der die Gruppe Wildgruben-Sp.—Roggal-Sp. eine schöne, gegen W schauende Schubstirne bildet, welche zuerst von dem Geologen Stephan Müller erkannt wurde. Die Inntaldecke ist aber nicht die höchste Schubmasse in den Lechtaler Alpen. Es liegen an verschiedenen Stellen noch höhere Schubreste vor, für welche die Bezeichnung „Krabachjochdecke“ nach der besonders schönen und eigenartigen Entwicklung am Krabachjoch (östlich vom Flexenpaß) gewählt wurde.

Ein ausgedehnter Rest der Krabachjochdecke breitet sich westlich von Imst im Gebiete von Laagers—Ödkarleskopf—Mannkopf aus.

Andere hieher gehörige Reste liegen als kleine Deckenzeugen z. B. am Gipfel der Rotplatte und auf der Südschulter der Feuer-Sp. Auf der Inntaldecke ruht aber auch die Gosaubucht des Muttekopfs, welche uns zeigt, daß schon vor ihrer Ablagerung hier ein enggefaltetes Gebirgssystem vorhanden war. Es ist dies eine jener Stellen, wo wir uns von dem Vorhandensein einer älteren Alpenfaltung und ihrer Abtragung vor der Ablagerung der Oberkreide handgreiflich überzeugen können.

Aber auch diese Mulde von Oberkreide ist noch ein wenig von der Krabachjochdecke überschoben worden.

Mit älteren Schuttablagerungen sind die Lechtaler Alpen nur wenig belastet. Einzig die schönen Terrassen von Imst und Grins enthalten reichere Vorräte von älteren eiszeitlichen Ablagerungen aufbewahrt.

Dagegen ist das Gebirge hin und hin mit Moränen der Schlußeiszeit bekränzt. In vielen einsamen Karen versenkt uns der stille, feine Bogenstrich der Moränen in die Melodie der Eiszeit.

Die jugendliche Verschüttung des Gebirges ist durchschnittlich nicht bedeutend, wenn auch wie z. B. am Ausgang des Starkenbachtals vom Senftenberg eine Schutthalde von über 1000 m Höhe herabzieht.

Infolge der relativ geringen Verschüttung, der Steil-

heit und der Abholzung tritt die Felsstruktur in den Lechtaler Alpen unverhüllt oder doch noch erkennbar zutage. So wird die Verbürgtheit der geologischen Aussagen, sowohl was Schichtbegrenzung als auch Schichtbau betrifft, zu einer angenehmen Begleiterin des Wanderers, der nach geologischer Einsicht trachtet.

Was nun die geologische Kartierung der Lechtaler Alpen angeht, so reicht sie auch hier wie sonst in Tirol auf die geognostische Karte zurück, welche im Jahre 1852 in Innsbruck erschienen ist.

Bald danach hat W. v. Gümbel das Gebiet größtenteils auf seiner geologischen Karte des bayrischen Alpengebirges, München 1858, dargestellt.

Die Aufnahmen von F. v. Hauer und F. v. Richthofen in den Jahren 1856—1857 kamen erst auf der Übersichtskarte der Österr. Monarchie von Hauer zur Verwertung. In den Jahren 1871—1872 waren E. von Moysisovics und M. Neumayer mit einer neuen Landesaufnahme in diesem Gebirge beschäftigt. Neumayer hat dabei nur die Umgebung von Reutte kartiert.

Die Karte von Moysisovics brachte keinen wesentlichen Fortschritt, vielfach ist sie nur eine Kopie der Karte von Gümbel und stellenweise sogar eine Verschlechterung derselben.

Die hier vorliegenden Karten wurden im Auftrag der k. k. Geologischen Reichsanstalt und nach dem Weltkrieg der Geologischen Bundesanstalt in der langen Zeit von 1905—1931 hergestellt, wobei jedoch in manchen Jahren nur sehr wenige oder gar keine Begehungen stattgefunden haben.

Die Aufnahmen wurden i. M. 1 : 25.000 zumeist auf Grundlage der nach und nach herausgekommenen Alpenvereinskarten (von Ingenieur Leo Aegerter) ausgeführt.

Ein großer Teil der Lechtaler Alpen fand eine neue geologische Darstellung i. M. 1 : 75.000 auf den Blättern „Lechtal“ und „Landeck“. Der westliche Teil wird anschließend auf Blatt „Stuben“ erscheinen.

Die hier vollendete Kartenausgabe greift sowohl im S

als auch im N etwas über den Bereich der Lechtaler Alpen hinaus.

Dafür fehlen Stücke der Lechtaler Alpen im O und im NO.

Die geologische Karte mußte sich hier eben dem Zchnitt der Alpenvereinskarten fügen. Da die 4 Kartenblätter alle einzeln und unabhängig für sich entstanden sind, passen sie an den Rändern nicht genau zusammen und übergreifen einander. Sinnstörende Abweichungen sind indessen nicht vorhanden.

Die Beistellung der geologischen Aufnahmen des kristallinen Gebietes an der Südseite der Lechtaler Alpen verdanke ich meinen Freunden W. Hammer und O. Reithofer.

Den größten Teil der Allgäuer Alpen, soweit sie noch in das westlichste Blatt hereinfallen, hat Herr Theobenzinger aufgenommen. Ich habe hier nur einzelne Randteile und Moränen ergänzt.

Mit herzlichem Danke erfreue ich mich seiner Mitarbeit.

Ich möchte diese Einleitung nicht schließen, ohne noch dem D. u. Ö. Alpenverein für seine Karten, seine Hütten und seine Wegebestedens zu danken. Ohne seine Vor- und Mitarbeit wäre die Herstellung und auch die Herausgabe dieser Karten nicht möglich gewesen.

Seine Schutzhütten sind die wichtigsten Stützpunkte im Hochgebirge. Deshalb ist auch die geologische Lage seiner Hütten und die Besteigung der geologisch schönsten Berge von diesen Hütten aus in den Vordergrund der Beschreibung und Zeichnung gerückt.

---

### **Beschreibung der einzelnen Schichtgruppen und Gesteine.**

Die nachfolgende Beschreibung der zum Aufbau der Lechtaler Alpen verwendeten Schichten schließt sich eng an die Schichttafeln der einzelnen Kartenblätter an.

Die Reihenfolge ist vom Jüngeren zum Älteren absteigend gewählt.

Es ist nur eine jeweils kurze Charakteristik der einzelnen Schichten gegeben, die ausreicht, um die Gesteine bei der Wanderung im Gebirge zu erkennen.

Aus diesem Grunde sind auch alle genaueren petrographischen Beschreibungen sowie die Aufzählung von Versteinerungslitaneien weggeblieben.

Wer genauere Beschreibungen einsehen will, kann dies unschwer mit Hilfe der angegebenen Spezialliteratur erreichen.

### **Deponie der Tunnel.**

Der Bau des Arlbergtunnels und anderer Tunnels hat so große Schuttmassen geliefert, daß dieselben schon auf der Karte i. M. 1 : 25.000 gut darstellbar sind. Sie sind auch auf der geologischen Karte angedeutet, da sie bereits die Größe von Moränenwällen erreichen und auch eine ganz charakteristische, durch die Aufschüttung bedingte Form besitzen.

### **Hang- und Bach-Schuttkegel, Vegetationsverhüllungen.**

Die noch in Weiterbildung begriffenen Schutthalden an den Steilhängen und besonders in den Karen wurden, soweit es sich um größere Massen handelt, eigens ausgedehnt und gegen den anstehenden Fels abgegrenzt. Ebenso wurden alle Schuttkegel der Bäche abgegrenzt, um das Maß der Verschüttung klar zu legen.

Mit derselben Bezeichnungsweise sind auch Stellen eingetragene, wo eine dichte Bewachsung und Humusdecke weiterhin den Einblick ins Grundgebirge verhindert.

Natürlich können solche Stellen durch Abholzung und

Einreißen von Wildbächen mit der Zeit wieder Aufschlüsse erhalten.

Die Lechtaler Alpen sind im allgemeinen kein stark verschüttetes Gebirge. Die Schuttbildung ist dabei im Bereiche des Hauptdolomits am ergiebigsten und im Bereiche der Fleckenmergel vielleicht am geringsten.

Die ausgedehntesten Schuttgehänge liegen innerhalb dieses Kartenrahmens in der Gegend nördlich und westlich von Imst. Auch das Parseiertal nördlich von der Parseier-Sp. zeigt eine riesige Verschüttung.

### **Sümpfe.**

Sumpfbildungen sind in den Lechtaler Alpen eine seltene Erscheinung, wenigstens in größeren Ausdehnungen. Kleine versumpfte Stellen sind dagegen in den Wäldern auf dem Quarzphyllit und auf den Almböden reichlich genug vorhanden. Die vielfach vorhandenen kleinen Torflager sind bisher im allgemeinen nicht abgebaut worden. Beim Bau des Spullerseewerkes wurde eine kleine Torflage, welche sich auf den Gletscherschliffen der nördlichen Seeschwelle befand, abgebaut und verheizt.

### **Blockwerk.**

Die Bildung von Blockwerk ist nur ein größerer Zerfall der Gesteinsmassen als die Schutthalden. Durch die größere Wucht beim Abstürzen kommt auch eine andere Verteilung und Sortierung des Blockwerks zustande.

Auf den Karten sind die Ansammlungen von Blöcken mit der Farbe des vorherrschenden Gesteins bezeichnet.

Die einzelnen Schichtgruppen haben eine sehr verschiedene Eignung zum Blockzerfall. In den Lechtaler Alpen liefern die Oberrätischen Kalke die schönsten und größten Blöcke.

### **Flußaufschüttungen.**

Die frischen Flußaufschüttungen, soweit sie allenfalls sogar noch im Bereiche von gelegentlichen Hochwasserüberflutungen liegen, wurden ersichtlich gemacht. Es

sind dies nur größere langgestreckte Talauen im Inn- und Stanzertal sowie in dem Becken von Lech und im Lechtal unterhalb von Steeg. Sie spielen in dem steilkantigen Gebirge keine größere Rolle.

### **Eis und Firn.**

Die Lechtaler Alpen besitzen nur eine bescheidene Vergletscherung, die außerdem gerade in den letzten Jahren noch wesentlich zurückgegangen ist. Seit einigen Jahren sind hier viele kleinere dauernde Firnfelder ganz zum Verschwinden gekommen.

### **Schlußvereisung.**

Hier werden die Gletscherablagerungen zusammengefaßt, welche nach dem Abschmelzen der Würmvergletscherung bei einem neuerlichen Vorgehen der Gletscher entstanden sind.

Die Gletscher der Schlußvereisung drangen nirgends mehr soweit vor, daß sie sich zu Talgletschern zu vereinigen vermochten. Die ganzen Lechtaler Alpen waren von lauter Lokalgletschern besetzt, die teilweise aber ansehnliche Größen erreichten. Besonders anschaulich läßt sich diese Vergletscherung im Umkreis des Mutterkopfs verfolgen, weil hier die eigenartigen Gosangesteine dieses Gebietes eine deutliche Abgrenzung des Einflußgebietes der Schlußvereisung sehr erleichtern.

In den älteren Karten und Arbeiten sind die Ablagerungen der Schlußvereisung noch unter der Bezeichnung „Rückzugsstadien der Würmvergletscherung“ beschrieben worden.

Wer sich nicht daran stößt, daß die Würmgletscher stärker abgeschmolzen waren als die heutigen Alpengletscher, bevor die Schlußvereisung erfolgte, kann die Bezeichnung Rückzugsstadien der Würmvergletscherung auch weiter verwenden.

Unter den Ablagerungen der Schlußvereisung sind auf den Karten ausgeschieden: Blockmoränen in deutlicher Wallform, Moränenschutt

ohne Formung sowie Kiese und Schötterterrassen.

Die weitaus wichtigste Ablagerung der Schlußvereisung sind im Bereiche der Lechtaler Alpen unbedingt die zahlreichen Blockmoränen. Der Maßstab der Karten ermöglicht eine genauere Verzeichnung der meisten hier vorhandenen Moränenwälle.

Eine solche Aufnahme der Moränenwälle über ein ganzes großes Gebirge hin ist hier zum erstenmal ausgeführt worden.

Die Verteilung der Moränenwälle ist sehr unregelmäßig. Manche Kare und Täler sind damit reich ausgestattet, andere der Lage nach ganz ähnliche besitzen wenig oder gar keine Wälle.

Diese Verteilung ist aber nicht die ursprüngliche, diese war bestimmt viel regelmäßiger. Die große Ungleichheit ist erst durch die Erhaltungsbedingungen entstanden. Wenn man den Rhythmus der Moränenwälle der Schlußvereisung für ein Gebirge kennt, so ist man in der Lage, die Stellen zu bezeichnen, wo Moränen fehlen. Damit kann man dann an die Erforschung ihrer Zerstörungsursachen herankommen, was eine Aufgabe der Zukunft bedeutet.

Die Moränenwälle sind zumeist in ihrem Bestande sehr gut erhalten und beweisen, daß die Schmelzwässer ihrer Gletscher hauptsächlich durch das lockere Blockwerk hindurch gesickert sind und nur in seltenen Fällen die geschlossenen Ringe durchbrachen.

Von einer Benennung der einzelnen Wallgruppen wurde auf der Karte abgesehen. Bei der Aufnahme sind die Hauptmoränengruppen immer mit Hilfe von Detailprofilen auseinander gehalten worden.

Eine Veröffentlichung über den Rhythmus der Moränenwälle der Lechtaler Alpen ist in Vorbereitung.

### **Grundmoränen der Würmeiszeit.**

Die hangende Moräne des Inntalgletschers ist auch heute noch an vielen Stellen und teilweise sogar in großen, zusammenhängenden Feldern erhalten.

Die größten Massen liegen in der Umgebung von Imst und reichen hier z. B. bei Karres vom Inniveau bis gegen 1400 *m* empor. Dabei enthalten sie allerdings einzelne geschichtete Lagen sowie Zonen mit größerem Blockwerk. Die reinste Entwicklung tragen diese Grundmoränen auf der breiten Terrasse westlich von Imst zur Schau.

Sie sind hier blendend weiß entwickelt, ungeschichtet, reich an gekritzten Geschieben, ziemlich arm an Kristallin und bilden ein gewaltiges, zusammenhängendes Feld. Unter ihnen ist weithin das Grundgebirge mit Gletscherschliffen bedeckt. Sie lagern aber auch dem gelblich verwitterten Terrassenschotter mit ziemlich scharfer Grenze und ohne jede Wechsellagerung auf. Das Schottermaterial erscheint gegenüber dem Material der Grundmoränen hier auffallend stärker verwittert und zersetzt. Größere Blöcke sind in den Grundmoränen sehr selten enthalten. Die meisten erraticen Blöcke liegen frei auf dem Gebirge herum. Die Grundmoränen zeigen im allgemeinen eine ziemlich streng lokale Färbung nach der Abnutzung des Untergrundes.

Es gibt aber merkwürdige Ausnahmen. So liegt nordöstlich von Grins ein hochgelegener Moränenrest ganz auf Triasdolomit und besitzt trotzdem eine schmale, 1—2 *m* dicke Basiszone, die fast nur aus rotem, verschlepptem Buntsandstein besteht. Die Hauptmasse darüber ist weißliche, typische Grundmoräne. Westlich von Strengen liegt unter der Dawinalpe eine mächtige Grundmoräne, die dunkler und heller schräg talab gestreift erscheint.

Bei Grins treffen wir in der Gasillschlucht zwischen 1300—1400 *m* Höhe eine mehrfache Wechsellagerung von typischer Grundmoräne mit groben, kalkalpinen Schottern. Die Grundmoräne enthält dagegen reichlich gekritzte und kristalline Geschiebe.

### **Seitenmoräne des Klostertaler-Gletschers.**

Aus der Rückzugszeit der Würmvergletscherung haben sich im Bereiche der Lechtaler Alpen nur sehr wenige Ablagerungen erhalten.

An der Nordseite des Klostertales springt zwischen dem Schmiedtobel im O und dem Schanatobel im W aus dem Steilgehänge des Rogelskopfs eine Felsterrasse vor, auf welcher in 1255 *m* Höhe die Gafahr-Alpe liegt.

Die Felsterrasse ist ein Stück einer alten Talfurche, welche von etwa 1200 *m* Höhe im W zu 1300 *m* Höhe im O ansteigt. Beiderseits bricht diese alte Talfurche heute unvermittelt ab.

In dieser 500—600 *m* über der Sohle des Klostertales gelegenen alten Talfurche haben sich nun Längswälle des Klostertaler-Gletschers erhalten, welche sich durch eine reichliche Führung von roten Liaskalken und Radiolariten auszeichnen. Auch Stücke von rotem Buntsandstein sind eingeschlossen.

Die gut erhaltenen Längswälle können nicht aus der Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung stammen, sondern gehören bereits der Zeit ihres Rückzuges an, als der Klostertaler Gletscher kaum mehr seine halbe Mächtigkeit besaß.

### **Interglaziale Schotter und Konglomerate.**

#### **Bändertone — Mehlsande.**

Diese Ablagerungen erlangen in der Umgebung von Imst ihre Hauptverbreitung, lassen sich aber von dort auch noch weiter aufwärts im Inntal verfolgen.

Sie beginnen hier in der Sohle des Gurgltales mit mächtigen, wohlgeschichteten, blaugrauen Bändertonen.

Südlich des Inns stellen sich über den Bändertonen feine Mehlsande ein, welche in der Terrasse von Arzl eine große Mächtigkeit erreichen. An den tiefen Anschnitten der neuen Pitztalstraße konnte man erkennen, daß diese gelblichen, oberflächlich ungeschichteten Sande eine deutliche Schrägschichtung besitzen, die vom Pitztal heraus innaufwärts gerichtet erscheint. In einer Höhe von über 800 *m* werden sie von horizontalen Sanden und Schottern überlagert. Die Aufschüttung reicht aber hier westlich von Arzl bis über 1000 *m* empor. Dieselbe Höhe erreichen die Schotter auch auf der Terrasse Imst-Tarrenz sowie östlich von der Ruine Kronburg.

An der Mündung der Pitztalschlucht sowie am östlich benachbarten Walder- und Waldelebach sehen wir die Inntalaufschüttungen eng verbunden mit gewaltigen, gleichzeitigen lokalen Aufschüttungen aus den kristallinen Tälern.

Besonders großartig sind die Aufschlüsse zu beiden Seiten des Walderbaches.

Die Höhe der Verschüttung nimmt auch weiter innwärts nicht ab.

Wie schon angeführt wurde, reichen die Schotter und Sande des Inns östlich von der Ruine Kronburg bis über 1000 *m* empor.

In noch höherer Lage treffen wir bunte, gelblich verwitterte Schotter, reich an kristallinen Geröllen auf der Terrasse von Stanz.

Sie liegen hier oberhalb der Holzbrücke über das Stanzer Tobel in einer Querschlucht in 1100—1200 *m* Höhe und werden von weißlichgrauer Grundmoräne überlagert.

Die Grundmoräne hat in ihren unteren Teilen ziemlich viel Material von diesen Schottern aufgearbeitet und sich einverleibt.

In der Hauptmasse handelt es sich aber um eine weißliche, fast rein kalkalpine Grundmoräne.

### Gehängebreccien.

Die Lechtaler Alpen sind arm an Gehängebreccien. Es hängt dies mit dem Vorherrschen von Hauptdolomit, Fleckenmergeln und Kreideschiefern zusammen, deren Schuttmassen sich nicht leicht verkitten lassen. Das Hauptgestein für die nordalpinen Gehängebreccien liefert bekanntlich der Wettersteinkalk.

Die großen Vorkommen von Gehängebreccien der weiter östlich gelegenen Gebirge (Wetterstein-, Mieminger-, Karwendel-Gebirge) haben interglaziales Alter. Dasselbe dürfte wohl auch für die spärlichen Reste von Gehängebreccien gelten, welche in den Lechtaler Alpen vorhanden sind.

### **Ältere Grundmoränen (des Inntalgletschers).**

Ältere Grundmoränen haben sich im Kartenbereiche nur auf der Terrasse westlich von Imst, westlich vom Imster Bahnhof, in der Saurerschlucht und bei Stanz feststellen lassen.

In allen Fällen handelt es sich um stark bearbeitete typische Grundmoränen, schichtungslos, reich an wohlpolierten, gekritzten Geschieben und so fest gepreßt, daß die Anschnitte lotrechte Wände bilden.

Die Aufschlüsse sind nur klein. Es ist nötig, hier die Karte durch die Beschreibung zu ergänzen.

In der Malchbachschlucht ist oberhalb der Mündungsklamm, besonders schön an der Südseite, über dem Grundgebirge eine ausgezeichnet entwickelte Grundmoräne voll deutlicher gekritzten Geschiebe in einem etwa 4 m hohen Aufschluß zu sehen.

Sie ist reich an zentralalpinen Geröllen (Juliergranit, Serpentin, viele Gneise, Kalke), von blaugrauer Farbe und wird glatt von horizontalem Bändertone überlagert. Darüber stellen sich erst grobe lokale, dann grobe graue, horizontal geschichtete Schotter ein, die massenhaft Kristallin führen. Auf diesen liegt endlich die weißgraue, hangende Grundmoräne, welche wesentlich ärmer an kristallinen Komponenten ist.

### **Nest zentralalpiner Blöcke bei der Tannleger-Alpe.**

Am Weg vom Spullersee, welcher von der Dalaaser Staffel am Nordwestfuß des Schafberges ins oberste Lechtal hinableitet, liegt bei ca. 1640 m Höhe eine Grundmoräne, welche zahlreiche zentralalpine Gesteine, vor allem Gneise, enthält.

Das Vorkommen ist ganz vereinzelt und stellt unter den großen, rein kalkalpinen Grundmoränen des obersten Lechtales eine seltsame Oase vor. Auch die Grundmoränen der Furche des Flexenpasses enthalten keine zentralalpinen Geschiebe.

Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen Moränenrest aus älterer Zeit (Rilleiszeit). Während der Würmeiszeit war die Eisbewegung vom Spullersee gegen das

Klostertal, also von den Kalpalpen gegen S, hin gerichtet.

Die Verschleppung der Gneise über das Klostertal in die Lechtaler Alpen erfordert aber eine von S gegen N gerichtete Eisströmung.

### **Vorarlberger Flysch.**

#### **Flyschbreccien — Glaukonit-Sandsteine (in den Fenstern).**

Die mächtige Schichtfolge des Vorarlberger Flysches reicht noch in die NW-Ecke von Blatt „Klostertaler Alpen“ herein.

Im Rahmen dieses Kartenwerkes war keine genauere Untersuchung des Flysches weder geplant, noch auch möglich.

Die Kenntnisse über die Stratigraphie und den Aufbau des Vorarlberger Flysches sind in den letzten Jahren insbesondere durch die Arbeiten von M. Richter und E. Kraus sehr gefördert worden.

Von E. Kraus ist 1932 eine Monographie über den nordalpinen Kreideflysch erschienen, welche auch eine ausführliche Darstellung des Vorarlberger Flysches enthält.

Nach E. Kraus ist der Vorarlberger Flysch kein Tertiär-, sondern ein Kreideflysch.

Für das auf Blatt „Klostertaler Alpen“ noch dargestellte Flyschgebiet kommt nur die südlichste der Kreideflyschdecken, die „Oberstdorferdecke“, in Betracht. Diese Decke reicht von der Ill bis an die Osterach und besitzt so eine Längserstreckung von über 60 km.

Sie besteht stratigraphisch aus 3 großen, einander normal überlagernden, verschiedenartigen Gesteinsserien. Unten liegt eine Flyschkalkgruppe, in der Mitte eine Quarzitgruppe und oben liegen die „Birnwangschichten“.

Diese 3 Schichtgruppen sollen untere, mittlere, obere Kreide vertreten.

Die Altersbestimmungen beruhen auf Funden von Mikrofossilien und auf charakteristischen petrographischen Gesteinszusammensetzungen.

In der Flyschkalkgruppe herrschen vor: Sandkalke,

Sandsteine, meist ohne viel Glimmer, öfter Kalkgerölle, viel dunkelgraue Mergelkalke mit Helminthoiden, sehr wenig Quarzit.

In der Flyschquarzitgruppe: Sandsteine, Mergelschiefer mit vielen Quarzitbänken, Quarzit- und Sandkalkbänke, Kalkmergel.

In den Birnwangschichten: Sandkalk, schwarze Schiefer, polygene Kleinbreccie, Kalkmergel, glimmerreiche Mergelsandsteine, Fleckenmergel, Birnwang-Nagelfluh.

In dem Fenster am Klesenza-Joch zwischen Roter Wand im W und Hirschen-Sp. im O treten glasgrüne, sehr feste Glaukonitsandsteine auf. In dem Fenster am Runde Kopf bei Buchboden ist ein schmaler Streifen von Flyschgesteinen eingeschlossen, der weißglimmerige, schwarze Schiefer, Fucoidenmergel, bunte Quarzbreccien und Konglomerate führt.

#### **Gosaubreccien bei Grins, a. d. Eisen-Sp. und Valluga.**

An der Südseite der Eisenspitze und dann am Südhang des Rauhenkopfs zwischen Grins und Stanz sind Reste von bunten Breccien erhalten, in denen bisher zwar keine Fossilreste entdeckt wurden, die aber nach ihrer Zusammensetzung und Lagerung mit Wahrscheinlichkeit als Ablagerungen der Gosauzeit zu deuten sind.

Sie bestehen durchaus aus kantigem, lokalem, rein kalkalpinem Schutt, und zwar einer recht unregelmäßigen Vermischung von grobem und feinerem Material.

Die Trümmer sind durch graues, gelbliches, rotes, braunes, meist kalkiges, seltener mergeliges oder hornsteinartiges Bindemittel verkittet. In der Schlucht bei Flirsch kann man gleich neben der Straße schon mächtige Blöcke dieser Gosaubreccien vermischt mit großen Verrucanoblöcken beobachten.

Die Breccie überzieht an der Eisenspitze die Felsen von etwa 1500 m bis über 2800 m empor und erscheint dabei teils den älteren Schichtgliedern transgressiv aufgelagert, teils mit den jüngeren wechsellagernd. Diese Wechsellagerung dürfte aber eine tektonische Feinverschuppung vorstellen. Interessant ist, daß sich hier aus

den Lagerungsverhältnissen sicher schließen läßt, daß die Gosaubreccien nicht nur auf einer überkippten Schichtfolge zur Ablagerung gelangten, sondern daß damals diese Überkippfung viel stärker als heute gewesen sein muß.

Die Breccien östlich von Grins liegen zwischen 1100 *m* bis 1300 *m* dem tieferodierten Triasgebirge auf und sind mit Hornsteinmasse verkittet. Wichtig ist, daß diese Breccien trotz ihrer heutigen unmittelbaren Nachbarschaft mit dem Kristallin der Ferwallgruppe kein Stück daraus in ihrem Schuttwerk enthalten.

Am Gipfel der Valluga befindet sich eine Breccie, welche nur aus Brocken und Blöcken von Hauptdolomit besteht. Nach dem Hauptvorkommen an der Eisen-Sp. bei Flirsch habe ich diese neuentdeckten Breccien als „Eisenspitzebreccien“ bezeichnet.

Reste dieser Breccien sind bisher am Südrande der Lechtaler Alpen von W gegen O an folgenden Stellen gefunden worden: Brazer Stein bei Dalaas, Arlbergstraße zwischen Langen und Stuben, Valluga, Eisen-Sp., Rauhenkopf-Hang, Falterschein. Überall sitzen die Breccien auf tieferodierten und zumeist sogar auf überkippten Schichten.

Sie zeigen Lagerungsverhältnisse, welche zu dem Schlusse führen, daß die Überkippfung des Südrandes der Lechtaler Alpen zur Zeit der Breccienbildung wesentlich stärker als heute war.

Am klarsten ist dieser merkwürdige Befund einer Verminderung der Überkippfung an der Eisen-Sp. selbst zu erkennen.

### **Dolomitbreccien (Stuben — Brazerstein).**

Diese Breccien dürften ihrer Lage und Ausbildung nach ebenfalls zu den „Eisenspitzebreccien“ gehören. Sie bestehen aus Stücken von Hauptdolomit, welche mit einem dolomitischen Bindemittel verkittet sind.

Die Breccie, welche zwischen Stuben und Langen, südlich von der Arlbergstraße am Gneisgehänge, liegt, läßt keine genaueren tektonischen Verhältnisse erkennen.

Dagegen liegt die Breccie am Gipfel des Brazersteins bei Dalaas schräg auf den Schichtköpfen des steil aufgerichteten Hauptdolomits.

Sie besteht hier aus eckigen Stücken eines feingeschichteten bänderigen Dolomits, die mit ungeschichtetem Dolomitmaterial fest verbunden sind.

### **Breccien-Konglomerate der Muttekopf Gosau.**

Die Gosauschichten transgredieren im Muttekopfgebiet in der klarsten Weise über einem tieferodierten und bereits stark gefalteten Gebirge.

Sie liegen auf steilgefaltetem Hauptdolomit und kommen nur im Süden längs einer Überschiebung mit älteren Gesteinen der Krabachjochdecke in Berührung.

Vielfach ist der Übergang vom Grundgebirge in die Oberkreide ein so allmählicher, daß man die Grenze nur mit Aufmerksamkeit erkennen kann. An anderen Stellen ist sie wieder völlig scharf. Der allmähliche Übergang stellt sich vor allem dort ein, wo die Transgression ziemlich parallel zu den Schichtplatten des Grundgebirges erfolgte. Hier besteht das neue Sediment vielfach nur aus demselben feinerzriebenen Dolomit, der die Unterlage bildet, und man kann oft nur durch die Einschaltung von kleinen, schön gerundeten, kirschgroßen Dolomitgeröllen die Grenze bestimmen. Mit groben Breccien oder mit exotischen Geröllen beginnt die Gosauserie jedoch hier an keiner Stelle. Zuunterst liegt überall ziemlich feinbearbeitetes kalkalpines Material. Buntgefärbte feinschichtige Mergel und Tone wechseln mit feineren und gröberen Sandsteinlagen. Die Mergellagen zeigen nicht selten wohlerhaltene Wellenspurten. An manchen Stellen finden wir lebhaftere Verfaltungen und Verknäuelungen, die jedoch nichts mit Tektonik zu tun haben, sondern offenbar durch submarine Rutschungen entstanden sind. Die Sandsteine sind im Gegensatz zu den Mergeln meist dickbankig abgesondert. Auch ihr Baumaterial besteht zum größten Teil aus kalkalpinen Gesteinen, wenn auch exotische Bestandteile in den höheren Lagen wohl kaum irgendwo ganz fehlen. Einzelne Sandsteinlagen sind reich an kohli-

gem Pflanzenzerreibsel. Von den Sandsteinen führen Übergänge zu feineren und gröberen Breccienlagen. In diesen Breccien sind da und dort bis kubikmetergroße kantengerundete Blöcke von einer älteren, feinerkörnigen Breccie eingeschlossen. Diese ältere, aufgearbeitete Breccie ist ebenfalls kalkalpin, enthält jedoch vorherrschend kleine rote, grüne, schwarze Hornsteinstückchen. Die durch lebhaftesten Wechsel ausgezeichnete bunte Sedimentfolge der Muttekopfgosau dürfte auch heute noch eine Mächtigkeit von etwa 600 m erreichen. Fossilreste sind darin außerordentlich selten. Es wurde nur am Südhang der Platteinspitze in einer schmutziggrauen, gelblichen, weichen Mergelzone, welche öfter mit rötlichzementierten Konglomeraten wechselt, das Vorkommen von *Inoceramen* festgestellt. Nach Petraschek handelt es sich dabei um: *Inoceramus Felixi*, Petraschek, *Inoceramus* cfr. *regularis*, D'Orb. sowie um Formen aus der Verwandtschaft des *Inoceramus undulatoplicatus*.

Diese Inoceramenschichten sind verhältnismäßig sehr tiefen Gliedern der Schichtfolge eingeschaltet.

Einen charakteristischen und interessanten Bestandteil der Sandsteine und Konglomerate der Muttekopfgosau liefern die exotischen Gerölle, die manchmal sogar die Größe von  $\frac{1}{2} m^3$  erreichen.

Sie fallen schon durch ihre lebhaften roten oder grünen Färbungen auf. Nach Untersuchungen von Ohnesorge haben wir neben zahlreichen Varietäten von Buntsandstein, Quarzit und Verrucano vor allem mannigfaltige Grauwackenschiefer, schwarze Kieselschiefer, Diabasschiefer und Quarzporphyre vertreten. Die Grauwackengesteine sind teilweise intensiv gefaltet und durchbewegt.

Das Material ist sowohl hinsichtlich der Größe als auch der Auslese lange nicht so sorgfältig durchgearbeitet wie etwa die exotischen Gerölle in den cenomanen Schichten im nördlichen Kartenbereiche. Es ist daher ganz ausgeschlossen, vielleicht die exotischen Gerölle der Gosauschichten als Umlagerungen der exotischen Gerölle der Cenoman-Ablagerungen aufzufassen.

Interessant ist auch die Beobachtung, daß die Muttekopfgosau, obwohl sie heute auf 6 km dem Nordrande der kristallinen Ötztalermasse nahe kommt, keine für diese charakteristischen Gerölle enthält, während z. B. die diluvialen Ablagerungen der Gegend von Imst ganz davon beherrscht sind. Die Erscheinung völliger Unabhängigkeit der Gosasedimentation vom heutigen Verlauf der Südgrenze der Kalkalpen ist übrigens entlang der ganzen Nordalpen zu beobachten.

### Große Blöcke in der Muttekopf Gosau.

Die etwa 11 km lange und bis 2.5 km breite Mulde der Muttekopfgosau enthält in ihren mittleren Teilen etwa 36 große Kalkblöcke, die bereits ursprünglich ihren Schichten eingelagert wurden. Da sich in den Moränen der Gletscher des Muttekopfs ebenfalls noch große Mengen von derartigen Blöcken befinden, so muß ihre Zahl einst viel größer gewesen sein.

Die mächtigsten derselben liegen an der Südseite des Muttekopfs und der Weg von der Muttekopfhütte zum Gipfel führt daran vorbei.

Die größten derselben tragen den Namen „Blaue Köpfe“ und haben Massen von 130.000—200.000  $m^3$ . Sie sind in Grobkonglomerate eingemauert, welche zugleich auch zahlreiche exotische Gerölle umschließen. Der Kalk, aus dem die meisten dieser Blöcke bestehen, ist ein heller, fester, ungeschichteter Kalk, der an vielen Stellen Querschnitte von Schalen zeigt. Da er ein ziemlich reiner Kalk ist, so sind seine Oberflächen von Karrenfurchen gekämmt.

Zieht man die Gesteine der Umgebung des Muttekopfs in Betracht, so hat dieser Kalk die meiste Ähnlichkeit mit den Oberrätalkalen, welche ja in den Lechtaler Alpen manchen stolzen Gipfel erbauen. Da unter ihnen die weichen Kössener Sch. liegen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß die großen Kalkblöcke durch die Brandung des Gosaumeeres an einem Steilufer unterwaschen und abgebrochen wurden. Von da sind dieselben offenbar durch submarine Gleitung in die Gosasedimente hinaus-

verfrachtet worden. Seltener kommen auch Blöcke von Plattenkalk und roten Jurahornsteinkalken vor. Jedenfalls haben alle diese Blöcke nichts mit tektonischen Schubsplittern zu tun.

### Senonmergel von Holzgau.

In der Mulde von Holzgau, deren Südflügel über den Muldenkern überschoben erscheint, treffen wir über den gelblichgrauen Aptychenkalken grünlichgraue, weiche Mergel, die stellenweise Fucoiden zeigen. In den unteren Lagen sind Kalklagen und Kalklinsen eingeschaltet, in den oberen treten neben grünlichen auch rote Mergel auf. Diese roten Mergel sind reich an Foraminiferen und gehen nach oben in dünnblättrige, lichte Mergel über, welche Kohletheilchen und Schmitzen enthalten und ebenfalls reich an Foraminiferen sind.

Aus diesen foraminiferenreichen Mergeln sind von J. G. Egger folgende Formen bestimmt worden:

*Anomolia ammonoides*, Reuss.

*Discarbina canaliculata*, Reuss.

*Discarbina pertusa*, Marsson.

*Globigerina aequalateralis*, Brady.

*Globigerina cretacea*, D'Orbigny.

*Globigerina bulloides*, D'Orbigny.

*Orbulinaria sphaerica*, Kaufmann.

*Orbulinaria ovalis*, Kaufmann.

Es sind dies lauter Formen, die auch für die Seewenschichten bezeichnend sind und also auf Senon verweisen.

Da nordwestlich von Holzgau von C. A. Haniel zwischen Hohem Licht und Peischelspitz ein fossilreicheres Gosauvorkommen entdeckt worden ist, so liegt es wohl nahe, dasselbe als eine gleichaltrige Strandbildung dieses Foraminiferen-Mergels aufzufassen.

### Senonmergel von Annaalpenstecken.

#### Exotisches Konglomerat.

Dieses merkwürdige Vorkommen von prächtig rosa-roten mit grünlichen, vielmals wechsellagernden milden

Mergeln ist tektonisch auf ein schmales Gebiet am Nordrand der Kalkalpen zwischen Annaalpenstecken und Blasenka-Seeberg beschränkt.

In den sehr foraminiferenreichen Mergeln wurden neben Bruchstücken von Inoceramenschalen *Pithonella ovalis* Kaufmann und *Rosalina Linnei d. Orb.* gefunden. Unterlagert werden diese bunten Senonmergel (Seewen Mergel, Couches rouges) von einem 5—10 m mächtigen Konglomerate, das außerordentlich reich an harten, exotischen Geröllen ist, welche bis Kopfgröße erreichen. Neben Hauptdolomit, Kalken und Hornsteinen der Kalkalpen treten zahlreiche verschiedenfarbige Porphyre, Quarzite, Chloritschiefer, Diabase, Granite und Verrucano . . . auf.

Das Konglomerat lagert unmittelbar auf den Flyschsandsteinen. In neuester Zeit beschreibt E. Kraus die Senonmergel und das exotische Konglomerat als „typische Birnwang Sch.“ und rechnet dieselben zum normalen Bestand der Flyschbasis, welche hier von seiner „Oberstdorfer Kreideflyschdecke“ gebildet wird.

### **Sandsteine — Schiefer — Mergel — Breccien (Cenoman).**

Diese erst durch die Neuaufnahme als Oberkreide erkannte Schichtgruppe erreicht im westlichen Kartenabschnitt eine große Verbreitung und eine ziemliche Schichtmächtigkeit.

Diese Schichten waren früher zumeist als Fleckenmergel und 1893 von Th. Skuphos bei Flirsch sogar teils als Partnachmergel, teils als Raibler Schichten beschrieben worden. Da sie indessen vielfach mit den liegenden Aptychenkalken durch Transgressionsbreccien verbunden sind und in weiter Verbreitung Breccienlagen mit *Orbitulina concava* darin nachgewiesen wurden, so ist an ihrer Zugehörigkeit zur Oberkreide heute nicht mehr zu zweifeln. Der Schichtverband ist an verschiedenen Stellen ein ziemlich variabler. Am besten erschlossen ist er in dem breiten Zuge, welcher vom Madauertal über Saxeralpe, Greitjoch zur Griestaler Spitze zieht. Hier ist die

liegende Grenze eine normale sedimentäre Auflagerung, während die hangende Grenze allenthalben durch Schubmassen besorgt wird. Die obere Kreide beginnt vielfach mit lokalen Breccien, welche aufgearbeitete Stücke des Untergrundes enthalten. Dies ist z. B. besonders deutlich im Parseierkar an der Nordseite der Eisenspitze zu sehen. Die Breccie greift in die Aptychenkalke in Säcken und Zungen ein und enthält massenhaft eckige Brocken derselben.

An anderen Stellen beginnt die Serie mit grauen, weichen Mergeln, die mit braunen Flächen verwittern.

An der Nordseite der Saxerspitze legen sich dunkle Sandsteine, schwarze kohlige Mergel auf die Aptychenkalke. Höher stellen sich Quarzsandsteine in 1—3 dm starken Schichten mit Einschaltungen von dunkelgrauen, braunen, schwarzen Mergeln ein.

Eine weitere Einschaltung bilden bunte, feine Konglomeratlagen mit zahlreichen Kiesel, Hornsteinen, Grünsteinen

Weit verbreitet sind dann graue, schwärzliche Schiefer mit weichen, seidigen Verwitterungsflächen. Auch sie enthalten Lagen von dunklen, graugrünen Sandsteinen.

Seltener, wie an der Guflespitze, finden sich schwere, rotschwarze, erzreiche Mergel und Sandsteine. Braun verwitternde Sandsteine mit Kohlenspurten und hornsteinreiche, rauhe Breccien gehören ebenfalls in diese bunte Schichtfolge hinein. Endlich finden sich in weiter Verbreitung bunte, feinstückige Breccien und graue Kalksandsteine, auf deren Oberfläche kleine Exemplare von *Orbitulina concava* Lam. als warzenförmige Vorsprünge herauswittern.

Wegen der Kleinheit und unscheinbaren Färbung lassen sich diese Einschlüsse nur mit genauester Aufmerksamkeit erkennen.

Diese in ihrer Gesamtheit treffend als „Kreideschiefer“ zu bezeichnende Schichtgruppe erinnert am meisten noch an die Fleckenmergelserie. Sie hat aber bedeutend mildere und dunkler gefärbte Verwitterungsformen und liefert leicht bewachsene, schön geschwungene, milde Gehänge.

Das Hangende der etwa 300—400 m mächtigen Schichtfolge ist nicht bekannt, da die Schichten entweder frei zu Tage liegen oder von Schubmassen eingedeckt werden. Gegenüber den Gosauschichten stellen sie eine sicher älter transgressive Bildung dar, welche mit den Gosauschichten nirgends in unmittelbare Berührung kommt.

Es ist dies dadurch zu erklären, daß diese Kreideschiefer bereits von großen Überschiebungen zugedeckt waren, ehe noch die Ablagerung der Gosauschichten begann.

### Breccien mit *Orbitulina concava* Lam.

Diese früher in den Lechtaler Alpen unbekannte Ablagerung wurde vom Verfasser zuerst im Jahre 1909 im Griesbachtal südöstlich von Elbigenalp entdeckt und dann in ziemlich weiter Verbreitung in den ganzen westlicheren Lechtaler Alpen nachgewiesen.

Die hier vorkommenden Orbitulinen sind meist von ziemlich kleiner Gestalt und in rauhhöckerige Breccien eingebettet, sodaß ihre Aufsuchung meist viel Geduld erfordert. Im Griesbachtal westlich von Gramais ist diese Schichtserie am Westabhang der Zwick Sp. am klarsten erschlossen. Wir finden hier über den Aptychenkalken eine Zone von ziemlich feinkörnigen, gelblichgrau verwitternden Kalkbreccien, die nicht selten die kleinen Scheibchen der Orbitulinen auf den Verwitterungsflächen als Warzen tragen.

Darüber folgt ein grobes Konglomerat mit vielen Kieselsteinen sowie Geröllen aus Aptychenkalk und bunten Oberjura-Hornsteinkalken.

Höher stellen sich Kalksandsteine, grünliche Mergel und Kalke sowie grobblockige Kalkbreccien ein.

In der Umgebung des Flexenpasses treten die Orbitulinen ebenfalls in den unteren Teilen der mächtigen Serie der Kreideschiefer auf.

Hier findet sich auch an der Basis der Kreideschiefer eine feine, eigenartige, bräunlichgraue Kalkbreccie, welche oft die Schichtplatten überzieht und nicht selten

kleine, schwarze, metallisch glänzende Fischzähnnchen enthält.

### **Breccie mit Phyllit (Mohnenfluh).**

An der Ostseite der Mohnenfluh tritt über Fleckenmergeln, roten Kalken und rotblauen Hornsteinen eine bunte, geringmächtige Breccie auf, welche neben lokalem Schuttmaterial auch ziemlich häufig kleine Stücke eines hellen, feinblättrigen Phyllits enthält.

Die Phylliteinschlüsse erinnern an jenen lichten, weichen, feinblättrigen Phyllit, welcher in einer schmalen Zone an der Südseite der Lechtaler Alpen zwischen Verrucano-Buntsandstein und dem Kristallin der Ferwall-Gruppe eingeschaltet liegt.

Die Breccie gehört wohl ziemlich sicher in die Oberkreide.

### **Tithonkalke der Flexenpaßgend.**

Während in den östlichen Lechtaler Alpen und in den Allgäuer Bergen über einer durchschnittlich weit mächtigeren und abwechslungsreicheren Serie von Fleckenmergeln erst die roten und grünen Hornsteinkalke und dann die hellgrauen Aptychenkalke folgen, stellen sich in der Umgebung des Flexenpasses über gering mächtigen Fleckenmergeln und Kalken rote Mergel mit kleineren und größeren abgerollten Kalkbrocken, ziegelrote Mergel mit kleinen Geröllen, rote, oft mergelig sandige Kalklagen, Krinoidenbreccien, feste, rote, flaserige brecciose Kalke und flaserige Kalke ein.

Wir haben eine vielfach mit Breccien und Konglomeraten verbundene, transgressive Schichtentwicklung vor uns. Der Ablagerung dieser Schichtgruppe ist offenkundig eine beträchtliche Erosion vorausgegangen.

Prof. Plieninger hat zuerst das Alter dieser Gesteine durch Funde von *Aptychus punctatus*, *Aptychus sparsilamellosus* und *Terebratula (Pygope) diphya* Colonna als Tithon erkannt. Häufig kommen gebrochene und korrodierte Belemniten vor.

Imbricate Aptychen bilden stellenweise eine wahre Ap-

tychenlumachelle. Unter den Krinoiden ist mehrfach deutlich *Pentacrinus* erkennbar.

Überlagert wird das Tithon in der Umgebung des Flexenpasses von den ebenfalls transgressiv auftretenden Kreideschiefern. Hier beginnt dann die Kreideserie mit einer kalkig verbundenen Breccie, in welcher das Bindemittel weit über die eingeschlossenen Bruchstücke an Masse vorherrscht. Auf den Verwitterungsflächen dieser Kalkbreccie sind nicht selten kleine blauschwarze Fischzähnen zu entdecken.

Außerdem fand ich große Exemplare von *Flabellina elliptica* Nils.

### Aptychenkalke.

Die Aptychenkalke bilden einen charakteristischen Bestandteil der Allgäuer- und Lechtaler Alpen, der sich durch seine kühnen, stolzen Bergformen weithin verkündet. Eng verbunden mit den buntgefärbten Hornsteinkalken treten uns hier hellgraue, weißlichgraue, grünlichgraue, seltener gelblichgraue wohlgeschichtete feste Kalke von muscheligen Bruch in einer Mächtigkeit von 200 bis 300 m entgegen. Wo die ursprüngliche Schichtung nicht durch Auswalzung verzerrt wurde, tragen die Schichtflächen häufig einen dünnen Mergelbelag.

Einzelne Lagen zeigen nicht selten ähnliche dunkle Flecken wie die Allgäuschiefer, doch nie in solcher Menge und Regelmäßigkeit.

Vereinzelt finden sich weiter Einschaltungen eines dunkelgrauen feinkristallinen Kieselkalkes sowie von blaßrötlichen Mergeln und Mergelkalken. Der Kieselgehalt ist fast immer in den Kalkmassen ganz fein verteilt. Durch die Gebirgsbewegungen wurden diese Kalke vielfach in stärkster Weise ausgewalzt und verschiefert. In diesem Zustand erscheinen sie flaserig, dünngepreßt, von Tonhäutchen und feingezackten, oft violetten Suturlinien und zahllosen Kalkspatäderchen durchzogen. An Festigkeit und Wetterbeständigkeit haben sie jedoch durch diese Walzung nichts verloren, sondern eher noch gewonnen.

Besonders stark ausgewalzt ist jener Zug der Aptychenkalke, welcher dem Stirnrand der Allgäuer Schubmasse vorliegt und die schöne feingotische Gipfelgruppe der Höfats enthält.

Versteinerungen sind in den Aptychenkalken nur spärlich zu finden.

Am häufigsten kommen Abdrücke von Aptychen vor.

- Aptychus lamellosus* Zt.  
*punctatus* Voltz.  
*Beyrichi* Opp.  
 „ *grazilicostatus* Gieb.  
*Belemnites?*  
*Perisphinctes?*

Ob in den Aptychenkalken außer der Tithonstufe auch noch Neokom vertreten ist, läßt sich derzeit nicht sicher entscheiden. Nach den sorgfältigen Untersuchungen von K. Reiser treten im Allgäu in der obersten Abteilung der Aptychenkalke Foraminiferenmergel auf, die massenhaft *Globigerina cretacea* D'Orb. enthalten. Ebenso spricht das Vorkommen von *Belemnites bipartitus* Blainv. für Neokom.

Die ursprüngliche Mächtigkeit dürfte etwa 50 bis 60 m betragen haben, ist aber meist tektonisch vermehrt.

In der Karte wurde zwischen Oberlahmspitze und Freispitze ein steil aufgerichteter, mächtiger Zug von hornsteinreichen Kalken mit der Farbe der Aptychenschicht bezeichnet. Da indessen keine bezeichnenden Fossilreste bisher vorliegen, ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß es sich hier um obere, besonders hornsteinreiche Fleckenmergel handelt.

Im Hangenden und Liegenden dieser intensiv verfalteten Schichtzone begegnen wir Schubflächengrenzen.

### Bunte Hornsteinkalke — Radiolarite.

Die Schichtgruppe verrät sich im Gebirge trotz ihrer geringen Mächtigkeit durch lebhaft gefärbungen und große Gesteinshärte. Meist erkennt man ihr Durchstreichen an Wegen auch in der Dunkelheit an dem

Knirschen der Nagelschuhe. Vorherrschend sind grüne, braune, schwarze und rote wohlgeschichtete Hornsteinkalke (Gemenge von Kalk und Kieselsäure, seltener von Ton und Kieselsäure). Die bunten Färbungen rühren wohl von verschiedenen Oxydationsstadien von Eisenverbindungen her.

Eine regelmäßige Folge der verschiedenen Färbungen scheint nicht vorzuliegen, denn wir treffen bald die Reihe rote Hornsteinkalke, grüne Hornsteinkalke, Aptychenkalke, bald auch umgekehrt, grüne Hornsteinkalke, rote Hornsteinkalke, Aptychenkalke.

Neben den Hornsteinkalken kommen untergeordnet auch Kalke und Mergel von geringem Kieselgehalte vor.

Die meist schlecht erhaltenen kugeligen Mikroorganismen zeigen in den Hornsteinen selten eine erkennbare Gitterstruktur. Besser erhalten sind häufig die Radiolarien (*Spumellarien*, *Nasselarien*) in den roten Mergellagen.

Nicht selten sind Abdrücke von Aptychen auf den Schichtflächen. Sie sind meist schlecht erhalten und weisen auf dieselben Formen hin, die sich auch noch in den Aptychenschichten finden.

Die Mächtigkeit beträgt nur 20 bis 30 m, ist aber oft durch Zusammenkneten tektonisch auf einen mehrfachen Betrag angestaut.

### **Lias — Fleckenmergel — Manganschieferzonen — Hornsteinreiche Fleckenmergel.**

Über den bunten oder den hornsteinreichen Liaskalken, streckenweise auch unmittelbar auf den Kössener Schichten folgt die mächtige Serie der Fleckenmergel, welche auch hier den mittleren und oberen Lias vertreten dürfte. Es ist eine im Großen einheitliche, im Detail recht bunte Folge von helleren und dunkleren, mehr minder kalkigen Mergeln, vielfach mit eigentümlichen dunklen Flecken oder Fucoiden auf den Schichtflächen. Diese weich und tonig verwitternden Mergel wechseln indessen häufig mit festeren Kalkbänken oder mit hornsteinreichen quarzitischen Lagen und mit Krinoidenkalken. Eine sehr cha-

rakteristische Einschaltung der mittleren oder oberen Fleckenmergel bilden endlich zimmtbraune oder blauschwarze manganreiche Mergel und Kalke.

Diese letztere Einschaltung gewinnt in der Parseerspitzgruppe eine größere Mächtigkeit und war an der Eisenspitze Gegenstand von Schürfversuchen.

An der Westseite der Eisenspitze begegnen wir in der Scharte 2570 m folgender Entwicklung der Manganschiefer von unten nach oben:

1 Manganerzlager . . . . .	2 m
2 zimmtbrauner Mergel . . . . .	0·5 m
1 mit 2 wechselnd . . . . .	3 m
1 . . . . .	2·2 m
2 . . . . .	0·5 m
1 . . . . .	5 m
2 . . . . .	0·8 m
1 . . . . .	9 m
2 . . . . .	2·2 m
1 . . . . .	1 m
2 . . . . .	0·5 m
1 . . . . .	1 m

Proben aus den Manganerzlagen haben ergeben:

Fe — 7·34 %,	Mn — 21·00 %
Fe — 4·09 %,	Mn — 18·17 %

(Analysen von Dr. Hackl.)

In den nördlichen Fleckenmergelzonen tritt die Bedeutung der Manganschiefer etwas zurück. Im Großen kann man die Serie etwa in eine untere fleckenmergelreiche Zone, eine kalkige Zone mit *Inoceramus Falgeri Mer.* und eine obere hornsteinreichere Zone zerlegen.

Der Fossilgehalt der Fleckenmergelsérie ist gemessen an den gewaltigen Schichtmassen nur ein geringer, der allerdings an einzelnen Stellen reichlicher gehäuft erscheint.

Ziemlich häufig zu finden sind etwa:

*Harpoceras Kurrianum* Opp.  
*Harpoceras Allgovianum* Opp.

*Amaltheus margaritatus* Montf.

*Inoceramus Falgeri* Mer.

*Belemnites* sp.

Weit verbreitet ist auch *Pentacrinus tuberculatus* Mill. Durch ihre leichte Verwitterung schaffen sie recht brüchige, steile Wände wie z. B. an der Parseier-Sp., aber auch bei flacherer Lagerung fruchtbare Gehänge für Bergmähder und Almen.

Ihre Mächtigkeit dürfte stellenweise 500 bis 600 m übersteigen.

In einer mittleren Zone zwischen Alperschon- und Kaisertal treffen wir ein Gebiet, wo die oberrätischen Kalke nicht oder nur unbedeutend entwickelt sind und sich über den Kössener Schichten eine unterste hornsteinreiche Zone der Fleckenmergel einstellt. Am schönsten ist diese Zone am Schafjöchl, Muttler, Plaispitze, Guflespitze ausgebildet.

Es sind schwarzgraue Liaskalke mit schwarzen Hornsteinkauern in einer Mächtigkeit von etwa 20 bis 40 m, die nach oben in weichere Fleckenmergel mit Fucoiden übergehen. Es hat den Anschein, als ob diese Fazies nur an Stellen auftritt, wo die typischen oberrätischen Kalke nicht entwickelt sind.

Auch in der Umgebung des Flexenpasses tritt eine untere, sehr hornsteinreiche Stufe der Fleckenmergel auf. Diese Hornsteinkalke legen sich unmittelbar auf die oberrätischen Kalke. Sehr schön ist diese hornsteinreiche Zone der Fleckenmergel in der Wildgruben-Sp.-Gruppe und an der Westseite des Trittkopfes entwickelt. Die Hornsteinbildung beginnt schon in den oberen Teilen der Rätkalke und schwillt dann zu großer Mächtigkeit an.

### **Bunte Liaskalke — Oberrätische Kalke.**

Wie schon erwähnt wurde, schließen sich die hangen den Kalklager der Kössenerschichten vielfach zu einer mächtigen, einheitlichen, dickbankigen Kalkzone zusammen, welche in stolzen, das Gebirge beherrschenden Wänden und kühnen Felstürmen hervortritt.

Diese Zone, von den älteren Geologen zumeist als Dachsteinkalk beschrieben, ist in ihrem Hangenden meist ganz untrennbar mit bunten, roten, seltener gelblichroten bis grauen Kalken verbunden, welche wahrscheinlich dem unteren Lias angehören.

Die hellgrauen, blaugrauen, dichten Kalke zeigen auf den Verwitterungsflächen oft zahlreiche Schalendurchschnitte, Megalodonten-Querschnitte, ohne daß es gelingt, die Individuen freizulegen. Weit verbreitet sind dann die Auswitterungen von Korallen, oft mehrere Meter hohe Stöcke zeigend. Vielfach dürfte es sich um *Thecosmilien* und *Thamnastraen* handeln.

Die Kalke zerbrechen in großen Blöcken und bilden gerne mächtiges Blockwerk, weil die Steilwände durch das Herauswittern der weichen Unterlage der Kössenermergel den Halt verlieren und endlich in großen Massen zum Abbruch kommen.

Untrennbar mit den eben beschriebenen Kalken verbunden, treffen wir hier rötliche, gelbliche, seltener graue dichte oder kristalline Kalke, welche gleichsam rote Stirnbänder dieser Wände bilden. Sie enthalten gar nicht selten Belemnitenkeile und mehr minder verdrückte Ammoniten, die sich nur schwer aus dem Muttergestein absprenge lassen.

*Aegoceras* sp.,  
*Lytoceras* sp.,  
*Phylloceras* sp.,  
*Belemnites* sp.,  
*Pentacrinus* sp.

sind auf den großen Blöcken unschwer zu finden. Vielfach hat man Knollenkalke und Breccienkalke vor sich. Die Mächtigkeit dieser bunten Kalke ist gering, ca. 5 bis 10 m. Mit Wahrscheinlichkeit fallen sie dem unteren Lias zu.

### Kössener Schichten.

Die Kössenerschichten besitzen in den Lechtaler Alpen eine reiche Entwicklung und weite Verbreitung.

Sie stellen einen Verband von vielfach wechselnden dunklen Mergeln, Tonschiefern, Knollenkalken mit wohlgeschichteten dünneren und dickbankigen heller grauen Kalken vor.

Weit verbreitet sind auch blättrige, feinerbröckelnde, weinrote Mergel und Letten, für die K. A. Reiser die Bezeichnung „Schattwalder Schichten“ vorgeschlagen hat.

Im allgemeinen nimmt der Kalkgehalt gegen oben zu, was auch kartographisch in der Ausscheidung der mächtigen oberrätischen Kalke zum Ausdruck kommt.

Die weichen Mergel und Letten der Kössenerschichten wittern zwischen den festen Kalken in tiefen Furchen heraus. Durch dieses bewegliche Relief, die Neigung zu Rutschungen und eine auffällig gesteigerte Faltpbarkeit, machen sie sich dem Wanderer ebenso wie als vielfältige Quellenbildner gleich bemerkbar.

Sie sind eine hin und hin fossilführende und unschwer erkennbare charakteristische Schichtgruppe, wenn auch die am meisten verbreiteten Lumachellen vielfach nur Anhäufungen von mehr minder zerstörten Schalen vorstellen.

Zu den wichtigsten, weit verbreiteten Fossileinschlüssen gehören:

- Avicula contorta* Portl.
- Spiriferina uncinata* Schafh.
- Gervillia inflata* Schafh.
- Dimyodon intustriatum* Emm.
- Placunopsis alpina* Winkl.
- Ostrea Haidingeriana* Emm.
- Modiola minuta* Goldf.
- Mytilus* sp.
- Cardita austriaca* Hauer.
- Anatina rhätica* Gümb.
- Rhynchonella fissicostata* } Schafh.
- subrimosa* } Schafh.
- „          *cornigera* } Schafh.
- Terebratula gregaria* Suess.
- „          *pyriformis* Suess.
- Waldheimia norica* Suess.

*Rissoa alpina.*  
*Pentacrinus* sp.  
*Cidaris* sp.  
*Thecosmilia clathrata* Emm.  
*Thamnastraea* sp.  
*Bactryllium* sp.

Eine besonders mächtige Entwicklung gewinnen die Kössenerschichten in der Umgebung von Berwang und Namlos. Die roten Mergel der Schattwalderschichten sind auch hier in den oberen Kössenerschichten eine auffallende Einschaltung.

#### Bituminöse Lagen im Hauptdolomit.

Im Bereiche der Lechtaler Alpen ist der obere Teil der mächtigen Hauptdolomitserie durch die ziemlich regelmäßige Einschaltung von auffallend dunklen, bituminösen Lagen ausgezeichnet, die von Sander untersucht wurden. Es handelt sich dabei vor allem um gutgeschichtete, mit Vorliebe kalkige, bisweilen auch etwas sandige Mergel mit einem durchschnittlichen Ölgehalt von weniger als 5%, die aber im Streichen nach Kilometer, in der Mächtigkeit nach Dutzenden von Metern messen.

In manchen Fällen und dann wieder nur stellenweise in solchen Serien reichert sich das hochwertige Ölmaterial bis zu Gehalten von 20 % an.

Durch bläulichweiße Anwitterung wird die rhythmische Feinschichtung prächtig sichtbar. Im frischen Bruch sind die Gesteine dunkelbraun. Starker bituminöser Geruch tritt schon bei geringer Ölführung, oft stärker sogar als bei reicherer auf.

Zwischen ölhaltigen Mergeln und tauben Kalklagen ist rascher Wechsel bezeichnend.

Im Dünnschliff lassen sich die im Gestein vorhandenen Bitumane nach Sander zunächst als Kohle und als Bitumen trennen.

Die Kohle ist im Schliffe als tiefschwarz-undurchsichtiger Bestandteil leicht von dem immer haarscharf abgegrenzten Bitumen zu unterscheiden.

Übergänge zwischen Kohle und Bitumen kommen nicht vor. Man kommt also zu dem Schlusse, daß im gleichen Gestein, also unter gleichen Druck- und Temperaturbedingungen Inkohlung oder Bitumisierung stattfand, lediglich je nach dem Ausgangsmaterial.

Für die Inkohlung ist auch in kleinsten Fragmenten und mitten im Bitumen nach Sander pflanzliches Ausgangsmaterial entscheidend, während für eine ganz unerwartet große Zahl der untersuchten Gesteine die reichlichen Schalenreste verschiedener Kleinfauen tierisches Ausgangsmaterial (*Ostracoden, Foraminiferen*) für die Bitumisierung wahrscheinlich machen.

Das Bitumen ist in den bituminösen Mergeln als gelblich bis rotbraun durchsichtiger, kristalliner, doppelbrechender, fester Körper vorhanden, wie dies festen Kohlenwasserstoffen mineralogisch gut entspricht.

Das Bitumen ist zugleich mit der Feinschichtung der Mergel primär entstanden. Es kommen aber auch kalkige und dolomitische Glieder mit eingewandertem Bitumen vor, das nunmehr als kohlige Schwärzung erscheint.

Außer Kohle und Bitumen spielt im Mineralbestande der bituminösen Mergel Karbonat und tonige Substanz eine wesentliche, Quarz eine unwesentliche Rolle.

Das Karbonat ist in den Mergeln leichtlöslicher Kalkzit, in der Regel auch im Hauptdolomit-Niveau.

Gerade innerhalb dolomitischer Serien wird es deutlich, daß der Bitumengehalt mit Vorliebe an kalkige Schichten gebunden ist.

Außer dieser Beziehung ist als zweite, noch wichtigere hervorzuheben, daß das Bitumen im Kleingefüge an die tonige Substanz gebunden ist.

Die größeren bituminösen Serien sind also erstens toniger, zweitens kalkiger als ihre dolomitischen Begleitgesteine.

Die bituminösen Feinschichten sind toniger als ihre kalkigen Begleiter.

Im Sinne Potoniés sind diese bituminösen Mergel als relativ arme, fossile Sapropelite zu bezeichnen und zwar als Sapropelmergel (Faulschlammergel).

### Hauptdolomit — Plattenkalk — Dolomitmylonit.

Der Hauptdolomit stellt das wichtigste Baumaterial der Allgäuer- und Lechtaler Alpen vor und zeigt sich in diesen Gebirgen überall in einer gleichmäßigen, geradezu einformigen Weise entwickelt.

Bald heller, bald dunkler, grau oder bräunlich, seltener schwärzlich, manchmal auch rötlich gefärbt, ist der dichte, meist aber feinkristalline Dolomit sehr regelmäßig geschichtet, soweit diese Primärstruktur nicht durch tektonische Störungen verwischt wird.

Fast stets erweist sich der Hauptdolomit dieser Gebiete als bituminös.

Durch die Verwitterung werden alle diese Gesteinsarten etwas gebleicht.

Neben der Grobschichtung tritt nicht selten eine feine Bänderung auf. Weit verbreitet ist außerdem eine sedimentäre Breccienstruktur, die lagenweise auftritt und nicht mit den ganz andersartigen Mylonitzonen zu wechseln ist. Das ziemlich spröde Gestein ist von zahllosen Klüften durchsetzt, welche mit Kalkspat verheilt sind. Stellenweise, wie z. B. im Gebiet der Knittelkar Spitze bei Namlos, zeigen sich auffallend breite Kalkspatadern, welche dem Gestein ein liches Ansehen verleihen.

Das Gestein verwittert in eckigen Stücken, die sich meist wie sandig anfühlen und häufig mächtige Schutthalden bilden. Diese Halden haben keine Neigung sich zu Gehängebreccien zu verkitten.

An nichtdolomitischen Einschaltungen finden sich vielfach, besonders gegen das Hangende, kalkige Bänke.

Mit Ausnahme der mylonitisierten Zonen ist deutliche, gröbere Schichtung allenthalben, manchmal aber auch Feinschichtung vorhanden.

Er ist der Hauptschuttlieferant des Gebirges und versorgt auch die über 1000 *m* hohe Schutthalde an der Südseite des Senftenbergs. Beim Zerschlagen verbreitet er einen auffallenden, bituminösen Geruch.

In den oberen Teilen zeigen sich auch hier Einschaltungen von mergeligen, dunklen, bituminösen Lagen, die

mit kalkigen oder dolomitischen Lagen lebhaft wechseln. Es sind dieselben Zonen, welche in den nördlicheren Lechtaler Alpen und weiter östlich eine viel wichtigere Rolle spielen und in den Seefelder Alpen auch eine alte Ölindustrie veranlaßt haben. In unserem Gebiete ist an eine technische Verwertung nicht zu denken.

Der Hauptdolomit ist ein ziemlich sprödes, bei Biegungen und Pressungen zerbrechendes Gestein. Dem entsprechend stellen sich auch besonders am Südrand des Gebirges zum Teil ausgedehnte Bereiche ein, wo das Gestein durch und durch zertrümmert und mit Kalkspat wieder verkittet ist. An solchen Stellen geht die Schichtung verloren und man hat es wie z. B. bei Mils geradezu mit Rauhacken zu tun.

#### **Raibler Schichten.**

**Mergel — Sandstein — Kalk — Dolomit — Gips —  
Rauhacken — Grobe tektonische Rauhacken.**

Die Raibler Schichten zeigen innerhalb dieses Kartenbereiches eine sehr wechselnde Reichhaltigkeit und Mächtigkeit. Es ist dies nicht verwunderlich, da einerseits eine so bunte Schichtfolge ja an und für sich schon ein Zeichen von lebhafter Veränderlichkeit ist, andererseits diese weiche und nachgiebige Zone zwischen starren Kalk- und Dolomitmassen die Rolle eines Puffers spielen muß. So haben wir nicht selten neben ziemlich vollständigen Serien meist tektonisch begründete Verarmungen bis auf schmale Rauhackenstreifen, welche von allen Schichtgliedern die ausdauerndsten zu sein scheinen.

Die mächtigste und reichste Schichtfolge der Raibler Schichten ist hier an der Südseite der Heiterwand erhalten. Sie ist jedoch nur schlecht zugänglich und daher wenig untersucht. Der südlichste Zug an der Nordseite des Tschirgantgewölbes ist tektonisch strapaziert.

An der Südseite der Heiterwand sind die Raibler Schichten zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit besonders mächtig entwickelt, aber nur schwierig im Detail zu begeh.

Es lassen sich hier drei größere Sandstein- und

Mergelzonen zwischen drei ziemlich mächtigen Kalkzonen sowie im Hangenden ein Rauhwackenstreifen unterscheiden. Die Sandsteine von grünlichgrauer bis brauner Färbung bestehen vorzüglich aus ziemlich feinen Quarzkörnern mit reichlicher Glimmerbeimischung und meist undeutlichen verkohlten Pflanzenresten.

Sehr charakteristisch sind weiter die sogenannten Sphaerocodienbänke, oolithische dunkle Kalke mit gelber Verwitterungsrinde und häufigem Einschluß von Pyrit.

Sie enthalten reichlich Versteinerungsreste, unter denen am verbreitetsten sind:

*Cardita crenata* var. Gumbeli Pichler.

*Myophoria Whateleyae* Buch.

*Placunopsis fissistriata* Winkler.

*Corbis Mellingi* Hauer.

*Lima incurvostriata* Gumbel.

*Ostrea montis caprili* Klpsst.

*Cidariten.*

*Pentacriniten.*

Einzelne Bänke bestehen größtenteils aus Schalen-trümmern. In den Kalken sind die Versteinerungsreste viel seltener. Die Mächtigkeit dürfte 200 bis 400 m betragen.

Im Hangenden der Raibler Schichten pflegen sich hier mehr minder mächtige Rauhwacken einzustellen, die oft durch Übergänge von zerdrücktem Dolomit eng mit dem folgenden Hauptdolomit verbunden sind.

Es sind zumeist graue, löcherige oder wenigstens grobporöse Rauhwacken ungeschichtet oder unregelmäßig gebankt. Sie verwittern mit tiefen Einhöhungen, so daß ihre Erosionsformen oft an verfallende Gemäuer und Gewölbe erinnern. Als Bausteine sind die Rauhwacken wegen ihrer Leichtigkeit, Trockenheit und guten Bearbeitbarkeit geschätzt. Von den meist grellgelblichen Rauhwacken des Buntsandsteins unterscheiden sie sich auch durch das Fehlen der lichtgrünen Sandsteinstückchen und der schwarzen Kalkstücke. Teilweise dürfte es sich um stärker ausgelaugte und dann tektonisch umgebildete Dolomitbreccien handeln.

Eine auffallend grobblockige Rauhwanke tritt in den Raibler-Sch. im Gebiet von Kriegerhorn—Zugerhorn auf.

Sie lagert unmittelbar auf den Kreideschiefern und bildet die Basis der aufgeschobenen Triasmassen von Kriegerhorn und Zugerhorn.

Am besten aufgeschlossen ist dieselbe zu beiden Seiten des Zuger Tobels und in der Umgebung der Götzner Alpe. Hier stehen in großen Massen ungemein grobe Rauhwancken an, die wie Gehängebreccien aussehen. Verschiedene Arten von Kalken und Dolomit stecken in eckigen Brocken und Blöcken in dieser gelbgrauen, schmutziggrauen, luckigen Kalkrauhwanke. Wahrscheinlich stellt diese Rauhwanke an der Sohle der Schubmasse des Kriegerhorns eine tektonische Reibungsrauhwanke vor.

Die normalen Rauhwancken der Raibler-Sch. sind wesentlich von dieser tektonischen, grobblockigen Rauhwanke verschieden.

In Verbindung mit solchen Rauhwancken, die übrigens von der ganzen Serie der Raibler Schichten den ausdauernden Bestandteil bilden, begegnen wir mehrfach kleineren und größeren Gipsablagerungen.

Es sind zumeist ziemlich unreine, bunte, feingebänderte graue, weißliche, gelbliche, grüne, rosarote Gipse, welche mit Lagen von sandigen Mergeln, von Letten oder auch von Kalken wechsellagern.

Entsprechend dieser Feinschichtung und der leichteren inneren Beweglichkeit und Auflösbarkeit sind intensive Fältelungen weit verbreitet.

Ausblühungen von Bittersalzen sind nicht selten. Anhydrit fehlt wenigstens in den heute erschlossenen Gipsgruben.

Die weitaus größte Anhäufung von Gips liegt in den Lechtaler Alpen außerhalb unseres Kartenrahmens in dem Becken von Reutte, wo derselbe östlich von der Stadt vielfach bis zum Talniveau abgebaut wurde. Eine weitere große, mehrteilige Gipsmasse ist am Schubrand nördlich von Lech erhalten.

Die übrigen Vorkommen sind durchaus sehr bescheiden. \*

### Wettersteinkalk — Wettersteindolomit.

Der Wettersteinkalk tritt im Kartenbereich als Nordsaum der Inntaldecke, als Gewölbekern im Tschirgantzug, in der Deckscholle Laagers—Ödkareskopf und am Südrand der Lechtaler Alpen vom Imsterberg bis Pettneu auf. Die lange Felsmauer der Heiterwand gehört zu den alpinen Prachtbauten der Lechtaler Alpen. Die fein zugeschnittene Spitze des Tschirgants zwischen Gurgl- und Inntal erinnert aus der Ferne an einen Vulkankegel. Nur am Tschirgant und bei Imst kommt in größerer Ausdehnung die dolomitische Entwicklung des hangenden Teiles des Wettersteinkalkes zur Entfaltung.

Weißliche, hellgraue, seltener gelbliche bis rötliche Kalke meist mit regelmäßiger Schichtung, doch ohne Zerfall in einzelne Schichtbretter bauen die gegen 1000 m mächtige Schichtfolge auf. Die Verwitterung erfolgt vielfach in blanken Wandfluchten, nur der Wettersteindolomit zeigt eine vielrungsige, kleinfransige Zerteilung.

Auf den angewitterten Schichtflächen erkennt man oft die Zusammensetzung aus fein zerriebenen tierischen und pflanzlichen Schalen. Auswitterungen von Korallengäst sind nicht selten, viel häufiger noch Gyroporellen, seltener große Gastropoden (*Chemnitzia*, *Natica* in einem dunkelgrauen Kalk der Heiterwand).

Weitverbreitet ist eine großoolithische Struktur. Am schönsten ist dieselbe im Tschirgantgebiete entwickelt. Im Bereiche des Tschirgantbergsturzes liegen an der Mündung der Ötztaler Ache in den Inn Kalkblöcke mit prachtvoll herausgearbeiteter Großoolithstruktur.

Weitverbreitet ist dann auch eine rauh-wackige löcherige Struktur, manchmal mit Brauneisenerznestern.

Meist entlang von Schubflächen und Zertrümmerungszonen finden wir hin und hin, bald nur in Spuren, bald auch in abbauwürdigen Mengen Blei- und Zinkerze eingeprengt.

Von größeren Bergbauen steht zurzeit nur noch Dirstentritt bei Nassereith im Betrieb, während St. Veit an der Nordseite der Heiterwand eingestellt ist.

Verlassene Stollen begegnet man aber recht häufig

Auch das schmale Endstück des Heiterwandzuges südlich von Boden zeigt noch Spuren von Bergbau. Das Westende des Heiterwandzuges besteht hier ganz aus hellgrauem, teilweise geschichtetem Wettersteindolomit.

Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes erreicht im Heiterwandzug noch ca. 1000 m. Gegen W zu verschmälert sich dieser Zug aber rasch infolge von Abscherung. Der Wettersteinkalkzug des Tschirgant taucht gegen W zu unter. An der Nordseite des Vennetbergs treten Wettersteinkalk und Dolomit nur in schmalen Streifen auf.

Eine mächtigere Ausbildung erlangt der Wettersteinkalk und Dolomit dagegen an der Südseite der Parseier-Sp. und weiter westwärts im Stanzertal.

Nördlich von der Terrasse von Stanz und Grins nimmt hier ein heller und dunklergrauer Dolomit große Gehänge ein. Es ist nicht sicher, ob die ganze Masse dieses Dolomits dem Wettersteindolomit zugehört.

Weiter westwärts tritt typischer Wettersteinkalk besonders in dem Südgewände der Eisen-Sp. und an der kühnen Blank-Sp. oberhalb von Flirsch auf.

Von der Blank-Sp. läßt sich der Wettersteinkalk, abgesehen von einer kleinen tektonischen Unterbrechung bei Pettneu, zusammenhängend bis ans Westende der Lechtaler Alpen bei Bludenz verfolgen.

Erst in der Gegend nördlich von St. Anton ändert er seine Zusammensetzung so wesentlich, daß sich dafür eine neuer Name „Arlberg-Sch.“ eingebürgert hat, der auch seine Berechtigung besitzt.

### **Arlberg-Schichten.**

Die Arlberg-Schichten sind eine unmittelbare Fortsetzung des östlicheren Wettersteinkalkes und enthalten auch eine Menge von ganz gleichartigen Kalkbänken. Die ganze Schichtmasse hat aber nicht mehr die Einheitlichkeit und Geschlossenheit des Wettersteinkalkes.

Die Kalkschichten sondern sich schärfer gegeneinander

ab, viele dünnere und dickere Lagen von schwarzen Mergeln und sandigen Schiefern, helien Rauhwacken und Dolomit schalten sich dazwischen ein.

Durch diese mannigfaltigere Zusammensetzung gliedern sich auch die Steilwände stufiger und bieten der Vegetation bereitwilliger Zutritt.

Am Südrande der Lechtaler Alpen bilden die Arlberg-Sch. besonders an der steilen Nordflanke des Kloster-ales zusammen mit Muschelkalk und Partnachschichten ein mächtiges und recht charakteristisches Schichtenband der Trias. Ihre Fossilführung ist bescheiden.

In der Umgebung von Lech treten die Arlberg-Sch. in Begleitung des liegenden Muschelkalks und der hängenden Raibler-Sch. in größerer Ausdehnung auf.

Ihre obere lichte, dolomitische Entwicklung zeigt hier bei der Gstättalpe eine geringfügige Erzführung in Form von unregelmäßigen Bleierzgängen mit Bleiglanz und Galmei.

Eine Besonderheit sind dann in der Umgebung von Lech die Lager von Melaphyrtuffen und Melaphyrlaven, welche ebenfalls den mittleren und oberen Teilen der Arlberg-Sch. eingeschaltet sind.

Die Hauptmasse des Melaphyrs liegt südöstlich von Lech, kleinere Lager befinden sich aber auch noch am Gipfel des Kriegerhorns, das eine gegen NW überschlagene Stirnfalte aus Arlberg-Sch. und Raibler-Sch. vor stellt.

### **Muschelkalk-Partnach-Schichten.**

Auch diese Gesteine sind hauptsächlich auf den Südrand beschränkt und sonst nur in einzelnen tektonisch getrennten Schollen vorhanden.

Die Gesteine dieser Stufe bestehen aus meist dunkelgrauen Kalken mit dünnen Mergelfugen und meist unregelmäßigen Schichtflächen, die bald mit Knollen und Buckeln, bald mit wurm- oder federkielähnlichen Wülsten bedeckt erscheinen.

Charakteristisch sind einzelne besonders hornsteinreiche knollige Lagen (Reiflingerkalke, Virgloriakalke).

Der Muschelkalk im Bereiche der Krabachjochdecke

ist durch eine außerordentliche Wucherung von Hornsteinen und ziemlich hohen Gehalt an Eisenerzen abweichend entwickelt.

Die Schichtfolge dieses Muschelkalkes ist am besten an der Westseite des Krabachjochs aufgeschlossen und durch die Weganlagen für die Stuttgarter Hütte gut zugänglich gemacht. Wir begegnen von unten nach oben: Eisendolomiten, spätigem Breunerit, dunklen Krinoidenkalken mit Ammoniten, Mergeln mit Schalendurchschnitten, Hornsteinknauerkalken, Knollenkalken, hellen Dolomiten mit oft mächtigen grauen Hornsteinwucherungen, die wie Schlacken herauswittern. Darüber legen sich die Partnachsichten, hellgraue, meist aber schwarze Tonschiefer und Mergel, eine Zone von blauen, oft konglomeratischen oder brecciösen Kalken und schwarze Mergel.

Die Partnachsichten sind dunkel und dünnblättrig, und enthalten ziemlich häufig gelbrindige, dunkle, muschelartig brechende Kalkknollen. Sie verwittern ungewöhnlich milde, zu feinem, schwarzem Gehänge, das wie schwarzes Schneegehänge aussieht und auf dem man auch so weich wie auf Firn geht.

Der Reichtum an Eisen in den unteren Teilen des Muschelkalkes war auch Veranlassung für den Bergbau im hintersten Almejurtal an der „Edlespitze“. Die Eisenerze haben nach W. Petrascheck keine Spur von Zink.

2 Analysen von Eisendolomiten und eine von Breunerit nach Dr. O. Hackl:

Eisendolomite			
Unlös. Rückstand	8.03 %	(darin 0.16 % Fe S <sub>2</sub> )	0.94
Fe O <sub>3</sub>	12.07		5.21
Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0.30		Spur
Ca O	26.16		29.68
C O <sub>2</sub>	20.51		23.26
Mg O	13.37		19.01
C O <sub>3</sub>	14.75		20.96
H <sub>2</sub> O	5.15		1.38
	100.34		100.44

Geringe Mengen organischer Substanz

1.4 Ca C O<sub>3</sub> : 1 Mg C O<sub>3</sub>

Breunerit

	6.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.57
Fe O . . . . .	31.85
C O <sub>2</sub> . . . . .	19.50
Mn O . . . . .	0.17
C O <sub>2</sub> . . . . .	0.10
Ca O . . . . .	3.82
C O <sub>2</sub> . . . . .	2.99
Mg O . . . . .	15.66
C O <sub>2</sub> . . . . .	17.27
H <sub>2</sub> O . . . . .	0.64

Geringe Mengen Eisen als Oxyd und organische Substanz

An der Südseite des Laagers finden wir von unten nach oben:

1. hellgrauen Dolomit,
2. dunkle Kalke mit Hornsteinen,
3. dunkleren, rötlich verwitternden Dolomit,
4. enggefaltete, dünne, gelbliche Kalkschiefer mit schwärzlichen Mergelhäutchen,
5. mächtige Knollen- und Hornsteinkalke, Wettersteindolomit.

Am Seejöchel ergibt sich, tektonisch zwischen Hauptdolomit eingeschlossen, folgende Schichtreihe von Süden gegen Norden:

1. grauer Dolomit mit schwarzen knolligen Flächen und rauhen, schwarzen Hornsteinknauern.
2. grauer, nicht bituminöser Dolomit,
3. gräuer, dünnschichtiger Dolomit mit schwarzen Knollen und schwarzen, rauhen Hornsteinknauern,
4. grauer, dunkler, nicht bituminöser Dolomit,
5. kleinknollige, dünnplattige Kalke,
6. dunkler Dolomit mit Encriniten,
7. rötliche, weinrote Kalkschiefer,
8. rauher, grauer, sandiger Dolomit,
9. gelbliche Kalkschiefer.

Die Fossilführung ist hier sehr spärlich und meist auf *Encrinus liliiformis* Schloth., *Encrinus gracilis* Buch, *Retzien* und *Waldheimien* beschränkt.

Im Hangenden geht der Muschelkalk durch Wechselagerung in die Partnachschiefer über.

Diese bestehen hier aus grauschwarzen Mergeln von ausgezeichnet muscheligem Bruch, knolligen, narbigen, oft pyritreichen, grauen Kalklagen, dunklen, weißadrigen Kalkbänken, die mit schwarzen Mergeln wechsellagern, festen grauen, kalkarmen Tonschiefern, die griffelig zerfallen, sehr dünnblättrigen, schwarzen, tonreichen Mergeln, hellgrauen, dünnschiefrigen Mergeln, welche häufig *Bactrillium Schmidii* Heer führen.

In den kalkigen Mergeln der Partnachsichten hat Skuphos bei Innerbranz und Dalaas Knochenreste, Wirbel und Rippen von Reptilien — *Partanosaurus Zitteli* und *Microleptosaurus Schlosseri* — gefunden. Außerdem führen die Partnachsichten nach demselben Autor im Klostertal *Lingula Christomani*, *Rhynchonella faucensis*, *Spiriferina Lipoldi*, var. *hemycicla*, sowie *Retzia Schwageri*, var. *media*.

Die Reihenfolge der einzelnen Lagen ist an verschiedenen Stellen sehr wechselnd.

Bei der Verwitterung ergeben diese Schichten einen sehr zählehtigen, fetten Boden.

Die Mächtigkeit von Muschelkalk und Partnachsichten kann man etwa mit 300 bis 400 m bemessen. Außerhalb des Südrandes der Kalkalpen finden wir abgetrennte Schollen am Seejöchel zwischen Vorder- und Kridlonsee, an der Nordseite des Starkenberg, an der Süd- und Nordseite des Laagers und bei Lech.

### Pietra verde.

Ganz ähnlich wie in den Südtiroler Dolomiten sind auch in der Gegend des Flexenpasses mit den Hornsteinkauerkalken des Muschelkalks Lagen von Pietra verde verbunden.

Die mächtigste Entwicklung besitzen dieselben an den Pfannköpfen bei der Ulmer Hütte.

Hier erreichen die hellgrünen, porzellanartigen Tuffe eine Mächtigkeit von 3—4 m.

Meistens beträgt ihre Mächtigkeit aber nur  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  m.

Die Pietra verde zeigt sich als dichtes, hellgrünliches bis hellgraues Gestein von feinem Korn. An der Zusammensetzung beteiligen sich Feldspat — Kalzit — chlorit-haltige Silikate, Glimmer.

Der Entstehung nach handelt es sich um grüne, sehr wenig mächtige Tufflagen, die in die Hornsteinkalke des Muschelkalks eingestreut wurden.

Die geringfügige Mächtigkeit der Pietra verde-Tuffe steht dabei mit ihrer weiten horizontalen Verbreitung in einem merkwürdigen Gegensatz.

### **Buntsandsteingruppe.**

#### **Rauhwacken — Gips — Buntsandstein.**

Diese beinahe ausschließlich auf den Südrand der Kalkalpen beschränkte Schichtgruppe tritt auch hier nicht in einem geschlossenen Zuge, sondern zerrissen in getrennte Streifen auf.

Die besten Aufschlüsse befinden sich hier etwa in der Strecke zwischen Flirsch und Grins an der Südseite der Parseierspitz-Gruppe, sind aber auch durchwegs scharf tektonisch umgestaltet. Nördlich von Flirsch haben wir z. B. folgendes Profil von Süden gegen Norden bei überkippter Lagerung:

Schiefrigen Verrucano,  
 Streifen von Phyllit,  
 groben Verrucano,  
 Lage von grünflächigem, weißem, glimmerigem Quarz-  
 sandstein,  
 groben Verrucano,  
 Streifen von Phyllit,  
 groben Verrucano, der hier stellenweise Spateisenstein,  
 Fahlerz, Kupferkies führt,  
 gelbliche Rauhwacke,  
 grünliche, weiße, blaßrote Quarzsandsteine, ganz zer-  
 drückt, die als Reibsande abgebaut werden. Sie verwittern  
 in Sackformen.

An anderen Stellen treten wieder rote oder grüne

Quarzsandsteine sowie rote—gelbe—violette Tonschiefer auf.

Am verbreitetsten sind jedoch die roten, grünen oder weißlichen Quarzsandsteine, von denen sich einzelne Schollen auch noch innerhalb der jüngeren Triasschichten eingeklemmt finden. Solchen Einschaltungen von durchaus festen Quarziten begegnen wir am Südabhang der Sterta Spitze, im Eibental östlich von Grins, in den Schluchten bei Falterschein, östlich von der Haltestelle Imsterberg, sowie an der Basis der Krabachjochdecke am Mannkopf westlich von Imst.

Ein ungestörtes Profil ist hier jedenfalls nirgends zu erhalten.

Wie die Gesteine des Buntsandsteins einerseits mit Verrucano und Phyllit verschuppt sind, so auch anderseits mit gelblichen Rauhwracken und Gipslagern.

Dies ist sehr schön oberhalb von Grins am Aufstieg zur Augsburgener Hütte zu sehen. Die gelben, löcherigen Rauhwracken erreichen hier eine ziemliche Mächtigkeit und enthalten als tektonische Einschaltungen mächtige Schollen eines splittrigen, grauen Kalkes. In der Tiefe der Gasillschlucht entspringt hier aus dem Buntsandstein eine kleine Bitterquelle mit rostigem Niederschlag, welche eine Temperatur von zirka 20° Celsius und eine Emanation von 4½ Mache-Einheiten aufweist. In früherer Zeit wurde die Quelle für Bäder benützt und ein benachbarter Felskopf trägt noch heute den Namen „Wildbadkopf“.

Die bunten, weißen, grauen, gelblich, rötlich gestreiften Gipsmassen treten gleich westlich im benachbarten Lattenbachgraben zutage.

Zum großen Teil werden sie von den Trümmern eines Bergsturzes bedeckt.

Nach Angabe von Th. Skuphos enthalten sandige, lockere Mergelkalken, welche mit den gelben Rauhwracken verbunden sind, nördlich von Flirsch und von Schnann:

*Myophoria costata* Zenk,

*Modiola?* *Böhmi* nov. spec.

*Myacites* sp.

Ich habe diese Funde nicht wiederholen können.

**Verrucano (Erzführung) — Quarzite — Quarzfels —  
Karbon — Granwackenzzone.**

Als Verrucano wird eine mannigfache Folge von klastischen Gesteinen bezeichnet, welche sich transgredierend über dem kristallinen Grundgebirge ausbreitet und von Buntsandstein und den übrigen Gesteinen der Trias überlagert wird.

Die Gesteine des Verrucano sind einerseits sehr serizitreiche Schiefer, anderseits Quarzite und alle Übergänge zwischen diesen beiden Endgliedern.

Die Serizitschiefer sind feinschieferig, phyllitisch und von lichtgrüner, silbergrauer, blaugrauer, violetter Farbe: besonders charakteristisch ist eine fleckige, zwischen grün und violett wechselnde Färbung. Oft bemerkt man eingesprengte Körner von Pyrit oder Nester von Limonit in ihnen.

Durch Beimengung von Feldspatkörnern gehen die Serizitschiefer über in schieferige Arkosen; andernorts enthalten sie große Quarzgerölle. Stark verquetschte derartige Serizitgeröllschiefer kommen auch in der Verrucanozone Urgtal—Paznaun vor.

Bei Überhandnehmen des Quarzes ergeben sich dann Serizitquarzite, ebenfalls lichtgrün oder lichtrötlich gefärbt. Oft enthalten sie Quarzgerölle, häufig von rötlicher Färbung. Der Serizitgehalt kann endlich soweit abnehmen, daß reine Quarzite und Quarzfelse vorliegen. Die letzteren erwiesen sich bei mikroskopischer Untersuchung als stark gepreßte Quarzsandsteine.

Die Quarzite treten als schroffe, unfruchtbare Felsmauern im Gelände hervor.

Der Charakter des Verrucano als Transgressionsbildung bedingt es, daß nicht überall alle genannten Gesteinsarten vertreten sind; oft ist die Ablagerung auf wenige Meter beschränkt, z. B. bei Grist am Vennetberg, anderorts erreicht der Verrucano mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Dazu kommt aber noch, daß er fast überall von tektonischen Störungslinien begleitet wird, die seinen Schichtbestand willkürlich beschnitten haben, so besonders entlang dem Kalkalpenrand.

Die Zone am Kalkalpenrand enthält viel quarzreiche

Gesteine, Quarzfels, Quarzit, Konglomerat usw. in einem viel besseren Erhaltungszustand als die südlicheren Vorkommen.

Der Verrucano zeigt eine unregelmäßige, aber weit verbreitete Erzführung (Fahlerze, Kupferkies, Spateisenstein...), die öfters Bergbauversuche veranlaßte.

Die Verwitterungsform der Quarzite wurde oben schon erwähnt. Im Gegensatz dazu wittern die Serizitschiefer sehr leicht nieder und bilden daher meist sanfte Mulden, an den Kämmen breite Sättel. Gleichzeitig sind sie stark wasserführend und ist der Verrucano einer der besten Quellhorizonte des ganzen Gebietes. Auch die warme Mineralquelle von Grins entspringt dem Verrucano-Buntsandstein-Zug.

Mit dem Verrucano sind feinblättrige bunte Phyllite am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen innig verfalltet.

Die Phyllite gehören nicht zum alten Quarzphyllit, sondern bilden eine Vertretung der Grauwacken-Zone.

Weiter westlich stellen sich an demselben Südrand schwarze, feinglimmrige Schiefer, hellglimmrige Sandsteine, Arkosen und Kalke ein, welche wohl zum Karbon zu rechnen sind.

Diese Karbongesteine beginnen bei Dalaas und ziehen dann über Kristberg und Bartholomäberg ins Montafon.

Entlang des Südrandes der Lechtaler Alpen lassen sich also an vielen Stellen zwischen den Gesteinen des Kristallins der Ferwall-Gruppe und der Verrucano-Buntsandstein-Basis der Kalkalpen eigentümliche bunte, feinblättrige Phyllite erkennen. Diese Phyllite wurden in älterer Zeit nicht eigens ausgeschieden und bald zum Verrucano-, bald zum Quarzphyllit geschlagen. Durch die Neuaufnahme hat sich aber der selbständige Charakter dieser Schichtgruppe herausgestellt, welche offenbar eine bescheidene Vertretung der weiter östlich so mächtigen und gesteinsreichen Grauwacken-Zone vorstellt.

Bei Dalaas verläßt nun die Grenze Kristallin-Kalkalpen das Klostertal, um über den Sattel des Kristberges nach Bartholomäberg und über das Montafontal ins Rellstal zu ziehen.

Mit dieser Abschwenkung aus dem Klostertal fängt zugleich die Einschaltung von typischen Grauwacken-Gesteinen an. Es handelt sich dabei um eine zusammenhängende Gesteinszone, die stellenweise eine Mächtigkeit von über 200 m erreicht.

In dieser Zone treten schwarze, feinglimmrige, ziemlich weiche Schiefer mit glänzenden Schichtflächen und mattem, tiefschwarzem Querbruch auf. Mit ihnen kommen weißglimmrige Sandsteine mit schwarzen Schichtflächen, grauem Querbruch und breiten, weißen Kalzitklüften, dann graue, dünnblättrige Tonschiefer, Lagen von schwarzweißlichen Arkosen, blauschwarze Kalke, flaserige Kalke und Mergel, feinsandige rötliche Schiefer vor.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine weist unbedingt auf Karbonablagerungen hin. Es scheinen aber auch viel ältere Schichten noch in dieser Grauwacken-Zone verborgen zu sein.

Graptolithenfunde von Ida P e l t z m a n n in der Umgebung von Bartholomäberg weisen darauf hin, daß auch noch am Westende der Grauwackenzone mit dem Vorkommen von Silur zu rechnen ist.

### **Quarzphyllit — quarzitische, feldspatreiche Lagen — Granatphyllit.**

Der Phyllit setzt am Ostrand bei Roppen ein, verbreitet sich dann stark im vorderen Pitztal, wo er den breit ausladenden Bergrücken des Vennetberges zusammensetzt und setzt sich quer über das Inntal ins Stanzertal fort, dessen anmutige Mittelgebirgsterrassen von Tobadill und Grins daraus bestehen. Bei Flirsch verschmälert sich die Phyllitzone stark, erstreckt sich aber noch südlich der Rosanna talaufwärts bis an den Westrand des Kartenblattes. Er endet erst am Arlberg.

Der Phyllit ist ein feinschieferiges Gestein von stahlgrauer bis silberglänzender Farbe, grünlichgrau oder rostfarben verwitternd, dessen Schieferblätter stets wellig verbogen oder gefältelt sind. Am Querbruch sieht man

ihn von dünnen weißen Quarzfasern durchzogen, seltener trifft man auch große Quarzknauern. Die Schieferungsflächen sind von zusammenhängenden Glimmerhäuten — Lagen, mit unbewaffnetem Auge nicht mehr trennbarer, feinsten Glimmerschuppen — überzogen. Bei etwas größerem Korn sieht man aber auch die Schuppung des Glimmers und im Querbruch das körnelige Aggregat des Quarzes.

An vielen Stellen enthält der Phyllit Granat beigemengt, in Körnchen bis zu Hanfkorngröße, welche auf den Schichtflächen in großer Zahl als kleine Knötchen hervorragen. Solche Granatphyllite trifft man bei der Station Flirsch, am Eingang ins Malfontal, bei Grins, Stanz, Zams, bei Urgen, Fließ, an der Thialspitze, am Grabberg, bei Brennwald (Pitztal) u. a. O.

Im allgemeinen sind sie gegen den Südrand der Phyllitzone hin häufiger als im nördlichen Teil derselben.

Besondere Abarten des Phyllites entstehen durch starke Zunahme des Quarzes sowie durch Eintritt von geringen Mengen von Feldspat in die Zusammensetzung des Gesteins. Beides tritt oft gleichzeitig ein, wobei die Glimmerhäute des Phyllits durch Abnahme des Glimmergehalts sich in eine lockere Beschuppung mit Muskowit auflösen.

Es entwickeln sich auf diese Weise einerseits Glimmerquarzite und Glimmerschiefer, andererseits feldspatführende Phyllite (Gneisphyllit). Letztere enthalten gewöhnlich neben Muskowit auch Biotit, welcher durch seine Umwandlung in Chlorit dem Gestein eine grünliche Färbung verleiht. Zusatzweise führen sie auch Granat und Turmalin in kleinen Kriställchen.

Derartige quarzitisches und gneisige Phyllite sind aufgeschlossen in der Stanzerschlucht, unter Schrofenstein, auf den Mähdern nördlich des Zintlkopfs, in der Dawinschlucht, ober und unter Tobadill, am Griesbüchl bei Landeck, Hochgallmig, Larcheralm, Vennetberg u. a. O.

Der Phyllit ist unter den kristallinen Schiefen das am leichtesten verwitterbare Gestein; die feine Spaltbarkeit

und der große Glimmerreichtum befördern den mechanischen Zerfall, das Eindringen von Wasser und Frostwirkung und die chemische Umsetzung. In seinem Bereich runden sich die Bergformen und sowohl die eiszeitliche als die gegenwärtige Erosion haben die Phyllitzone zu breiteren Tälern und Mulden ausgearbeitet. Sein Boden erleichtert die Bildung einer zusammenhängenden Pflanzendecke und wohl die besten Ackerbau- und Weidegelände der Gegend liegen im Phyllit: die Strengener Berghöfe, die Dorffluren von Grins und Stanz und die zahlreichen Höfegruppen am Pitztaler Gehänge des Vennetbergs. Allerdings neigt der Phyllit auch sehr zu Gehängerutschungen, welchen auch der Wasserreichtum im Phyllitgebiet Vorschub leistet. Es bilden sich leicht tiefe Wildbacheinrisse, wie z. B. der Thialgraben bei Landeck, der Dawingraben u. a., welche bei Hochwasser große Massen losen Gesteins in die Tiefe führen, oder Teile des Gehänges geraten ins Rutschen und hinterlassen große, immer wieder nachbrechende Felsanrisse, wie z. B. ober Zappenhof bei Tobadill.

### Chloritschiefer.

In den Phyllit sind an einigen Stellen kleine Lager dieser Gesteinsart eingeschaltet, von wenigen Metern Mächtigkeit und 100 bis 300 *m* Längsausdehnung. Es sind gut geschieferte, sehr feinkörnige (feinschuppig — filzige) Gesteine von dunkelgrüner Färbung. Im Querbruch heben sich aus der dunklen Gesteinsmasse sehr kleine weiße Körnchen von Feldspat (Albit) heraus. Kleine Quarz- oder Kalkspatfasern durchziehen manchmal das Gestein.

Die Hauptbestandteile sind Chlorit und Albit, Nebenbestandteile Titanit und Titaneisen sowie Quarz und Kalkspat.

Derartige Chloritschiefer stehen an bei Zams (am Weg nach Rifenal), bei Grist und Falterschein, bei Arzleier. am Gschwentkamm sowie bei Blons.

Etwas abweichend von diesen ist ein Grünschiefer,

welcher oberhalb Ruezen bei Tobadill ansteht, da er neben Chlorit und (wenig) Feldspat auch Strahlstein und Serizit enthält.

### **Hornblendeschiefer.**

Die Hornblendeschiefer im Phyllit sehen zumeist vielmehr den Chloritschiefern ähnlich als den Amphiboliten. Es ist eine Gruppe kleiner Vorkommen an der Ostseite des Vennetberges und eine zweite im unteren Malfontal. Erstere liegen teils auf der Larcheralm in den obersten Hängen unter dem Kamm, teils südlich von Wennis (Larchach, Matzlewald). Es sind sehr feinkörnige, dunkelgrüne Schiefer, die erst unter dem Mikroskop erkennen lassen, daß sie fast ausschließlich aus Hornblende zusammengesetzt sind und wenig Plagioklas enthalten, mit Ausnahme jenes an der Straße Wennis-Piller, das reichlich Plagioklas und Epidot führt. Die Lager am Vennetberg sind zum Teil reich an Zoisit.

Die Vorkommen im untersten Malfontal sind teilweise denen am Vennetberg gleich, daneben kommen aber auch Lagen vor, welche große Hornblendenadeln (bis zu 1 *cm* Länge) in einem aus Plagioklas und Quarz bestehenden weißen, feinkörnigen Grundgewebe enthalten. Sie wechseln bankweise mit Phyllitlagen.

### **Feldspatführende Granatglimmerschiefer von Groß Gfall.**

Zwischen den Zug der Phyllite im Inn- und Stanzerthal und die Gneise des Ötztales und der Silvretta schaltet sich eine Zone von Gesteinen ein, welche petrographisch einen Übergang zwischen beiden Gebieten bilden, wie dies schon bei einem Quergang durch alle drei Zonen von Landeck längs der Reichsstraße beobachtet werden kann.

Die vermittelnden Gesteine sind vor allem Phyllitgneise, wie solche besonders am Piller sich weit ausbreiten, das heißt Schiefer, welche durch ihren ständigen Gehalt von Feldspat den Gneisen zuneigen, durch ihren

Glimmerreichtum — zumeist Muskowit, doch daneben auch Biotit in mäßiger Menge — und durch die oft phyllitähnliche Struktur dem Phyllit in ihrer Tracht sich anschließen. Sie enthalten oft Granat, wie auch die angrenzenden Teile des Phyllit häufiger granatreich zu sein pflegen. Die Phyllitgneise sind den früher aufgezählten feldspatführenden Abarten des Phyllits am ähnlichsten.

Die Gesteinsart ist in dieser Zone eine oft schwankende, häufig sind quarzitishe Züge eingeschaltet, besonders in der Gegend von Tobadill und Hochgallmig.

Hieher gestellt wurde auch der Schiefer, welcher die Steilstufe des Gehänges unter der Ganatschalm südlich Flirsch bildet; ein sehr glimmerreicher Schiefer, der nach seinem Feldspatgehalt zu den Gneisen gerechnet werden kann und Biotit als herrschenden Glimmer enthält. Ein ganz ähnlicher Schiefer steht auch an den Steilabhängen östlich, gegenüber der Gampernunalm an; in seinen oberen Teilen schalten sich viele quarzitishe Lagen ein, die höher hinauf dann von einer Wechselfolge von Quarzit und Phyllit überlagert werden.

In den höheren Gehängen des Rifflerstockes gegen das Stanzertal, auf den dortigen Almen und Seitenkämmen breitet sich über der noch in der Waldregion durchziehenden Zone der Phyllitgneise eine Folge von Schiefern aus, welche zum Teil deutliche Phyllite sind, zum Teil den Schiefergneisen gleichen, neben zahlreichen Quarzitlagen und Übergangsformen zwischen beiden. Die Ausscheidung auf der Karte mußte in den unklar ausgeprägten und unscharf voneinander abgegrenzten Schiefern, durch die Einzeichnung fester Grenzlinien unvermeidlich schematisierend gehalten werden.

In diesem Bereich erscheint in der flachen Talmulde der Großfallalm eine Wechselfolge von Quarzit und phyllitischen Schiefern, welche letztere dadurch gekennzeichnet sind, daß auf ihrem Querbruch kleine weiße Feldspatkörner hervortreten. Auch auf der Schieferungsfläche sieht man sie. Die Schiefer enthalten reichlich hanfkorngroße Granaten. Auch die Quarzite zeigen vielfach im Querbruch kleine weiße Feldspatknötchen.

Gegen das Niederjoch zu verliert sich die typische Ausbildung und herrschen Phyllit und Granatphyllit, die sich nicht mehr von den Granatphylliten der Paznauer Seite petrographisch unterscheiden lassen, auch in den tieferen Partien schalten sich manche Lagen von feldspatfreiem Granatglimmerschiefer dazwischen ein; die typischen Formen mit Feldspatgehalt gleichen oft sehr den feinkörnigen unter den im nächsten Abschnitt beschriebenen Feldspatknotengneisen.

Der Eigenart der Ausbildung und der unsicheren Abgrenzung gegenüber den beiden genannten Gesteinsgruppen wegen wurden sie auf der Karte gesondert ausgedrückt.

Rücksichtlich ihrer Verwitterung und ihrem Einfluß auf Oberflächenformen des Gebirgs nimmt die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer eine vermittelnde Stellung ein zwischen Phyllitgebiet und Gneisgebirge, wie es ja auch der Stellung der Gesteine zwischen beiden entspricht. Im Rifflerstock bilden sie sehr steile und oft von Felstufen durchzogene Waldhänge unterhalb der flacheren Almengelände. Im Inntal und im Gehänge bis zum Paznaun hebt sich die Zone morphologisch nicht hervor.

### **Feldspatknotengneis.**

Unter diesem Namen ist auf der Karte eine charakteristische Gesteinsart aus der Zone der Phyllitgneise herausgehoben.

Es sind vollkommen schieferige Gesteine von gneisigem Aussehen und großem Glimmerreichtum. Als solcher ist Biotit und Muskowit enthalten, letzterer in größeren Schuppen, manchmal großen Blättern. Das Kennzeichen des Gesteins sind weiße, mehrere Millimeter große Feldspate, welche als innig mit den anderen Bestandteilen verwachsene, von diesen durchsetzte Knoten im Querbruch, oft auch im Hauptbruch hervortreten. Bei stärker verschieferten Formen nehmen sie die Form kleiner Linsen an. Auf den Schichtflächen sieht man nicht selten auch kleine Granatkörner. Manchmal ist eine lagenweise Son-

derung, bzw. Anreicherung der Gemengteile zu beobachten.

Die Feldspatknotten sind später als die übrigen Bestandteile auskristallisierte Albite. Die Gneise selbst sind aus Sedimenten hervorgegangene Schiefergneise.

Übereinstimmende Gneisarten sind in den inneren Teilen der Ötztaleralpen häufig verbreitet, selten auch in den Schiefergneisen des vorderen Pitz- und Kaunertals. Im Paznaun kommt ein solcher Knotengneis auf der Berglalm im Istanztal zutage.

In der Phyllitgneiszone setzen sie in den Wänden des Riffler gegen das Malfontal zuerst ein, sehr schön ausgebildet und vielfach wechsellagernd mit Granatglimmerschiefer, Phyllit und Quarzit. Weiterhin stehen sie in gleicher Gesellschaft und oftmaligem Wechsel an der Mittagspitze an. Große Entfaltung erreichen sie dann im Gebirge ober Tobadill, beiderseits der Flathalm und am Thialspitz, wo sie mit Orthogneisen sehr enge verbunden sind.

#### **Muskowitgranitgneis und Pegmatit.**

Die ersteren sind weiße, meist ziemlich grobkörnige Gesteine von ausgeprägt gneisiger Struktur, an deren Zusammensetzung Feldspat (vorwiegend Kalifeldspat), Quarz und Muskowit beteiligt sind, welch' letzterer in einzelnen Schuppen parallel geordnet im Gestein verteilt ist, oder auch als serizitischer Belag auf den Schieferungsflächen sich ausbreitet. Die Verwitterungsformen sind ähnlich denen der übrigen Granitgneise.

Sie sind weit verbreitet, ohne irgendwo besonders große Ausdehnung zu gewinnen. Im Phyllit sind kleine Lagen solcher vielfach anzutreffen; größere Lager davon stecken im Phyllit am Nordostkamm des Vennetbergs. Es sind zum Teil glimmerarme und sehr grobkörnige, wenig geschichtete Gesteine.

Die Zone der Phyllitgneise begleiten am Rifflerstock große Lagen von Muskowitgranitgneis. Auch im Gneis und Glimmerschiefergebirge südlich des Riffler sind sie verbreitet. Im Gneisgebirge kommt diese Gneisart, wie

erwähnt, oft innerhalb der großen Granitgneismassen als lokale Ausbildung, besonders an den Rändern derselben häufig vor.

Die erwähnten grobkörnigen, fast ungeschieferten Granitgneislager am Vennet bilden den Übergang zu den Pegmatiten, sehr grobkörnige, in der Regel richtungslos struierte, nicht verschieferte Gesteine aus Quarz, Feldspat und Muskowit, der in großen, schönen, silberigen Tafelchen kreuz und quer im Gestein steckt. Oft ist schwarzer Turmalin (Schörl) in unvollkommenen großen Kristallen beteiligt, selten Granat.

Durch Abnahme aller anderen Gemengteile gehen die Pegmatite in reine Quarzgänge über; oft fehlt der Glimmer völlig.

Die Pegmatite durchdringen in Adern die Gneise, größere Mengen derselben breiten sich lagerartig parallel zwischen den Gneislagen aus, kleinere dringen in allen Richtungen durch das Gestein und zerteilen sich in feinsten Adern und Äderchen zwischen den Schieferblättern. Dabei steigt dann im Gneis die Vollkommenheit der Kristallisation der Gneisbestandteile und tritt stellenweis Turmalin in weiter Verbreitung auf. Die leichtflüssigen Restteile des granitischen Magmas und die begleitenden Gase haben den Gneis in allen Fugen durchdrungen und stellenweis neu umkristallisiert. Derartige Adergneise, auch mit größeren Gängen darin, begleiten den ganzen Südrand der Silvrettagneise gegen die Bündnerschiefer; ebenso sind sie am Nordrand der Silvrettagneise vom Urgtal bis ins vordere Paznaun verbreitet.

Seltener sind auch die Pegmatite verschiefert und zeigen dann parallel geordnete Glimmerschuppen und Serizitbildung.

### **Diabasgänge.**

Sowohl die Phyllite als die Glimmerschiefer und Gneise werden von Gängen diabasischer Gesteinsart durchdrungen. Dieselben erreichen eine Längserstreckung von mehreren hundert Metern bei einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu 30 bis 40 m. Sie folgen im allgemeinen

der Schieferung der Gesteine, dringen aber manchmal auch quer zu den Schichtlagen vor, wie man dies z. B. an dem Gang östlich der Landecker Kirche sehen kann.

Das Gestein ist dicht bis feinkörnig, von graugrüner Farbe. Bei etwas größerem Korn kann man, besonders auf den Anwitterungsflächen feine weiße Nadelchen von Feldspat in wirrem Aggregat von der dunkelgrüngrauen Grundmasse abheben; öfter aber erscheint das Gestein nahezu dicht. Oft blitzen kleine Pyritkörnchen auf. An manchen Gängen ist der Rand feiner körnig und lichter als das Innere des Ganges und (im Dünnschliff gesehen) fluidal struiert.

Die mikroskopische Untersuchung und die chemische Analyse (siehe Literatur) ergeben, daß diese Gesteine zu den Diabasen zu stellen sind. Plagioklas und Augit, bzw. dessen Umwandlungsprodukte, sind die Hauptgemengteile; die Gänge bei Kappel und am Rifflerstock—Lattejoch enthalten Hornblende in größerer Menge. Die Struktur ist ophitisch.

Im Phyllit finden sich solche Gänge bei Grins, Landeck, Hinterstrengen, am Fließler Sonnenberg und zwischen Tobadill und Station Pians (letzterer Gang ist dunkelgrün und flaserig und erweist sich bei mikroskopischer Untersuchung als Diabasporphyrit mit Mandelsteinstruktur). Den Glimmerschiefer des Paznaun durchdringen Hornblendediabasgänge am Lattejoch, Rifflerkopf, Blankaspitz, beim Edm.-Graf-Schutzhaus und bei Kappl. In den Ötztaler Gneisen folgen sie besonders der Randzone derselben gegen die Bündnerschiefer, so im Stalanzertal, Mathankopf, Kaunerberg—Aifenspitz.

### **Eruptivmasse von Lech — Melaphyrlaven und Tuffe.**

Diese erst im Jahre 1929 entdeckte Eruptivmasse stellt das einzige Vorkommen basischer Ergußgesteine mit reicher Tuffbegleitung in den nördlichen Kalkalpen vor. Die Tuffe und Laven sind dabei den Kalken der Arlbergschichten eingelagert.

Die Hauptmasse derselben liegt südöstlich von Lech, kleinere Vorkommen finden sich aber auch nördlich und

nordwestlich von Lech bei dem Sportheim „Goldener Berg“ und am Gipfel des Kriegerhorns.

Das Sportheim „Goldener Berg“ ist zum Teil sogar auf Melaphyr gegründet.

Der Masse nach überwiegen die Tuffe über die Laven. Die Farbe der Gesteine ist dunkelgraugrün, einzelne besonders kalzitreiche erscheinen hell- bis dunkelgrau. In den Tuffen und auch in einzelnen Melaphyrproben treten hellgrau die eingeschlossenen Kalkstückchen hervor. In den Tuffen sieht man auch größere schwärzliche Lapilli.

Die Struktur ist massig, vereinzelt tritt aber auch ein parallel gerichtetes Gefüge auf. Das Gesteinskorn ist außerordentlich klein und die Gesteine erscheinen im Handstück dicht.

Der Gesteinsart nach gehört das hier geförderte Magma zu den basaltischen und zwar zu den besonders feldspatreichen, relativ augitarmer und olivinfreien (oder armen) Arten.

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

Die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine durch W. Hammer hat also ergeben, daß die Eruptivgesteine von Lech basaltischen Magmen entstammen, welche als feldspatreiche, augitarmer Melaphyre und zugehörige Aschen und Tuffe erstarrt sind.

Die Melaphyre sind teils ophitisch-körnig, teils porphyrisch struiert und enthalten oft noch Glasbasis.

Der größte Teil der vorliegenden Gesteine 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 Lapilli-Einschlüssen.

Andere Vorkommen von basischen Ergußgesteinen mit Tuffen sind in den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt.

Am meisten Ähnlichkeit besitzen die Melaphyrlaven und Tuffe in der ladinischen Stufe der Südtiroler Dolomiten.

### **Mylonitzonen.**

Unter der Bezeichnung Mylonit sind auf der Karte die am stärksten mechanisch umgewandelten Gesteinszüge kenntlich gemacht; alle Übergänge leiten von ihnen über zu dem normalen Gesteinszustand.

Innerhalb der kristallinen Schiefer sind oft breitere Zonen einer starken Durchbewegung unterworfen worden, welche sich in einer Umwandlung der Bestandteile äußert; Entstehung von grünlichen Serizitfasern und Lagen auf Kosten des Glimmers und der Feldspate, oft mit einer gleichzeitigen lagen- oder faserweisen Sonderung der Bestandteile verbunden. Diese Umwandlungsstadien wurden im allgemeinen nicht in der Karte ausgeschieden.

Besonders stark unterliegen ihr unter gleichzeitiger mechanischer Zermahlung des Quarzes und der größeren Feldspatkörner die Granitgneise, welche als Lager zwischen weichere und gleitfähigere Schiefer eingeschaltet liegen. Ein auffälliges Beispiel dafür ist der grobflaserige Granitgneis, welcher in beträchtlicher Mächtigkeit südlich vom Dorf Wenns zwischen Phylliten einsetzt. Schon hier sind seine randlichen Teile stark schiefrig und serizitisch; im weiteren Verlauf gegen Westen geht er in ein grünliches bis schwärzliches, dichtes Flasergestein über infolge der hochgradigen Zermahlung und Umwandlung aller seiner Bestandteile. Nur stellenweise lassen noch besser erhaltene Stellen die Herkunft aus Granitgneis erkennen.

Eine ähnliche heftige Verschieferung und Zerstörung haben die Granitgneislager im untersten Paznaun, bei Wiesberg und Giggel erlitten. Hier sind sie gemeinsam mit den begleitenden Schiefergneisen zu einer schwer auflösbaren Folge mylonitischer Schiefer zusammengeknüpft.

Fast alle großen Störungslinien werden von Myloniten begleitet. Auf der Karte sind als solche nur jene ausge-

schieden, bei denen die Mylonitisierung zu einer vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gesteinscharakters geführt hat.

Es liegen dann dunkelgefärbte, schwarze oder grüngraue, dichte Gesteine vor, welche teils schieferig-flaserig, oft aber ganz richtungslos-massig oder dickbankig struiert sind bei großer Härte und muscheligem Bruch.

Oft sieht man in den dunklen, dichten Myloniten Schwefelkies eingesprengt. Südlich Wiesberg sind die schwarzen Mylonitschiefer an einer Stelle graphithältig.

### **Übersicht des Aufbaues der Lechtaler-Alpen.**

Der Bau der Lechtaler Alpen wurde mit Hilfe von Faltungen, Schiebungen, Gleitungen sowie vertikalen Hebungen und Senkungen vollzogen.

Eine sehr wichtige Rolle spielen dabei die Schiebungen und es ist eine noch offene Frage, ob hier überhaupt Faltungen vorhanden sind, welche nicht zu der mechanischen Gefolgschaft einer Schub- oder Gleitbewegung gehören.

Das Abhängigkeitsverhältnis der Faltungen von den benachbarten Bahnflächen ist jedenfalls recht deutlich ausgesprochen.

Die Häufung und Anschoppung von engepreßten Falten ordnet sich regelmäßig an die Stirne von Schubmassen. Ebenso gehören die schönst ausgebildeten Falten des Gebietes den Stirneinrollungen der Schubkörper an. Große weitgespannte Faltungen decken sich vielfach mit den Verbiegungen der darunter durchziehenden Bahnflächen.

So kommt man zu der Einsicht, daß wohl der größte Teil der Falten der Lechtaler Alpen mit der Ausbildung und dem Vormarsch der Schub- und Gleitkörper in engster Verbindung steht.

Ob diese Beziehung auch noch für jene alten Falten gilt, von denen uns manchmal glückliche Geröllfunde in den Konglomeraten der Gosau-, Cenoman-, Verrucano-Schichten erzählen, ist wohl kaum mehr zu beweisen.

Der Befund einer engen Abhängigkeit des ganzen

Faltungsbetrages von den Schub- und Gleitbewegungen ist von weittragender tektonischer Bedeutung. Er besagt, daß die Schichten der Lechtaler Alpen vor dem Eingreifen dieser Bewegungen eine relativ wenig gefaltete Lagerung eingenommen haben. Die Schub- und Gleitbewegungen haben also kein bereits lebhaft gefaltetes Gebirge ergriffen.

Die Ausgangsstellung für die Schub- und Gleitbewegungen waren hier ein nicht stark verbogenes Schichtsystem, das von der Grenze der Grauwackenzone bis in die untere Kreide hineinreichte.

Seine Breite dürfte etwa zweimal so groß als jene der heutigen Nordalpen gewesen sein und somit die N-S-Dimension von ca. 80 bis 100 *km* eingenommen haben.

Die Dicke dieser Schichttafel war natürlich ungleich, erreichte aber wohl kaum irgendwo mehr als 3 bis 4 *km*.

Das ergibt schätzungsweise eine Schichtenplatte, deren Dicke sich zu ihrer Breite etwa wie 1 : 30 verhält. Legt man Papierbogen in diesem Verhältnis aufeinander, so bemerkt man gleich, daß dieses System selbst bei einem so biegsamen Material immer noch eine beträchtliche Steifheit behält.

Würde man eine derartige Schichtenplatte auf einer entsprechend geeigneten Bahn zur Ableitung und zum Auffahren auf einen rauhen Untergrund bringen, so könnte damit ein großer Teil der Bauformen der Lechtaler Alpen auf die mechanisch einfachste Weise erzeugt werden.

Ein anderer ebenfalls sehr wichtiger Teil läßt sich aber durch Gleitung vom Höheren zum Tieferen nicht erklären.

Wenn man versuchen will, eine kurze Übersicht über den Aufbau der Lechtaler Alpen zu entwerfen, so bieten die großen Schubbahnen, welche dieses Gebirge zerschneiden, die natürliche Führung und Einteilung. Die Kenntnis dieser Schubbahnen wurde nur Schritt für Schritt bei der Landesaufnahme gewonnen. Sie stellt gegenüber von den älteren Karten einen der wesentlichsten Fortschritte dar.

Wenn wir mit der Beschreibung der großen Schubbahnen im S beginnen, so treffen wir hier an der Südgrenze der Lechtaler Alpen gegen das kristalline Gebirge auf eine weithin streichende Schubfläche. Dieselbe nimmt durchaus steile Stellungen bei einem ungefähr ostwestlichen Verlaufe ein. Die Steilstellung dieser Bahnfläche hat bewirkt, daß dieselbe in früherer Zeit als Verwerfung angesehen wurde. Heute wissen wir, daß es sich bei dieser Steilstellung nur um eine sekundäre Erscheinung handelt.

Die Hauptfunktion dieser weitausgreifenden Schubbahn besteht in der mechanischen Trennung der Kalkalpen von den Zentralalpen und der nahezu völligen Auslöschung der dazwischen befindlichen Grauwackenzone.

Die letztere Funktion ist erst bei dem Vorschreiten der Landesaufnahme in die Davenna-Gruppe und in den Rätikon erkannt worden.

Die Schubbahn tritt in der Gegend von Arzl (am Eingang ins Pitztal) in den Kartenbereich ein und zieht am Südrand durch alle vier Blätter hindurch.

Auf der Strecke von Arzl bis Zams verbleibt dieselbe auf der Südseite des Inns.

Bei Zams tritt sie auf die Nordseite des Inntales über. Von Landeck bis Flirsch verläuft sie an der Nordseite von Sanna und Rosanna. Zwischen Flirsch und St. Anton hält sie sich wieder an der Südseite der Rosanna.

Am Arlberg zieht sie an der Nordseite der Paßfurche durch, folgt dann dem Klostertal, das sie bei Dalaas verläßt, um über den Kristberg-Sattel und Bartholomäberg ins Montafon- und von dort durchs Rellstal an das Westende des Silvrettakristallins zu streichen.

Für die Bedeutung dieser tektonischen Linie spricht schon die große, ununterbrochene Erstreckung.

Außerdem finden an dieser Linie hin und hin sowohl erhebliche Additionen als auch Subtraktionen der benachbarten Schichtglieder statt.

Besonders auffallend sind hier die Anschoppungen von Verrucano und Quarzphyllit, denen wieder Stellen fol-

gen, wo diese Schichten ungeheuer geschwächt oder ganz unterdrückt erscheinen.

Weiter sind für diese Störungslinie die Einschaltung von Querstrukturen charakteristisch.

Aus allen diesen Eigenschaften gewinnt man den Eindruck, daß hier zwischen dem Kalkgebirge und dem Kristallin eine bedeutende Verschiebung in der Richtung von O → W stattgefunden hat.

Wahrscheinlich ist dieser O → W-Bewegung aber schon eine ältere S → N-Bewegung vorausgegangen.

Zwischen dem Kristallin und dem Kalkgebirge sind nun auch noch Reste von Grauwackenzone vorhanden. Dieselben bilden erst zwischen Dalaas und dem Montafontal einen mächtigeren, geschlossenen Streifen, der neben Karbon auch noch ältere Schichten (Graptolithenfunde von Ida Peltzman) beherbergt.

Der Bestand dieser Grauwackenzone ist vor allem durch die tiefgreifende Verrucano-Transgression aufgezehrt worden.

Es hat aber auch die Schubfläche noch wesentlichen Anteil an der Zerstörung der Grauwackenzone genommen. Dieselbe folgte vor allem der Vorzeichnung dieser vielfach weichen und gleitfähigen Gesteine, welche sie weitgehend mechanisch deformiert hat.

Die nächste weiter nördlich durchziehende Schubbahn der Lechtaler Alpen ist jene, auf welcher die Inntaldecke über die Lechtaldecke geliefert wurde.

Sie hat einen weit komplizierteren Verlauf als die Schubbahn zwischen Kristallin und Kalkalpen, da sie das Gebirge nicht mehr in ausgesprochener Steilstellung durchzieht.

Im allgemeinen liegt nämlich die Inntaldecke als Ganzes ziemlich flach auf der Lechtaldecke und nur die Nord- und Südränder erscheinen steil aufgebogen. Da starke Querverbiegungen das Gebirge nord-südlich durchziehen, so wurde die schwebende Inntaldecke bald hochgehoben, bald tief gesenkt und in einzelne Teilschollen zerrissen. Dadurch hat natürlich auch der Ausstrich der basalen Schubbahn der Inntaldecke einen kartographisch

ganz unregelmäßigen und vielfach nur vom Fortschritt der Erosion abhängigen Verlauf erhalten.

Dies kommt vor allem bei der Umrandung der einzelnen abgelösten Deckschollen der Inntaldecke in Betracht, während die Ausstriche der steilstehenden Ränder der Schubbahn davon wenig betroffen werden.

Der südliche Ausstrich unserer Schubbahn liegt im östlichsten Teil der Lechtaler Alpen der tieferen Schubbahn zwischen Kristallin und Kalkalpen zunächst ganz benachbart. Im Kartengebiet beginnt er südlich des Inns und zieht über Imsterwald an den Ausgang des Starkenbachtals. Hier übersetzt er das Inntal und streicht über das Silberjoch ins hintere Zamerloch und an der Nordseite der Parseier-Sp. vorbei ins hinterste Parseiertal.

Von hier hält die Schubbahn weiter westwärts flachere Neigungen ein, wodurch die Grenzlinie den Taltiefen und Berghöhen folgend lebhaft vor- und rückspringt.

Dieser Zickzackverlauf des Tagstriches der Schubbahn schafft großartige Einblicke in den Bau der darunter und darüber befindlichen Bergmassen.

Zugleich wird in dem wildzackigen Gebirge nördlich von der Eisen-Sp. offenbar, daß zwischen der Lechtaldecke im Liegenden und der Inntaldecke im Hangenden noch eine Zone von tektonischen Einschubmassen existiert, welche aber nicht mehr in geschlossenem Verbande erhalten ist.

Wie man weiter im W klarer erkennt, handelt es sich dabei um die Reste von Tauchdecken, deren Kerne hier vielfach tief in die Kreideschiefer der Lechtaldecke hineingedrückt wurden und so der Zerstörung entgangen sind. Die Tauchfaltenkerne bilden wichtige Belegstücke für die von S → N erfolgte erste Aufladung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke.

Der östlichste Rest dieser Tauchdecken setzt den Gipfelkörper des Griesmuttekopfs zusammen, welcher größtenteils frei auf Kreideschiefern schwimmt, was man von der geologisch hervorragend günstig gelegenen Ansbacher Hütte aus prächtig verfolgen kann.

Westlich von der Ansbacher Hütte erscheint die Zone der Kreideschiefer der Lechtaldecke am Gipfel der Ape-ries-Sp. sogar sekundär auf die Inntaldecke empor-geschoben. Nördlich von Pettneu greift eine recht eigen-artige und offenbar jüngere Querstruktur gewaltsam in die ruhige Lagerung der Inntaldecke ein.

Wie die Karten klar zu erkennen geben, werden die Lechtaler Alpen zwischen Pettneu im S und Steeg im N von einer Querstruktur beherrscht, welche sowohl die liegende Lechtaldecke als auch die darauf befindliche Inntaldecke gemeinsam überwältigt hat.

Auf das südlich von Pettneu angrenzende Kristallin der Ferwall-Gruppe scheint diese Querstörung nicht mehr überzugreifen.

Es handelt sich daher um eine innerkalkalpine Quer-störung.

Folgende Merkmale zeichnen diese Querstruktur vor allem aus.

Nordwestlich von Pettneu stellt sich eine gewaltige Anhäufung von Verrucano und Grauwackenphyllit ein.

Besonders auffällig ist die mächtige Entwicklung der Grauwackenphyllite in der Umgebung der Nessler-Alpe.

Der Kreideschieferzug biegt weiter nördlich von Pettneu plötzlich scharf gegen NW zu ab und streicht über das Kaiserjoch, wo er dann nördlich von Kaiserjoch und Stanskogel eine mächtige Verbreiterung erlangt. Er enthält hier im Gipfelkörper des Stanskogel zugleich wieder einen prachtvollen Tauchdeckenkern aus gewalztem Aptychenkalk. Nordwärts vom Stanskogel tauchen die Kreideschiefer dann unter die mächtige Schubmasse der Fallesin-Sp. unter, welche wieder ein Stück der Inntaldecke vorstellt. Unsere Querzone zieht nun östlich von der Deckscholle der Fallesin-Sp. vom Kaiserjoch in die Gegend von Kaisers, übersetzt dort die Schlucht des Almejurtales und schwenkt über die Pimig-Sp. ins unterste Krabachtal ein.

An der Ostseite der Schubdecke der Fallesin-Sp. ist das Verhältnis dieser Querzone zur Inntaldecke besonders interessant gestaltet.

Diese Schubmasse fällt gegen NW zu ein und ist dabei muldenförmig verbogen. An der Ostseite liegt nun unter dieser Schubmasse ein schmaler Streif von Kreideschiefern, darunter ein schmaler Schubkeil aus Hauptdolomit und unter diesem eine intensive Verfaltungszone, an welcher alle Schichten von den Sandsteinen der Raibler Schichten bis zu den Aptychenkalken teilnehmen.

Diese eigentümliche Verfaltungszone beginnt mit einer Muschelkalkschuppe östlich vom Kridlonsee und schwenkt dann um die Kaiseralpe im Bogen aus der OW-Richtung in die SN-Richtung herum.

Überfaltung von O gegen W und NW ist deutlich hier abzulesen. Es scheinen aber auch ältere S→N-Überfaltungen mit beteiligt zu sein.

In die tektonische Sprache übersetzt, haben wir hier eine zweifache Auflage der Inntaldecke vor uns. Oben die normale Schubdecke der Fallesin-Sp. und darunter die schmale Schubdecke unter dem Kruckerjoch.

Die Inntaldecke ist hier entlang der Querstörung also zerbrochen und die Trümmer übereinander geschoben worden.

In noch großartigeren Dimensionen offenbart sich die Wirkung unserer Querstörung westlich von Kaisers. Hier sehen wir am Schwarzen Kranz hoch erhoben die Inntaldecke samt der aufgelagerten Krabachjochdecke. Darunter ziehen in mächtigen Verbänden die Kreideschiefer durch. Unter diesen stellt sich nochmals eine Scholle der Inntaldecke ein, welche den Gipfel der Pimig-Sp. bildet und sich dann über das Krabachtal hinweg zur Lärch-Sp. fortsetzt.

Unter diesem eingeschuppten Teil der Inntaldecke liegt wieder eine Verfaltungswalze aus Juraschichten. Unter diese Walze taucht dann nochmals ein Schuppe der Inntaldecke ein.

Es ist dies jene Schuppe, welche weiter östlich die prachtvolle Schubmasse der Griestaler-Sp. bildet. Dieselbe senkt sich hier stark gegen W und taucht mit einer von Kössener Schichten umwölkten Stirne in den Sockel der Pimig-Sp. ein.

Wir haben also in der Bergmasse von Schwarzen Kranz bis Pimig-Sp. nicht weniger als drei Stockwerke von Inntaldecke aufeinander geladen.

An der Nordseite der Pimig-Sp. schwenkt dann unsere Querstörungszone wieder in die OW-Richtung ein.

Aber auch hier läßt sich ihre Wirksamkeit noch deutlich erkennen.

Es enden nämlich an dieser Zone östlich von Steeg zuerst eine Teilschubmasse der Lechtaldecke und weiter westlich bei Lechleiten auch zwei Teilschuppen der großen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes.

Alle diese Schubmassen enden hier mit prächtig ausgebildeten und schön eingerollten Schubstirnen, welche gegen W und NW schauen.

Wir sind also zu dem Ergebnis gekommen, daß unsere Querstörung hier den ganzen Bau der Lechtaler Alpen durchdrungen und überwältigt hat.

Dabei wurden die tieferen Schubmassen mit neuen sekundären, gegen W und NW schauenden Stirnen ausgestattet, während die oberen Schubmassen nur übereinander geschuppt wurden.

Die Querstörung hat offenkundig eine ältere ursprünglich O-W streichende Anordnung von Schubmassen ergriffen und dieselbe heftig gegen W und NW in Bewegung versetzt.

Wir werden auch noch weiter im W in den Lechtaler Alpen Beweise für bedeutende Schubwirkungen dieser jüngeren O → W-Bewegung antreffen.

Übrigens ist die eben beschriebene große Querstörung zwischen Pettneu—Steeg—Lechleiten nicht der Beginn der Querstrukturen der Lechtaler Alpen. Wir begegnen schon zwischen Alperschon- und Sulzetal einer größeren Queraufwölbung, die immerhin schon stark genug war, um die hangende Inntaldecke in Stücke zu brechen. Das gehobene Stück der Inntaldecke ist der Abtragung verfallen und so klafft zwischen der Schubmasse der Ruitel-Sp. im O und der Schubmasse der Griestaler-Sp. im W eine größere Lücke, wo die emporgewölbte Lechtaldecke in der kühnen Tajaspitze ihr lastbefreites Haupt erhebt.

Diese Querwölbung durchdringt aber nicht die ganze Breite der Lechtaler Alpen, sondern bleibt auf den nördlichen Abschnitt beschränkt.

Nach Überwindung der großen Querstörung von Pettneu bis Steeg erscheint die Inntaldecke nur mehr in einzelne getrennte Schollen aufgelöst.

Die Schubscholle der Fallesin-Sp. haben wir schon erwähnt. Sie ist bereits nach allen Seiten freischwebend.

Weit größer ist dann die benachbarte Schubscholle zwischen Almejur—Krabach—Bockbachtal.

Dieselbe trägt noch eine höhere Schubmasse, welche nach ihrer großartigen Entwicklung am Krabachjoch als „Krabachjochdecke“ benannt und beschrieben wurde. Unter der auflastenden Krabachjochdecke erscheint die Inntaldecke selbst sehr stark abgeschrägt und stellenweise sogar völlig abgeschert.

Jenseits der Furche des Flexenpasses lagern dann die letzten Schubschollen der Inntaldecke im Bereiche der Hasenfluh und der Wildgruben-Sp.-Gruppe.

Während die Deckscholle der Hasenfluh von dem Verfasser schon im Jahre 1908 erkannt wurde, ist die Wildgruben-Sp.-Gruppe erst 1932 als freischwebende Schubmasse durchsichtig geworden.

Die erste Deutung als Deckscholle stammt von dem Geologen Stephan Müller.

Die Deckscholle der Hasenfluh trägt über Hauptdolomit eine Kappe aus scharfgewalzten Aptychenkalken und darauf noch Kreideschiefer.

Sie wird durch den schmalen Kreideschieferkamm des „Muggengratl“ von der Schubmasse der viel größeren Wildgruben-Sp.-Gruppe getrennt.

Diese letztere Schubmasse besteht ebenfalls zur Hauptsache aus Hauptdolomit, der aber nicht wie an der Hasenfluh flach, sondern sehr steil gelagert erscheint. Das Streichen bevorzugt die Richtung S—N. Auf der Westseite legen sich auf den Hauptdolomit Kössener Schichten, Oberrätkalke sowie hornsteinreiche Liaskalke.

Diese Schichten sind zu einer stolzen Stirnform ver-

bogen, welche an der kühnen Roggal-Sp. prachtvoll erhabene Gestaltung findet.

Wir stehen am Westende der Inntaldecke in den Lechtaler Alpen

Wie wir aber heute wissen, trägt auch noch die Kreideschiefermulde der Scesaplana einen Schubdeckenrest der Inntaldecke am Gipfel des Wildbergs. Also kann die nach W schauende Stirne der Inntaldecke in der Wildgruben-Sp.-Gruppe auch wieder nur eine sekundäre Stirnbildung sein, welche erst bei dem jüngeren O→W-Vorstoß gebildet worden ist. Der Zusammenhang der Inntaldecke muß daher bereits vor diesem Vorstoß gelockert gewesen sein. Die Inntaldecke ist in den Lechtaler Alpen über ein weites Feld von Kreideschiefern vorgeschoben worden. Dadurch hat sie diese weichen, leicht zerstörbaren Schichten auch vor der Abtragung bewahrt.

Auf den heute vorliegenden Kartenblättern tritt diese Beschützerrolle der Inntaldecke klar vor Augen. Die Kreideschiefer verbreitern sich am meisten dort, wo die schützenden Deckel der Inntal- und Krabachjochdecke darauf liegen.

Die Kreideschiefer reichen in ihrer Verbreitung aber viel weiter gegen W als die heute noch vorhandenen Reste der Inntaldecke.

Westlich von der Stirne der Roggal-Sp. treffen wir die Kreideschiefer, noch frei zutage liegend, in der Mulde von Spullers, von wo sie über den Gerengrat in den Hintergrund des Radona Tobels streichen.

Hier schneidet sie die mächtige von SO gegen NW streichende „Formarin-Verwerfung“ entzwei.

Hoch über dem Formarinsee hält dann die stolze bunte Felsschneide der Roten Wand noch einen kleinen Kreiderest in ihrer Muldenfaust.

Wir kehren nun zum Nordrand der Inntaldecke zurück und beginnen mit seiner Verfolgung wieder im O.

Der Nordrand der Inntaldecke (im alten Sinne) übersetzt zwischen Nassereith und Fernstein den tiefen Ein-

schnitt des Fernpasses und tritt dann an der Nordseite der gewaltigen Heiterwand in die Lechtaler Alpen ein.

Im Bereiche der Heiterwand ist diese Schubbahn an großartiger Gegensätzlichkeit des Schichtbesitzes der zusammengrenzenden Lechtal- und Inntaldecke leicht zu erkennen. Außerdem hat hier der leider stillstehende Blei-Zinkbergbau St. Veit noch tiefe Stollenaufschlüsse in der Grenzregion der großen Schubbahn geschaffen.

Die Inntaldecke führt hier unter dem mächtigen Wettersteinkalk noch reiche Partnach-Schichten und Muschelkalk. Weiter gegen W zu wird aber Schichtglied um Schichtglied von der Schubbahn abgesichert. Bei Boden verschwindet endlich auch der Wettersteinkalk samt den Raibler Schichten und so bildet weiterhin der Hauptdolomit die Basis der Inntaldecke.

Diese scharfe tektonische Abschrägung der Sohle der Inntaldecke findet in der darunter liegenden Lechtaldecke kein Spiegelbild. Hier verläuft hin und hin von dem Nordrand der Inntaldecke ein zusammengestauchter Wulst von jungen Schichten.

Vergleicht man den Nordrand der Inntaldecke mit ihrem Südrand, so erkennt man sofort, daß die Förderung der Inntaldecke von S gegen N zu erfolgt sein muß. Nur an der Nordseite liegt der aufgeplügte Stirnwulst, welchen der Vorschub der schweren Masse vor sich her trieb.

Von dem Fernpaßtal bis zur Westseite der Ruitel-Sp. am Eingang ins Madautal verläuft der steilstehende Schubrand der Inntaldecke ziemlich gerade in ostwestlicher Richtung.

Hier biegt er plötzlich scharf gegen S ab und weicht dann gegen O zurück, wobei er das interessante Fenster von Madau öffnet.

Dieses Fenster ist deshalb tektonisch besonders wertvoll, weil es uns guten Einblick in das Bewegungsbild der unterjochten Lechtaldecke gestattet.

Die Lechtaldecke liegt hier nicht etwa als glatter Schichtenboden unter der Schubmasse der Inntaldecke, sondern mit einer reichen tektonischen Gliederung. Auffallend ist dabei die Herausbildung einer Rollfalte,

welche offenbar wie eine untergelegte Walze den Transport der schweren Schubmasse erleichtert hat. Die Querswölbung östlich vom Madautal, welche die Inntaldecke so hoch gehoben hat, daß sie von der Erosion durchgesägt wurde, haben wir schon erwähnt.

Jenseits dieser Wölbung setzt sich dann die Inntaldecke in der schönen Deckscholle der Griestaler-Sp. fort.

Sie bildet hier ein tektonisches Schaustück des Sulzeltales, aus dem E. Christa im Jahrbuch 1932 der Geol. B.-A. ein prächtiges Bewegungsbild mit lebhafter Schubfaltenbildung vorgelegt hat.

Es erübrigt nun noch eine kurze Beschreibung der Reste der Krabachjochdecke.

Von dieser höheren Schubmasse ist heute in den Lechtaler Alpen nur wenig mehr erhalten.

Der größte Rest liegt in der Umgebung des Krabachjoches und ist mit Hilfe der dort befindlichen Stuttgarter Hütte am bequemsten zugänglich.

Während die Inntaldecke ihre älteren Triasschichten nur im O besitzt, hat die Krabachjochdecke auch noch im W eine große Masse von Partnach-Schichten und Muschelkalk.

Die ganze Schichtfolge ist von jener der benachbarten Inntal- und Lechtaldecke bis zum Hauptdolomit hinauf abweichend entwickelt.

Der Muschelkalk ist stark mit Eisen vererzt und außerordentlich hornsteinreich. Der Hornstein bildet oft gigantische Wucherungen.

Die Partnach-Schichten zeigen keine Besonderheiten, dagegen ist der darüber befindliche Wettersteinkalk ganz armselig und unscheinbar entwickelt.

Sehr reich gegliedert sind dagegen die darauf ruhenden Raibler-Sch. Sie sind auch ungemein reich an Fossilien, was schon den ersten Pionieren Escher v. d. Linth-v. Hauer-v. Richthofen aufgefallen ist und sie an die Südalpen erinnerte.

Der nächste größere Fleck der Krabachjochdecke liegt ganz im O in der Nähe von Imst.

Auch dieser Rest hat viel alte Trias. Außerdem ist der-

selbe noch etwas gegen die Gosaumulde des Muttekopfs vorgeschoben.

Diese Schubmasse ist zu einer hochgelegenen Mulde verbogen, wobei die alten Schichten am Muldenboden bei der Schubwanderung offenbar durchgewetzt wurden.

Die Muldenbiegung ist daher mindestens so alt wie der S→N-Schub.

Zwischen diesen beiden größeren Resten der Krabachjochdecke sind nur noch einige winzige Reste vorhanden, so z. B. in der Frei-Sp.-Gruppe, auf der Feuer-Sp., am Stanskogel. Sie bestehen nur aus kleinen Schollen von Hauptdolomit.

Wahrscheinlich gehört auch die Muschelkalkscholle östlich vom Kridlonsee noch zur Krabachjochdecke.

Mit der Krabachjochdecke ist der heutige Besitz der Lechtaler Alpen an Schubmassen nach oben hin abgeschlossen.

Es ist leicht möglich, daß früher auch noch höhere Schubdecken vorhanden waren, die inzwischen völlig zerstört wurden und keine Spuren mehr hinterlassen haben.

Wir haben erkannt, daß für den Aufbau der Lechtaler Alpen in erster Linie der Verlauf der Schubbahnen entscheidend ist. Dagegen besitzen die Verwerfungen relativ geringe Bedeutung, wenn auch die „Formarinverwerfung“ große Sprunghöhe mit großer Länge verbindet.

Die Grundfrage, ob die Bewegung der Schubmassen als Gleitung im Schwerefeld oder als Schiebung zu deuten ist, besitzt heute noch keine vollgiltige Lösung.

Immerhin kann man behaupten, daß nur für den ersten großen Bewegungsvollzug in der Richtung S→N Gleitungen größeren Stiles in Betracht kommen.

Für den zweiten Bewegungsvollzug in der Richtung O→W kommen Gleitungen kaum mehr in Betracht. Dieser zweite Bewegungsantrieb ist viel jüngeren Alters. Infolgedessen sind seine Bauwerke im allgemeinen noch mit frischeren Linien erhalten. Die schönsten ausgeführten und besterhaltenen Schubstirnen gehören zu einem großen Teil dieser jüngeren Bewegungsflut der Ostalpen an.

Als Ergänzung zu dieser nur in großen Umrissen gezeichneten allgemeinen tektonischen Übersicht kommen nun im folgenden Abschnitte eine Reihe von Detailbeschreibungen und Detailabbildungen zu Wort.

### **Schilderung und Abbildung der wichtigsten geologischen Bautypen der Lechtaler-Alpen.**

Dieser Teil der Erläuterungen bringt eine Reihe von farbigen Zeichnungen, welche alle seinerzeit so wie sie vorliegen, an Ort und Stelle entstanden sind.

Sie stellen eine Auswahl aus mehreren Hunderten ähnlicher Skizzen dar und sind dazu bestimmt, neben der Karte und mit ihr zusammen benützt zu werden.

Für die Auswahl war vor allem die Eigenart der Bauweise maßgebend, daneben auch die Zugänglichkeit der betreffenden Berge.

Vor allem kamen hier Berge zur Darstellung, die von den wichtigsten Alpenvereins-Schutzhütten der Lechtaler Alpen aus eine gute Besteigbarkeit oder eine besonders schöne Aussicht bieten.

Eine reichere Auswahl wäre noch besser gewesen, aber die leidige Sparsamkeit hat auch hier wieder enge Grenzen gezogen.

Immerhin sind die wichtigsten Bautypen in dieser Sammlung enthalten, wo man auch den inneren Zusammenhang zwischen der schöpferischen Bewegung und der dadurch erzeugten Gestaltung oft bis in alle Einzelheiten verfolgen kann. In mancher Hinsicht wären Lichtbilder besser gewesen, für die Betonung der mechanischen Zusammengehörigkeiten und Gefolgschaften sind die Zeichnungen aber klarer und geistiger.

### **Bergbau St. Veit an der Nordseite der Heiterwand,**

Dieses Profil stellt eine Ergänzung zu dem Profil des Tschachaun bei der Anhalter Hütte vor.

Es schneidet die Heiterwand etwa um 5 km östlicher.

Durch den hier noch in den letzten Jahren in Betrieb gewesenen Bergbau sind wir über die der Heiterwand im N vorgelagerte Zone gut unterrichtet. Die Südseite

der Heiterwand ist geologisch sehr einfach gebaut, hier legt sich auf den Wettersteinkalk eine mächtige Folge von Raibler-Sch. und Hauptdolomit.

Das Profil an der Nordseite ist wesentlich komplizierter.

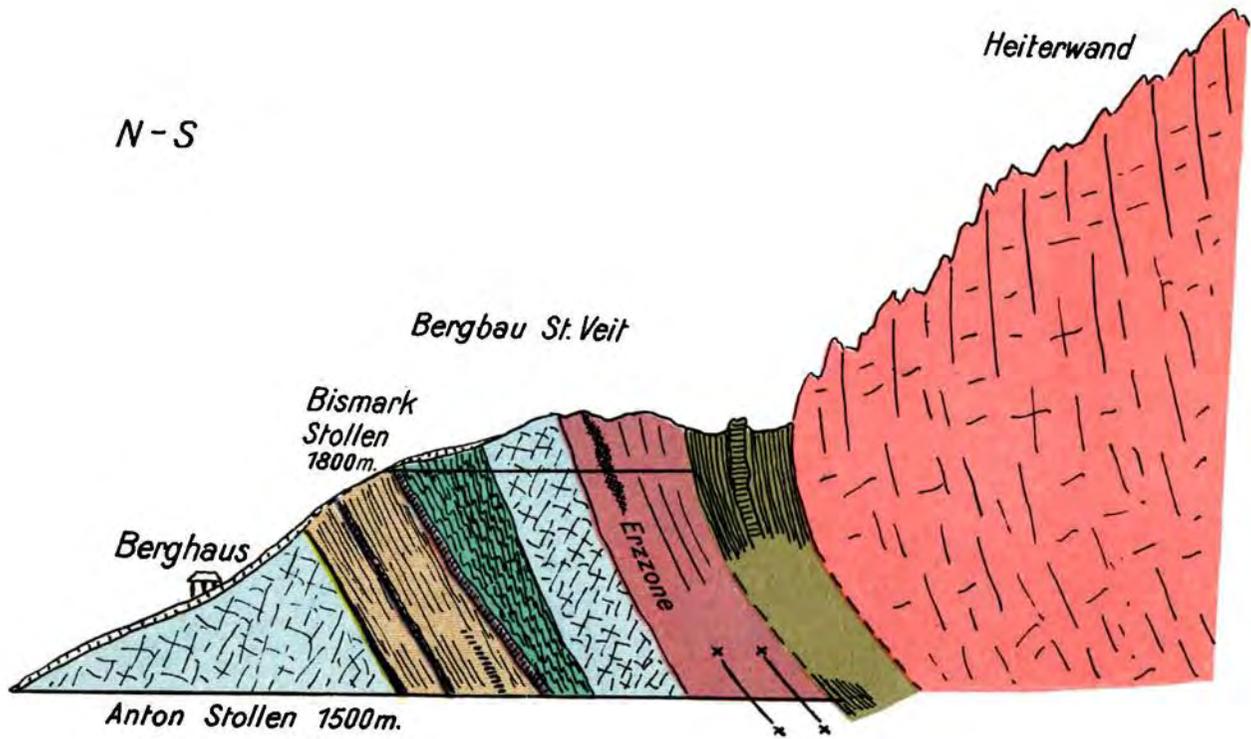
Der Wettersteinkalk wird zunächst regelrecht von Partnach-Sch. und Muschelkalk unterlagert.

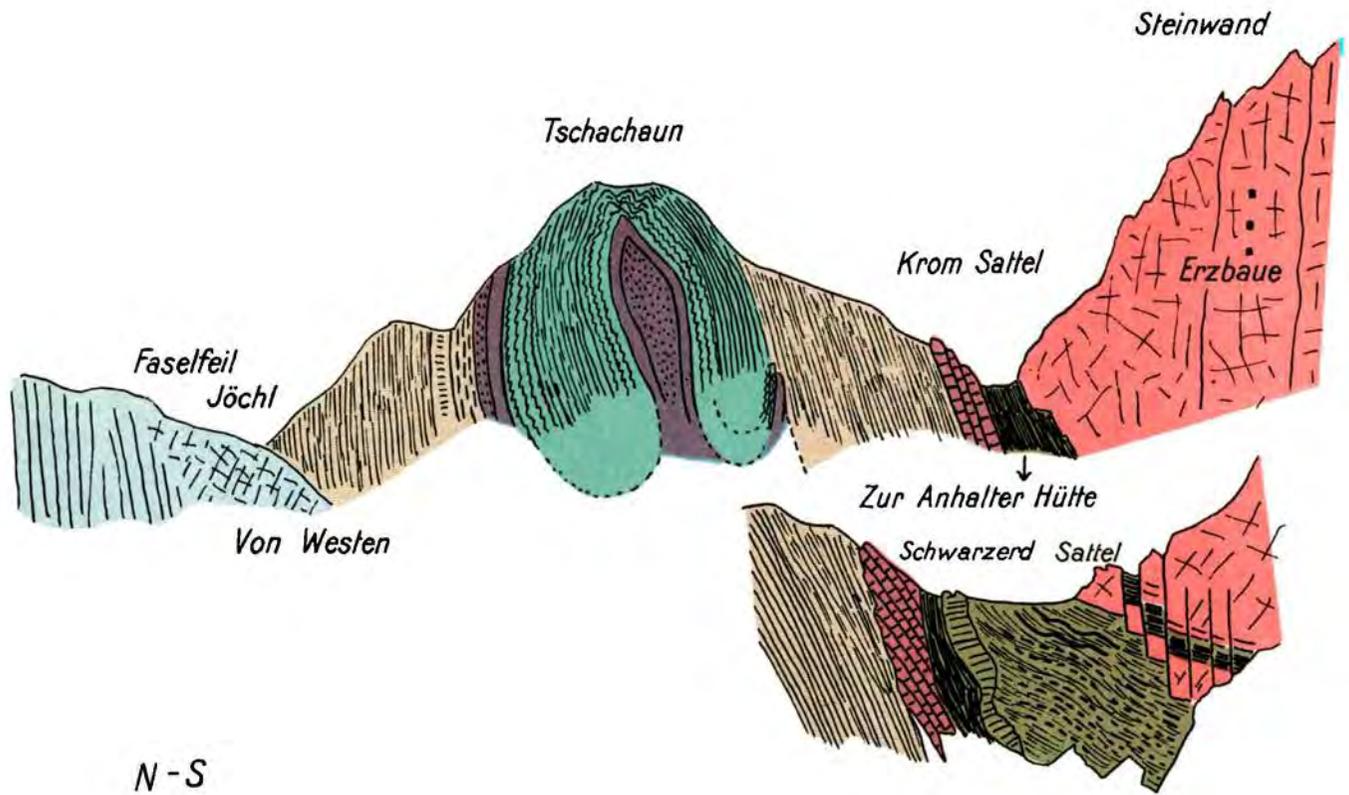
Im Muschelkalk brechen die Zinkerze auf, welche der Bergbau aufsuchte. Die verhältnismäßig reiche Vererzung der obersten Teile des St. Veitkopfes hat gegen die Tiefe zu sehr stark nachgelassen, sodaß der weitere Betrieb in dem 300 m tieferen Antonstollen unergiebig wurde. Die Erzführung wird auch hier wie gewöhnlich von kleineren lokalen Schubflächen geleitet, denen die Stollen folgen.

Unter der mächtigen Schubmasse der Heiterwand liegt eine eng zusammengepreßte Jungschichtzone. Sie ist hier mit einigem guten Willen noch als eine unvollkommene Mulde mit einzelnen Ausquetschungen und Abscherungen zu erkennen. Der Nordflügel dieser Mulde besteht aus zertrümmertem Hauptdolomit, einer schmalen Zone von Kössener-Sch., Fleckenmergel und Jura-Hornsteinkalken. Dann folgt neuerdings Fleckenmergel mit einer Manganschieferzone, Jura-Hornsteinkalke und heftig zerschuppte und zerwalzte Aptychenkalke. An diese stößt wieder als einziger Vertreter des Südflügels der Mulde stark zertrümmerter Hauptdolomit.

Auch an diesem Profil gewinnt man wieder den Eindruck, daß die Gesteine der schweren Inntaldecke beim Vorschub weit geschonter geblieben sind, als die gering mächtigen und allerdings auch viel leichter beweglichen Gesteine der Jungschichtenzone. In den letzteren kommt die Wucht und Bedeutung des Vorschubes der Inntaldecke in lebhafter und unregelmäßiger Formgestaltung sinnfällig zum Ausdruck.

Wenn durch die Erosion die Masse der Heiterwand entfernt worden wäre, könnte man aus dieser eng zusammengeschobenen und verschuppten Zone noch immer auf das ehemalige Vorhandensein einer großen schweren





Schubmasse schließen. Darin liegt auch die Bedeutung einer sorgfältigen Beachtung der feineren Gebirgsstrukturen.

### **Tschachaun und Steinwand bei der Anhalter-Hütte.**

Die Heiterwand besteht aus steilauferichtetem Wettersteinkalk, welcher im Norden von Imst eine gewaltige, langgestreckte und vielgipfelige Felsmauer bildet, welche eine Fortsetzung des Hauptkammes der Miemingergruppe vorstellt. Sie wird von diesem Gebirge durch die tiefe Furche des Fernpasses abgetrennt.

In früherer Zeit waren die Gipfel der Heiterwand nur mühsam zugänglich, heute ist ihr Besuch durch die Anhalter Hütte wesentlich erleichtert.

Dieses Schutzhaus liegt an der Nordseite der Heiterwand unterhalb des Steinjöchls, das den nächsten Übergang nach Imst ins Inntal vermittelt. Über der Anhalter Hütte erhebt sich ein milder Grasberg, der Tschachaun, welcher einen guten Einblick in die gewaltigen Nordwände der Heiterwand eröffnet.

Der Tschachaun besteht selbst ganz aus Juraschichten, welche eine eng zusammengepreßte größere Mulde bilden, deren Kernschichten jedoch für sich wieder eine kleine Sattelform beschreiben.

Gegen N zu ist diese komplizierte Juramulde auf steilgestellten Hauptdolomit vorgeschoben.

Im S wird die Juramulde anderseits selbst wieder von der gewaltigen Masse der Steinwand (Heiterwand) überschoben.

Prachtvoll ist als Wirkung des Vorschubes der schweren Heiterwandmasse (Inntaldecke) der Zusammenschub der Juraschichten an der Front zu erkennen.

Diese Überschiebung ist sehr eindrucksvoll, weil sie alte Triasgesteine (Muschelkalk und Partnach-Sch.) unmittelbar auf die Liasfleckenmergel geworfen hat. Unsere Profile stellen die Überschiebung hier am Krom- und Schwarzerdsattel dar. Unmittelbar darüber erheben sich die Steilwände der Steinwand, die vielfach von alten Stollen durchlöchert ist, in denen die alten Bergleute den

meist an Schubflächen angereicherten Blei- und Zinkerzen des Wettersteinkalkes folgten.

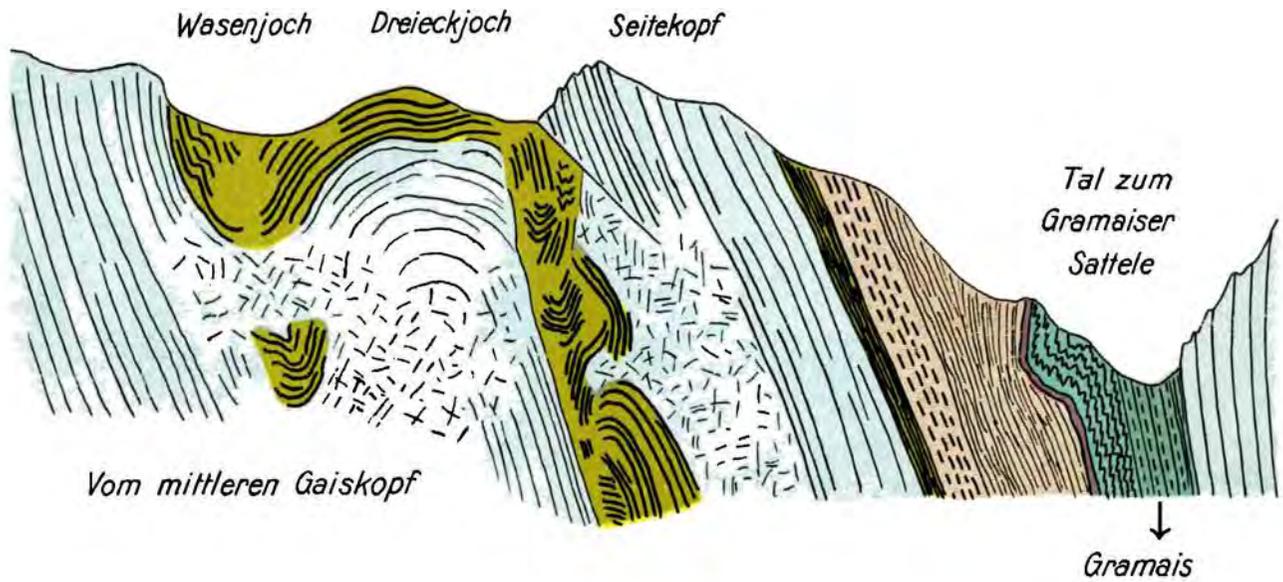
Während weiter im Osten in den Hauptverbreitungsgebieten des Wettersteinkalkes die Anreicherung der Erze vor allem im Hangenden dieses Kalkes unter der undurchlässigen Decke der Raibler-Sch. stattfand, begegnen wir hier den Erzen im Liegenden des Wettersteinkalkes, ja, wie am östlich benachbarten Veitskopf sogar noch tiefer im Muschelkalk.

Großartig ist an der Nordfront der Heiterwand auch die Abschrägung längs der Schubbahn der Inntaldecke ausgesprochen. Die Abschrägung schneidet westlich von der Anhalter Hütte Muschelkalk-Partnach-Sch. und bei Boden endlich auch den ganzen Wettersteinkalk und die Raibler-Sch. ab. Westlich von Boden bringt die Schubfläche bereits den Hauptdolomit unmittelbar auf die zusammengestaute Jungschichtenzone.

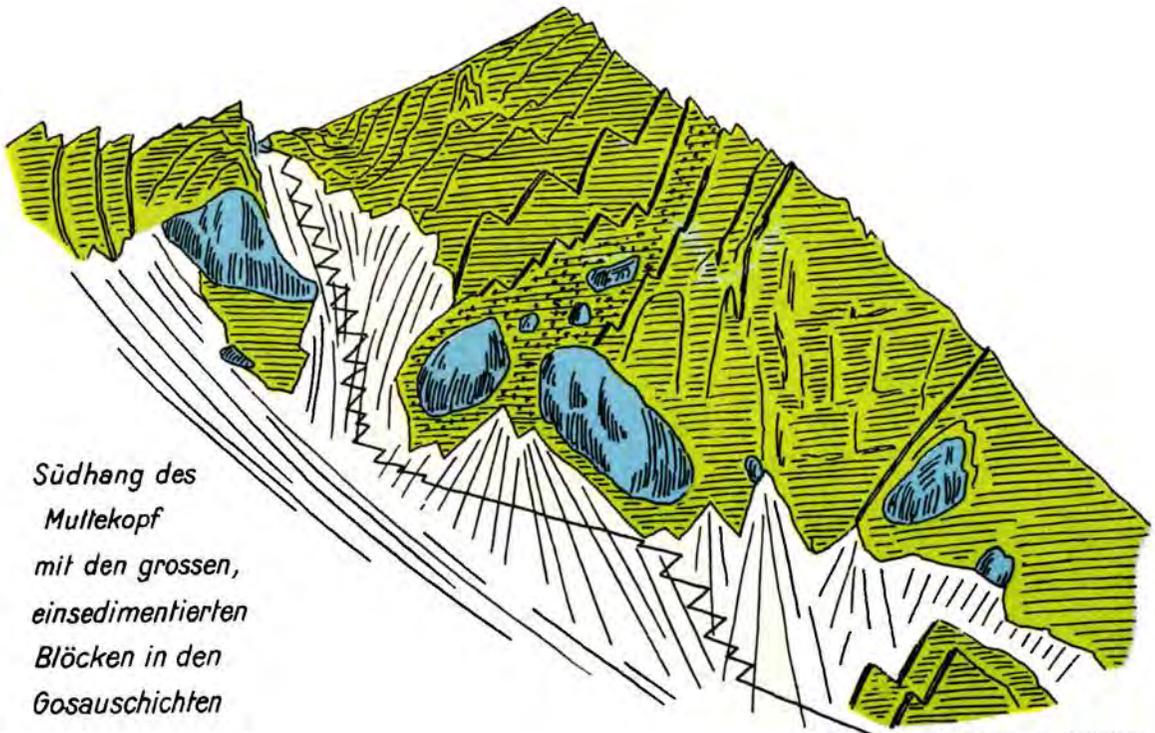
#### **Wasen- und Dreieckjoch bei Gramais.**

Die hier dargestellte Profilansicht fällt bereits außerhalb des Kartenrahmens, an dessen Nordrand gerade noch die Ortschaft Gramais zu liegen kommt.

Das Profil ist als eine Ergänzung zu den westlicheren Profilen durch den Zug der Heiterwand in den Verband dieser Bilder aufgenommen worden. Außerdem kommt darauf das einzige Vorkommen von Neokom in den Lechtaler Alpen zur Darstellung. Das Profil besteht aus 3 durch Bewegungsbahnen getrennten Teilen. Im S haben wir die steilen Schichten von Hauptdolomit, welche zum Potschall-Kopf — 2589 m — aufstreben. Dieselben stoßen unvermittelt an weiche, grüngraue, rostfleckige Neokomergel, welche *Aptychus Diday* und plattgedrückte Ammoniten führen. Etwa 4 km weiter westlich beginnt schon die Cenoman-Transgression einzugreifen, welche weiterhin die Neokom-Sch. aufgezehrt hat. Wir stehen am Ausstrich der großen Schubbahn der Inntaldecke, welche von der Nordseite der Heiterwand über Boden ziemlich geradlinig von O herkommt und ebenso geradlinig über Gramais bis zur Westecke der Ruitel-Sp. weiterzieht und



N - S



*Südhang des  
Mutterkopf  
mit den grossen,  
einsedimentierten  
Blöcken in den  
Gosauschichten*

*W-O*

*→ Zur Mutterkopf Hütte*

dort dann ins Madauertal gegen S zurückweicht. Die Schubbahn steht hier nahezu saiger, was aber nur die Wirkung einer jüngeren Verbiegung bedeutet.

Unter den Neokommern stufen sich die älteren Schichtglieder ganz regelmäßig bis zum Hauptdolomit des Seitkopfs der Reihe nach ein. Damit ist aber auch der Schichtinhalt dieser zweiten Baueinheit erschöpft. Im Vergleich zu den östlicheren Profilen bei der Anhalter Hütte und beim Bergbau St. Veit fällt hier der einfache, schlichte Bau der Jungschichtenzone im Liegenden der Inntaldecke auf. Wahrscheinlich hat aber nur die Erosion die höher gelegenen, kompliziert verfalteten Teile bereits abgetragen.

Die Dolomitscholle des Seitkopfs ist nun ihrerseits wieder auf eine Aufwölbung von Hauptdolomit und Kössener-Sch. vorgeschoben worden. Dabei haben sich zwischen den liegenden Kössener-Sch. und dem vorgedrungenen Dolomit lebhaftere Verfaltungen und Verschüppungen ausgebildet. Dieselben sind jedoch nur auf den Südchenkel der Aufwölbung von Dreieckjoch—Wasenjoch beschränkt. Auf dem Scheitel der Aufwölbung liegen die für Bewegungen so empfindlichen, weichgliederigen Kössener-Sch. schon wieder in glatten, leicht gewellten Schichtungen vor. So kann man an diesem Profile den Anprall der Inntaldecke und sein Ausklingen gegen N wunderbar klar verfolgen.

#### **Südhang des Muttekopfs ober der Muttekopf-Hütte bei Imst.**

Der 2777 m hohe Gipfel des aussichtsreichen Muttekopfs ist für den Geologen eine Schaustätte merkwürdiger Lagerungen und bunter Gesteinsarten. Der Berg ist von Imst aus über die breit vorgelagerten Terrassen und die Muttekopf-Hütte auf guten Wegen unschwer zu besteigen. Die Wanderung über die Imster Terrassen bietet reichlich Gelegenheit, die eiszeitlichen Ablagerungen des Oberinntales kennen zu lernen. In einer tiefen Felsfurche dieser Terrasse sind zu unterst alte Grundmoränen und

darüber interglaziale Innschotter erhalten. Sie werden von gewaltigen Massen von weißlichen, stark bearbeiteten Grundmoränen des Inntalgletschers aus der Würmeiszeit überlagert. Schon von weitem fallen dem Wanderer diese in der Sonne blendend weißen, scharfgratig verwitternden Grundmoränen auf. Weiter oben verschwinden die Grundmoränen des Inntalgletschers unter mächtigen Blockmoränen der Muttekopf-Gletscher aus der Zeit der Schlußvereisung. Diese Moränen führen uns bereits die bunte Gesteinswelt des Muttekopfs in vielen, oft riesigen Blöcken vor Augen.

Der Muttekopf stellt nämlich den Nordflügel einer großen und hohen Mulde von Gosau-Schichten vor, die aus einer bunten Folge von Breccien, Sandsteinen, Mergeln und Konglomeraten besteht. Es ist die bestaufgeschlossene große Gosauablagerung der ganzen nördlichen Kalkalpen. Der Gehalt an Versteinerungen ist dabei auffallend gering. Außer Inoceramen, Fischresten, Kohlenstückchen und Pflanzenhäcksel ist von der damaligen Lebewelt nichts mehr erhalten. Ein reicheres Tier- und Pflanzenleben ist wohl hier auch nie vorhanden gewesen.

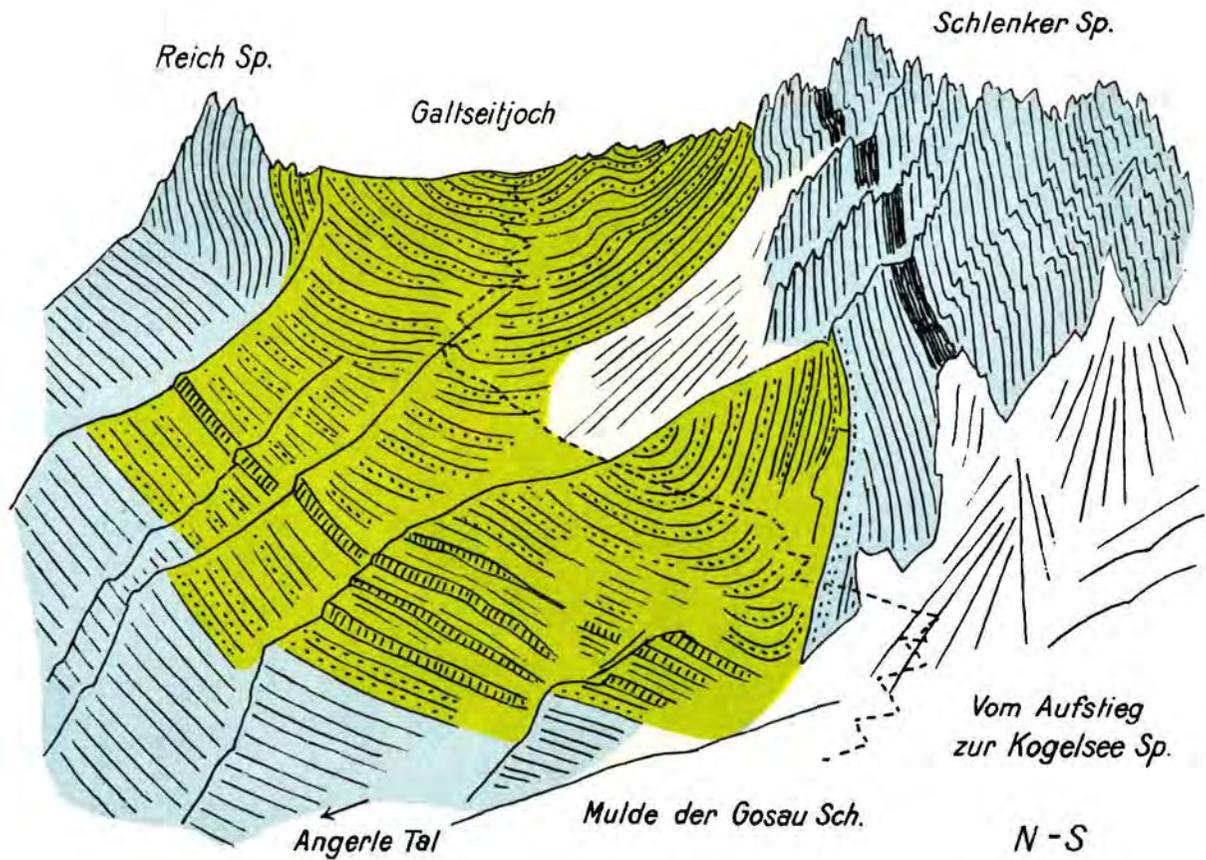
Im Gegensatz zu der Armut an Versteinerungen steht der Reichtum an verschiedenartigen Gerölleinschlüssen. Es sind nicht nur die meisten Gesteine der Kalkalpen, sondern auch sehr viele Gesteine aus der Grauwackenzone in Geröllform hier zu finden. Auffallend ist trotz der Nähe der Ötztaler Alpen der Mangel an den charakteristischen Gesteinen des Vollkristallins.

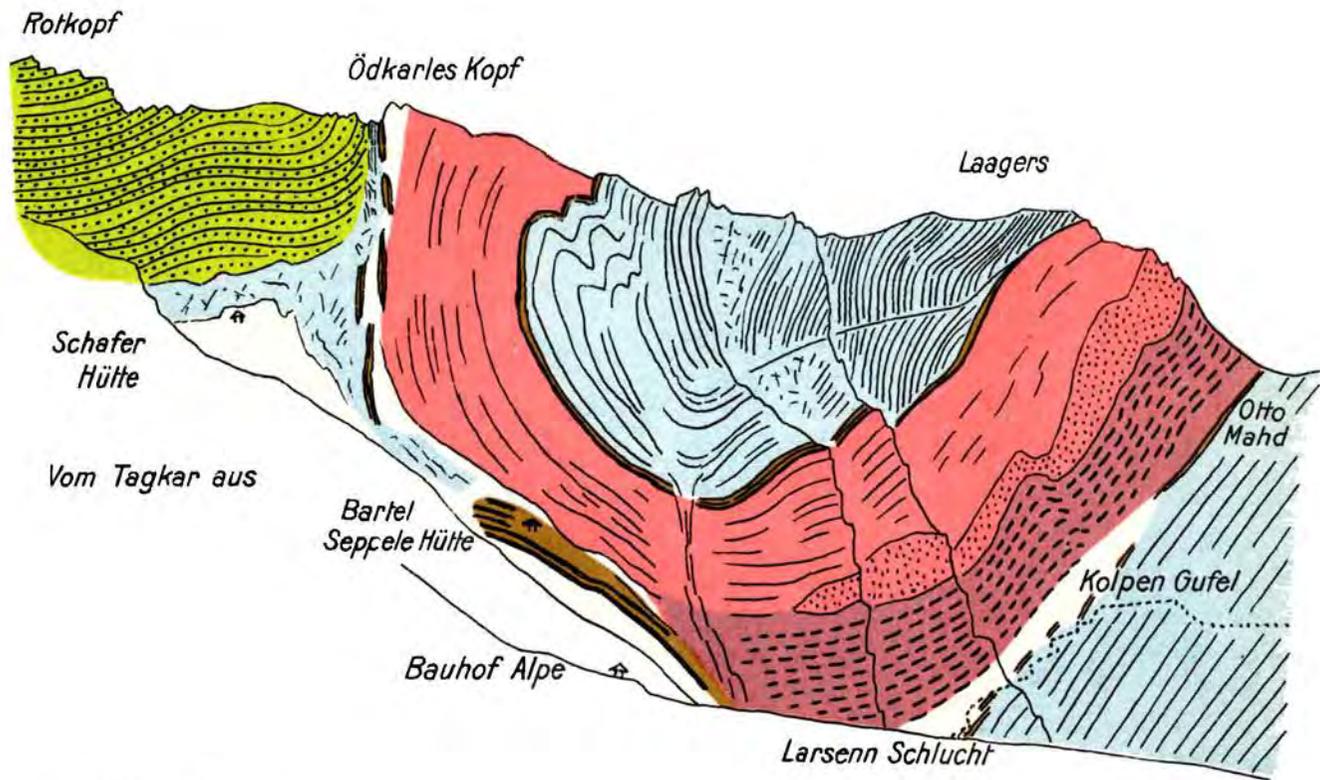
Eine weitere Merkwürdigkeit des Muttekopfs stellen dann die Riesenblöcke dar, welche in die Konglomeratlagen in unregelmäßiger Verteilung eingemauert sind.

Die größten dieser Blöcke erreichen Dimensionen von mehr als 200.000  $m^3$ .

Es sind die sogenannten „Blauen Köpfe“, welche man auf der Zeichnung des Muttekopf-Gipfels neben dem Gipfelweg abgebildet sieht.

Sie bestehen aus blanken Oberrätalkalken und sind offenbar von der Brandung des Gosau-Meeres an einem Steilufer abgebrochen worden und dann in die Meeressedi-





NW - SO

mente hinausgeglitten, wo sie allmählich einsedimentiert wurden.

### **Gosaulmulde des Galtseitjoches bei der Hanauer-Hütte.**

Die mächtige Gosauablagerung des Muttekopf-Gebietes zieht über das Galtseitjoch ins hinterste Angerletal in die Umgebung der Hanauer-Hütte herein. Dabei verschmälert sich die Gosaulmulde ganz erheblich, um dann westlich von der Hanauer-Hütte an der aussichtsreichen Kogelsee-Sp. ihr Westende zu erreichen.

Zwischen dem kühn aufragenden Gipfel der Reich-Sp. im N und der Schlenker-Sp. im S sind die Gosauschichten des Galtseitjoches zu einer etwas einseitigen, einfachen Mulde verbogen.

Der Einschnitt der Erosion greift hier so tief, daß beinahe der ganze Boden der Kreidemulde entblößt liegt. Wir sehen, daß dieser Boden hin und hin aus Hauptdolomit gebildet wird, dem in dem Gewänd der Schlenker-Sp. ein breites Band von schwarzen, feingeschichteten bituminösen Mergeln und Kalklagen eingeschaltet ist. Dieselben bituminösen Schichten sind auch in dem Dolomitmassiv der Reichs-Sp. vorhanden, nur fallen dieselben hier nicht mehr in den Rahmen unseres Bildes. Diese bituminösen mergeligen und kalkigen Lagen bilden in weiten Gebieten der Lechtaler Alpen ein für die oberen Teile des Hauptdolomits ganz charakteristisches Schichtglied. Die vor einigen Jahren durchgeführten Untersuchungen über den Ölgehalt dieser Schichten haben zu keinem für eine technische Ausnützung günstigen Ergebnisse geführt. Der Ölgehalt ist für praktische Zwecke zu gering und zu ungleichmäßig verteilt. Dagegen haben die Untersuchungen von B. S a n d e r zu wissenschaftlich sehr interessanten Befunden geführt.

Im Dünnschliff lassen sich die Bitumane scharf in Kohle und Bitumen trennen. Die Kohle stammt von pflanzlichem, das Bitumen von tierischem Ausgangsmaterial ab. Bitumenschöpfer waren in erster Linie Kleintierfaunen (*Ostracoden* — *Foraminiferen*).

Das Bitumen ist der Hauptsache nach zugleich mit der Feinschichtung der Gesteine entstanden und also primärer Natur.

Es kommen aber auch Gesteine mit später eingewandertem Bitumen vor.

Der Bitumengehalt ist vor allem an tonige und weiter an kalkige Lagen gebunden. Die größeren bituminösen Serien sind also erstens toniger, zweitens kalkiger als ihre dolomitischen Begleiter. Im Sinne Potoniés sind die bituminösen Mergel als relativ arme, fossile Faulschlammmergel zu bezeichnen.

Die Gosau-Schichten lagern diskordant den Hauptdolomitschichten auf. Der Übergang des Dolomits in die Kreide ist vielfach dabei ein ganz allmählicher. Oft erkennt man den Beginn der Kreide nur an kleinen, prächtig rund abgedrehten, kleinen Geröllchen aus Dolomit, die wieder mit Dolomit verbunden sind. Über dieser Grenzzone setzen dann gröbere Breccien, Sandsteine und Mergel in vielfältigem Wechsel ein. Viele Lagen von Breccien und Konglomeraten sind bunt gefärbt. Die weiter östlich häufigen Riesenblöcke fehlen hier. Ebenso sind die Konglomerate mit den exotischen Geröllen viel spärlicher entwickelt.

### **Krabachjochdecke am Kamm Laagers — Ödkarles-Kopf — Rotkopf bei Imst.**

Diese eigenartige Schubmasse wurde erst im Jahre 1913 von mir erkannt. Sie bietet dem Beschauer nur von der Westseite her jenen einfachen, geschlossenen Zusammenhang, den die Zeichnung zur Darstellung bringt. Wir haben drei getrennte Bauelemente zu unterscheiden. Die Unterlage bildet ein System von Dolomit, dessen Altersstellung nicht sicher ist (Hauptdolomit oder Wettersteindolomit). Über diesem Dolomit treten Raibler Schichten auf, welche eine sehr ungleiche Mächtigkeit besitzen und in eine Reihe von Schollen zerrissen sind.

Auf dem Dolomit liegt nun im N als eine neue Einheit die mächtige Mulde der Gosau-Schichten (Oberkreide) des Muttekopfs. Diese sind mit dem liegenden

Dolomit sedimentär verbunden. Wir finden nämlich in den obersten Dolomitlagen schon kleine, schön gerundete Gerölle von Dolomit eingeschlossen. Der Dolomit wurde also von der Brandung des Kreidemeeres abgetragen und Brandungsgerölle in Dolomitzement eingelagert.

Als dritte Einheit beobachten wir dann südlich von der Gosaumulde eine Mulde, welche aus Muschelkalk, Wettersteindolomit, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit besteht. Der Wettersteindolomit ist eisenreich und verwittert in auffallenden rostigen Wänden und Türmen. Der Muschelkalk ist nur an der Südseite und in geringen Mengen an der Nordseite der Mulde entwickelt. Die Raibler Schichten sind zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit als weichere Zone stellenweise abgeschert. Die ganze Mulde ist so eng zusammengepreßt, daß keine jüngere Schicht mehr im Kern Platz findet.

Was nun den Verband und die gegenseitige Beeinflussung dieser drei Bauelemente betrifft, so sind folgende Leitlinien zu erkennen. Der Gebirgssockel war bereits tief abgetragen, als die Sedimente des Gosameeres darauf zur Ablagerung kamen. Der Einschub der Krabachjochdecke muß älter als die Ablagerung der Gosauschichten sein, weil sich zwischen dem Gebirgssockel und dieser Schubmasse keine Gosauschichten befinden. Andererseits muß aber diese Schubmasse in späterer Zeit auch einen Vorstoß gegen N vollzogen haben, wobei sie eng an die Gosaumulde angestoßen wurde. Bei diesem Vorstoß wurde an der Nordseite des Ödkarleskopfes eine schmale Zone des Grundgebirges zwischen den zwei Muldenpuffern aufgerichtet und zusammengepreßt.

### **Bergwerks-Kopf und Grubig-Joch im Starkenbach-Tal.**

Diese Profilansicht soll zu dem um ein Tal weiter östlich gelegenen Profil von Laagers—Ödkarleskopf eine Weiterführung und Ergänzung bilden.

Zugleich stellt dieses Profil auch eine Verbindung mit dem westlicher gelegenen Profil der Planken- und Spieß-

ruten-Sp. im Medrioltal her. Der Aufbau ist einfach und klar erschlossen.

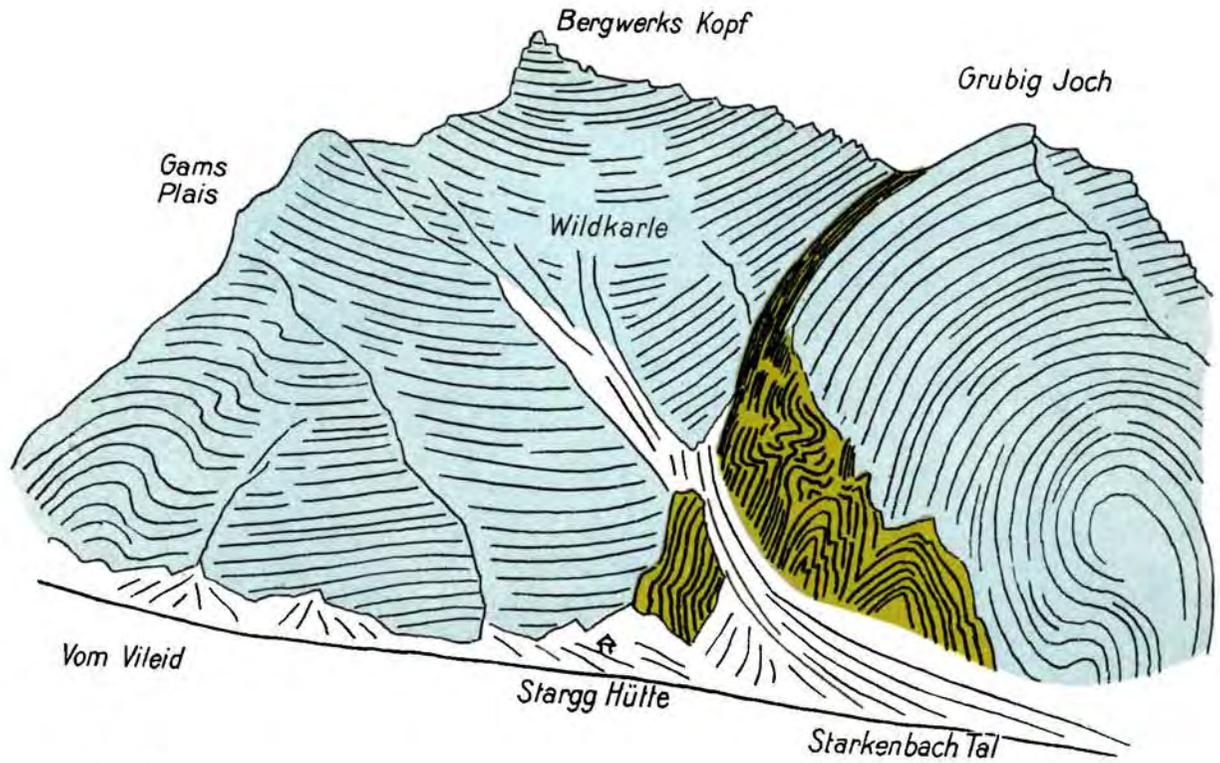
Im S sehen wir eine stark eingerollte Falte von Hauptdolomit mit einem Überzug von Kössener Schichten das Grubigjoch zusammensetzen. Die Kössener Schichten sind an der Scharte zwischen Grubigjoch und Bergwerkskopf als schmale Zone entwickelt, erscheinen aber gegen die Sohle des Starkenbach-Tales zu kräftig angeschoppt.

Über den Kössener Schichten lagert dann die Schubmasse des Bergwerkskopfs in verhältnismäßig recht flacher Lagerung. Die Hauptdolomitschichten bauen hier den keckgetürmten Gipfel von der Zehe bis zum Scheitel auf. Im W, N und O lagern um den Bergwerkskopf schöne und mächtige Karhohlräume herum, in denen prachtvoll geschwungene Moränenkränze der Schlußeiszeit aufbewahrt liegen. Besonders schön sind dieselben im Tag- und Nachtkar, im Parzinn- und im Steinkar bei der Steinsee-Hütte der Sektion Landeck unter dem Thron der kühnen Dremel-Sp. entwickelt.

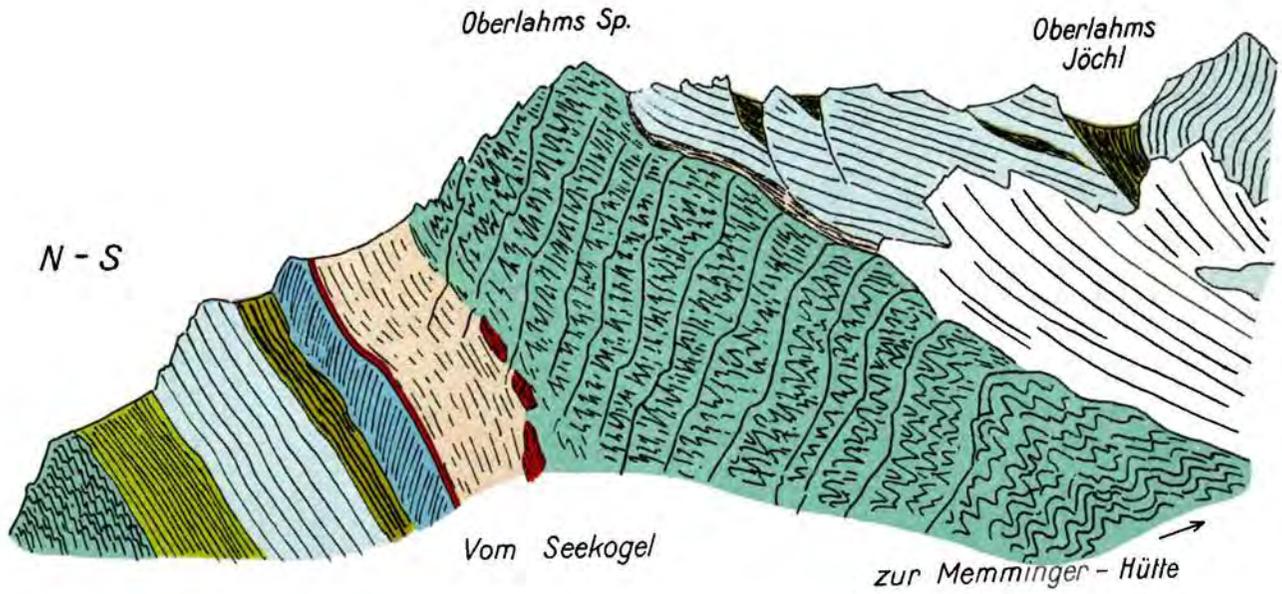
Die Überschiebung des Bergwerkskopfs ist gegen W hin mit der Schubmasse der Spießruten-Sp. zu verbinden. Das heißt, sie liegt auf derselben Schubbahn. Also gehört auch die Schubmasse des Bergwerkskopfs zu der großen Masse der Inntaldecke.

Schwieriger gestaltet sich die Verbindung mit den tektonischen Verhältnissen des Kammes „Laagers-Ödkarleskopf“. Die Lösung bietet wohl die Annahme, daß die Schubmasse des Bergwerkskopfs gegen O zu unter die Schubmasse von Laagers-Ödkarleskopf hineintaucht. Dies ergibt auch hier wieder die normale Rangordnung von Lechtaldecke—Inntaldecke—Krabachjochdecke. Die Rollfalte des Grubigjochs gehört ins Liegende der Inntaldecke hinein. Sie wurde offenbar bei der Überfahrt der Inntaldecke als eine Walze ausgebildet, welche die Bewegung der hangenden Schubmassen erleichtert hat.

An der Südseite des Grubigjoches zieht eine mächtige Zone von Raibler Schichten hin, welche besonders am Eingang ins Starkenbachtal gut zu beobachten sind.



N - S



### Die Oberlahms-Sp. bei der Memminger-Hütte.

Die Memminger-Hütte — 2242 *m* — liegt am Seewisee so recht im Herzen der Lechtaler Alpen an der Nordseite der Parseier-Sp.-Gruppe. Sie wird von den von N Kommenden auch vor allem als Stützpunkt für die Besteigung der Parseier-Sp. benutzt. Die Hütte bietet aber auch sonst ringsum eine Menge von anziehenden Aufgaben für den Bergsteiger und auch für den Geologen.

Einen besonders schönen und reichen Einblick in den Aufbau der mittleren Lechtaler Alpen kann man vom Gipfel der Oberlahms-Sp. — 2658 *m* — aus gewinnen, der auf einem zierlichen Steiglein von der Memminger-Hütte aus leicht zu erreichen ist.

Unser Bild gibt den geologischen Aufbau dieses Berges nach den Aufschlüssen seiner Westseite wieder.

Der Berg setzt sich aus drei verschiedenen Schubmassen zusammen, die alle gegen N ansteigend aufeinandergetürmt sind. Zu unterst liegt am Nordfuß eine Schichtfolge von Fleckenmergel — Aptychenkalk — Kreideschiefer. Dieselbe wird von einer Schubmasse glatt überfahren, die mit Hauptdolomit beginnt und sich aufwärts bis zum Gipfel der Oberlahms-Sp. mit Kössener Schichten, Oberrätkalken, Fleckenmergeln, Spuren von Hornsteinkalken und Aptychenkalken vervollständigt. Die Aptychenkalke sind reich an Hornsteinen und zeigen eine heftige, kleinwellige Faltung, wodurch ihre Mächtigkeit scheinbar sehr anschwillt.

Über den Aptychenkalken, welche die Spitze tragen, stellt sich ein schmaler Streif von ganz zerschuppten Fleckenmergeln ein. Derselbe wird von Hauptdolomit überschoben, der in mehrere Schuppen zerschnitten ist. In den Winkeln zwischen den Schollenrändern stecken Keile und Linsen von Kössener Schichten.

Das Oberlahms-Jöchel selbst ist ebenfalls in Kössener Schichten eingesenkt, die sich im S enge an die Faltenstirne der Kleinberg-Sp. anschmiegen. Betrachten wir den Bau der Oberlahms-Sp. in einem weiteren Rahmen, so erkennen wir hier den Ausstrich von zwei bedeutenden Schubbahnen, von denen die tiefere die Schubfläche

vorstellt, welche die großartige Frei-Sp.-Gruppe unterfährt, während die höhere in weitausgezackten Bögen die Leiter-Sp.-Gruppe und die breitmächtige Ruitel-Sp. umsäumt. Dieselbe schließt sich dann mit dem langen Ausstrich der Schubbahn der Inntaldecke an der Nordseite der Ruitel-Sp. zusammen, welche von dort längs der Nordwand der Heiterwand zum Fernpaß und zur Mieminger Gruppe leitet. Südlich und östlich von der Memminger-Hütte wird dann durch das Überwallen der Inntaldecke die ganze bunte Formenwelt der Frei-Sp.-Gruppe unter ihrer gewaltigen, einförmig ernsten Dolomitsteinwelt begraben.

### **Planken- und Spießbruten-Sp. beim Württemberger-Haus im Medriol.**

Die Berge des Medrioltales sind verhältnismäßig erst sehr spät dem Bergsteigerverkehr erschlossen worden. Diese Erschließung ist in erster Linie der Erbauung des Württemberger Hauses und den von dort ausstrahlenden Weganlagen zu verdanken.

Zur Zeit der geologischen Aufnahme dieses Teiles der Lechtaler Alpen konnten nur die meist recht armseligen Alphütten als Stützpunkte verwendet werden.

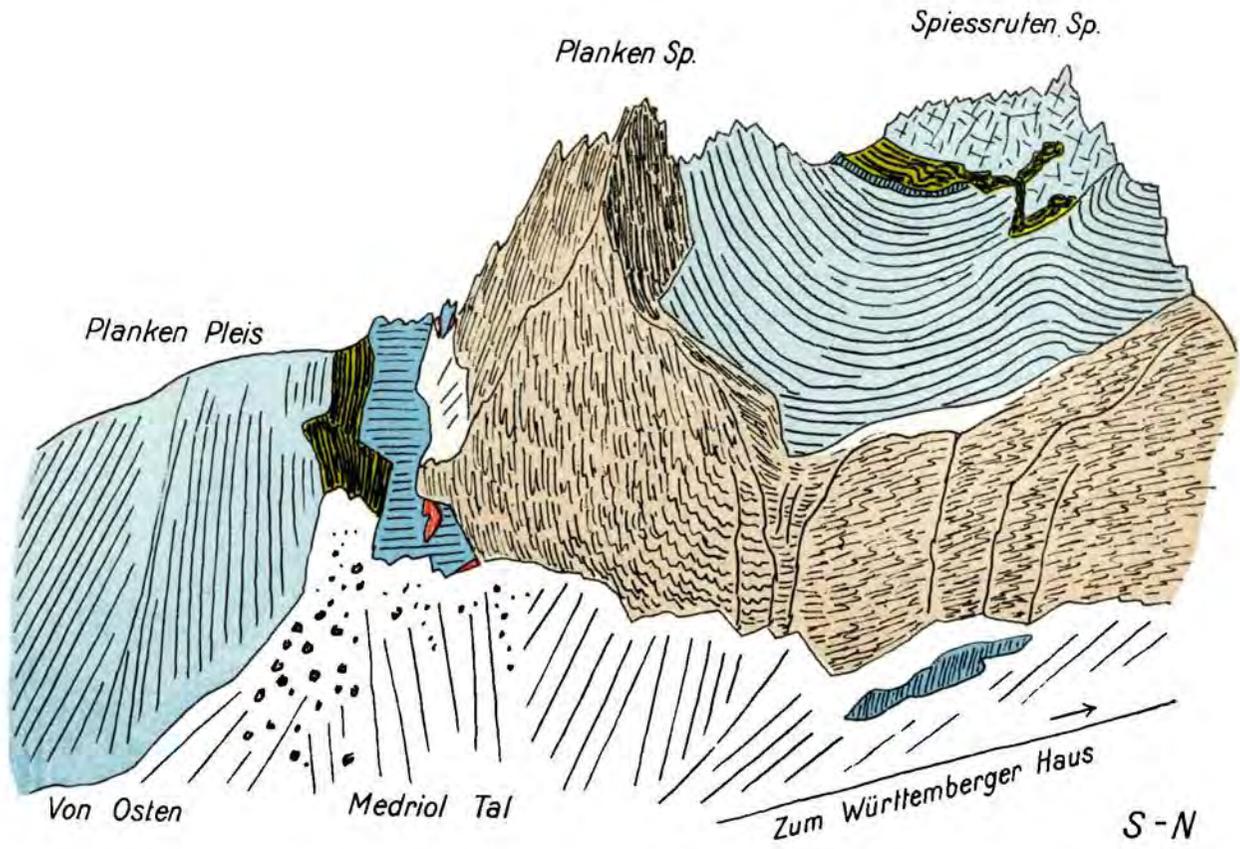
Wenn man von Zams im Oberinntal aus den hoch über der wilden Klamme an die Felsen gegürteten Steig überwunden hat, so sieht man den Eingang ins Medriol auf der Westseite von den kühnen Berggestalten von Planken- und Spießbruten-Sp. bewacht.

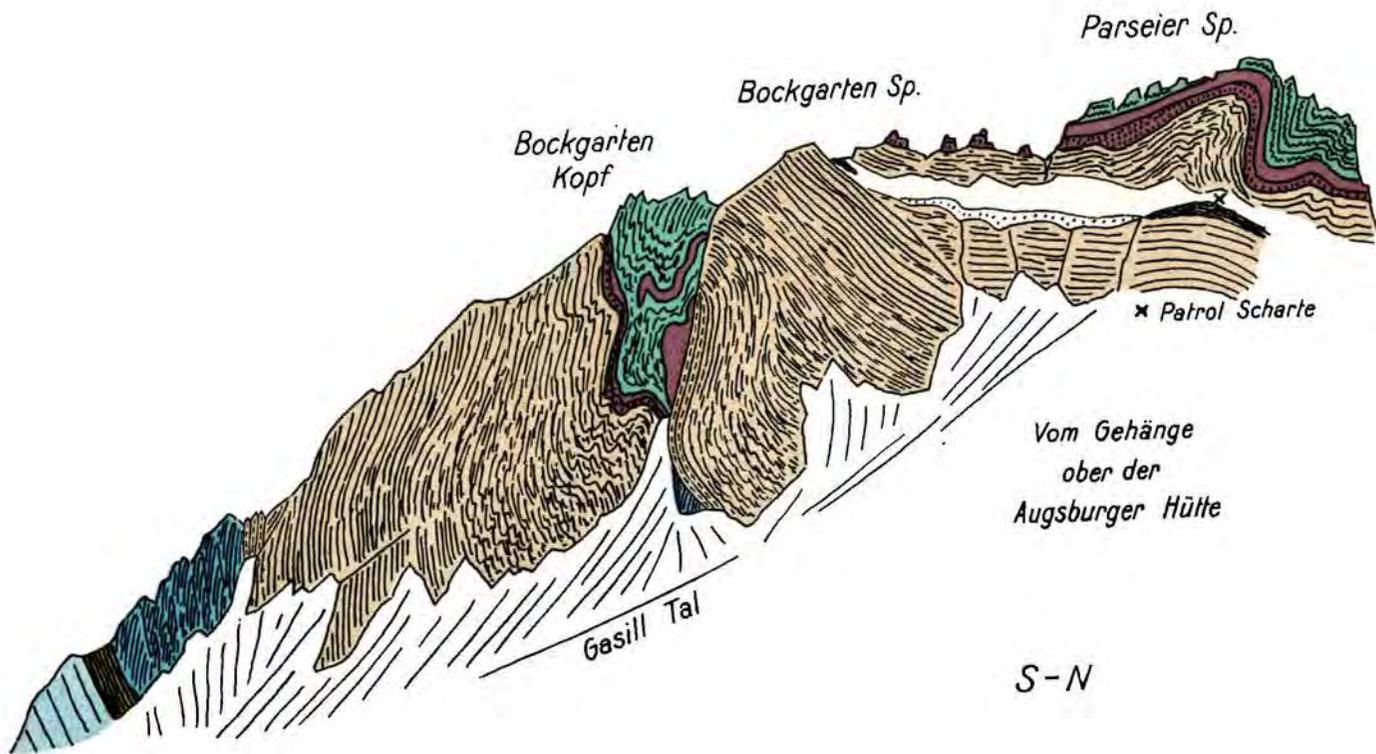
Zwei höchst ungleiche Gipfel sind hier fest zu einer kleinen Bergeinheit verbunden.

Die Planken-Sp. besteht aus steil auflodernden, hornsteinreichen Fleckenmergeln, die Spießbruten-Sp. dagegen aus merkwürdig grobblockig entwickeltem Hauptdolomit.

Unschwer erkennen wir, daß wir im unteren Teil eine Mulde vor uns haben, an deren Aufbau Hauptdolomit, Kössener Schichten, Oberrätalkalke und mächtige Fleckenmergel teilnehmen.

In der Wiegenform dieser Mulde liegt nun aber statt jüngerer Schichten eine Schubmasse von älteren Gestei-





nen. Dieselbe besteht unten aus schön geschichtetem Hauptdolomit, darüber aus Kössener Schichten und Oberrätkalk sowie einer Scholle von grobblockigem Hauptdolomit.

Geht man der Bahn dieser prächtig eingebetteten Schubmasse nach, so führt uns dieselbe westwärts um den Seeschartenkopf herum in das Gebiet der Memminger-Hütte und zur oberen Schubfläche der Oberlahmsp. Wir stehen also mit anderen Worten wieder vor dem Ausstrich der weitumfassenden Bahn der Inntaldecke.

Gegen O hin treffen wir eine Fortsetzung derselben Schubfläche südöstlich von dem Württemberger Haus an den Schönpleis-Köpfen. Hier taucht unsere Schubfläche gegen N zu ein, und unter ihr tauchen kompliziert verfaltete Fleckenmergel mit Schollen von Oberrät- und Liaskalken auf.

Das Württemberger-Haus steht auf der Felsschwelle des großen Medriolkares, das ringsum von Bergen aus Hauptdolomit eingefaßt wird, zwischen deren rauhes Geschröf nur hinten im Schafhimmel ein Streifen von Kössener Schichten weichere mildere Gesteine mischt.

#### **Profil durch das Südgehänge der Parseier-Sp. bei der Augsburger-Hütte.**

Die Parseier-Sp. — 3040 *m* — ist nicht nur der höchste Gipfel der nördlichen Kalkalpen, sondern auch ein geologisch reichhaltiges und interessant geformtes Bauwerk.

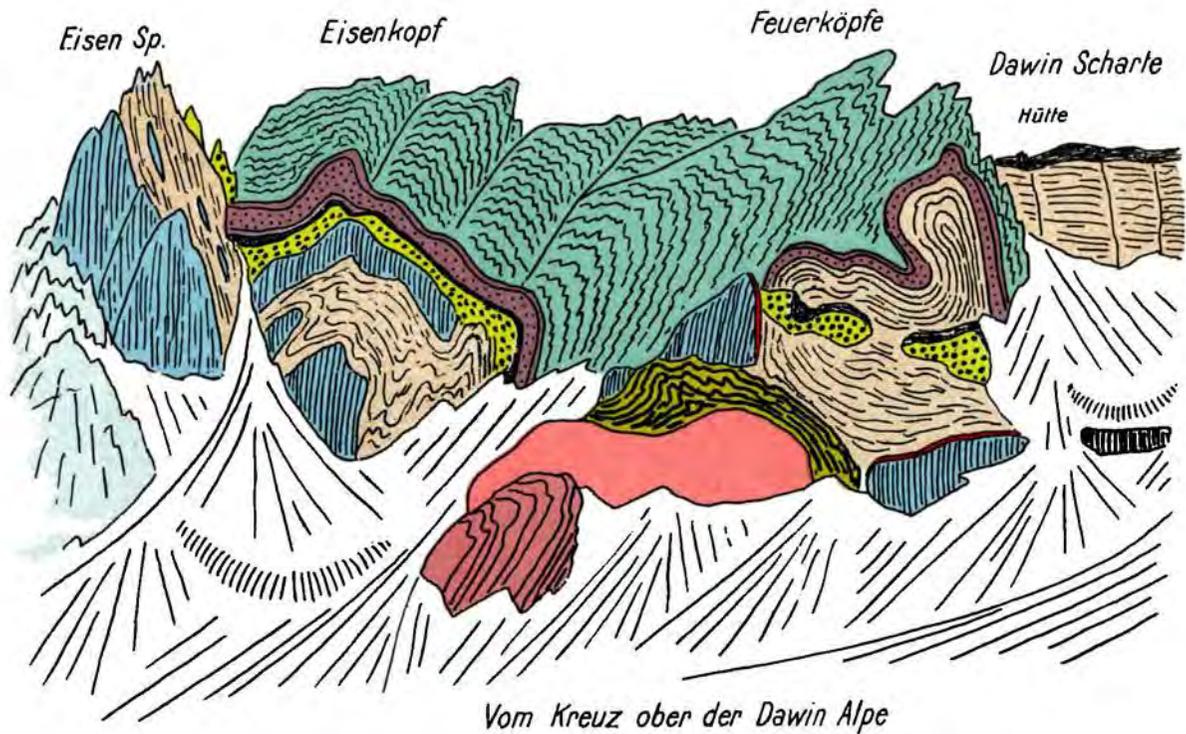
An ihrem Aufbau beteiligen sich alle Schichten von dem Quarzphyllit der Ferwallgruppe mit Diabasgängen bis zu den Aptychenkalken hinauf. Ja an ihrem Südfuß haben sich sogar zwischen Grins und Stanz noch Reste bunter Breccien erhalten (Eisenspitzbreccien), die wahrscheinlich zu den Gosauschichten gehören.

Die Parseier-Sp. wird meistens von Pians über die Terrasse von Grins und weiter über Augsburger-Hütte — Gatschkopf—Patrolscharte bestiegen. Bis hieher führt ein gutangelegter Steig. Der allseitig schroffe Felsgipfel ist nur mit Kletterei zu erreichen und fordert wegen des brüchigen Gesteins Vorsicht. Von der Talstation

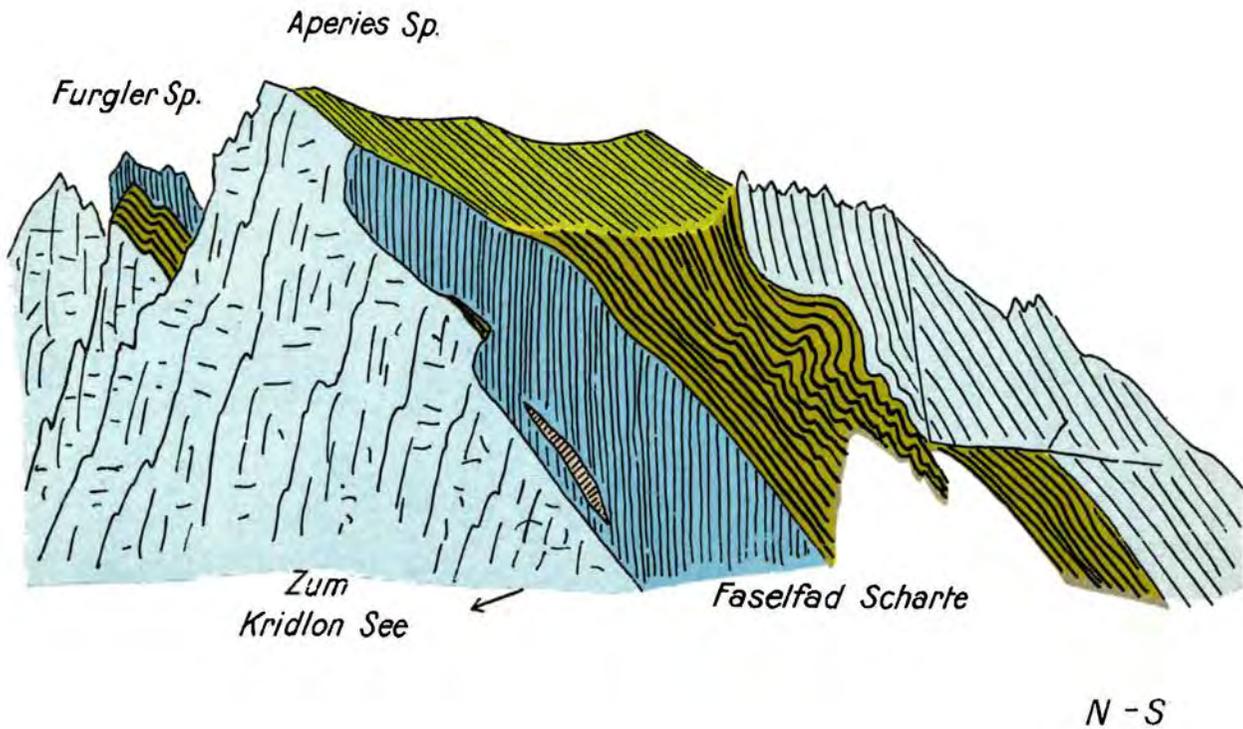
Pians erreicht man zunächst über steilstehenden und überkippten Quarzphyllit die anmutige Terrasse von Grins. Hier breiten sich Kiese und Schotter der Schlußeiszeit über die Felsstufen. Der Quarzphyllit reicht am Weg noch bis zum Wildbadkopf empor. Hier quert eine Störungszone den Weg, an welcher bunte Phyllite, Verucano, Buntsandstein, Gips, Triasdolomit eng miteinander verschuppt liegen. Östlich vom Wildbadkopf tritt am Grund der Schlucht eine Mineralquelle mit beträchtlicher Radiumemanation ( $4\frac{1}{2}$  Mache-Einheiten) an dieser Störungszone auf.

Am Wildbadkopf begegnen wir auch den tiefsten Moränenwällen der Schlußvereisung.

Über Buntsandstein und mächtige grellrotgelbe Rauh- wacken leitet der Weg in das steile, in Hauptdolomit eingeschnittene untere Gasilltal. Über Kössener Schichten erheben sich dann die blanken hellen Felsstufen der Oberrätkalke, die mit bunten Liaskalken und Flecken- mergeln innig verfaltet sind. Am Rande der Steilstufe liegt hier in völlig lawinensicherer Lage die alte Augs- burger-Hütte, die schon zahlreichen Besteigern der Par- seier-Sp. Unterkunft gewährte. Von der Hütte schlingt sich ein Steig über ein mächtiges System von Flecken- mergeln zum Gatschkopf empor, dessen Scheitel von mil- den braunen Manganschiefern eingedeckt wird. Auf dem Weg von der Augsburger-Hütte zum Gatschkopf eröffnet sich in kühnen Umrissen das hier abgebildete Profil. Wir haben einen gewaltigen Kuppelbau vor uns, dessen First über ziemlich tief eingebrochen ist. Zwischen Bock- gartenkopf und Bockgarten-Sp. zieht eine steile Schub- fläche durch, welche sich weit gegen W hin verfolgen läßt. Die Krone der Parseier-Sp. besteht aus bunten Hornsteinkalken und Aptychenkalk. Der merkwürdig geräumige Gipfel bietet einen selten umfassenden Blick auf die ganzen Lechtaler Alpen und die blinkenden Eis- schilder der Zentralalpen. Auf der Nordseite biegen die Hornsteinkalke und Aptychenkalke gewaltig nieder und stoßen längs einer Schubbahn auf die Kreideschiefer vor. Der 1000 m hohe, schroffe Abbruch des Gipfels ins hin-



W-0



terste Parseiertal besteht aus wildaufgefalteten Fleckenmergeln.

### **Die Gruppe Eisen-Sp.—Eisenkopf—Feuerköpfe bei Flirsch im Stanzertal.**

Diese wildzackigen Berge entstammen noch der Parseier-Sp.-Gruppe und sind deren westliche Nachbarinnen. Sie zeigen einen ungemein bunten geologischen Aufbau, den die Zeichnung in schematischen Umrissen wiedergibt. Das Bild stellt aber nur den oberen Teil dieser Berggruppe dar. Der Unterbau hat ein völlig anderes Aussehen. Er wird zur Hauptsache von mächtigen, gleichsinnig S fallenden Quarzphylliten zusammengesetzt, welche bereits zur Ferwallgruppe gehören. Diese Quarzphyllite liegen überkippt und enthalten nicht selten Einschaltung von Granatphylliten und feldspatreiche Lagen. In diesen Sockel von Quarzphyllit ist der wilde Dawin-Tobel eingeschnitten, welcher gewaltige Moränenmassen aufgeschlossen hat. Es handelt sich dabei einerseits um typische Grundmoränen der Würmeiszeit, die eine deutliche schräge Streifung von lichter und dunkler grauer Färbung zeigen. Diese Schichtung steht offenbar mit der Einfüllung des Moränenschlammes in die steile Schlucht in Zusammenhang. Die Ursache der Periodizität in der Ablagerung ist aber nicht bekannt.

Über diese alten Grundmoränen breiten sich andererseits die Blockmoränen der Schlußvereisung aus. Dieselben reichen bis ins Stanzertal hinab, finden aber ihre großartigste Entfaltung in der Umgebung der Dawinalpe. Wir haben hier eine der reichst gegliederten Moränenlandschaften der Lechtaler Alpen vor uns. Erst über dieser Moränenlandschaft, welche die Grenze zwischen den Kalkalpen und den Zentralalpen verdeckt, ragen die in der Zeichnung abgeformten Gipfelgestalten auf.

Die Schichtfolge ist an jedem Gipfel anders und überhaupt sehr unregelmäßig. Besonderheiten des Aufbaues sind bedingt durch das Aufstoßen einer Scholle von Muschelkalk am Südfuß der Feuerköpfe, durch die lebhafteste Verfaltung und Verschuppung von Fleckenmergel

und Oberrätalken, durch die Anschoppung einer großen Masse von sehr hornsteinreichen, rauh Zackigen Aptychenkalken sowie endlich die Einschaltung von bunten, grobblockigen Breccien, die nach ihrem Auftreten an der Eisen-Sp. als „Eisenspitzbreccien“ bezeichnet wurden. Diese Breccien folgen in ihrem Auftreten streckenweise der Einlagerung der Manganschiefer in die Fleckenmergel. Wahrscheinlich bildeten diese weichen Schiefer zur Zeit der Ablagerung der Eisenspitzbreccien eine tiefere Furche.

An der Westseite der Eisen-Sp. sind diese Breccien am schönsten aufgeschlossen. Man kann dieselben von Flirsch aus auf dem kleinen Steig, welcher von den Baumwiesen zu dem ehemaligen Manganerzbau emporleitet, am besten besuchen. Interessant ist der Befund, daß die Eisenspitzbreccien hier auf tief erodierten und bereits stark nordwärts überkippten Schichten zur Ablagerung kamen. Seither hat sich der Betrag der Überkipfung verkleinert.

### **Die Reliefüberschiebung am Gipfel der Aperies-Sp. bei Pettneu im Stanzertal.**

Die Aperies-Sp. — 2587 *m* — ist ein touristisch ganz unansehnlicher kleiner Gipfel östlich von der Einsattlung des vielbegangenen Kaiserjoches mit der Kaiserjoch-Hütte. Seine Bedeutung liegt für uns in der seltsamen geologischen Struktur dieses Berges.

Der Berg hat einen sehr ungleichen Süd- und Nordhang. Während derselbe aus dem Stanzertal mit mittlerer Neigung aufsteht und weit hinauf mit Grashängen bekleidet erscheint, bildet die Nordseite einen schroffen Abbruch gegen den einsamen, tiefblauen Kridlonsee. Besteigt man den Berg vom Stanzertal aus, so hat man zunächst eine felsige Steilstufe zu überwinden, die aus Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit besteht. Wie man aus der Karte erfährt, liegen diese Triasgesteine überkippt auf einer vom Nordgehänge des Stanzertales weithin streichenden Zone von Kreideschiefern. Auf dieser ganz von Bergmähdern bekleideten

Kreidezone liegt östlich von unserem Berg die Ansbacher-Hütte, westlich die Kaiserjoch-Hütte.

An der Südseite der Aperies-Sp. ist der Rand der auf der Kreide lagernden überkippten Triaszone dreifach tief von der Erosion ausgelappt. Außerdem liegen noch kleine Deckschollen verstreut auf der Kreide. Der Gipfelkörper der Aperies-Sp. besteht nun seinerseits aus einer eng zusammengeklappten Mulde mit einem Kern von Kössener Schichten, zu dem sich noch Oberrätalkalk und geringe Mengen von Fleckenmergeln gesellen. Die Mulde ist aber nicht regelmäßig ausgebildet.

Auf diese eben beschriebene Mulde sind nun von S her zusammenhängend die Kreideschiefer aufgeschoben. Das ist besonders schön an der hier abgebildeten Westseite unseres Gipfels zu sehen.

Das Bild macht in der Natur insofern einen überraschenden Eindruck, als die dunklen Kössener Schichten scheinbar in ungestörtem Streichen in die ebenfalls dunklen Kreideschiefer übergehen. Bei genauerem Zusehen erkennt man dann erst die feine, die beiden so altersverschiedenen Schichten trennende Schubbahn.

Der Gipfel der Aperies-Sp. gehört zu der großen Schubmasse der Vordersee-Sp. Diese ist weiter nur ein Teilstück der Inntaldecke. Die Kreideschiefer können also nur bei einer sekundären Bewegung auf den Gipfel der Aperies-Sp. gelangt sein. Jedenfalls war diese geringe Aufschubung der Kreideschiefer nicht imstande, die Gipfelmulde so tief abzuscheren.

Eine Erklärung für diese absonderliche Lagerungsform bietet aber die Reliefüberschiebung, welche annimmt, daß hier eine alte Muldenform vorliegt, welche bereits von der Erosion zugestutzt war, als die Aufschubung der Kreideschiefer vor sich ging.

### **Rollfalte unter der Schubmasse der Tor-Sp.-Gruppe im Madauer-Tal.**

Auf dem Wege von Bach im Lechtale zu der Memminger-Hütte kommt man nach einer Wanderung von etwa zwei Stunden zu der Teilungsstelle in das Alper-

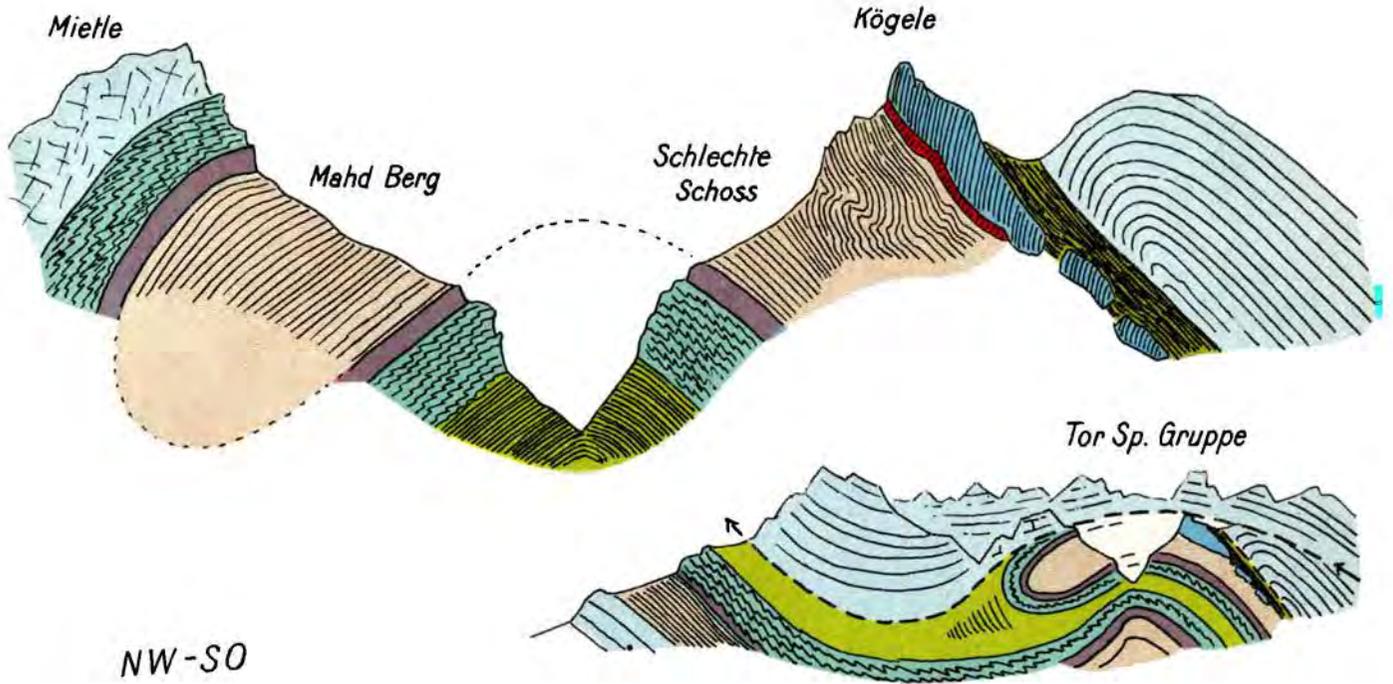
schon- und das Parseiertal. An der Ostseite öffnen sich außerdem das Stille- und das Röttal. So entsteht hier in der Gegend der Gehöfte von Madau eine auffallende Talverbreiterung, welche großenteils mit mächtigen Moränenmassen der Schlußvereisung ausgekleidet erscheint.

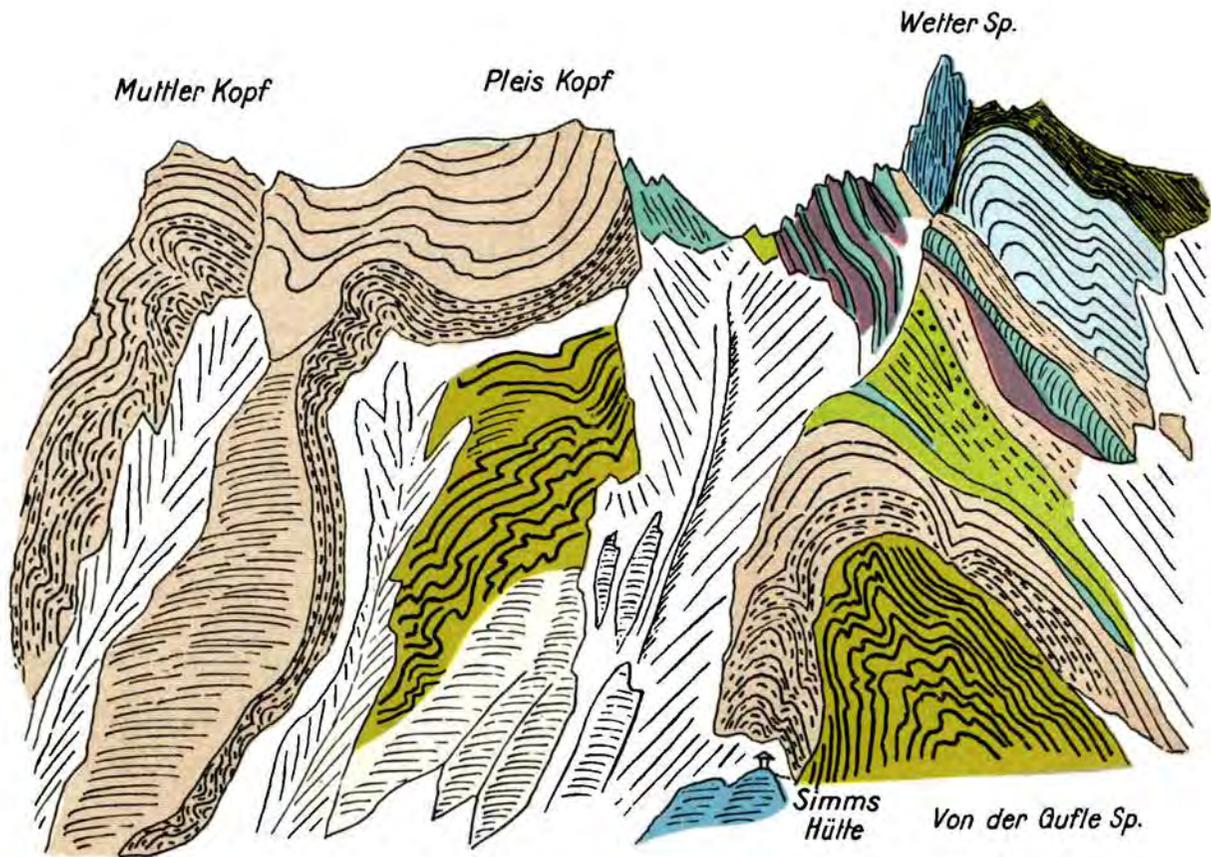
Östlich von der Siedlung von Madau befinden sich nun die in unserem Doppelprofil abgebildeten Aufschlüsse zu beiden Seiten einer tief eingeschnittenen Schlucht zwischen Mahdberg im N und Kögele im S.

Das große Profil legt die Detailbefunde vor, das kleine Profil fügt dieselben schematisch in einen weiteren Gebirgsrahmen ein. Die tiefe Schlucht schneidet hier bis in die Kreideschiefer hinab. Darüber legen sich der Reihe nach ältere Gesteine. Am Mahdberg bilden diese Gesteine eine Faltenstirne, auf welcher oben eine Schubmasse von ungeschichtetem Dolomit lagert. Auf der Gegenseite vervollständigt sich die Schichtfolge über den Fleckenmergeln noch bis zum Hauptdolomit. Es ist dies offenbar der tiefere Kern der ganzen Falte, von der aber im S der ganze obere Teil mechanisch entfernt wurde.

Diese Abscherung wird mittelst zweier Schubflächen durchgeführt. Eine kleinere Schubfläche zerteilt den Kern und schiebt die Hauptdolomitstirne eine Strecke weit über die Kössener Schichten vor. Durch diesen Vorschub wurden auch die starren Rätikalke in Stücke zerrissen. Die zweite, höhere Schubfläche besitzt eine viel größere Ausdehnung. Auf ihr vollzog sich der Vormarsch einer gewaltigen Gesteinsmasse, zu der hier in der Nähe vor allem die Tor-Sp.-Gruppe gehört. Der Vordrang dieser großen Schubmasse (Inntaldecke) war auch die Ursache für die Bildung und Deformation der schönen Rollfalte von Madau.

Die großartigen Aufschlüsse von Madau sind für die tektonische Deutung der Lechtaler Alpen von größter Bedeutung. Sie führen uns die Bildung der Rollfalten unter dem Einfluß der darüber vordringenden Schubmassen wunderbar klar und durchsichtig vor Augen.





### Die Wetter-Sp. im Sulzetal bei der Frederik Simms Hütte.

Dieser 2898 m hohe Berg gehört mit seinem stolzen, blanken Gipfelturm zu den charakteristischen Wahrzeichen der Lechtaler Alpen. Von weither ist derselbe wie ein Leuchtturm im Gewoge der niedrigeren Berge zu erkennen. Das beiliegende Bild stellt die Abstürze der Wetter-Sp. gegen das Sulzetal und die F.-Simms-Hütte dar.

Geologisch ist dieser Berg sehr mannigfaltig zusammengesetzt. Es nehmen an seinem Aufbau zwar keine älteren Schichten als Hauptdolomit teil, dafür sind aber die jüngeren Schichten in vielen schmalen Bändern und Streifen übereinandergetürmt.

Im Großen genommen, sind im Baugestüt der Wetter-Sp. ein gegen N überkipptes Sockelgewölbe, darüber eine Kreidezone, eine Schuppenzone von Juraschichten, sowie endlich eine Gipfelschubmasse vorhanden. Das liegende Gewölbe hat einen Kern von Kössener Schichten, darüber eigenartige hornsteinreiche Liaskalke, dann Liasfleckenmergel, Aptychenkalke und eine ziemlich reiche Kreideserie mit vielerlei Schiefnern, Breccien, Sandsteinen, Konglomeraten sowie Breccien mit *Orbitulina concava*.

Über dieser Kreidezone lagert eine vielfach verfaltete und überrollte Zone von Fleckenmergeln, roten und grünen Hornsteinkalken und Aptychenkalken. Die Aptychenkalke bilden dabei in der Westseite des Gipfelkörpers eine prächtige, gegen NW gerichtete Rollfalte.

Der Gipfelkörper selbst besteht aus einer klaren Faltenstirne von Hauptdolomit und schönen, fossilreichen Kössener Schichten. Diese Faltenstirne ist mit glatter Schubbahn den Fleckenmergeln aufgeschoben und hat dabei die Oberrätkalke abgeschert. Ein Splitter von diesen abgescherten Oberrätkalken, der an der Front der Gipfelschubmasse liegt, bildet nun den schönen Gipfel der Wetter-Sp.

Wenn man den Gipfelturm besteigt, so sieht man an seiner Südwand mächtige Schubflächen mit Schubstrie-

men entwickelt, welche derselbe bei seiner tektonischen Wanderung erhalten hat.

Nördlich von der Wetter-Sp. ist eine tiefe Scharte eingeschritten, von der eine riesige Schuttrunse ins Sulzetal herabzieht. Nördlich von dieser Runse baut sich in stolzem Aufschwung der Pleiskopf und Muttlerkopf auf. Diese Gipfelgestalten sind kühne Ausschnitte aus einem machtvollen, gegen N zu überkippten Gewölbebau von Kössener-Sch., Hornsteinlias und Fleckenmergeln.

Der Aufbau der Wetter-Sp. ist durch eine wahrscheinlich jüngere Verwerfung vom Pleiskopf abgeschnitten.

### **Die Freispitz-Gruppe gegenüber von der Memminger-Hütte.**

Diese stolze Berggruppe liegt im Herzen der Lechtaler Alpen gerade gegenüber von der Memminger-Hütte.

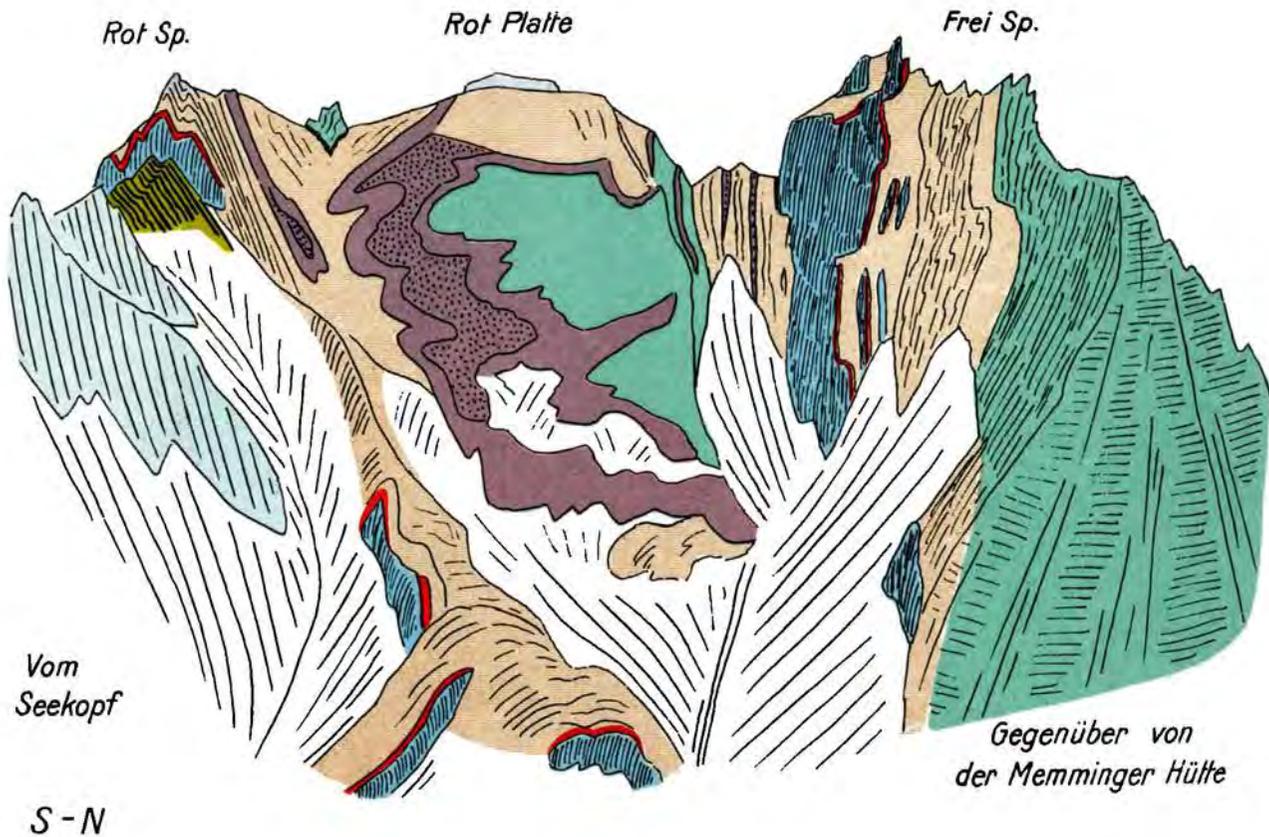
Es sind hier 3 sehr ungleiche Bergformen „Rot-Sp.—Rot-Platte—Frei-Sp.“ zu einer höheren Baueinheit verbunden, die man auf dem Bilde nicht voll zu erfassen vermag, weil dasselbe nicht genügend weit nach N reicht. Es gehört da noch die breitschulterige Saxer-Sp. dazu.

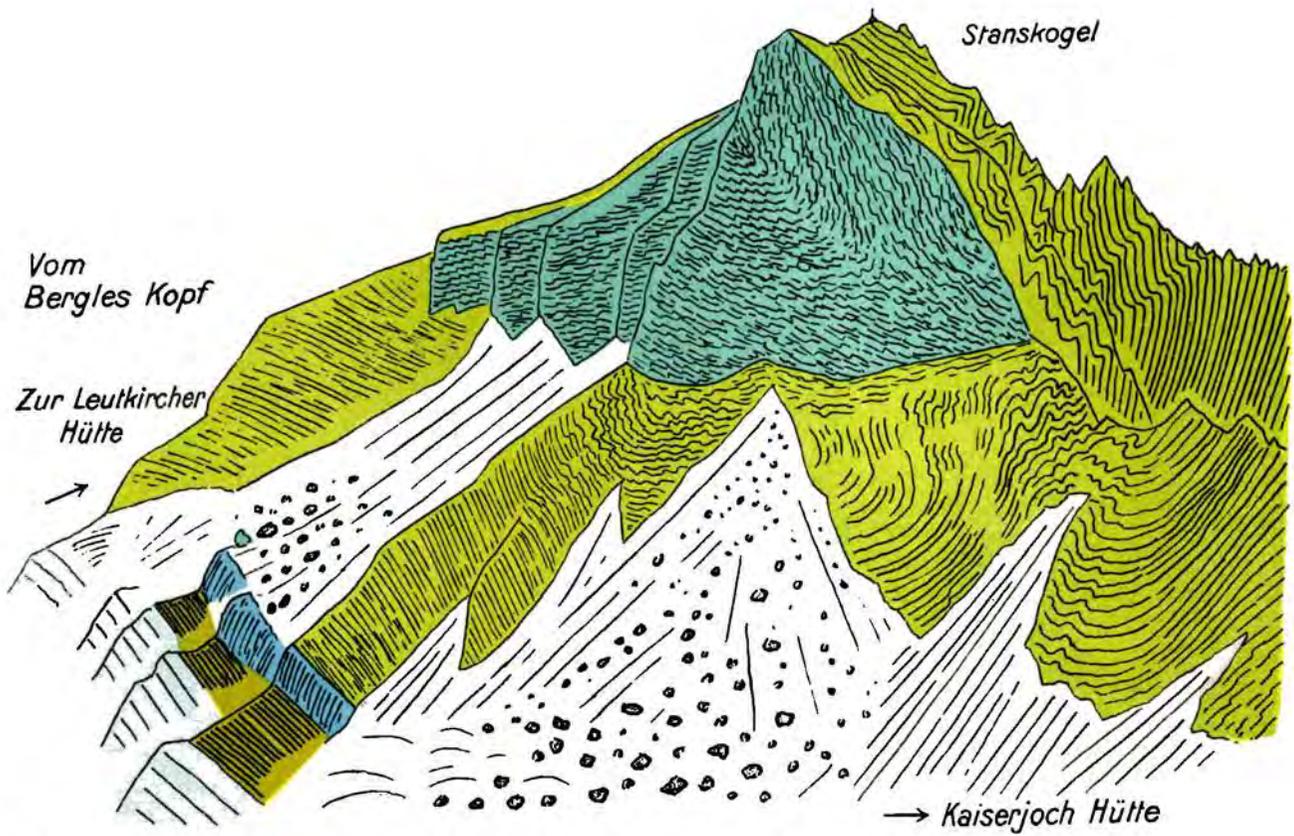
Diese höhere Einheit besteht aus einer großen Mulde von Hauptdolomit, in deren Hand unsere ganze vielgestaltige Berggruppe ruht. Diese große Grundmulde lagert selbst als Schubmasse auf darunter durchziehenden Kreideschiefern. Diese Kreideschiefer tauchen im S in der Gegend der Ansbacher-Hütte unter die Schubmasse der Frei-Sp.-Gruppe hinein und erscheinen am Nordfuß der Saxer-Sp. wieder an der Oberfläche. Sie unterlagern also die Frei-Sp.-Gruppe in einer Breite von ca. 4 km.

Der Innenbau dieser Mulde entspricht nicht der einfachen Vorzeichnung dieser Großform. Wie uns die Karte und die Ansicht lehren, ist die Muldenform mit einer sehr kompliziert verfalteten Schichtmasse gefüllt, deren Struktur man niemals mit einer einfachen Muldenbiegung erreichen könnte.

Es stimmt also hier die Großform des Muldentroges durchaus nicht mit dem Bau seiner Füllmasse überein.

Dieser Befund läßt nur die Erklärung zu, daß die Füll-





Stanskogel

Vom Bergles Kopf

Zur Leutkircher Hütte



Kaiserjoch Hütte

S - N

schichten bereits ihre komplizierte Verfaltung und Verschuppung besaßen, als sie zu dieser Großform verbogen worden sind.

Wenn wir diese Gebirgsgruppe näher betrachten, so werden wir auch gewahr, daß sich auf der Höhe der Rot-Platte ein kleiner Rest einer flach gelagerten höheren Schubmasse erhalten hat. Derselbe besteht aus Hauptdolomit, den stellenweise eine schmale Lage von gewalzten Aptychenkalken unterlagert. Diese Deckschubmasse schneidet mit ihrer flachen Schubbahn die steil verfaltete Füllmasse unserer Mulde. Südlich von dieser Deckschubmasse steckt am Grat zwischen Rot-Platte und Rot-Sp. ein Zahn aus Aptychenkalken, der von Manganschiefern unterlagert wird.

Wahrscheinlich haben wir in demselben einen spärlichen Rest einer Tauchdecke vor uns.

Halten wir alle diese tektonischen Befunde zusammen, so kommen wir etwa zu folgendem Urteil.

Die bunten Gesteine der Freispitz-Gruppe besaßen bereits den Großteil ihrer Komplikation, als sie zu der heute vorliegenden Großmulde verbogen wurde. Diese Großmulde ist eine auf Kreideschiefer aufgefahrene Schubmasse, welche einen Teil der Inntaldecke vorstellt. Die bereits gefüllte Muldenform wurde von einer höheren Decke überschritten, deren letzter Rest am Gipfel der Rot-Platte lagert. Der kleine Tauchdeckenrest dürfte seiner Bewegung nach unter diese höhere Decke (Kra-bachjochdecke) hineingehören.

### **Stanskogel bei der Leutkircher-Hütte.**

Zwischen der Leutkircher-Hütte am Almejur-Joch und der Kaiser-Joch-Hütte erhebt sich ein mächtiger Berg, der 2759 m hohe Stanskogel. Er ist auf gutem Steige von der Leutkircher-Hütte aus leicht zu erreichen und eröffnet sowohl auf die Lechtaler Alpen als auch auf die Berge der Ferwallgruppe eine prachtvolle Aussicht.

Geologisch ist der Berg dadurch interessant, als sein hoher Gipfel aus den weichen Kreideschiefern besteht. Sieht man aber genauer zu, so erkennt man bald, daß die

Ursache für dieses Hochragen der Kreideschiefer in einem Tauchfaltenkerne von heftig verfalteten, stark verwalzten Aptychenkalken besteht, welche den leicht zerstörbaren Kreideschiefern einen festen Halt gewähren. Kommt man aus dem Stanzertal herauf, so hat man vom Verrucano aufwärts die ganze Trias überstiegen. An den meisten Stellen sind über den Triasgesteinen auch noch die Juraschichten ziemlich vollständig erhalten. An der Südseite des Stanskogels fehlt der Jura aber streckenweise und die Kreideschiefer legen sich unmittelbar auf die oberrätischen Kalke.

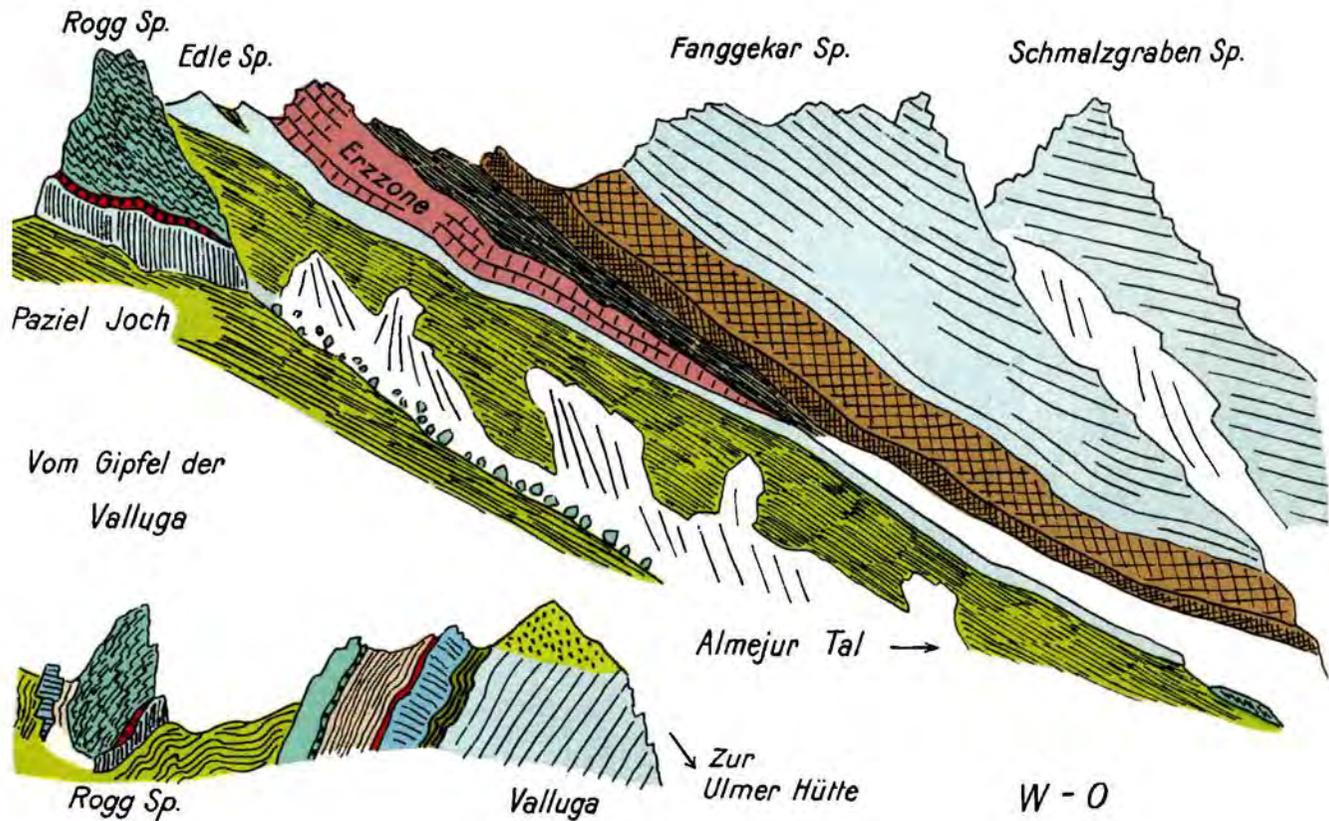
Sie bilden dann eine kräftig gefaltete, hochaufragende Mulde, in deren Kern nicht jüngere, sondern ältere Gesteine, nämlich die schon erwähnten Aptychenkalke stecken.

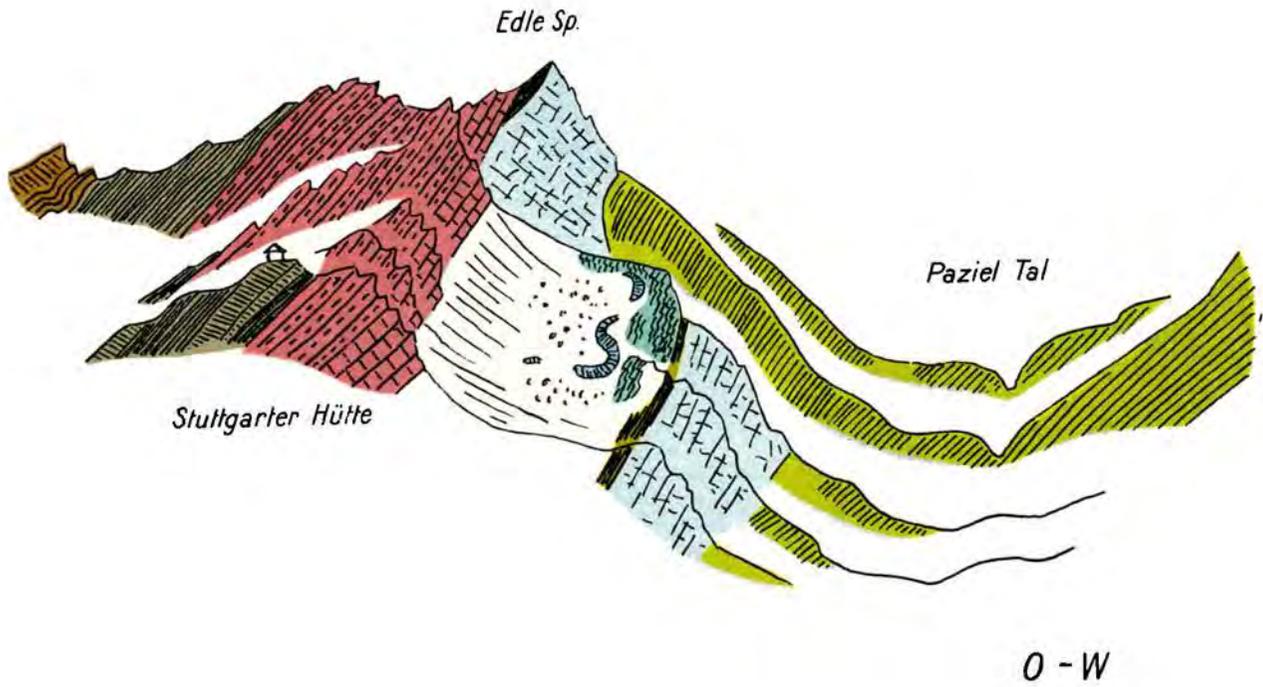
Diese Einschaltungen von Aptychenkalken sind aber nicht allein auf den Gipfelkörper des Stanskogels beschränkt, sie wiederholen sich vielmehr in der Umgebung der Leutkircher Hütte. Wir treffen hier nördlich und nordöstlich von der Hütte auf 4 größere Kerne von gewalzten Aptychenkalken, die alle in den Kreideschiefern stecken. Der gegenseitige Verband der Kernstücke ist durch die Erosion bereits zerstört.

Dafür ist auf dem Aptychenkalkkerne des Hirschpleiskopfes ein kleiner Rest von Dolomit erhalten.

Derselbe stellt ein winziges Überbleibsel einer gewaltigen höheren Schubmasse vor, unter deren Schubgewalt die Aptychenkalkschichten in die Kreideschiefer eingeknetet wurden.

Wenn wir vom Stanskogel gegen N blicken, so sehen wir in der schroff umrandeten Fallesin-Sp. — 2768 m — ein gewaltiges Stück jener großen Schubmasse (Inntaldecke), deren bescheidene Spur wir am Hirschpleiskopf gefunden haben. Prachtvoll sehen wir die dunklen Kreideschiefer vom Stanskogel aus unter die rauhe Dolomitmasse der Fallesin-Sp. eintauchen. An der Basis ist die Dolomitmasse durch die Reibung ihrer Herfahrt in einen weißlichen, feintrümmerigen Mylonit verwandelt worden.





### Ausblick vom Gipfel der Valluga bei der Ulmer-Hütte gegen N.

Der Gipfel der Valluga — 2811 *m* — wird im Sommer und im Winter von Bergsteigern und Skifahrern von der schön gelegenen Ulmer-Hütte — 2285 *m* — aus sehr häufig bestiegen.

Sie bietet auch dem Geologen bei leichter Besteigbarkeit reiche Einblicke in den Aufbau und die Formenwelt der Lechtaler Alpen. Die Lage der Ulmer-Hütte ist geologisch geradezu einzigartig.

Hoch über der prachtvollen alten Talfurche des Arlberg-Passes liegt dieselbe auf einem Moränenwall der Schlußvereisung, der eine Queraufwölbung von stark gewalztem Verrucano krönt. Der Verrucanokern wird dabei von gelben Rauhewacken, Muschelkalk, Partnach-Sch. und Arlberg-Sch. ummantelt. Nur im S stößt er mit einer schmalen Zone von bunten, feinblättrigen Phylliten unmittelbar an die Gneise des Arlbergs.

Die Furche des Arlbergs selbst ist breit und zweistufig angelegt. Besonders schön und mit kleinen Seen geschmückt ist die höhere Stufe der Albonaalpe. Hier ist auch in den Felsköpfen bei den Albonaseen ein Bergbau auf Zinkblende umgegangen, die an N—S streichenden Zerrklüften in den alten Gneisen auftritt.

Der Gipfel der Valluga, den man am bequemsten von der Ulmer-Hütte über Walfagehrjoch und den kleinen Schindlerferner erreicht, besteht aus Hauptdolomit, auf dem eine Kappe einer Dolomitreccie lagert, welche wahrscheinlich auch zu den Eisen-Sp.-Breccien gehört.

Vom Gipfel aus öffnet sich ein herrlicher Ausblick gegen N auf die Lechtaler Alpen, gegen S auf die Berge der Ferwallgruppe.

Unser Bild entwirft eine schematische Zeichnung und geologische Zerlegung der Gebirgsgruppe zwischen Pazuel und Almejurtal.

Die auffallendste Berggestalt ist hier die Rogg-Sp. — 2747 *m* —. Sie steckt wie ein tektonischer Zahn in dem Kiefer der weichen Kreideschiefer. Das kleine Nebenprofil gibt ihren Bau zu erkennen. Es handelt sich offen-

bar wieder um einen Tauchdeckenkern. Im N der Rogg-Sp. folgt, von der Edle-Sp. ins Almejur absinkend, ein Dolomitschweif der Inntaldecke. Darüber kommen erzführender Muschelkalk (alte Bergbaue), Partnach-Sch., Raibler-Sch., mächtige Rauhacken und endlich wohlgeschichteter Hauptdolomit. Wir haben die Krabachjochdecke mit ihrem vollen Besitzstand vor uns, während die unter ihr lagernde Inntaldecke scharf ausgewalzt und tektonisch verdünnt daliegt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Inntaldecke und die Krabachjochdecke von S her über die Rogg-Sp. eingefahren sind und dabei die Tauchfaltenform der letzteren geschaffen wurde.

#### **Inntaldecke und Krabachjochdecke bei der Stuttgarter-Hütte.**

Die Stuttgarter-Hütte am Krabachjoch hat eine in geologischer Hinsicht außerordentlich interessante Umgebung, welche durch die zur Hütte führenden Wege bequem zugänglich gemacht wurde.

Man erreicht diese Hütte am leichtesten von Zürs am Flexenpaß. Der Flexenpaß liegt in einer alten Quertalfurche, welche tief in die Gesteine der Lechtaldecke eingeschnitten ist. Heute ist diese alte Talfurche, welche einst mit der benachbarten Talfurche des Arlbergpasses ebenhölig zusammenlief, durch den tiefen Einschnitt des Klostertales aus dem alten Talverband herausgenommen und vereinsamt worden. Am Aufstieg von Stuben zum Flexenpaß bietet hier der kühne Straßenbau ein prachtvolles Profil durch einen Sattel von Muschelkalk, an den sich nordseitig Partnachschichten (gewaltige Schlucht des Höllentobels), Arlbergkalke, Raibler-Sch. (prächtige Quellen) und Hauptdolomit anschließen. Zur Paßhöhe steigen von W die Moränenwälle der Schlußzeit herab. Bei Zürs liegen in der Talfurche auch auffallend rot gefärbte Tithonkalke. Steigt man von Zürs zur Stuttgarter-Hütte empor, so gelangt man über eine Steilstufe aus Hauptdolomit, Rätkalk-, Liasfleckenmergel, Jura-Hornsteinkalk, Tithonkalke zu den mächtigen Kreideschiefern des Pazieltales. Diese weichen Kreideschiefer erbauen

jene wundersamen, mild gerundeten und vogelleicht geschwungenen Gehänge, welche im Sommer schöne Alp-schweiden, im Winter unvergleichliche Schneefelder für die Skifahrer tragen. Auf die Kreideschiefer erscheint nun mit scharfgeschnittener Schubfläche die Schubmasse der Inntaldecke aufgefahren. Sie beginnt mit Hauptdolomit, auf dem Kössener-Sch. lagern. Über diesen stellen sich noch Schollen von Rätkalken sowie von stark ausgewalzten Aptychenkalken ein. Diese unregelmäßig verteilten Schollen verraten schon die Nähe einer neuen, höheren Bewegungsbahn. An der Steilstufe unter der Stuttgarter-Hütte beginnt nun eine neue Schubmasse mit eisenerzreichem Muschelkalk, über dem Hornsteinknauerkalke lagern. Die Hütte steht auf Kalklagen der Partnach-Sch. Über den Partnach-Sch. stellen sich geringmächtiger Wettersteinkalk, sehr mächtige Raiblerschichten und Hauptdolomit ein. Wir haben den eigenartigen Besitzstand der nach dem Krabachjoch getauften Krabachjochdecke vor uns, welche die oberste Schubdecke der nördlichen Kalkalpen vorstellt. Ihre Gesteine zeigen eine von den tieferen Decken abweichende Entwicklung, die besonders in dem Eisengehalt des Muschelkalks, in seinen Hornsteinwucherungen und in der Fossilführung der Raibler-Sch. auffällt.

### **Schubdecken und Liegfalten im Gehänge des Schwarzen Kranzes und der Pimig-Sp. bei Kaisers.**

Der tiefe Einschnitt des Kaisertales eröffnet einen ausgezeichneten Einblick in die noch unter der Inntal- und Krabachjochdecke liegenden Falten und Schubkörper.

Wie unser Bild ergibt, wird der Gipfel des Schwarzen Kranzes von Muschelkalk und Partnach-Sch. gebildet. Der Name Schwarzer Kranz ist nach den dunklen Gesteinsfarben und ihrer flachen Lagerung ausgezeichnet gewählt und gibt ein gutes Zeugnis für den Beobachtungssinn der Bergbewohner. Insbesondere von dem hochgelegenen Bergdorf Kaisers — 1522 m — aus ist der Name für diesen Gipfel ungemein treffend.

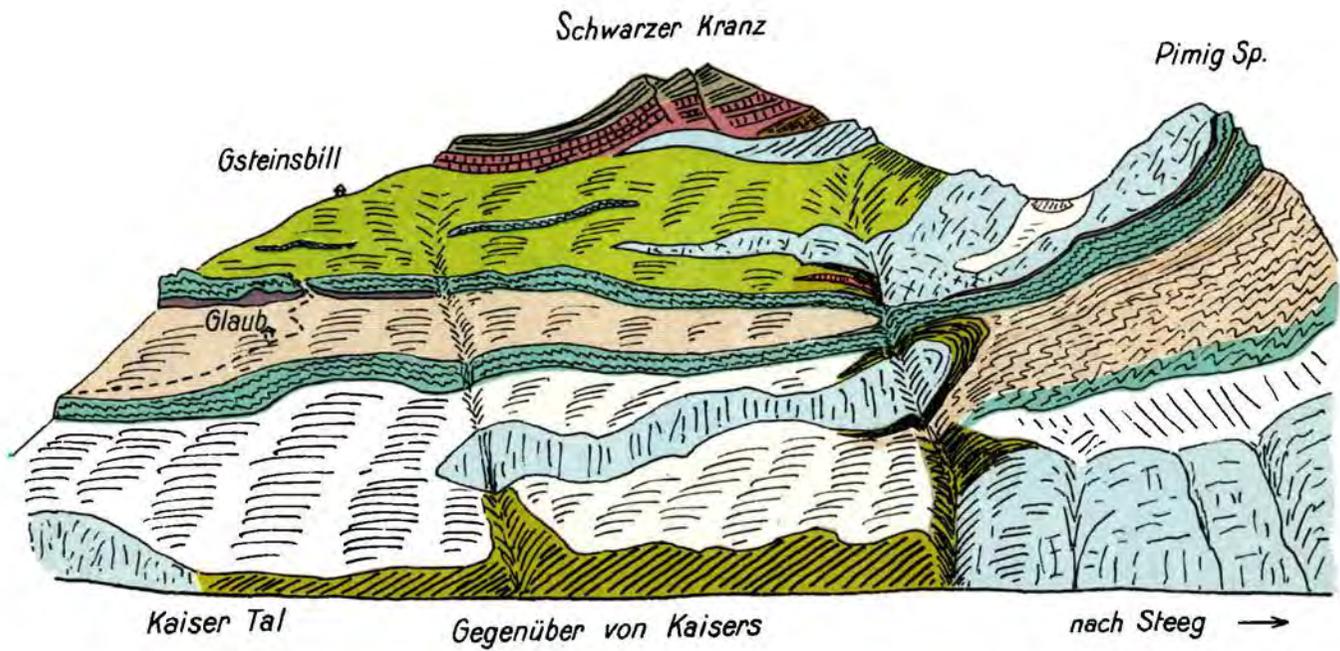
Der Muschelkalk führt auch hier reichlich Hornsteinknauerkalke, Eisenvererzung und Pietra verde

Unter dem Muschelkalk der Krabachjochdecke tauchen Keile von Rauhwaeken der Raibler-Sch. und Hauptdolomit auf. Sie gehören der Inntaldecke an, welche hier an der Südost- und Südseite des Schwarzen Kranzes auf eine größere Strecke hin unter der Krabachjochdecke ganz abgesichert erscheint. Krabachjochdecke und Inntaldecke lagern so unmittelbar auf Kreideschiefern. Die Kreideschiefer stellen hier eine mächtige Schichtfolge dar, sind aber wahrscheinlich nicht einheitlich, wie die Einschaltung eines schmalen Streifens von Aptychen- und Hornsteinkalk nahelegt.

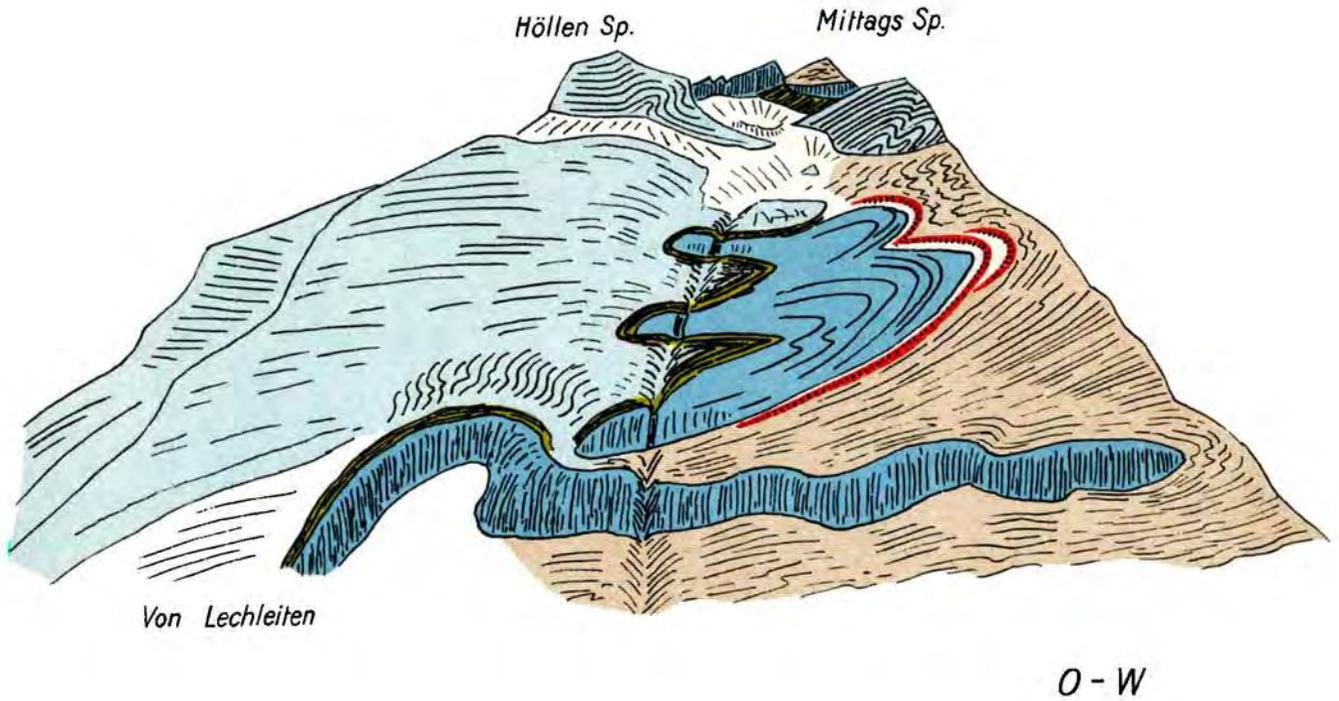
Unterlagert werden diese Kreideschiefer von einem sehr kompliziert zusammengefügtten Schichtverband, welcher sich im N vom Schwarzen Kranz zu dem Gipfel der Pimig-Sp. aufschwingt, der mit seiner Gestalt und seinem schweren Schatten das kleine Dorf Steeg im Lechtal übermächtig bedrückt.

Der Gipfel der Pimig-Sp. wird von Hauptdolomit aufgebaut. Derselbe keilt gegen SO zu aus, gegen W hin steht er mit der Deckschubmasse der Lärch-Sp. in unmittelbarem Zusammenhang. Die Deckschubmasse der Lärch-Sp. entspricht ihrerseits wieder der Schubmasse der Wöster-Sp. und diese steht mit der großen Schubmasse des Flexenpasses in geschlossener Verbindung. Die Dolomit-Scholle der Pimig-Sp. legt sich auf eine zweifache gegen NW schauende liegende Falte. Dieselbe besitzt einen Kern von Hauptdolomit, um den Kössener-Sch., Fleckenmergel und Aptychenkalke gewickelt erscheinen. Die obere Liegfalte weist im Kern nur Fleckenmergel auf. Mit diesen zwei Liegfalten ist aber der Aufbau noch nicht erschöpft. Es tritt nämlich darunter noch eine Schubstirne von Hauptdolomit auf, welche an ihrer Südseite von mächtig angestauten Kössener-Sch. bedeckt wird.

Wir haben nun gesehen, daß an der Ostseite des Schwarzen Kranzes und der Pimig-Sp. nicht weniger als 3 Schubdecken zum Ausstrich gelangen, unter denen dann noch 3 liegende Falten vorhanden sind. Diese liegenden Falten weisen mit ihren Stirnen gegen NW. Sie gehören zu



S - N



einer Zone von Querstrukturen, welche sich hier von der Pimig-Sp. gegen SO zum Kaiserjoch verfolgen lassen.

### **Die Faltenstirnen der Höllen- und Mittags-Sp. südlich von Lechleiten.**

Zu den schönsten und mit hoher Lebendigkeit begabten Faltenstirnen der Lechtaler Alpen gehören jene im Nordgehänge von Höllen- und Mittags-Sp.

Hier erhebt sich unmittelbar aus der tiefen wilden Lechklamm ein steilstufiges, waldloses Berggehänge, das gestattet, die Verbiegungen der einzelnen Schichtkörper fast lückenlos zu verfolgen. Von der Kirche des kleinen Bergdorfes Lechleiten bietet sich hier der Anblick, welcher in der farbigen Zeichnung vereinfacht abgebildet erscheint.

Wir haben im unteren und mittleren Gehänge einen mächtigen Kern von Hauptdolomit, der von Kössener-Sch., Oberrätkalk, roten Liaskalken und Liasfleckenmergeln unwickelt erscheint.

Der Hauptdolomit selbst benimmt sich steif und zurückhaltend, während in seinen jüngeren Begleitgesteinen ein lebhafter gegen W gerichteter Bewegungsdrang zum Ausdruck kommt.

Wir haben ein förmliches Gesteinswogen in dieser Richtung vor uns. Der große Hauptdolomitkern stellt das Westende des Allgäuer Hauptkammes vor. Er steht mit Biberkopf, Rappenseekopf, Wilder Mann, Hohes Licht . . . in geschlossener, unzerrissener Verbindung.

Auf diesem tieferen Faltenkern liegt aber noch ein höherer Kern, welcher den Gipfel der Höllen-Sp. bildet.

Er lagert auf dem unteren Kern mit glatter Schubbahn auf. Die Trennungsfuge der beiden Faltenstirnen läßt sich schräg über die Lechklamm durchs Tieftal-Tobel zur Mahdle-Hütte, von dort über das Hochalptal, Greinertal, an die Nordseite von Ellbogener-Sp. und Peischel-Sp. verfolgen. Wir erkennen, daß die Faltenstirne der Höllen-Sp. das Westende der Schubmasse der Ellbogener-Peischel-Sp. bedeutet. Zwischen der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes und jener der Ellbogener-Peischel-Sp. liegt aber

am Hochalpgrat, die von C. A. Haniel entdeckte und beschriebene Gosauzone.

Diese gut ausgestattete Gosauzone wird also westwärts vom Hochalpgrat zwischen den beiden mächtigen Dolomitschubmassen vollständig abgeschert. Das Bild der Faltenstirnen am Nordhang von Höllen- und Mittags-Sp. ist für die Tektonik der Lechtaler Alpen von hohem Erklärungswert. Es zeigt uns in überaus klaren Schriftzeichen, daß hier nach den von S gegen N gerichteten Bewegungen noch eine ebenfalls lebhaft betonte gegen W oder NW gerichtete Massenbeschwingung stattfand, welche erst die schönen Faltenstirnen wachgerufen hat.

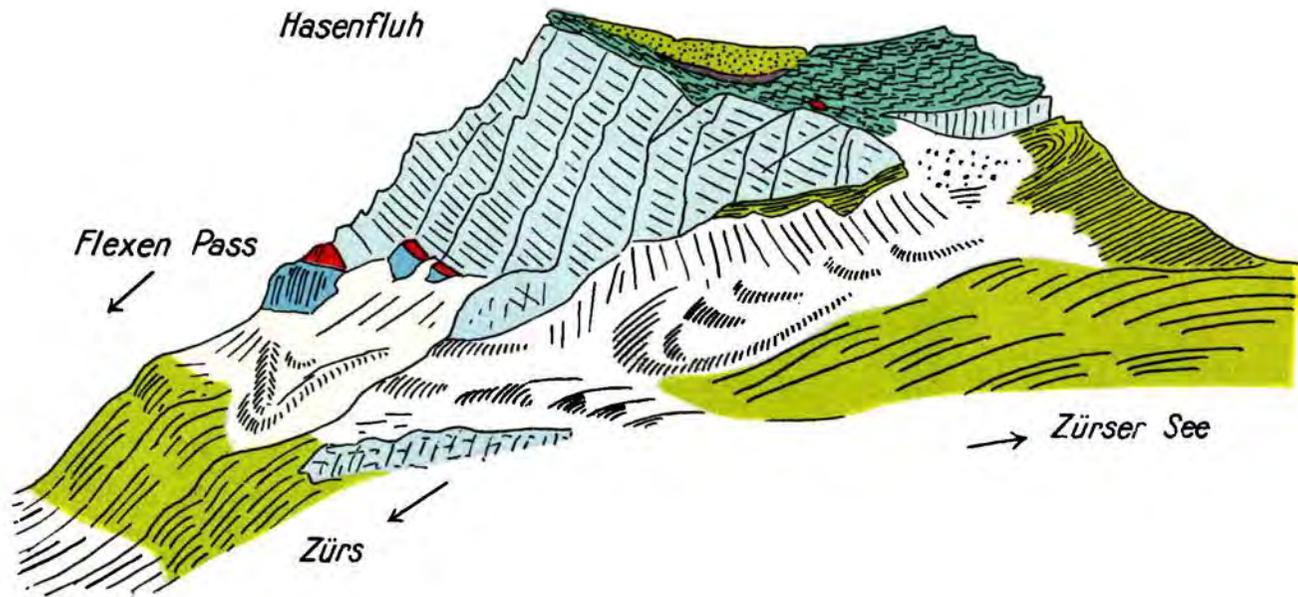
#### **Schubmasse der Hasenfluh bei Zürs.**

Wer mit offenen Augen über den Flexenpaß wandert oder fährt, wird von der kühnen Gestalt der Hasenfluh mit Freude erfüllt. Über prächtig grünem Bergmahdsockel erhebt sich ein schroffes, graues Felshorn, das ein Dach von weichen Schiefeln krönt.

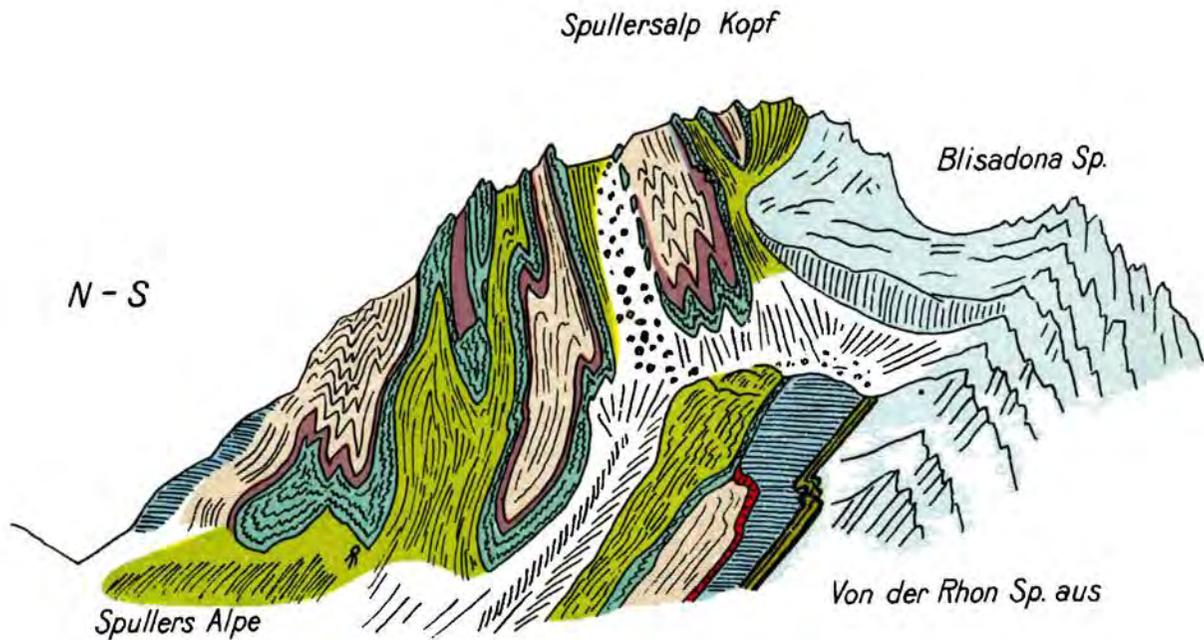
Das geologisch geschulte Auge erkennt in der Hasenfluh sogleich eine isolierte Schubmasse von älteren Gesteinen, welche sich hier hoch über Zürs auf einem Sockel von jüngeren Kreideschiefeln erhalten hat. Wenn man den Berg genauer untersucht, so enthüllt sich uns ein durchaus eigenartiges geologisches Bauwerk.

Den Unterbau bilden ringsum typische, weiche einförmige Kreideschiefer, welche in der Umgebung des Zürser Sees da und dort als Seltenheiten *Orbitulina concava* Lam. führen. Diese Kreideschiefer sind unter der Nordecke der Hasenfluh zu einer klaren, gegen N schauenden Faltenstirne verbogen, die uns anzeigt, daß der Aufschub der Schubmasse hier in der Richtung von S gegen N erfolgt ist.

Die Schubmasse selbst besteht aus zumeist wohlgeschichtetem, flachgelagertem Hauptdolomit. Wie die Zeichnung zeigt, nimmt seine Mächtigkeit in der Richtung von O gegen W sehr stark ab. Wir haben eine tektonisch scharf zugeschnittene Masse vor uns, welche an einer



O - W



Stelle sogar zerrissen ist. Diese Stelle wird auch für die Besteigung des Gipfels vor allem benützt.

Auf der also zugeschnittenen Scholle von Hauptdolomit lagert eine Decke von hornsteinreichen, außerordentlich stark ausgewalzten und verfalteten Aptychenkalken. Diese Aptychenkalken sind vielfach von tiefen Zugrissen zerschnitten. Auf den Aptychenkalken begegnen wir dann einer Saat von Trümmern von blauroten, manganhaltigen Hornsteinkalken, sowie einer Decke von milden, bräunlichen Kreideschiefeln.

An der Ostseite der Hasenfluh treten Oberrät- und rote Liaskalke und Breccien auf. Ebenso ist an der Nordwestseite eine grobblockige Breccie eingeschaltet. Auf dem Dache selbst ist ein kleiner Rest einer Breccie mit auflagernden Fleckenmergeln erhalten.

Aus den zerrissenen Lagerungsformen und der ganz gewaltigen Auswulzung der Aptychenkalken ist mit Sicherheit auf eine noch höhere darüber gegangene Schubmasse zu schließen.

Am Rande der Steilstufe gegen Zürs liegt noch eine tiefere Scholle von stark zertrümmertem Dolomit.

Außerdem ist der schöne Berg mit zahlreichen Moränenwällen der Schlußeiszeit ringsum wirkungsvoll verziert.

Westlich von der Deckscholle der Hasenfluh liegt die wildzackige Berggruppe der Wildgruben-Sp.—Roggal-Sp.

Ich hielt diese Berggruppe für eine alte Querauffaltung zwischen der Kreidemulde des Flexen-Passes und des Spuller-Sees. Der Geologe Stephan Müller teilte mir im Sommer 1932 mit, daß nach seiner Meinung hier eine Schubmasse mit einer gegen W schauenden Stirne vorliege. Eine neuerliche eingehende Prüfung der Verhältnisse hat diese Anschauung bestätigt.

Es stellt die Wildgruben-Sp.-Gruppe also eine westliche Fortsetzung der Deckscholle der Hasenfluh vor, die aber zu einer Stirnfalte eingerollt erscheint, welche ihre Front gegen W zu richtet.

Dieser Befund ist von hohem, tektonischem Interesse, weil er zeigt, wie hier knapp nördlich von den prachtvol-

len S→N gerichteten Tauchfalten des Spullersalpkopfs, die O→W bewegte Schubstirne der Inntaldecke lagert. Die O→W-Bewegung der Inntaldecke und die damit verknüpfte Stirneinrollung muß also wesentlich jünger als die in der Richtung S→N erfolgte Tauchdeckenbildung sein.

### **Die Tauchfalten des Spullersalpkopfes bei der Ravensburger-Hütte.**

Diese Tauchfalten des Spullersalpkopfes sind die schönsten Bauwerke dieser Art in den gesamten nördlichen Kalkalpen. Sie wurden von mir bei den Vorarbeiten für den Bau des Spullerseewerks erst im Jahre 1922 aufgefunden.

Der Spullersalpkopf gehört zum Südrand der Kreidemulde des Spullersees und liegt ca. 3 km östlich von diesem See und ca. 3 km südöstlich von der Ravensburger-Hütte. Er bildet nur einen Seitenpfeiler der höheren Wasen-Sp., welche selbst im Hauptkamm steht und ihre wilden Südabhänge der Station Langen am Westportal des Arlberg-Tunnel zuwendet.

Am Spullersalpkopf treten 5 ungleich große Tauchfalten eng hintereinander geschaltet auf. Ihre Größe nimmt von S gegen N zu. 4 davon haben Kerne aus Liasfleckenmergel, die von Jura-Hornstein- und Aptychenkalken umwickelt sind. Diese Faltenkerne stecken in den ungemein schmiegsamen Kreideschiefern.

Da sich zwischen den Aptychenkalken und den Kreideschiefern keinerlei fremde Gesteine befinden und die Kreideschiefer auch alle Verbiegungen der Faltenkerne mitmachen, sind die Kreideschiefer offenbar gleichlaufend mit den älteren Schichten gefaltet worden.

Die Bildung dieser Tauchfalten steht mit der einfachen Verbiegung der Kreidemulde des Spullersees nicht in unmittelbarem Zusammenhang. Ihre Mechanik ist nur verständlich unter Mitwirkung einer höheren Schubmasse, welche bei ihrer Vorwärtsbewegung die unter ihr liegenden Schichten abschürfte und zusammenstaute.

Die heutige steile und teilweise gegen N zu überkippte

Lage dieser Falten ist wahrscheinlich erst bei einer jüngeren Gebirgsbewegung zustande gekommen. Reste von ähnlichen Tauchfalten finden sich mehrfach am Südrande der Lechtaler Alpen vom Spullersalpkopf bis in die Parseier-Sp.-Gruppe. Es ist interessant, daß sich auf dieser ganzen Strecke auch eine jüngere Überkippung des Kalkalpenrandes und ein Vorstoß des Kristallins der Ferwall-Gruppe bemerkbar macht.

Während der Südrand der Spullersee-Mulde noch an der Rhon-Sp. einen regelmäßigen Schichtverband mit der Trias besitzt, stoßen zwischen Spullersalpkopf und Bli-sadona-Sp. die Kreideschiefer unmittelbar an den Hauptdolomit. Es sind hier also zumindest die Kössener-Sch., die Oberrät- und Liaskalke, die Fleckenmergel, sowie die Hornstein- und Aptychenkalke tektonisch entfernt.

#### **Schafberg bei der Ravensburger-Hütte.**

Der Schafberg ist der Hausberg der Ravensburger-Hütte, welche durch die Vergrößerung des Spullersees durch die Errichtung der Doppelsperren noch sehr an landschaftlicher Schönheit gewonnen hat. Der von der Ravensburger-Hütte aus leicht besteigbare und aussichtsreiche Schafberg besteht aus einem mächtigen Gewölbe von Hauptdolomit, das an der Südseite noch von Kössener-Sch. — Oberrätkalken — bunten Liaskalken und Fleckenmergeln bedeckt wird.

Das Gewölbe des Hauptdolomits ist kein einfaches Bauwerk, sondern aus mehreren Bruchstücken zusammengefügt. Außerdem bildet der Nordgipfel (Mehlsack) für sich eine eigene kleine Schubmasse, die aber im Verhältnis zu dem Grundgewölbe nur wenig gegen N verschoben erscheint.

Der Südgipfel des Schafbergs besteht aus lichten, hochgetürmten Oberrätkalken, in deren Spalten die weichen, nachgiebigen Kössener-Sch. in wildverschlungenen Falten hineingepreßt wurden.

Die Südseite des Schafberges läßt sich aber mit der Auffassung als einfacher Gewölbeflügel durchaus nicht erschöpfend beschreiben. Hier treten uns eine ganze

Reihe von abweichenden Strukturen sowie auch eine fremde Gesteinsscholle entgegen. Gleich oberhalb der Ravensburger-Hütte erhebt sich ein steiler Fels, der aus gewalzten Aptychenkalken besteht. Die Hütte selbst steht auf Kreideschiefern der Spullerseeemulde, die sich längs des Steiges weit am Schafberghang emporziehen. In die Fleckenmergel des Schafberg-Südhanges sind mehrfach Keile und Linsen von Oberrät- und Liaskalken eingeschaltet. Diese Lagerungen sind mit einer einfachen Aufwölbung nicht zu erklären. Sie deuten vielmehr auf eine höhere Schubmasse hin, welche bei ihrem Vordringen den Untergrund teilweise abgeschürft und verschuppt hat.

Von dieser Schubmasse ist heute im Bereiche des Schafbergs wohl nur noch die Aptychenkalk-Scholle bei der Ravensburger-Hütte erhalten. Weiter östlich sind aber noch viele Stücke dieser hangenden Schubmasse erhalten. Besonders schön sind dieselben an der Hasenfluh und am Krabachjoch aufbewahrt.

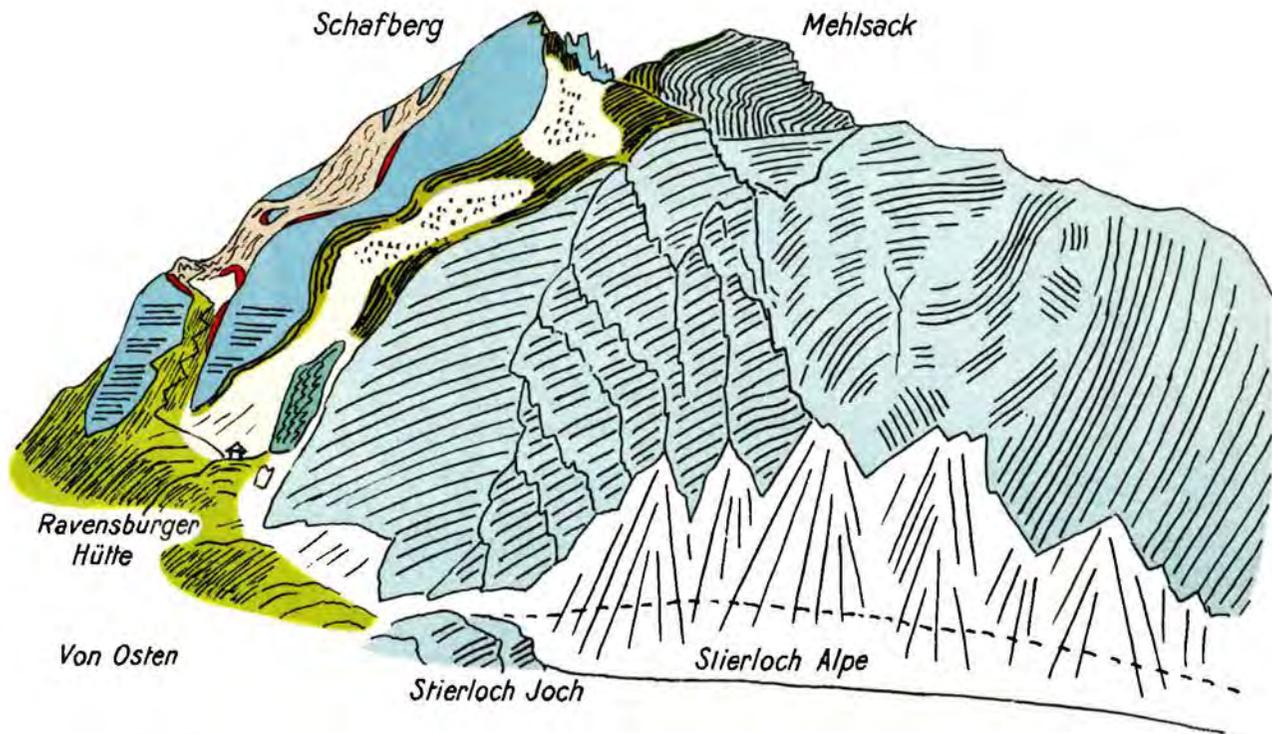
Zur Zeit des Hocheisstandes (Würmeiszeit . .) war das Schafberg-Gewölbe bis zu einer Höhe von 2300—2400 *m* vom Eise umflossen. An seiner Ostseite ist eine prachtvolle Hocheiskerbe eingeschliffen. An der Südseite sind an den Felspfeilern bei der Ravensburger-Hütte große Schliffflächen erhalten.

Am Nordwestfuß des Schafberges hat sich bei der Tannleger Alpe ein Rest von zentralalpinen erratischen Blöcken erhalten, welche einen Zufluß von Eis aus dem Ferwall-Gebirge beweisen.

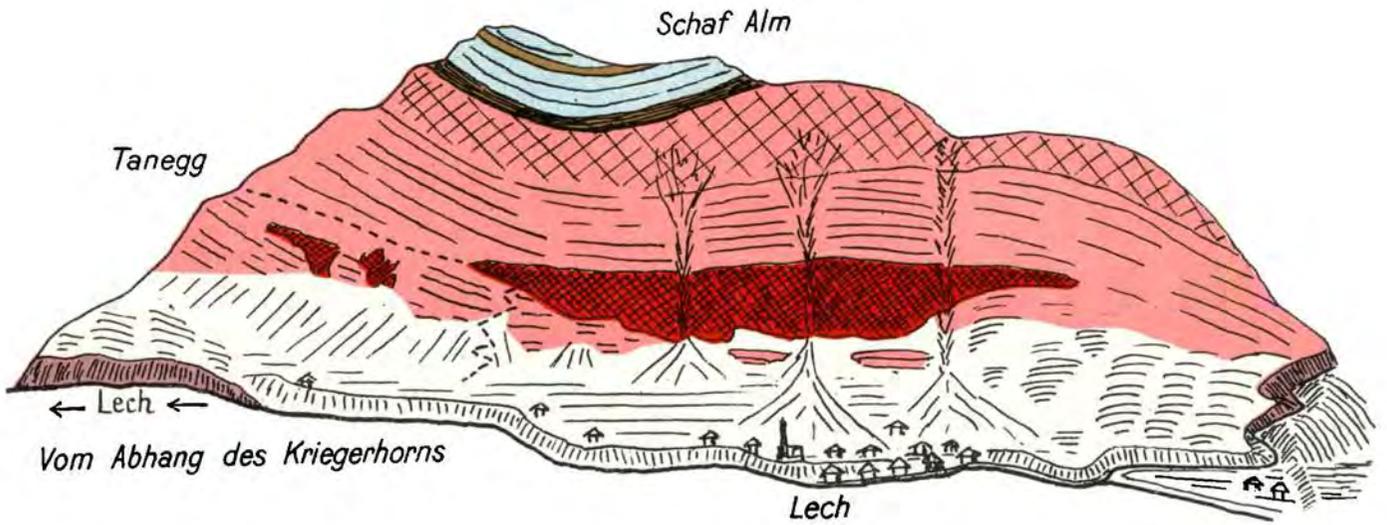
### **Die Eruptivmasse südlich von Lech.**

Die Ortschaft Lech — 1450 *m* — liegt in einer auffallend weiten, schön begrüntem Bucht des obersten Lechtal, die sogar mit niedrigen seitlichen Terrassen verziert ist. Gewaltige Moränenmassen sind hier aufgestapelt, in denen der Verfasser im Jahre 1929 die ersten Geschiebe von Melaphyr antraf, welche dann weiter bald zur Entdeckung der großen Eruptivmasse von Lech führten.

Südlich von Lech erhebt sich zwischen der Talfurche des Flexenpasses und dem Stubenbachtal der Höhen-



S - N



NO-SW

rücken, welcher das schöne Plateau der Schaf-Alm trägt. Das hier an dem Steilhang aufgeschlossene Profil beginnt an der Mündung des Stubenbaches mit fossilführendem Muschelkalk, über welchem sich stufenweise Partnach-Sch., Arlbergsschichten und Raibler-Sch. aufbauen. Letztere bilden die Höhe des Kammes und auch den Boden der Schaf-Alm.

Die Eruptivgesteine sind nun den tieferen Teilen der Arlbergsschichten eingelagert. Da diese Gesteine, vorherrschend Tuffe aber auch Laven, eine dunkelgrünliche Färbung besitzen, so fallen sie von weitem in dem begrünten Gehänge nicht besonders auf und sind wohl auch wegen dieser Dunkelfärbung solange unbekannt geblieben.

Die petrographische Untersuchung dieser Gesteine hat W. H a m m e r ausgeführt, der dabei zu folgendem Urteil gelangte.

Die Eruptivgesteine von Lech entstammen basaltischen Magmen, welche als feldspatreiche, augitarne 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 Gesteine gehört zu den Tuffen: Aschen- und Lapillituffe. Die Lapilli bestehen zu meist aus stark blasigem Glas mit einzelnen Plagioklasleisten.

Durch Zunahme von eingeschlossenen Kalkfragmenten ergeben sich Übergänge zu kalkigen Gesteinen mit einzelnen Einschlüssen von Lapilli.

Andere Vorkommen basischer Ergußgesteine und Tuffe sind in den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt geworden.

Die Gesteine erinnern sehr an ähnliche Eruptivgebilde der Südalpen. Bedenkt man dabei, daß auch die Raibler-Sch. der Krabachjochdecke seinerzeit v. R i c h t h o f e n, v. H a u e r und E s c h e r v o n d e r L i n t h an die Südtiroler Cassianer-Sch. gemahnten und im Muschelkalk des Flexenpasses Pietra verde Lagen vorkommen,

so kann man den Anklang an die Verhältnisse der Südalpen nicht verkennen.

Die Melaphyr-Tuffe und Laven liegen hier in der Schubmasse des Flexenpasses. Nur  $\frac{1}{3}$  km weiter östlich ist im Stubenbachtal bereits der ganze untere Teil dieser Schubmasse samt den Eruptivgesteinen an den darunter durchziehenden Kreideschiefern abgeschert. Wir erkennen daraus, daß die Eruptivmasse von Lech mit knapper Not der Abscherung an der großen Schubbahn entgangen ist und in jeder Hinsicht eine Seltenheit und Seltsamkeit vorstellt.

### **Mohnenfluh und Kriegerhorn bei Lech.**

Die Gegend von Lech ist geologisch von Bedeutung geworden durch die im Jahre 1929 erfolgte Auffindung des einzigen Tuffvorkommens der nördlichen Kalkalpen.

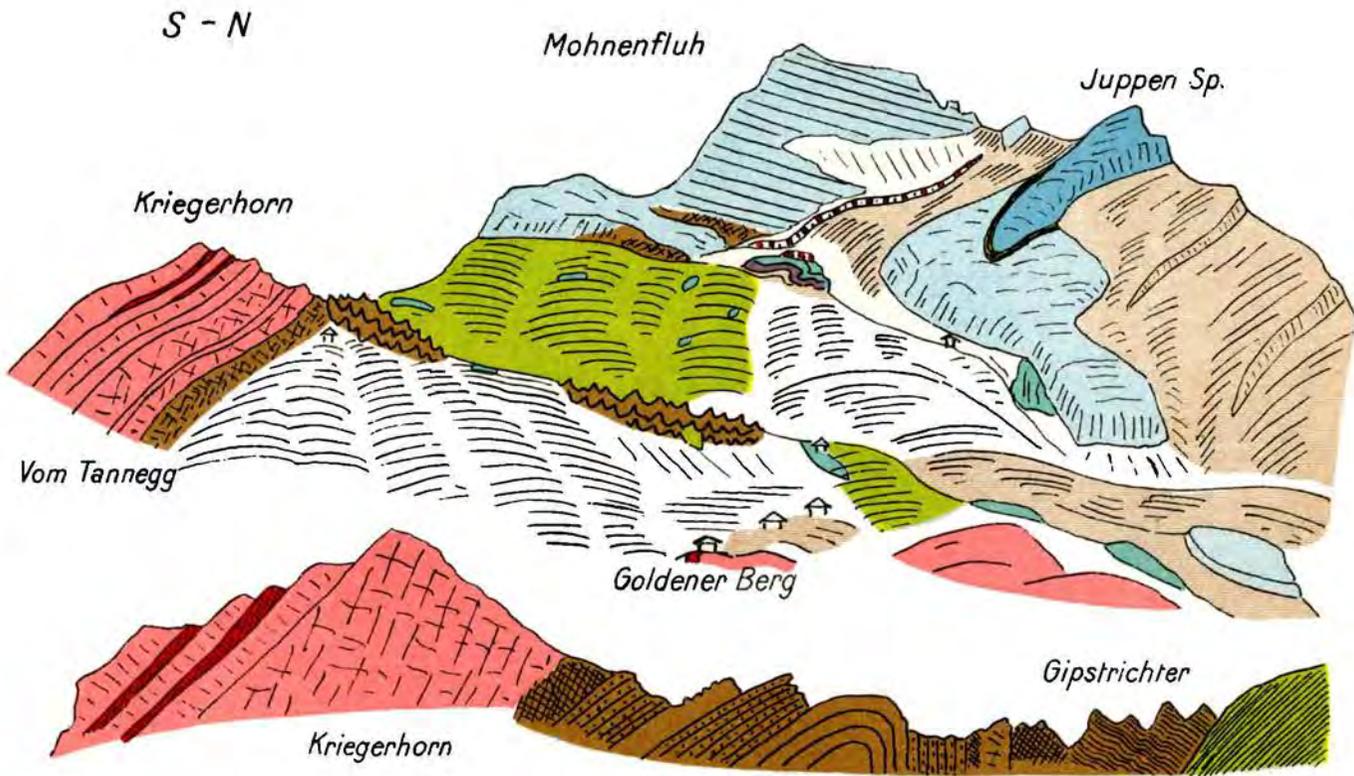
Es handelt sich dabei um ziemlich ausgedehnte Melaphyrtuffe und Laven, welche hier den Arlbergkalken eingeschaltet sind.

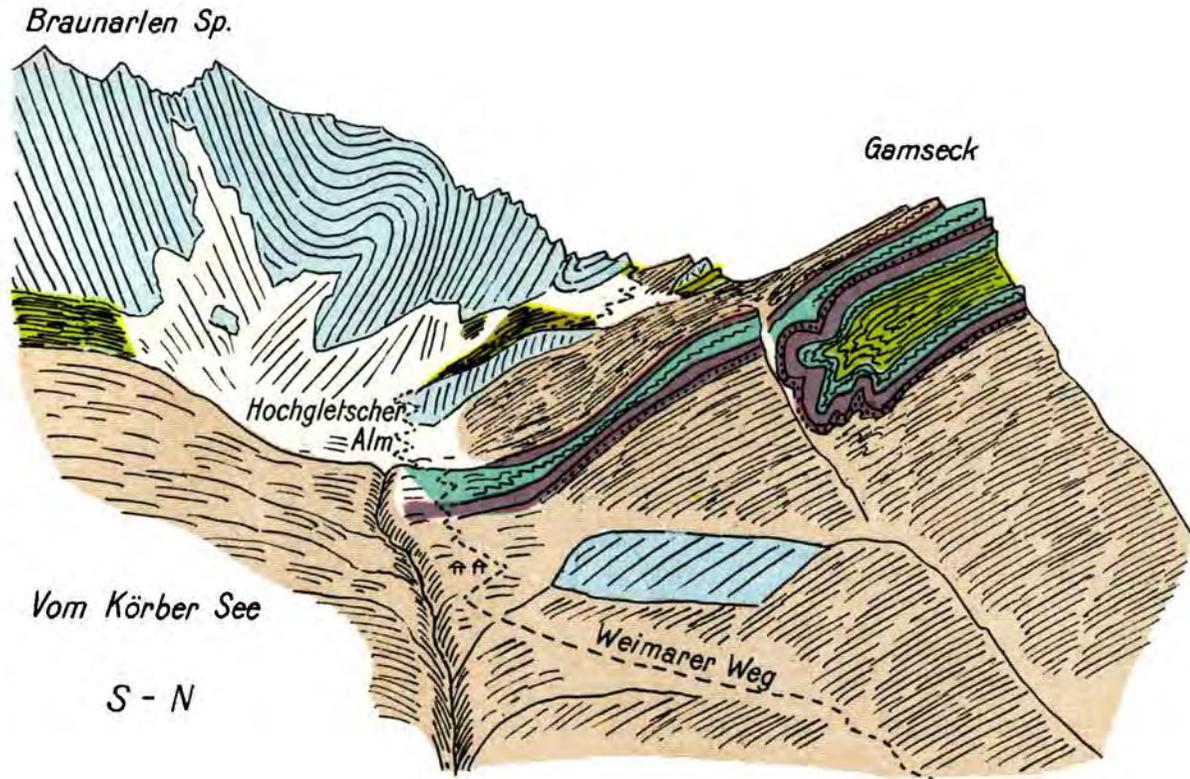
Ich fand von diesen Gesteinen zuerst Geschiebe in den Grundmoränen der Umgebung von Lech und dann das erste Anstehende beim Ausbruch des Fundamentes für das Sportheim Goldener Berg.

Die Hauptmasse der Tuffe und Laven liegt aber südlich vom Lech wie eine andere Zeichnung ausführt.

Hier auf der Nordseite des Lechs sind die ausgedehntesten Einschaltungen von Tuffen und Laven in den Kalk- und Dolomitlagen der Arlbergschichten, welche den Gipfel des Kriegerhorns zusammensetzen.

Das Kriegerhorn bildet in seiner Hauptmasse, die aus Arlberg-Sch. und großen Massen von Raibler-Sch. (Lunzer Sandsteine, Rauhacken und Gips) besteht, eine auf Kreideschiefer aufgefahrene Schubmasse. Interessant ist, daß hier oberhalb vom Goldenen Berg 3 mächtige Linsen von Gips an der Front der Schubmasse unmittelbar auf den Kreideschiefern lagern. Die Kreideschiefer bilden dann zwischen Kriegerhorn und der stattlichen Mohnenfluh ein weit gegen W hin geöffnetes Halbfenster.





Die Schubmasse der Mohnenfluh besteht wieder fast ganz aus wohlgeschichtetem Hauptdolomit, welcher am Südfuß die Schichtung verliert und mit Rauhwacken der Raibler-Sch. verbunden erscheint. Die Schichtung des Mohnenfluh-Gipfels fällt trotz des Anstieges der Schubbahn gegen N ein und zeigt damit die Anlage einer Schubstirne an, welche dann weiter westwärts im Bereiche der Braunarlen-Sp. eine prachtvolle Ausbildung erlangt. Unter der Schubmasse der Mohnenfluh haben sich eine ganze Reihe von mitgeschleppten Gesteinsschollen erhalten. Auffallend ist hier ein Felskopf, der die charakteristischen Tithonkalke der Flexenpaßegend führt. Sonst bestehen die verschleppten Schollen meist aus scharfgewalzten Aptychenkalken. Am Ostfuß der Mohnenfluh liegt ein langer schmaler Streifen von eigenartigen Breccien, die dadurch besonders auffallen, daß sie kleine Stückchen von hellem, feinblättrigem Phyllit enthalten. Wahrscheinlich liegt ein Rest einer Gosaubreccie mit exotischer Materialzufuhr hier vor. Bisher ist in den Lechtaler-Alpen keine ähnliche Breccie gefunden worden. Unter der Schubmasse der Mohnenfluh liegt die davon überwältigte Scholle der Juppen-Sp. mit recht eigenartiger Struktur. Ein Muldenkern von Hauptdolomit — Kössener-Sch. — Oberrätkalk steckt da tief in Fleckenmergeln.

### **Braunarlen-Sp. und Gamseck bei Schröcken.**

Aus dem Quellgebiet der Bregenzer Ache erhebt sich in großmächtigen Umrissen die 2650 *m* hohe Braunarlen-Sp., die von N her durch den kühn geschwungenen „Weimarer Weg“ leicht zugänglich gemacht wird.

Wenn man von Schröcken her über die Hochgletscher-Alpe zu diesem Gipfel emporsteigt, ist man fort und fort von der Großartigkeit der Gebirgsformung aufs neue überrascht.

Durch tiefe Schluchten, Wasserfälle, wilde Felswände, steil aufstrebende begrünte Bergkanten und hoch darüber weitblinkende Firnfelder wird der volle Zauber des Hochgebirges hier lebendig und wirksam.

Die geologische Erscheinungswelt ist ebenfalls einfach und großartig. Die Braunarlen-Sp. selbst besteht der Hauptsache nach aus wohlgeschichtetem Hauptdolomit, der zu einer schön geschwungenen Stirnfaltung durch die Gewalt der Schubbewegung verbogen wurde. Dieser Stirnfalte ist eine kleine überschobene Mulde vorgeschaltet.

Die ganze Masse der Braunarlen-Sp. liegt auf Kreideschiefern, die aber streckenweise, wie z. B. am Grat zwischen Braunarlen-Sp. und Gamseck sehr stark tektonisch verdünnt erscheinen.

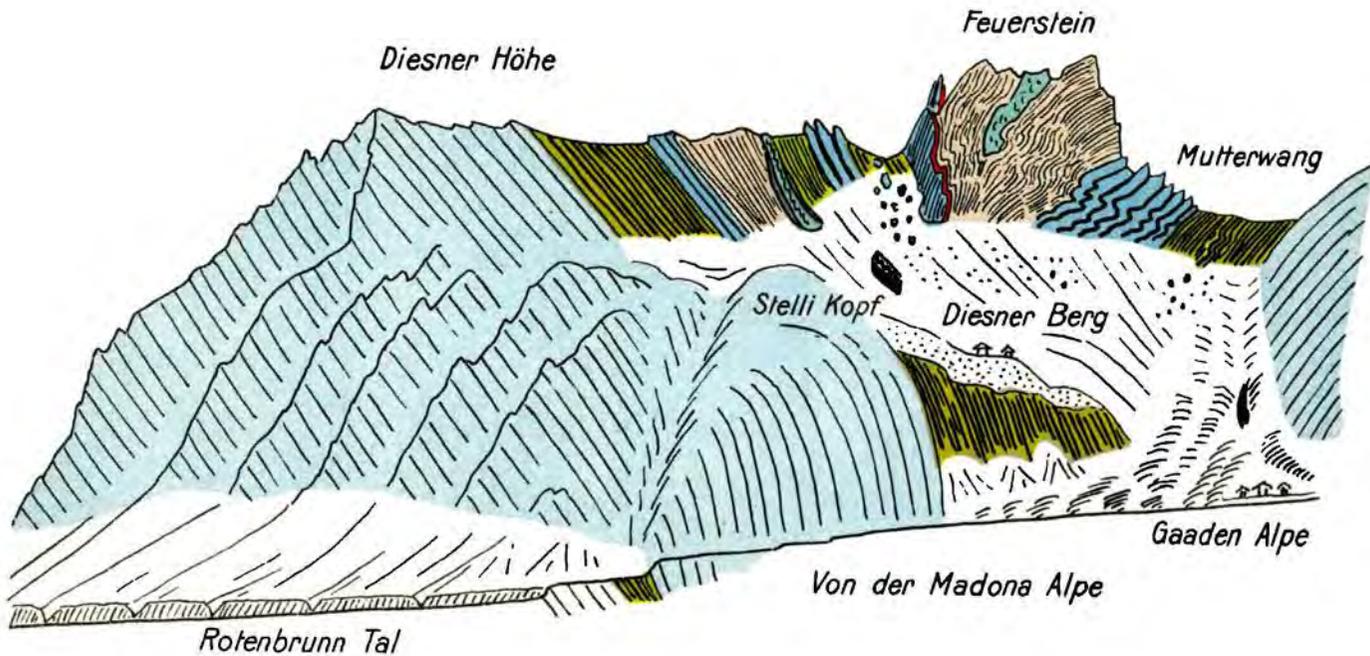
Das trotz seiner steilen Flanken und Kanten ganz begrünte Gamseck besteht fast ausschließlich aus Jura- und Kreideschichten. Es sind hier zwei sehr stark überkippte Mulden eng aufeinander geladen. Die obere ist viel länger, die untere viel kürzer, aber mit einem Kern von Kreidesteinen ausgestattet. Diese Kreidesteine sind von Mylius noch als Flysch beschrieben worden. Erst Benzinger hat dieselben als echte Lechtaler Kreideschiefer mit reichlichem Anteil von Breccien und Konglomeraten erkannt und dargestellt. Dieselben sind mit den liegenden Aptychenkalken sedimentär eng verbunden.

Wie das Bild wohl ohneweiters zeigt, sind diese scharf überkippten Mulden durch den Vorstoß der Schubmasse der Braunarlen-Sp. umgeworfen und übereinander geschoppt worden. Die unmittelbare Nachbarschaft der zwei Mulden wäre ja durch einfache Faltung gar nicht herzustellen. Sie sind erst von der gewaltsam vordringenden Schubmasse ergriffen und aufeinandergeschoben worden.

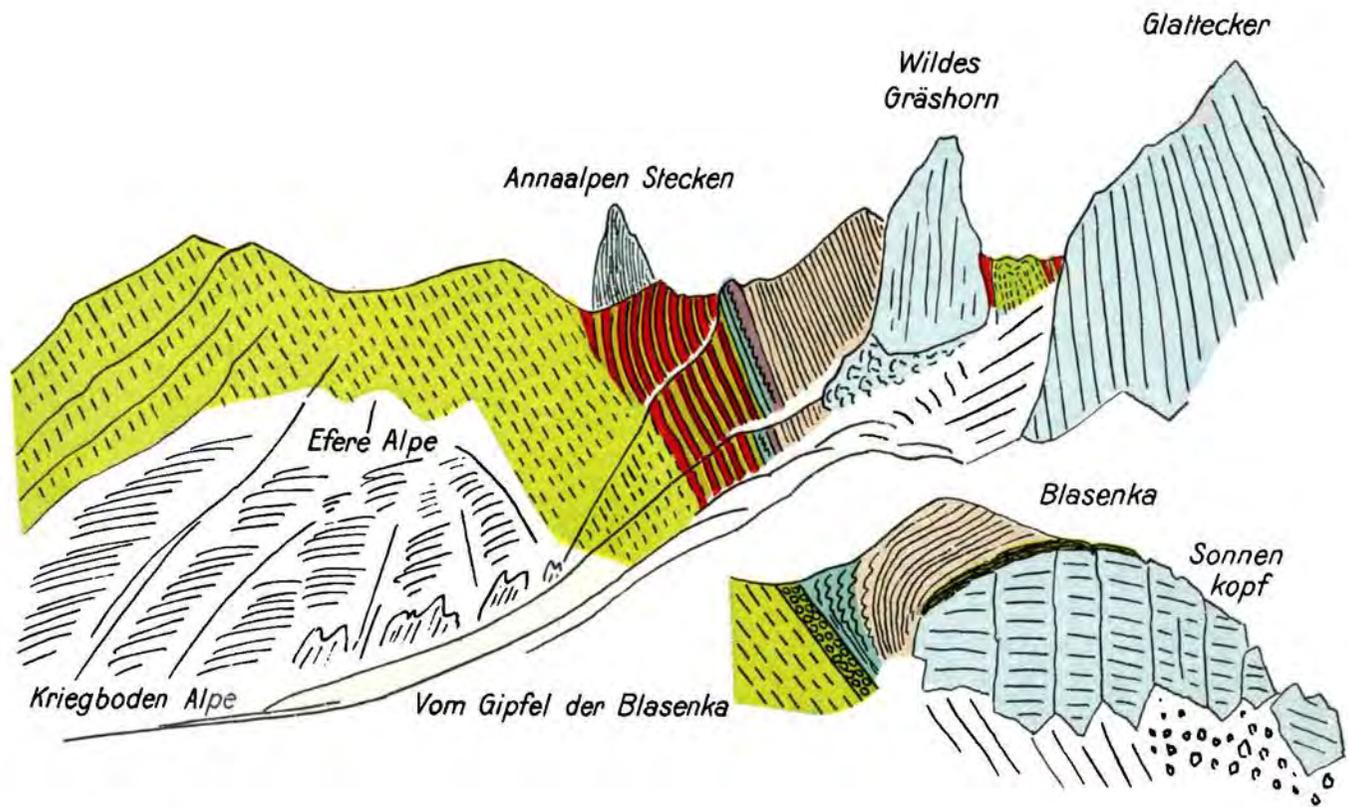
Unterhalb der Hochgletscher-Alm leitet der Weimarer Weg noch an einer viel tiefer eingereichten Schubscholle von Hauptdolomit vorüber.

Dieselbe gehört in den Keil der Juppen-Sp. hinein.

Das Tal der Hochgletscher-Alm besitzt fast keine Moränenwälle. Dieselben lagern erst an seinem Ausgang und dann in prächtiger Entfaltung in der Umgebung des Körbersees.



NW-SO



N - S

### Diesner-Höhe und Feuerstein im Rotenbrunn-Tal.

Diese Berge stehen im hintersten Teil des Großen Walsertales. Während die Diesner-Höhe einen einfachen Aufbau mit einer schlicht gescheitelten Bergform vereint, fesselt der Feuerstein den Bergwanderer durch seine wie Flammen auflodernden Schichten.

Der Unterbau der Diesner-Höhe besteht aus mächtigen südfallenden Schichten von Hauptdolomit. Unter ihnen kommen östlich von dem in ein Jagdhaus verwandelten Bad Rotenbrunn Fleckenmergel, Oberrätkalke und Kössener-Sch. zutage. Wir haben also eine Aufschiebung vor uns. Ein Blick auf die geologische Karte lehrt uns, daß es sich hier um eine weitgedehnte Aufschiebung handelt, an welcher westlich von Rotenbrunn sogar noch Gesteine der Flyschserie auftreten.

Am Kamme der Diesner-Höhe wird der Hauptdolomit regelrecht von Kössener-Sch., Oberrätkalken, Fleckenmergeln, Jurahornsteinkalken, Aptychenkalken und Kreideschiefern bedeckt. Die Hornstein- und Aptychenkalke sind dabei zu einer schmalen Mulde verquetscht.

Diese gequälte Mulde macht uns schon auf die Nähe einer Schubmasse aufmerksam. Wir treffen auch gleich auf die stark zerschiefernten Kreidesteine die Mulde des Feuersteins aufgefahren. Diese Mulde ist zwar im Einzelnen wild zerknittert, im Großen aber ziemlich regelmäßig gebaut. Prachtvoll reich sind die Kössener-Schichten, insbesondere an der Südseite des Feuersteins an dem mildgebogenen Sattel von Mutterwang entwickelt. Diese Kössener-Sch. werden von Oberrätkalken und diese von hornsteinreichen Fleckenmergeln überlagert. Dieser Hornsteingehalt härtet auch die Fleckenmergel so sehr, daß sie so steile kühne Formen festzuhalten vermögen.

Die Kössener-Sch. des Mutterwang-Sattels schließen unmittelbar an die große Hauptdolomitstirne an, welche hier von der Braunarlen-Sp.-Nordseite herüberstreicht.

Wir erkennen daraus, daß die Hochmulde des Feuersteins an die Front der großen Schubmasse von Braunarlen-Sp.—Mohnenfluh gehört. Sie wird von der-

selben großen Schubfläche unterfangen, welche auch die Bewegungsbasis dieser Schubmasse bildet.

In der Form der Vorschaltung erinnert die Mulde des Feuersteins an die Mulde des Annaalpensteckens. Diese liegt vor der Dolomitstirne der Braunarlen-Sp.-Gruppe, jene vor der des Zitterklapfenkammes.

Bei der Diesner-Alpe und bei der tieferen Gaaden-Alpe lagern Moränenwälle der Schlußvereisung. Das Rotenbrunnental selbst ist von jungen mächtigen Schutthalden beiderseitig tief verschüttet. Am Ausgang des Tales ist die Steilstufe unterhalb des Bades von mächtigen Moränenmassen verkleidet. Beim Bad selbst streicht innerlich stark zertrümmerter Hauptdolomit aus, welcher die Nähe von Raibler-Sch. und wahrscheinlich auch von Gips verkündet.

#### **Profile von Blasenka und Annaalpenstecken nördlich von Buchboden.**

Diese Gipfel stehen als äußerste Vorposten der Kalkalpen am Flyschrande zwischen großem Walsertal und Bregenzer Ache. Sie gehören also nicht mehr zu den Lechtaler-Alpen, fallen aber noch in den Rahmen von Blatt „Klostertaler-Alpen“. Der Gipfel der Blasenka — 2136 *m* — stellt das Westende des langen Hauptdolomitkammes des Zitterklapfens vor. Er erhebt sich unmittelbar über Buchboden, der hintersten Ortschaft des Großen Walsertales. Wir erkennen in diesem Berge eine gut ausgebildete Stirnfalte mit einem Kern von Hauptdolomit und Kössener-Sch. — Fleckenmergel — Aptychenkalken als Hüllschichten. Der Kern von Hauptdolomit ist infolge seiner Abbiegung von tiefen Klüften zerschnitten, welche einen großen Bergsturz gegen Buchboden hinab unaufhaltsam vorbereiten.

Man sollte das Fortschreiten und die Erweiterung der Zerklüftung hier im Interesse der Sicherung der Talbewohner alljährlich messend genauer verfolgen und aufzeichnen.

Der Stirne der Blasenkaufalte ist aber unter den Apty-

# Erklärung für die farbigen Profile.



chenkalken noch eine weitere interessante Schichtgruppe vorgelagert. Es sind dies rosarote, blaßgrünliche, weiche, wolkig gefärbte Mergel, die nicht selten Bruchstücke von Inoceramen-Schalen und reichlich Foraminiferen enthalten.

Diese durch ihre lebhaftige Färbung weithin auffallende Schichtgruppe wurde bisher als Couches rouges, Seewer-Sch. oder bunte Senonmergel bezeichnet. In neuester Zeit hat E. K r a u s diese Schichten als „Birnwang-Sch.“ beschrieben, welche den obersten Teil seiner Oberstdorfer Flyschdecke zusammensetzen. Auch das im Liegenden der Senonmergel auftretende Konglomerat mit reicher Führung von exotischen Geröllen rechnet E. K r a u s noch zu seinen Birnwang-Sch.

Die Auffassung von E. K r a u s entspricht den Naturverhältnissen recht gut. Wenn also diese bunten Mergel und die exotischen Geröllschichten noch zur Flyschbasis gehören, so haben wir in dem Profil vom Glattecker zum Annaalpenstecken ein zweifaches Flyschfenster vor uns. Das kleine südliche Fenster liegt zwischen Glattecker und Wildem Gräbhorn (graue Furgge), das größere nördliche Fenster zwischen Grünem Gräbhorn und Annaalpenstecken.

Die Fensteröffnungen reichen von diesem schönen Bergkamm aber jeweils nur wenig weit gegen O.

Das Wilde Gräbhorn gehört zur Schubmasse des Glattecker. Zwischen Wildem Gräbhorn und Annaalpenstecken liegt eine Juramulde.

Wir haben hier eine prachtvolle Reliefüberschiebung vor uns. Zugleich ist von der hangenden Schubmasse zwischen Wildem Gräbhorn und Annaalpenstecken die Sohle der Mulde abgeschert worden. Auch hier erfolgte die letzte Gestaltung durch O → W-Schub.

### Übersicht der geologischen Literatur der Lechtaler-Alpen.

- Murchison. Über den geologischen Bau der Alpen, übersetzt von Leonhard. 1850.
- E. Schafhäütl. Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. München 1851.
- Geognostische Karte von Tirol, Innsbruck 1852, Erläuterungen dazu. Innsbruck 1853.
- Escher von der Linth. Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Denksch. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1853.
- B. Studer. Geologie d. Schweiz. II. B. Bern und Zürich. 1851 bis 1853.
- C. W. v. Gümbel. Allgäu, Vorarlberg und Nordtirol. N. Jahrb. Stuttgart 1855.
- C. W. v. Gümbel. Beiträge zur geogn. Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1856.
- F. v. Hauer. Bericht über die Aufnahmen der Umgebung von Reutte. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1857.
- C. W. v. Gümbel. Geol. Karte des bayerischen Alpengebirges. München 1858.
- C. W. Gümbel. Geogn. Verhältnisse der Bayerischen Alpen und der Donau-Hochebene. München 1858.
- F. v. Richthofen. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1859, 1861/62.
- C. W. v. Gümbel. Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- A. v. Pichler. Beiträge zur Geognosie Tirols. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1866.
- A. Oppel. Über neue Erzfunde aus dem schwarzen Kalk von Sintwag bei Reutte in Tirol. N. Jahrb. Stuttgart 1866.
- F. v. Hauer. Geol. Übersichtskarte d. österr. Monarchie. Bl. V. Wien 1867.
- A. v. Pichler. Zur Geognosie der Alpen (Karte der tirolischen Kalkalpen zwischen Imst und Zirl). Zeitsch. d. Ferd. Innsbruck 1867.
- A. v. Pichler. Beiträge zur Geognosie Tirols. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1867.
- E. v. Moysisovics. Die Kalkalpen des Oberinntales zwischen Silz und Landeck und des Loisachgebietes bei Lermoos. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1871.
- E. v. Moysisovics. Das Gebirge im Süden und Osten des Lechs zwischen Füssen und Elmen. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1871.

- M. Neumayr. Die Umgebung von Reutte in Tirol. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1872.
- A. Waltenberger. Orographie der Allgäuer Alpen. Augsburg 1872.
- A. v. Pichler. Geologisches aus Tirol. N. Jahrb. Stuttgart 1874.
- A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
- A. R. Schmidt. Beiträge zur Geschichte der tirolischen Bergbaue. Österr. Zeitsch. f. Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1883.
- A. Geistbeck. Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. d. Vereins f. Erdkunde. Leipzig 1884.
- A. Rothpletz. Geol. palaeont. Monographie d. Vilseralpen. Palaeontographica. Stuttgart 1886.
- H. Falbesoner. Der Fernpaß und seine Umgebung in Bezug auf das Glacialphänomen. XI. Programm d. f. b. Privatgymnasiums in Brixen. Tirol 1886.
- A. v. Pichler. Beiträge zur Geognosie Tirols. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1887.
- C. W. v. Gümbel. Nachträge zu der geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. Geogn. Jahreshfte. Cassel 1888.
- M. v. Isser. Mitteilungen über einige alte Erzbergbaue im Nordtiroler Kalkalpenzuge. Österr. Zeitsch. f. Berg- u. Hüttenwesen. XXXVI. 1888.
- M. v. Isser. Die Montanwerke und Schürfbaue Tirols in Vergangenheit und Gegenwart. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 1888.
- K. Reiser. Über Eruptivgesteine des Allgäu. Min. u. Petr. Mitteilungen von Tschermak. Wien 1889.
- S. F. v. Wöhrmann. Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1889.
- Th. Skuphos. Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sog. „Unteren Carditaschichten“ in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen. Geogn. Jahresh. München 1891.
- S. F. v. Wöhrmann. Die Raiblerschichten. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1893.
- J. Zehenter. Die Mineralquellen Tirols. Zeitsch. d. Ferd. Innsbruck. 1893.
- W. v. Gümbel. Geologie von Bayern. Kassel 1894.
- A. Rothpletz. Geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
- A. Rothpletz. Geol. Alpenforschungen I. München 1900.
- A. Rothpletz. Geol. Führer durch die Alpen. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Berlin 1902.
- C. Diener. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien 1903.
- A. Rothpletz. Geol. Alpenforschungen II. München 1905.

- O. Ampferer. Aufnahmesergebnisse aus den Lechtaler-Allgäueralpen in den Jahresberichten. Verh. d. k. k. G. R. A. 1905—1914.
- G. Schulze. Die geol. Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geogn. Jahrb. München 1905.
- G. Steinmann. Geol. Probleme des Alpengebirges. Zeitsch. d. D. u. Ö. A. V. 1906.
- O. Ampferer. Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1907.
- C. A. Haniel. Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen von Gosau südlich des Hohen Lichts. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1908.
- O. Ampferer. Über den geol. Bau der Berge des Sulzeltals. Jahresbericht des Akad. Alpenclub Innsbruck 1909.
- O. Ampferer u. Th. Ohnesorge. Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1909.
- O. Ampferer. Aus den Allgäuer- und Lechtaleralpen. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1910.
- C. A. Haniel. Die geol. Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuerhauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Raubgern bis zum Wilden. Zeitsch. d. D. G. Ges. 1911.
- H. Pontoppidan. Die geol. Verhältnisse des Rappentalen sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. Geogn. Jahrb. München 1911.
- O. Ampferer u. W. Hammer. Geol. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. k. k. G. R. A. 1911.
- O. Ampferer. Über die Gosau des Muttekopfs. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1912.
- O. Ampferer. Neue Funde in der Gosau des Muttekopfs. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1912.
- O. Ampferer. Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1912.
- O. Ampferer. Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1912.
- O. Ampferer. Das geol. Gerüst der Lechtaleralpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1913.
- Penck u. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
- Ed. Fels. Der Plansee. Erlangen 1913.
- O. Ampferer. Geol. Bilder aus der Umgebung von Imst. Führer für die Umgebung von Imst. 1914.
- C. A. Haniel. Geolog. Führer für das Gebirge südlich von Oberstdorf. Mit einer geol. Karte 1 : 25.000. München—Piloty u. Löhle. 1914.

- O. Ampferer. Über den Bau der westlichen Lechtaleralpen. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1914.
- H. Mylius. Besprechungen mit O. Ampferer über das Wettersteingebirge und das Hornbachtal. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1915.
- O. Ampferer. Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jahrb. d. k. k. G. R. A. Wien 1916.
- W. Hammer. Über Gelbbleierz im Oberinntal. Zeitschrift d. Ferdinandeum. Folge III. Innsbruck 1915.
- Br. Sander. Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. Ampferer zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien 1917.
- H. P. Cornelius. Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Schubdecken. Verh. d. G. St. A. Wien 1919.
- K. A. Reiser. Geol. Karte der Hindelanger u. Pfrontner Berge im Allgäu. 1:25.000. München 1919.
- O. Ampferer. Zur Tektonik der Vilsalpen. Verh. d. G. St. A. Wien 1921.
- K. A. Reiser. Geologie der Hindelanger u. Pfrontner Berge im Allgäu. Geogn. Jahreshfte München 1920—1923.
- Br. Sander. Über bituminöse Mergel. Jahrb. d. G. St. A. Wien 1921.
- M. Richter. Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1922.
- Br. Sander. Über bituminöse und kohlige Gesteine. Mitt. d. G. Ges. Wien 1922.
- H. P. Cornelius. Die kristallinen Schollen im Retterschwangental im Allgäu. Mitt. d. G. Ges. Wien 1921.
- R. Staub. Geol. Profile durch die westlichen Ostalpen, 1:150.000. In Geologie der Schweiz von A. Heim 1922.
- M. Isser. Die Blei- und Molybdänervorkommen im Oberinntal. Bergbau u. Hütte. Wien 1919.
- K. Leuchs. Geol. Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg. München 1921.
- W. Kockel. Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1922.
- W. Schmidt. Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. d. Geol. B. A. 1922.
- O. Ampferer, H. Ascher. Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1925.
- J. Gubler. Etudes Géologiques dans le Vorarlberg Central. Vincennes 1927.
- Th. Benzinger. Zur Geologie des Quellgebietes der Bregenzer Ache. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1929.
- O. Ampferer. Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1929.

- O. Ampferer. Über den Südrand der Lechtaler-Alpen. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1930.
- O. Ampferer. Aufnahmeberichte über Blatt Stuben. Verh. d. G. B. A. Wien 1930—1932.
- O. Ampferer. Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. Verh. d. G. B. A. Wien 1930.
- O. Ampferer. Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales mit einem petrographischen Teil von W. Hammer. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1930.
- M. Richter. Der ostalpine Deckenbogen. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1930.
- O. Ampferer. Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1931.
- E. Christa. Über naturgetreue Darstellung orogen-tektonischer Erscheinungsformen (Sulzetal). Jahrb. d. G. B. A. Wien 1932.
- O. Ampferer. Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jahrb. d. G. B. A. Wien 1932.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Vorwort</b>	3
<b>Einleitung</b>	7
<b>Beschreibung der einzelnen Schichtgruppen und Gesteine</b>	13
Deponie der Tunnel	13
Hang- und Bach-Schuttkegel, Vegetationsverhüllungen	13
Sümpfe	14
Blockwerk	14
Flußaufschüttungen	14
Eis und Firn	15
Schlußvereisung	15
Grundmoränen der Würmeiszeit	16
Seitenmoräne des Klostertaler-Gletschers	17
Interglaziale Schotter und Konglomerate	18
Bändertone — Mehlsande	18
Gehängebreccien	19
Ältere Grundmoränen (des Inntalgletschers)	20
Nest zentralalpiner Blöcke bei der Tannleger-Alpe	20
Vorarlberger Flysch	21
Flyschbreccien — Glaukonit-Sandsteine (in den Fenstern)	21
Gosaubreccien bei Grins, a. d. Eisenspitze und Valluga	22
Dolomithreccien (Stuben — Brazerstein)	23
Breccienkonglomerate der Muttekopf-Gosau	24
Große Blöcke in der Muttekopf-Gosau	26
Senonmergel von Holzgau	27
Senonmergel von Annaalpenstecken	27
Exotisches Konglomerat	27
Sandsteine — Schiefer — Mergel — Breccien (Cenoman)	28
Breccien mit <i>Orbitulina concava</i> Lam.	30
Breccie mit Phyllit (Mohnenfluh)	31
Tithonkalker der Flexenpaßgegend	31
Aptychenkalke	32
Bunte Hornsteinkalke — Radiolarite	33
Lias — Fleckenmergel — Manganschieferzonen — Hornsteinreiche Fleckenmergel	34
Bunte Liaskalke — Oberrätische Kalke	36
Kössener Schichten	37
Bituminöse Lagen im Hauptdolomit	39
Hauptdolomit — Plattenkalk — Dolomitmylonit	41
Raibler Schichten	42

	Seite
Mergel — Sandstein — Kalk — Dolomit — Gips — Rauh- wacken — Grobe tektonische Rauhwacken . . . . .	42
Wettersteinkalk — Wettersteindolomit . . . . .	45
Arlberg-Schichten . . . . .	46
Muschelkalk-Partnach-Schichten . . . . .	47
Pietra verde . . . . .	50
Buntsandsteingruppe . . . . .	51
Rauhwacken — Gips — Buntsandstein . . . . .	51
Verrucano (Erzführung) — Quarzite — Quarzfels — Kar- bon — Grauwackenzone . . . . .	53
Quarzphyllit — quarzitische, feldspatreiche Lagen — Gra- natphyllit . . . . .	55
Chloritschiefer . . . . .	57
Hornblendeschiefer . . . . .	58
Feldspatführende Granatglimmerschiefer von Groß Gfall . . . . .	58
Feldspatknottengneis . . . . .	60
Muskowitgranitgneis und Pegmatit . . . . .	61
Diabasgänge . . . . .	62
Eruptivmasse von Lech — Melaphyrlaven und Tuffe . . . . .	63
Mylonitzonen . . . . .	65
<b>Übersicht des Aufbaues der Lechtaler Alpen . . . . .</b>	<b>66</b>
<b>Schilderung und Abbildung der wichtigsten geologischen Bautypen der Lechtaler Alpen. . . . .</b>	<b>79</b>
Bergbau St. Veit an der Nordseite der Heiterwand . . . . .	79
Tschachau und Steinwand bei der Anhalter-Hütte . . . . .	81
Wasen- und Dreieckjoch bei Gramais . . . . .	82
Südhang des Muttekopfs ober der Muttekopf-Hütte bei Imst . . . . .	83
Gosaumulde des Galtseitjoches bei der Hanauer-Hütte . . . . .	85
Krabachjochdecke am Kamm Laagers — Ödkarleskopf — Rotkopf bei Imst . . . . .	86
Bergwerks-Kopf und Grubig-Joch im Starkenbach-Tal . . . . .	87
Die Oberlahms-Spitze bei der Memminger-Hütte . . . . .	89
Planken- und Spießruten-Spitze beim Württemberger-Haus im Medriol . . . . .	90
Profil durch das Stidgehänge der Parseier-Sp. bei der Augsburger-Hütte . . . . .	91
Die Gruppe Eisen-Spitze—Eisenkopf—Feuerköpfe bei Flirsch im Stanzertale . . . . .	93
Die Reliefüberschiebung am Gipfel der Aperies-Sp. bei Pettneu im Stanzertale . . . . .	94
Rollfalte unter der Schubmasse der Tor-Sp.-Gruppe im Madauer-Tal . . . . .	95
Die Wetter-Spitze im Sulzeltal bei der Frederik-Simms- Hütte . . . . .	97
Die Freispitz-Gruppe gegenüber von der Memminger-Hütte Stanskogel bei der Leutkircher-Hütte . . . . .	98
	99

	Seite
Ausblick vom Gipfel der Valluga bei der Ulmer-Hütte gegen N . . . . .	101
Inntaldecke und Krabachjochdecke bei der Stuttgarter- Hütte . . . . .	102
Schubdecken und Liegefalten am Gehänge des Schwarzen Kranzes und der Pimig-Sp. bei Kaisers . . . . .	103
Die Faltenstirnen der Höllen- und Mittags-Sp. südlich von Lechleiten . . . . .	105
Schubmasse der Hasenfluh bei Zürs . . . . .	106
Die Tauchfalten des Spullersalpkopfes bei der Ravensbur- ger-Hütte . . . . .	108
Schafberg bei der Ravensburger-Hütte . . . . .	109
Die Eruptivmasse südl. von Lech . . . . .	110
Mohnenfluh und Kriegerhorn bei Lech . . . . .	112
Braunarlenspitze und Gamseck bei Schröcken . . . . .	113
Diesner-Höhe und Feuerstein im Rotenbrunn-Tal . . . . .	115
Profile von Blasenka und Annaalpenstecken nördl. v. Buch- boden . . . . .	116
<b>Übersicht der geol. Literatur der Lechtaler Alpen . . . . .</b>	<b>118</b>
<b>28 farbige Zeichnungen.</b>	