

Landeskundliche Forschungen,
herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft in München.
Heft 16.

Das
Benediktenwandgebirge.

**Geologische Neuaufnahme der Lenggrieser Berge
vom Isartale bis hinüber zu den Bergen bei Kochel.**

Von

Dr. P. Damasus Aigner.

Mitglied der bayerischen Franziskaner-Ordensprovinz, Lektor.



München 1912.

In Kommission bei Theodor Riedels Buchhandlung.
Depot der Kgl. Bayer. Generalstabskarten.

Einleitung.

Der schmale, aber hohe Gebirgszug, der sich vom Isartale oberhalb Lenggries in leicht geschwungenem Bogen nach Westen fast bis zum Kochelsee hinüberzieht, bildet den schönsten und imposantesten Teil der Tölzer Gebirgslandschaft und zeigt sich dem von München herkommenden Reisenden schon in der Gegend von Holzkirchen in seinem ganzen, stattlichen Aufbau. Die beiden höchsten, sowohl von den auswärtigen, als auch von den einheimischen Freunden der Bergwelt am meisten besuchten Gipfel, der Kirchstein-Latschenkopf und die Benediktenwand, haben den beiden Hälften des ganzen Zuges ihre längst gebräuchlichen Namen gegeben: der östliche Teil heißt Kirchsteingebirge, der westliche wird als „Benediktenwandgebirge“ oder „Benediktenwandstock“ bezeichnet; vielfach aber wird der Name „Benediktenwandgebirge“ oder „Lenggrieser-Gebirge“ für den ganzen Gebirgszug gebraucht.

In letzterer Zeit hat infolge der umfassenden Tätigkeit der Sektion Bad-Tölz des deutsch-österr. Alpenvereins und des Lenggrieser Verschönerungsvereins, ganz besonders aber durch die Tätigkeit der Sektion Tutzing des erwähnten Vereins der Besuch des Lenggriesergebirges, vor allem der Besuch der Benediktenwand — im Volksmunde meist „Beuererwand“ oder bloß „Wand“ genannt — bedeutend zugenommen. Von Kochel aus und von

der Jachenau herauf, von Benediktbeuern und von Bichl her, von Tölz und von Lenggries aus treffen sich auf ihrem Gipfel und in der an ihrem Fuße gelegenen Alpenwirtschaft, der Tutzingerrhütte, die von ferne zugereisten Touristen und die Bewohner der umliegenden Ortschaften, die Senner und die Holzknechte, die Hüterbuben und die Jäger, und nicht minder auch die „Kräutersucher“ und die „Steinsammler“, d. h. die Botaniker und die Geologen.

In touristischer Beziehung ist das Lenggriesergebirge wiederholt literarisch behandelt worden, am eingehendsten in Höfler's „Führer durch Bad-Tölz und Umgebung“. In letzterer Zeit erschien auch ein kleines, höchst anziehend geschriebenes Büchlein von R. H. Francé „Denkmäler der Natur“, in welchem unserem Gebirge ein längerer Artikel gewidmet ist.

Die vollständige Beschreibung der Flora unseres Gebietes besitzen wir in P. Anton Hamerschmids „Flora von Tölz“. Für die geologische Literatur kommen vor allem Schafhäutel und Gümbel in Betracht. Gümbel hat sowohl in seiner „Geologie von Bayern“ (Bd. II p. 160 „Der Benediktenwandstock“), als auch in seinem älteren Werke: „Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges“ an verschiedenen Stellen unser Gebirge eingehend besprochen und auf seiner großen Karte der bayerischen Alpen (Blatt: Werdenfels) dargestellt. Außerdem existiert noch eine kleine Broschüre von Prof. Winkler: „Neue Nachweise über den Lias in den bayerischen Alpen“ (1886). Unter den neueren Geologen ist zunächst Rothpletz zu erwähnen, der in seinem: „Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen“ in dem Abschnitte: „Das Benediktengebirge“ (p. 106) die Verhältnisse an der Benediktenwand und im Lainbache, zum Teile auch am Brauneck, bespricht und durch Profilzeichnungen erläutert. Ferner kamen für mich noch in Betracht seine Untersuchungen „Über die Flysch-Fucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liasische Diatomeen führende Hornschwämme“ (1896). Aus der letzten Zeit stammen zwei Arbeiten von Dr. Jos. Knauer, nämlich: „Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes“ (1906) und „Die tektonischen Störungslinien des Kesselberges“ (1910). Beide Arbeiten gehören zwar nicht mehr meinem speziellen Untersuchungsgebiete an, doch mußte ich auf dieselben, bes. auf die zweite, wiederholt Bezug

nehmen und werde an den betr. Stellen meiner Arbeit auf Rothpletz und Knauer hinweisen.

An die Darstellungen der genannten Autoren reiht sich die vorliegende geologische Neuaufnahme des Lenggriesergebirges an. Sie hat den Zweck, die bisherigen Beobachtungen zu ergänzen und die von Gümbel in großen und allgemeinen Zügen und zudem in sehr kleinem Maßstabe (1:100000) in der erwähnten Karte eingetragenen geologischen Verhältnisse genauer darzustellen.

Das Untersuchungsgebiet für diese Arbeit erstreckt sich in ost-westlicher Richtung von der Isar bei Fleck oberhalb Lenggries bis an den Kochelsee; die beigegebene Karte schließt aus Gründen, die später angegeben werden, mit dem Zwieselschrofen am Nord-Westabhang des Rabenkopfes ab. Ihre Längenausdehnung beträgt also 15 km. Für die Abgrenzung nach Süden und Norden sind keine orographisch in die Augen springenden, natürlichen Grenzlinien vorhanden. Deshalb wurde das Arbeitsgebiet abgeschlossen durch eine Linie, die im Süden des Gebirges von den südlichen Abhängen des Latschenkopfes bei Jachenau über die Ortschaft Letten und im Norden des Gebirges von der Gegend bei Benediktbeuern aus in östlicher Richtung an die Isar zieht; somit umfaßt die Karte ein Gebiet von rund 140 qkm. Die Veröffentlichung der Untersuchungen konnte erst nach dem Erscheinen der neuen Positionsblätter (1:25000) erfolgen, da es nicht möglich war, auf den bisherigen Karten (1:50000) die einzelnen, oft in sehr schmalen Streifen hinziehenden Formationsglieder mit der wünschenswerten Deutlichkeit einzutragen. Solche sind in unserem Gebirge zahlreich vorhanden: unterer und oberer Muschelkalk, Kassianerschichten, Wetterstein, Raiblerschichten, Hauptdolomit und Kössenschichten; ferner ist reichlich und in mannigfaltiger Ausbildung der Lias vertreten, sowie die weißen und roten Aptychenkalke des oberen alpinen Jura. Am Nordabhang des Gebirges haben wir auch einen Strich stellenweise sehr gut aufgeschlossener Kreideschichten; dazu kommt noch ein großer Teil des Flyschgebirges, das dem Hochgebirge im Norden vorgelagert ist. Nimmt man dazu noch die in den Taleinschnitten oft massenhaft angehäuften diluvialen Moränen- und Schotterablagerungen und die häufig auftretenden rezenten Bildungen, nämlich die Alluvionen in den Tälern der

Flüsse und Bäche und die ausgedehnten Schutthalden am Fuße senkrecht aufstrebender Felswände, so sieht man, daß in unserem Gebirge die wichtigsten Formationsglieder von der mittleren Trias incl. bis zur Gegenwart herauf anzutreffen sind; nur die tertiären Ablagerungen fehlen auf dem Gebiete der Karte fast ganz; sie sind nur durch den Flysch vertreten; die jüngeren tertiären Bildungen liegen zu weit nördlich und zwar bei Tölz selbst und noch weiter im Norden von Tölz. Im Lenggriesergebirge sind nun die oben aufgezählten Formationsglieder infolge besonders günstiger tektonischer Verhältnisse auf einen relativ engen Zug zusammengedrückt, so daß man bei einem Marsche von wenigen Stunden fast über sämtliche erwähnte Trias- und Jurabildungen hinwegschreiten kann. Daher ist unser Gebirge ein außerordentlich interessantes und instruktives geologisches Exkursionsgebiet, dessen Bedeutung durch die hübschen Mulden- und Sattelbildungen verbunden mit zahlreichen Längs- und Querbrüchen noch erhöht wird.

Für den Paläontologen jedoch ist das Lenggriesergebirge, soweit es bis jetzt bekannt ist, ziemlich unfruchtbar, wenigstens im Vergleiche mit anderen Gebieten der bayerischen Alpen. Teilweise sind früher vorhandene gute Fundplätze völlig ausgebeutet ¹⁾, teilweise sind die Schichten an sich fast leer an Versteinerungen. Der Muschelkalk lieferte bisher nur wenig Petrefakten, die Kassianerschichten soviel wie nichts, dasselbe gilt vom Wetterstein.

Die Raiblerschichten führen in unserer Gegend nur einzelne versteinungsreiche Bänke, enthalten aber nur wenige Spezies,

¹⁾ Einen Teil der von früheren Sammlern gemachten Funde hat Herr Prof. Winkler anfangs der siebziger Jahre für die paläontologischen Sammlungen des bayerischen Staates angekauft. Auch Gümberl kannte diese Sammlungen und hat sie in seinem großen Alpenwerke verwertet. Da jedoch die Sammler ohne jede geologische Bildung waren, da sie ferner vielfach nicht nur aus anstehendem Gesteine, sondern auch aus dem Gerölle der Bäche gesammelt haben und überdies in der Angabe des Fundplatzes nur sehr ungenaue und viel zu allgemeine Aufzeichnungen gemacht haben, so sind auch die bei Gümberl aufgeführten Fossilien aus unserer Gegend bezüglich der Fundplätze nicht immer ganz sicher. Ich habe mich auch überzeugt, daß gewisse fehlerhafte Eintragungen in der Karte und Bemerkungen in seinem Buche darauf zurückzuführen sind, daß er bei Benutzung der genannten Sammlungen nicht genügend vorsichtig gewesen ist.

im Hauptdolomite war von vornherein nichts zu erwarten. Reich dagegen an organischen Resten sind, wie überall, so auch bei uns, die rhätischen Schichten und einige Horizonte des Lias, während sich im oberen Jura kaum sichere Andeutungen von Versteinerungen auffinden ließen. Auch die Kreidefelsen scheinen nur wenige Fossilien zu enthalten; der Flysch dagegen weist bei uns, wie ja auch anderswo, einen großen Reichtum an den bekannten Fucoiden auf. In den Kapiteln über Stratigraphie und Tektonik unseres Gebirges werden die hier angedeuteten Verhältnisse näher besprochen.

Was schließlich den wissenschaftlichen Wert der vorliegenden Arbeit anlangt, so glaube ich annehmen zu dürfen, daß durch diese Neuaufnahme eine bessere und genauere Kenntnis unseres Gebirges geboten wird, als sie bisher möglich war. Ich bin mir aber recht wohl bewußt, daß noch nicht alles erkannt ist: „ausstudiert“ ist das Lenggriesergebirge noch lange nicht. Manche hochinteressante Einzelheiten müssen noch der eingehenden Spezialuntersuchung überlassen bleiben, manche tektonisch wichtige Fragen harren noch der Lösung. Auch die der Arbeit beigegebene geologische Karte zeigt den Aufbau des Gebirges nur in großen Zügen. Was ich speziell von der Benediktenwand sagen werde, das gilt in gewissem Grade von dem ganzen Gebirge, daß nämlich eine befriedigende Darstellung der geologischen Verhältnisse der Lenggrieserberge erst möglich sein wird, wenn geographische Karten in größerem Maßstabe, als jetzt, etwa in der Größe 1 : 5000 vorhanden sein werden, die aber ungleich mehr Einzelheiten als die bisherigen Steuerblätter enthalten müßten.

Wenn es mir gelungen ist, den so komplizierten Aufbau des Gebirges richtig zu erfassen, so verdanke ich dieses der gütigen Unterstützung durch Herrn Prof. Rothpletz. Dieser Herr hatte auch die Freundlichkeit, bei seinen geologischen Exkursionen meine Aufnahmen gerade an den schwierigsten Stellen zu kontrollieren. Ich möchte Herrn Prof. Rothpletz dafür meinen ehrfurchtvollsten Dank aussprechen. Besten Dank auch Herrn Dr. Felix Hahn, der mir bei Bestimmung der Fossilien bereitwilligst an die Hand ging.

Orographische und hydrographische Verhältnisse der Lenggrieserberge.

Die höchste Erhebung des ganzen Gebirges zwischen Isartal und Kochelsee bildet der Höhenzug der Benediktenwand und des Kirchsteins. Er erhebt sich in langsamem Anstieg an der Ostseite des Kochelsees, kommt schon in der Glaswand bis zu 1498 m und erreicht kurz darauf in der Benediktenwand¹⁾ seine höchste Erhebung: 1802 m. In vielfachen Spitzen, Zacken und Bögen streicht der Höhenkamm des Gebirges über die Achselwände zum Latschenkopf und Brauneck weiter und senkt sich von da über den Waxenstein und Brunnstein zum Burgberg bei Lenggries ins Isartal hinab, wo er unter die Niederterrassen untertaucht. Parallel zu diesem Zuge läuft ein zweiter Zug und zwar durchschnittlich 1 km nördlich vom ersten; zu ihm gehören der Eibelskopf, die Tiefentalerköpfe, die Probstenwand und die Demelspitze. Eine Anzahl Querrippen verbinden beide Züge miteinander. Zwischen diesen Querrippen liegen kesselartige Vertiefungen, die in unserer Gegend vielfach auch als „Kessel“ bezeichnet werden. Das westlichste und zugleich das größte dieser Hochtäler ist der untere Hausstattkessel mit der eingangs angeführten Tutzingerhütte. Von ihr aus hat man die Benediktenwand in ihrem fast senkrechten Anstieg von ca. 500 m unmittelbar vor sich. An die „untere Hausstatt“ reiht sich jenseits der östlichen „Schneid“ die „obere Hausstatt“ und an diese — wieder durch eine Schneid getrennt — der Probstenkessel mit der Probstenalpe an. Er ist gleich dem Hausstattkessel durch eine klammartige Schlucht, durch welche der Arzbach ins Längental hinabstürzt, nach Norden geöffnet. Die fünfzackigen Achselwände, welche den Kessel nach Süden abschließen, die imposanten Felspartien am Ost- und Westrande desselben und die reichhaltige und wechselvolle orographische Gliederung in der Tiefe des ganzen Hochtales verleihen demselben einen ganz eigenen landschaftlichen Reiz und machen ihn unstreitig zur schönsten Partie des ganzen Gebirges.

¹⁾ Die Benediktenwand ist nach dem hl. Benediktus, dem Patrone des Klosters Benediktbeuern benannt. Die Glaswand hat ihren Namen vom hl. Bischofe Nikolaus, der vom Volke meist Klaus oder Klas genannt wird. Er ist der Patron der Pfarrkirche in Jachenau, die ihrerseits wieder eine Tochterkirche von Benediktbeuern ist; die Schreibweise „Glaswand“ ist unrichtig, es sollte heißen „Klaswand“, d. i. Klauswand oder Nikolauswand.

Eine weitere Vertiefung zeigt sich im Verlaufe des Gebirgszuges bei der Loghamalpe. Da infolge tektonischer Störungen und damit zusammenhängender Erosionsvorgänge die nördliche Umrahmung ziemlich defekt ist, so hat man hier keinen eigentlichen Kessel vor sich, während das nächste Hochtal bei der Garlandalpe wieder mit besserem Rechte als Garland-„Kessel“ bezeichnet werden kann.

Alle diese Vertiefungen geben eine gute orographische Gliederung des zentralen Gebirgszuges.

Der ganze Habitus der Lenggrieserberge vom Burgberg angefangen bis zum Rabenkopf hinüber ist der des Hochgebirges. Die nackten, vielfach senkrecht aufsteigenden, oft sogar überüberhängenden „Wände“, die steilen Spalten und Klüfte, die vorspringenden Felsenrippen, die scharfen, kantigen Gipfformen, die am Fuße der Felswände liegenden Trümmerfelder und die tiefen Wasserreußen an den schroffen Berghalden, das alles erinnert den Wanderer, daß er sich im Hochgebirge befindet. Sofort aber ändert sich der Gebirgscharakter, wenn man nach Süden oder Norden den zentralen Höhenzug verläßt. An die Stelle der Steilformen tritt ein mehr welliges Gelände; üppiger Graswuchs oder dichter Wald bedecken den Boden so vollständig, daß die für die geologische Kartierung notwendigen Aufschlüsse in anstehendem Gestein in einem recht unangenehmen Grade vermindert werden. Abgesehen von ganz wenigen Stellen findet man nur mehr in den Gräben und Hohlwegen gewachsenen Fels. Mächtige Massen von Gebirgsschutt und von Moränen breiten sich über ausgedehnte Flächen aus, erfüllen die Talungen und bewirken eine Art Ausgleich zwischen den Gipfeln der Berge und der Sohle der zwischen ihnen liegenden Täler. Das ganze Gebirge verflacht sich und erhält mehr und mehr Mittelgebirgsformen: Wir sind gegen Norden zu am Rande der Alpen angelangt und nur mehr wenige Kilometer, die von Flysch und Molasse in Beschlag genommen werden, trennen uns von der voralpinen Moränenlandschaft.

Die hydrographischen Verhältnisse sind in den Lenggrieserbergen die denkbar einfachsten. Der zentrale Höhenzug muß als wasserarm, wenn auch nicht als wasserlos bezeichnet werden. Die geringe Mächtigkeit des Zuges und seine vielfache Gliederung durch die schon angeführten Hochtäler gestatten die Ent-

wicklung größerer Flüsse oder Bäche nicht. Überdies ist auch das Aufsaugungsgebiet für die meteorologischen Niederschläge sehr beschränkt. Unbedeutende Quellen am „Brand“, ein kleines Wasserlein bei der Hausstattalpe, die Quellen des Arzbaches im Probstenkessel, ein Graben unter dem Schrödelstein, eine Quelle am Fuße des Kares und die Quelle im Garlandkessel, sowie einige kaum nennenswerte Wasserlein, die da und dort aus den Felsenspalten herauskommen, bilden den ganzen Wasserreichtum auf der Höhe unseres Gebirges. Erst am östlichen Absturz desselben gegen die Isar zu treten Bäche auf, z. B. der Schlundgrabenbach, der aus der Mulde zwischen Waxenstein und Demmel Spitze herunterkommt.

Zu beiden Seiten des Hochgebirgszuges steht es mit den Wasserverhältnissen besser. Eigentliche Quellen finden sich auch selten und auf den südlichen Abhängen noch spärlicher als auf den nördlichen. Das stark abschüssige Gelände, das südlich des Höhenzuges bei einer horizontalen Ausdehnung von etwa anderthalb Kilometer um ca. 800 m abfällt, gestattet es dem Regen- und Schneewasser nicht, langsam in die Tiefe einzusickern und erst weiter unten als Quellwasser wieder aus dem Boden hervorzubrechen; es bewirkt vielmehr ein rasches oberflächliches Abfließen des Wassers in Form kleinerer Bäche, die sich im tief eingeschnittenen Schwarzenbache sammeln und ihre Gewässer der Isar zuführen.

Im Norden des zentralen Höhenzuges ist die Oberflächenenkung des ganzen Geländes etwas weniger stark als im Süden. Deshalb treten hier auch mehr und größere Quellen auf, von denen besonders das wegen seines schmackhaften Wassers bekannte und vor den übrigen Quellen bevorzugte Schwarzenbächl bei der hinteren Längentalpe zu nennen ist. Die zwei großen Bäche der ganzen Gegend, der Arzbach und der Lainbach, sind relativ stattliche Gewässer und in sie münden eine große Anzahl kleinerer Bäche ein. Zwischen Arzbach und Lainbach soll noch der Murnaubach erwähnt werden, der in seinem Unterlaufe den Namen „Bichler-Steinbach“ führt und wegen der gewaltigen Flurschädigungen, die er bei Hochwasserstand anrichtet, besonders gefürchtet ist. Am Abhange des Leiterberges gegenüber der Gabrielalpe befinden sich in Moräne eingesenkt zwei kleine Wassertümpel als letzte Überreste eines ehemals größeren Moränensees,

der jetzt bis auf diese beiden Reste ausgetrocknet und ausgetorft ist. Außerdem trifft man noch an manchen Stellen größere Moore und Sümpfe, z. B. bei der hinteren Felleralpe und Dudl-alpe am Fuße des Waxensteins, sowie das Birkenmoos und Gurmoos am oberen Sattelbache; sie dürften wohl auch von ehemaligen seeartigen Wasseransammlungen herrühren, die durch den Sattelbach und Murraubach allmählig entleert wurden. Von geringerer Bedeutung sind die Moore bei der Hauserbauernalpe im Längental, das Mähmoos und Langmoos an der oberen Schmied-laine, die moosige Gegend am oberen Tiefengraben an den Gehängen des Hinteren Leiterberges und das Rotmoos in der Nähe der Kohlstattalpe.

Stratigraphie.

Das Benediktenwandgebirge ist aus folgenden Formationen und Formationsgliedern aufgebaut:

Quartär: Alluvium

Diluvium

Flysch.

Kreide: Cenoman

Jura: oberer Jura: Aptychenschichten aus Dogger und Malm,

unterer Jura: Kalke, Mergel und Tone aus dem Lias,

Trias: Kössenerschichten und Plattenkalke,

Hauptdolomit,

Raiblerschichten,

Wettersteinkalk,

Partnachsichten,

Muschelkalk.

Der Buntsandstein ist in unserem Gebirge nicht vertreten.

A. Trias.

I. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist das älteste Formationsglied im Benediktenwandgebirge und findet sich auf beiden Seiten des zentralen Höhenzuges, aber auch nur an diesem. Weiter nördlich, am Rande des Flyschgebirges fehlt er ebenso, wie auch im Schwarzenbach- und Jachenauertale. In der Form hoher, schon

von weiten sichtbarer Felswände tritt er nur an wenigen Stellen auf. Am bekanntesten ist der Muschelkalk am Südabhang des Burgberges bei Lenggries, wo er in einem großen Steinbruche aufgeschlossen ist. Dieser Steinbruch war schon im Betriebe, als G ü m b e l seine Aufnahmen machte, daher finden wir den Muschelkalk dieser Stelle in G ü m b e l s Karte eingetragen. Im übrigen fällt dieses Gestein nur wenig auf. Es zieht meist in engen Streifen und dem Wetterstein parallel den ganzen Gebirgszug entlang und ist überdies fast ganz unter den Bäumen des Waldes versteckt. Das mag der Grund sein, warum es sich der Aufmerksamkeit G ü m b e l s bei seinen, allerdings recht summarisch vorgenommenen Untersuchungen auf dem ganzen Gebirge mit Ausnahme der Stelle am Burgberge entzogen hat. An Stelle des Muschelkalkes finden wir in G ü m b e l s Karte Hauptdolomit oder Aptychen eingetragen. Spätere Geologen haben jedoch den Muschelkalk auf den von ihnen begangenen Strecken aufgefunden. Rothpletz bespricht sein Vorkommen am Brauneck und am Eibelskopf nördlich der Benediktenwand, wo er dem südlichen resp. nördlichen Flügel der Mulde angehört. Von diesen beiden Stellen aus konnte ich feststellen, daß der Muschelkalk sich sowohl nach Ost als auch nach West fortsetzt.

Der südliche Zug des Muschelkalkes beginnt an dem oben erwähnten Steinbruche am Burgberge, wo er allerdings nach einer Erstreckung von etwa 300 m oberflächlich wieder unterbrochen, resp. verschüttet ist; sein Kontakt mit dem südlich anliegenden Hauptdolomite ist etwa 1 km weiter oben im Gehänge an einem kleinen Aufschlusse zu sehen; noch weiter oben, im Hochtale der Kotalpe und zwar an der nordwestlichen Ecke des Talkessels, unmittelbar unter den Steilwänden der Kössenschichten finden wir den Muschelkalk wieder. Sein Auftreten ist hier sicher, doch ist er schlecht aufgeschlossen. Dann steht er an der von Rothpletz angemerkten Stelle zwischen den Brauneck-Hütten und dem Kothigen Stein in hohen Felsen an. Sein Weiterstreichen oberhalb der Finstermünzalpen konnte ich zwar als wahrscheinlich feststellen, aber sichere Aufschlüsse sind erst wieder in der Umgebung der Quengeralpe anzutreffen. Von da an ist der Zug gegen Westen leicht zu verfolgen; vielfach, besonders bei den Krottenalpen bildet er hübsche Steilwände, die

sich mit Unterbrechungen bis zur hinteren Scharnitzalpe hinziehen. Dann verliert er sich unter dem von den Achselwänden niedergebrochenen Schutte, tritt aber am Ostrande der sogen. Höllgrube oberhalb der Bichleralpen wieder auf, wo seine Schichten unter dem Wettersteinkalke heraufsteigen. Im weiteren Verlaufe des Gebirgszuges trifft man auf seiner Südseite keinen Muschelkalk mehr an, sicherlich aber zieht er in der Tiefe weiter gegen Westen fort. Daß er im Gebiete der Benediktenwand und Glaswand und auch in den Kochelerbergen oberflächlich fehlt, beruht darauf, daß mit dem Beginne der Benediktenwand bei der Höllgrube sich die tektonischen Verhältnisse des Gebirgszuges wesentlich ändern.

Der nördliche Zug des Muschelkalkes beginnt oberirdisch erst oberhalb der Demelspitze im Streitholze; unterhalb derselben ist er teilweise verstürzt, teilweise von Trümmerwerk völlig zugedeckt. Vom Streitholze aus setzt er sich im Kogel fort, erscheint dann, durch einen großen Querbruch bedeutend nach Süden verschoben, wieder am Westabfall des Braunecks und am Längentalkopf; von hier aus zieht er sich den Leiterberg entlang ins Arzbachtal hinab. Er erreicht aber den Talgrund nicht, denn er wird vorher durch einen Querbruch plötzlich abgeschnitten und durch die herandrängenden Aptychen in die Tiefe gepreßt. Erst jenseits des Tales, hoch oben auf der Schneid treten die Aptychen wieder zurück und der Muschelkalkzug erscheint wieder; er streicht gegen die Tiefentalalpe hinab. Doch ist unten im Talkessel nichts von ihm zu finden. Daß er hier wiederum in die Tiefe gesunken sei, ist zwar in hohem Grade wahrscheinlich, doch infolge des gerade hier massenhaft angehäuften Schuttes nicht sicher zu beobachten¹⁾; er zeigt sich jedoch wieder sehr hübsch im westlichen Gehänge des Kessels, ist aber in seinen weiterem Verlaufe zunächst wieder schlecht erschlossen. In bedeutender Mächtigkeit von ca. 250 m und in sehr gutem Aufschlusse finden wir ihn am Eibelskopf, von dem aus er gegen den „Abschneider“-Weg hinabzieht. Nun folgt wenigstens oberflächlich eine längere Unterbrechung des Zuges durch den Talboden der oberen Schmiedlaine. Die ganze Gegend ist von Moräne und Gebirgsschutt bedeckt und zwar bis zum Fuße der

¹⁾ Näheres hierüber im Abschnitte über die Tektonik.

Wettersteinwände; nirgends konnte ich sichere Anzeichen für das Weiterstreichen des Muschelkalkes entdecken. Ich vermute, daß das ganze Quellgebiet des Lainbaches ein Einbruchskessel ist und daß der Muschelkalk samt den Partnachsichten und samt den anliegenden Aptychen in die Tiefe gesunken ist; denkt man sich den Muschelkalkzug vom Eibelskopf ununterbrochen und gleichmäßig fortstreichend bis zur Schneid nördlich vom Gamskogel, so erhalten wir etwa in der Mitte des Zuges eine Felsenwand von mehr als 200 m Höhe, welche bis auf etwa 50 m unter ihrem Gipfel durch die nördlich anliegenden Aptychen gestützt wäre. Daß ein so mächtiger Felsenriegel durch die Erosion allein entfernt werden konnte, ist schon deshalb im höchsten Grade unwahrscheinlich, weil man nicht sagen kann, wo denn solche Wassermassen hätten herkommen sollen. Auch sind die eiszeitlichen Gletscher nicht bis zur Glasscharte (1324 m) emporgestiegen, so daß also auch irgendwelche glaziale Erosionswirkung ausgeschlossen ist. Es wird demnach kaum etwas anderes übrig bleiben, als die lange Unterbrechung des Muschelkalkzuges zwischen Eibelskopf und Gamskogel durch tektonische Vorgänge zu erklären. Auf der Gamskogelschneid steht der Muschelkalk wieder in dickbankigen Lagen an. Der Querbruch, der von der Orterer Alpe herabzieht, schneidet ihn aber bald wieder ab und wir sehen seine Fortsetzung etwa 600 m weiter nördlich im Ortererwalde, wo er relativ gute Aufschlüsse, stellenweise sogar senkrechte Felswände aufweist. Er zieht bis zum Zwieselschrofen vor. In den nun folgenden Kochelerbergen scheint er zunächst ganz zu fehlen; erst weiter westlich, am Ufer des Kochelsees tritt wieder ein Schichtenzug auf, der wahrscheinlich als Muschelkalk aufzufassen ist (davon später!).

An Versteinerungen konnte bisher im Muschelkalke unseres Gebirges wenig aufgefunden werden. Im Burgberge bei Lengries findet sich *Terebratula vulgaris*. Außerdem führt Gumbel aus dieser Lokalität noch *Encrinis liliiformis* und Spuren kleiner Naticellen an. Wahrscheinlich gehören zu letzteren auch schlecht erhaltene und unbestimmbare Formen, die ich im Schutte gefunden habe. Die Monotis führenden roten Hallstädter Kalke, die Gumbel auf den Muschelkalk folgen läßt, sind nicht vorhanden. Weiterhin konnte Rothpletz im Muschelkalke des Eibelskopfes außer der erwähnten *Terebratula* noch Gehäuse von

Spiriferina Mentzeli entdecken. Nehmen wir zu diesen wenigen, sicher bestimmten Versteinerungen noch den Gesteinscharakter hinzu, so können wir auch im Lenggriesergebirge die drei von Rothpletz im Karwendelgebirge unterschiedenen Stufen des Muschelkalkes feststellen, nämlich:

1. eine obere Stufe; diese besteht vorherrschend aus gut geschichteten plattigen Kalken von grauer oder dunkelgrauer Färbung; sie zeigen eine raue und buckelige Oberfläche und enthalten sehr viele und ziemlich große Hornsteinkauern, die infolge von Auflösung der umgebenden Kalkmasse an freistehenden Felswänden oder an abgebrochenen und bereits etwas verwitterten Trümmern aus der kalkigen Masse hervorstehen. Wegen der zahlreichen Gastropodenspezies, die neben anderen Versteinerungen in vielen Gegenden in der oberen Stufe des Muschelkalkes vorkommen, bezeichnete Rothpletz dieselbe als Gastropodenhorizont.

2. eine mittlere Stufe, die hauptsächlich aus lichtgrauen, derben und oft dickbankigen Kalken besteht. An vielen Orten ist sie ganz besonders reich an Versteinerungen, besonders treten Brachiopoden in großer Anzahl auf, weshalb diese Stufe Brachiopodenhorizont heißt.

3. eine untere Stufe; diese enthält zugleich mit anderen Fossilien einen großen Reichtum an Ammoniten und heißt deshalb Ammonitenhorizont. Das Gestein besteht aus meist dünn-schichtigen Kalken von schwarzgrauer und blaugrauer Farbe und ist vielfach von weißen Kalkspathadern durchzogen; desgleichen finden sich hier Kalke von schmutzig graubrauner Färbung. Ein besonders charakteristisches Merkmal der unteren Muschelkalkstufe liegt darin, daß die Gesteine mit stengeligen Konkretionen bedeckt sind, wodurch sie auf ihrer Schichtfläche ein wulstiges Aussehen erhalten¹⁾.

Die drei Stufen finden sich am Burgberg. Die untere ist zwar infolge der fortschreitenden Steinbrucharbeiten oberflächlich größtenteils abgebaut, doch sind bis jetzt noch einzelne Partien stehen geblieben und überdies liegen die Gesteinstrümmer in großer Menge auf den Schutthalden umher. Die Schichten der mittleren Stufe stehen in hohen Felsen an und lassen einige

¹⁾ Deshalb werden sie scherzhaft „Würstelkalke“ genannt.

sehr hübsche Querspalten erkennen. Die obere Stufe ist in einem kleinen, jetzt aufgelassenen Steinbruche zu beobachten, den man am Nordgehänge der Muschelkalkfelsen antrifft, wenn man in der grasigen Talsenkung zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk hinaufgeht.

Die untere Stufe ist ferner am Brauneck vorhanden, wo sich ihr auch noch die tieferen Lagen der Mittelstufe anschließen. Außer an diesen beiden Stellen scheint der untere Muschelkalk in unserem Gebirge nicht vertreten zu sein; die übrigen Muschelkalkvorkommnisse bestehen aus der mittleren und oberen Stufe; an einzelnen Stellen z. B. am Kogel und am Längentalkopf tritt auch die mittlere Stufe zurück, so daß der dortige Muschelkalk beinahe ganz der oberen Stufe angehört. Daß die unteren Stufen wenigstens an zwei Stellen sicher nachweisbar sind, bezeugt, daß sie in unserer Gegend zur Ausbildung gelangt sind; wenn sie nun nicht überall oberflächlich vorhanden sind, so werden wir eben annehmen müssen, daß sie dort in der Tiefe liegen. Die Ursachen dieses Verhaltens sind tektonischer Natur und werden in einem ungleichmäßigen Verlauf der Längsbruchlinie gegen die Aptychen zu, in Verbindung mit darauffolgenden Überschiebungsvorgängen zu suchen sein. Nähere Untersuchungen hierüber stehen noch aus.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist in unserem Gebirge ziemlich schwankend; am größten ist sie am Eibelskopf; zwar konnte ich die Berührungsstelle von Aptychen und Muschelkalk nicht beobachten, da sie unter dem Trümmerfelde der abgebrochenen Muschelkalkstücke verdeckt ist, gleichwohl dürfte hier der Muschelkalk auf ca. 250 m Mächtigkeit geschätzt worden; am Burgberg beträgt sie etwas über 200 m; an den übrigen Stellen ist eine genaue Angabe der Mächtigkeit nicht immer möglich und könnte überdies wegen der zahlreichen Verbiegungen der Schichten meist nur für kurze Strecken richtig sein. Der Grund dieses starken Wechsels der Mächtigkeit ist wenigstens zum Teil auf die oben erwähnten Verstärkungen der unteren, resp. der unteren und mittleren Stufe zurückzuführen; eine andere, die erste ergänzende Ursache scheint darin zu liegen, daß stellenweise eine stärkere Zusammenpressung der Schichten bei Aufrichtung des Gebirges stattgefunden hat. Schließlich kann auch noch die dritte Ursache für die wechselnde Mächtigkeit

eines Schichtenzuges in Betracht gezogen werden, welche darin besteht, daß am Meeresboden schon beim Beginne einer Ablagerung seichtere und tiefere Stellen vorhanden waren.

II. Partnachschichten.

Das Auftreten der Partnach- oder Kassianerschichten ist enge mit dem des Muschelkalkes verbunden; sie begleiten den letzteren auf seiner ganzen Erstreckung zu beiden Seiten des Hochgebirgszuges in wenig mächtigen, stark zusammengepreßten Streifen. Sobald einmal der Partnachzug im Gebirge aufgefunden ist, läßt er sich, wo er nicht zufällig durch abgestürzte Wettersteintrümmer vollständig überschüttet ist, in der Regel verhältnismäßig leicht weiter verfolgen. Das beruht darauf, daß er sich orographisch sowohl vom Muschelkalk, als auch ganz besonders vom Wetterstein deutlich unterscheidet. Da nämlich die Partnachgesteine, mit Ausnahme der guten Kalke, leicht verwittern und die Verwitterungsprodukte durch die atmosphärischen Wasser abgeschwemmt werden, so bildet der Partnachzug im Gelände eine langgestreckte Senkung, die sich zwischen den für gewöhnlich steil oder senkrecht aufsteigenden Wettersteinkalkfelsen und denen des Muschelkalkes hinzieht. Die leichte Verwitterung der Partnachgesteine bildet auch einen fruchtbaren Boden, auf dem sich eine reiche Pflanzenwelt, besonders Feuchtigkeit liebende Blattgewächse ansiedeln, deren Üppigkeit um so mehr auffällt, als gerade der trockene und schwer verwitternde Wetterstein- und Muschelkalk eine weit geringere Laubvegetation trägt. Noch ein drittes Merkmal weisen die Partnachschichten auf, das besonders bei starker Grasbedeckung und beim Mangel an direkten Aufschlüssen für den Feldgeologen zur Fixierung dieses Schichtenzuges von großem Nutzen ist, d. i. die reiche Zahl kleinerer Wässerlein, die über diesen Schichten hervorkommen: Der Partnachzug ist ein guter Quellenhorizont. Das durch die Sprünge und Klüfte des Wettersteins und der ihm aufsitzenden jüngeren Formationsglieder durchsickernde Tagwasser trifft, wenn es die Tiefe des Partnachzuges erreicht hat, auf dessen tonige und letzige, also wasserundurchlässige Schichten, die ihm das Eindringen in tiefere Regionen nicht mehr gestatten. Es muß also das Wasser bei aufgerichtetem Schichtenbau an der Grenze von Wetterstein- und Partnachzug wieder in die Höhe steigen und

kommt über den Schichtenköpfen des letzteren als Quelle heraus. Ist nun, wie das ja häufig vorkommt, für dieses Wasser kein bequemer Abfluß vorhanden, so muß es eben stehen bleiben und weicht dadurch das Gestein oberflächlich auf; die Folge davon ist, daß der Partnachzug, namentlich in regenreichen Sommern, einen stark versumpften Strich zwischen den dünnen und wasserarmen Wetterstein- und Muschelkalkfelsen darstellt.

Der südliche Zug der Partnachsichten beginnt gleich beim Anstiege des Gebirges im Isartal und liegt zwischen dem Muschelkalk und dem Wettersteinzug des Burgberges. Doch ist dort das Gestein wenig zu beobachten. Im weiteren Verlaufe des Zuges gegen Westen sind die Schichten desselben fast ganz vom Wettersteinschutt überdeckt. Anstehendes Gestein findet sich nur am Einschnitt zwischen Waxenstein und Brunnstein. Dann setzt der Partnachzug vollständig aus bis zum Brauneck hinauf, wo er südlich vom Schrödelstein wieder festzustellen ist. Von der Quengeralpe an, streicht er, wie es scheint, ohne weitere Unterbrechung zugleich mit dem Muschelkalk bis zur Benediktenwand vor. Gute Aufschlüsse finden sich wenigstens an einigen Stellen, meist aber hat man Grasbedeckung, doch sind die oben angeführten orographischen und hydrographischen Merkmale ein guter Führer. Der nördliche Zug der Partnachsichten beginnt, wie der des Muschelkalkes, im Streitholze oberhalb der Demel Spitze, von wo aus er gegen West weiter zieht. Der große Querbruch westlich vom Brauneck hat ihn gleich den anderen Zügen nach Süden verschoben. Zwischen Längentalkopf und Kirchl geht der Sektionsweg am Fuße der hohen Wettersteinwand auf eine kurze Strecke über den Partnachsichten aufwärts; westlich vom Kirchl, wo sich der Weg vom Längental über den Leiterbergberg heraufwindet, sind die Partnachsichten gut zu sehen, dann aber verschwinden sie wieder unter niedergebrosenen Felstrümmern; der folgende große Querbruch schneidet sie ab. Erst weit oben am westlichen Gehänge des Längentals unter dem Hennenkopf treffen wir sie wieder in guter Ausbildung. Ihre Fortsetzung am Eibelskopf ist sicher, aber nicht gut erschlossen. Viel besser sind sie wieder zu beobachten am Gamskogel, der aus hochaufragenden Partnachkalken besteht. Westlich von der großen Verwerfung bei der Ortereralpe ziehen sie wieder am Fuße der Wettersteinwände weiter gegen der Zwieselschrofen

zu, sind aber fast ganz mit Schutt bedeckt und mit Gras überwuchert.

Ein Versuch, die Partnachsichten in einzelne Horizonte einzuteilen, wie das Rothpletz auf Grund der Versteinerungen im Muschelkalke durchgeführt hat, scheiterte bisher an der geringen Anzahl der Fossilien in diesen Schichten, wovon nur einzelne Lokalitäten eine erfreuliche Ausnahme machen. Aber auch reiche Fundplätze, wie z. B. Fraas am Wendelstein solche gefunden hat, scheinen eine Gliederung der Partnachsichten nicht zu ermöglichen. Im Benediktenwandgebirge konnte ich nur ganz wenige Fossilien in denselben auffinden. Am Kogelberge und bei der Tiefentalalpe fand ich einzelne Fragmente und Auswitterungen von Schalen, in den grünen Letten unterm Kirchl ein Exemplar von einer kleinen, plattgedrückten Muschel, und in den Kalken zwischen Brunnstein und Waxenstein mehrere Exemplare von *Terebratula* (Subgenus?); das ist meine ganze bisherige Ausbeute aus den Partnachsichten.

Was den Gesteinscharakter anlangt, so haben auch bei uns die Mergel und Letten den Vorrang vor den Kalken. Letztere finden sich in Form eines schlecht geschichteten grauen und graubraunen, derben Gesteines im Gehänge unter dem Kirchl; ihr Liegendes bilden die graugrünen Schieferletten, die nach unten zu schwarze Mergelbänke einschließen. Diese sind für die Partnachsichten sehr charakteristisch und dadurch leicht kenntlich, daß sie oberflächlich mit einer gelblichbraunen Verwitterungsrinde überzogen sind und bei fortschreitender Verwitterung in kleine Stücklein mit muscheliger Bruchfläche zerfallen. Ich fand dieses Gestein nur im nördlichen Partnachzuge, während es mir im südlichen nirgends begegnet ist; vielleicht ist es dort verdrückt, wahrscheinlich aber bloß unter dem grasigen Boden versteckt. Neben diesem schwarzen Gestein kommen noch graue und blaugraue Mergel vor; ferner stehen graubraune Kalke mit gelben Flecken am Garlandkogel an, rauhe, gelblich getupfte und stellenweise poröse Kalke fand ich an den Gehängen des Eibelskopfes; sehr häufig aber treten die Kalke in Form dünnschichtiger, plattiger Gesteine auf; ihre Farbe ist lichtgrau und geht vielfach in bläuliche Töne über; sie sind feinkörnig und dicht, zeigen einen schwach muscheligen Bruch und sind an den Kanten und in dünnen Splittern durchscheinend.

Stellenweise geht dieses Gestein in dunkelfarbige, schwarzblaue Varietäten über.

Die Mächtigkeit der Partnachsichten wechselt noch mehr als die des Muschelkalkes. An der Probstenwand erreichen sie eine Stärke von über 100 m, ebenso unter dem Kirchl, an anderen Stellen aber sind sie bis auf wenige Meter zusammengedrückt oder ganz verdrückt.

III. Wettersteinkalk.

Wettersteindolomit scheint im Benediktenwandgebirge nur in geringer Menge vorzukommen, doch konnte ich hin und wieder an einzelnen Schichten den Ausfall der gewöhnlichen Säurereaktion feststellen, was ja mit sehr großer Wahrscheinlichkeit auf Dolomitgestein hinweist. Aber abgesehen von solchen wenigen Stellen besteht der Wettersteinzug unseres Gebirges aus gutem, ziemlich reinem kohlsaurem Kalk, der sich nicht vom Wettersteinkalk in anderen Gegenden der Alpen unterscheidet. Seine Farbe ist hellweiß bis gelblichweiß, manchmal geht sie in bräunliche bis rötlichbraune Töne über; in bläulicher Färbung fand ich den Wettersteinkalk nur ganz selten; auch graue Varietäten kommen sporadisch vor. Die Struktur des Gesteins ist feinkörnig oder gleichmäßig dicht, doch sieht man in der Nähe der Bruchlinien auch breccienartig verkittete Massen, sogen. Verwerfungs- oder Reibungsbreccie. Die Schichtung des Gesteins ist im allgemeinen gut und deutlich, an vielen Orten, besonders in der Umgebung der Probstenalpe sogar sehr hübsch zu sehen, an manchen anderen Stellen, besonders wo das Gestein stark zertrümmert ist, verliert sich die Schichtung mehr und mehr. Die für den Wettersteinkalk so charakteristische großoolithische Struktur tritt häufig auf und ist sowohl an der angewitterten Oberfläche als auch an frischen Bruchflächen gut zu beobachten. Eine besonders gute Stelle findet sich bei der Loghamalpe, namentlich auf der Westseite des Zuges. Dort sind auch die Schratten oder karrenartigen Rinnen im Wettersteinkalk sehr gut zur Ausbildung gelangt¹⁾.

Der Wettersteinkalk ist für den Bau unseres Gebirges von großer Bedeutung, da er demselben seine eigenartige äußere

¹⁾ Solche Kalke werden im Volksmunde vielfach als „Stiefelzieherkalke“ bezeichnet.

Form und seine innere Stütze und Festigkeit verleiht. Er ist ziemlich hart und widersteht in hohem Grade der atmosphärischen Verwitterung und chemischen Zersetzung durch die wirksamen Bestandteile der Luft, ist aber doch der allmählichen Abbröckelung infolge der Einwirkung des Frostes ausgesetzt. Diese beiden Eigenschaften scheinen die Hauptursache zu sein, daß der Wettersteinkalk in so charakteristischen Formen auftritt: hoch aufstrebende, zackige, vielfach zerrissene Felswände, welche die weichen und deshalb ausgewaschenen Schichten der angrenzenden Formationsglieder, nämlich die Raiblerschichten im Hangenden und die Partnachsichten im Liegenden überragen und rippenartig zwischen denselben hervorstecken. Überdies heben sie sich durch ihre helle Färbung scharf von dem dunklen Hintergrunde des Waldes und der Bergwiesen ab; auch tragen sie selbst meist nur auf ihren Kämmen Hochwald, während ihre Flanken wegen der Steilheit der Wände nur schlecht oder gar nicht bewaldet sind. Nimmt man dann noch dieses hinzu, daß gerade die höchsten Erhebungen unseres Gebirges mit Ausnahme der mittleren Partie vom Wettersteinkalk gebildet werden und daß dessen landschaftliche Reize durch die imposanten, wechselvollen und malerischen Gruppierungen der Wettersteinfelsen in besonderem Grade gehoben werden, so versteht man es, daß gerade sie die Bewunderung aller hervorrufen, die unser schönes Gebirge besuchen. Ich rede aber hier nicht von jenen Touristen, die rastlosen Schrittes, mit keuchendem Atem und wie mit verbundenen Augen an den Wundern der Natur vorüber rennen und keinen höheren Genuß zu kennen scheinen, als in sinnloser Eile und ohne Verständnis für Formenreichtum und Farbewirkung von Gipfel zu Gipfel zu stürmen; ich meine vielmehr jene sinnigen Freunde der Natur, die ihr ein offenes Auge und ein empfängliches Gemüt entgegenbringen, die jene Schönheiten auf sich einwirken lassen, welche die freie Gottesnatur, namentlich die Bergwelt, in fast unerschöpflicher Fülle und Mannigfaltigkeit darbietet.

Das Vorkommen des Wettersteinkalkes ist gleich dem des Muschelkalkes und der Partnachsichten an den Lenggrieser Gebirgszug gebunden; auch er tritt in zwei Hauptzügen auf, aber so, daß der nördliche Zug sich vielfach in mehreren parallelen Teilzügen hinzieht.

Der südliche Zug steigt am Burgberge aus dem Isartale auf; er zieht sich mit steilgestelltem Schichtenbau in drei mächtigen, orographisch gut gegliederten Stufen¹⁾ — Burgberg, Brunnstein und Waxenstein — gegen das Brauneck hinauf. Im Gebiete der Kothalpe setzt der Zug aus; nur nordwestlich von den Alpenhütten ragt aus dem Schutte des Gehänges eine isolierte Felspartie empor, gleichsam als Beweis dafür, daß der Wettersteinzug in der Tiefe fortstreicht; aber an den südlichen Gehängen des Braunecks im Walde kommt er wieder in guten Aufschlüssen zum Vorschein und geht von hier aus zugleich mit dem Muschelkalke und den Partnachschiefern in einer durchschnittlichen Breite von ca. 50 m bis zu den Achselwänden vor. Hier nimmt er plötzlich an Mächtigkeit bedeutend zu — bis zu 300 m — und steigt in der höchsten Spitze der Achselköpfe bis zu 1707 m an. Von da an senkt sich der Gesamthöhenzug um fast 100 m, erhebt sich aber sofort wieder zur Benediktenwand und erreicht in derselben die höchste Erhebung des ganzen Gebirges (1802 m). In einem prachtvollen Bogen, der weit hinausblickt in die bayerischen Lande, wölbt sich der Benediktenwandgrat sanft gegen die Glasscharte hinab, von der aus das weiße Gestein nochmals zur zerrissenen, senkrechten Glaswand ansteigt. Mit dieser endigt allmählig der südliche Wettersteinzug.

Die Verbreitung des Wettersteinkalkes im nördlichen Zuge muß bei Besprechung der tektonischen Verhältnisse unseres Gebirges genauer dargelegt werden. Um nutzlose Wiederholungen zu vermeiden, will ich jetzt unter Hinweis auf die Karte nur das Wichtigste in ganz allgemeinen Angaben hervorheben.

Das erste Anzeichen des nördlichen Zuges dürfen wir in einem kleinen Aufschlusse am oberen Mühlbache erkennen: dort ist ein Steinbruch im Wettersteinkalke angelegt. Dann ist aber gegen das Gebirge zu von diesem Gesteine zunächst nichts Sicheres mehr zu sehen bis hinauf zu den Felswänden am Schlundgraben südöstlich der Demelspitze und an dieser selbst. Die Demelspitze ist ein hübscher, schwer zu erkletternder Felszacken, der mitten aus einem fast ungangbaren Trümmerfelde abgestürzt

¹⁾ Dieser deutliche Stufenbau hat dem Berge seinen alten Namen Schellenberg oder Skalenberg, *mons scalaris*, gegeben. Auf der untersten Stufe stand als Gegenstück zum alten Hohenburger Schloß die Schellenburg; daher hat diese Stufe bis jetzt noch den Namen „Burgberg“.

Felsblöcke emporragt. Seine Fortsetzung im Schichtenzuge haben wir in den Steilwänden am Eingang in den Garlandkessel und in der nordöstlichen Ecke dieses Hochtales selbst. Desgleichen gehören zum nördlichen Wettersteinzuge die hohen Felsenwände des Kirchls und seiner nächsten Umgebung, sowie die langgestreckte, fast senkrechte Felsenmauer, die vom Kirchl aus gegen den Arzbach hinabzieht; fernerhin der Wettersteinkalk in der Umgebung der Probstensteinwand, die Tiefentaler-Köpfe, der Zug über den Eibelskopf zum „Stein“ und „Bauernwurf“ in die Gegend zwischen Glaswand und Gamskogel. Westlich der Orterer-alpe haben wir im Ortererwalde nochmals den nördlichen Wettersteinzug in hohen senkrechten Wänden, die schon von der Kochelerstraße aus bei Ort und Pesenbach zu sehen sind. Außerhalb des Bereiches der Karte setzt sich dieser Zug im Zwieselschrofen¹⁾ und Stutzenstein fort. Von hier aus beginnt eine lange, oberflächliche Unterbrechung des Wettersteinzuges; erst unten am Kochelsee treffen wir den Wettersteinkalk wiederum im Brandenstein und in dessen Fortsetzung bis über die Straße hinab; desgleichen gehören zu dem nördlichen Zuge noch die mächtigen, isolierten Kalkstöcke bei Joch, unmittelbar am Ufer des Sees.

An Versteinerungen fand ich im Wetterstein nur hin und wieder schlecht erhaltene Korallen; die *Diplopora annulata* kommt aber ziemlich häufig vor.

¹⁾ Knauer rechnet den Zwieselschrofen zum südlichen Wettersteinzug. Dieser Fels scheint aber doch nur die Fortsetzung dieses Gesteines vom Ortererwald her zu sein; dieses aber ist gegen Nord zu von Partnachschiechten und Muschelkalk unterlagert, muß also dem nördlichen Zuge angehören. Auch Muschelkalk und Partnachschiechten setzen sich — nach meiner Auffassung — vom Ortererwalde her unter dem Zwieselschrofen fort und sind unterhalb desselben im Graben an seiner Westseite zu sehen. Durch gelegentliche Fossilfunde wird diese Stelle sicherer als jetzt gedeutet werden können. Bis dorthin glaube ich an meiner Auffassung festhalten zu dürfen und stelle den Zwieselschrofen zum nördlichen Zuge, also zu einen und demselben Zuge, wie den Stutzenstein, den ja auch Knauer zum Nordflügel der Mulde rechnet. Auch der Kienstein dürfte dem Nordflügel angehören, denn unter dem Felsen am Wege stehen die Aptychen an. Zwischen ihnen und dem ansteigenden Fels liegt Trümmerwerk. Die Aptychen streichen westwärts und sind sicher identisch mit den Aptychen nördlich vom Brandenstein.

IV. Raiblerschichten.

Unter Raiblerschichten verstehen wir den ganzen, im allgemeinen ziemlich mächtigen Schichtenkomplex, der bei regelmäßiger Unter- und Überlagerung zwischen Wetterstein und Hauptdolomit liegt, also jünger als der Wetterstein und älter als der Hauptdolomit ist¹⁾. Er besteht vorherrschend aus leicht verwitterndem und zerfallendem Gestein und entbehrt infolge dessen für gewöhnlich jener malerischen Formen, die der Wetterstein in so hervorragendem Maße zeigt. Anstatt derselben bilden die Raiblerschichten meistens mehr oder minder abschüssige, mit magerem Grase oder Staudenwerke bedeckte Gehänge. Eine Ausnahme davon macht die Rauhacke, die öfters in Form hoher, stark zerrissener Felswände auftritt. Am Aufbau des Benediktenwandgebirges sind die Raiblerschichten reichlich beteiligt. Im eigentlichen Hochgebirge haben wir sie auf beiden Seiten des Zuges, außerdem treffen wir sie in einer breiten Zone am Rande des Flyschgebirges im Norden und an den Gehängen des Schwarzenbachtals im Süden unseres Gebietes; ein enger Streifen Rauhacke zieht sich am Blaickenberg und Kotigen Stein gegen die Garlandalpe hinauf, und in geringer Ausdehnung findet sich Raiblergestein noch am Südfuße des Waxensteins.

a) Die Raiblerschichten im zentralen Gebirgszuge.

Beim Anstiege des Gebirges vom Isartale aus treffen wir die Raibler zuerst am oberen Mühlbache — Rauhacken und Kalke —, wo sie zwischen den Wettersteinkalk am Steinbruche und am Burgberg eingeklemmt sind. Von da aus ziehen sie meist unter Schutt und Waldbedeckung weiter aufwärts und erscheinen wieder in guten Aufschlüssen in der Mulde zwischen Brunnstein—Waxenstein und Demelspitze (Kalke, Sandsteine, Rauhacken); sie bauen im weiteren Verlaufe den Höhenzug der östlichen Brauneckschneide auf und ziehen, fast ganz von

¹⁾ In manchen Gegenden liegt auf dem Wettersteinkalk ein Mergelhorizont, den Rothpletz auf Grund der darin enthaltenen Versteinerungen unter dem Namen „Hallerschichten“ in eine Gruppe mit dem Wetterstein und den Partnachschiechten, also in die norische Stufe stellt. Im Benediktenwandgebirge scheint dieser Horizont ganz zu fehlen, darum habe ich auf ihn in obiger Definition nicht Rücksicht genommen.

Schutt zugedeckt durch das Garlandtal, wo sie infolge einer Querverschiebung an den Kössenerschichten und am Hauptdolomit abstoßen; ihre Fortsetzung sieht man oben in der nordwestlichen Ecke des Kessels; dann machen sie gleich dem Wetterstein den großen Querschub nach Süden mit und streichen zur Tennenalpe vor, wo sie ein gutes Profil erschließen. (Grüne Sandsteine, rote und weiße Rauhwacken, graue Plattenkalke, lichtgraue, massige Kalke.) Von der Tennenalpe aus geht der Raiblerzug weiter zur Probstenalpe (Rauhwacken, Kalke, Dolomite, Mergel), dann über den oberen zum unteren Hausstattkessel und zwischen Eibelskopf und Brandköpfel in die Gegend nördlich der Glaswand. Im Ortererwald liegt über den Wettersteinwänden eine ziemlich steile, bewaldete Bergleite, fast ohne alle Aufschlüsse; doch fand ich wenigstens an einer Stelle bräunliche Kalke, die ganz den Typus der Raiblerkalke an der Brauneckschneide haben; deshalb habe ich sie auch als Raiblerkalke aufgefaßt und in der Karte einen dünnen Strich Raiblerschichten eingetragen. Daß diese auch noch in den Bergen bei Kochel vorhanden sind, ist durch die Aufnahmen Knauers sicher gestellt: sie treten aber zuerst nur schollenweise auf und finden erst an der Kesselbergstraße wieder größere Verbreitung.

Wo die Raiblerschichten des Benediktenwandzuges noch von jüngeren Formationsgliedern überlagert sind, haben wir sie in zwei getrennten Zügen, je einen zu beiden Seiten des Gebirges. Wo aber jüngere Glieder fehlen, z. B. in den tief eingesenkten Hochtälern, da gehen beide Züge muldenförmig ineinander über.

b) Die Raiblerschichten im Norden unseres Gebietes.

An der Grenze der Flyschzone steigen die Raiblerschichten unter dem Hauptdolomit herauf und der Zug beginnt im Isartale westlich von den Luitpolderhöfen. Sie steigen in einem welligen Gelände in die Höhe und sind sowohl orographisch, als auch hydrographisch im allgemeinen gut gegen den aufliegenden Hauptdolomit abzugrenzen: orographisch, weil der Hauptdolomit ein bedeutend steileres Gehänge zeigt als die Raibler, hydrographisch, weil zwischen Hauptdolomit und Raiblern reichliche Quellen hervorbrechen, deren Wasser den stark zersplitterten Hauptdolomit durchsickert und über den Raiblerschichten herauskommt. In seinem weiteren Verlaufe gegen Westen ist

nun der Raiblerzug auf der Höhe des vorderen Leiterberges wegen der Unmassen von aufliegendem Schutt und Moräne nicht mehr zu verfolgen, aber durch den tief einschneidenden Arzbach sind seine Schichten wieder erschlossen; sie stehen in den Seitengräben unterhalb der Gabrielalpe an; am Bache selbst deckt sie Schutt und Moräne wieder bis auf geringe Reste zu. Westlich der Gabrielalpe erheben sich jedoch die Raibler zu einem bedeutenden, orographisch sowohl vom anliegenden Flysch, als auch vom überlagernden Hauptdolomit deutlich getrennten Höhenzug, dem Klausenkopf, an dessen Nordabhang sie in senkrechten Wänden anstehen (Rauhacken und Kalke); nach einem tiefen Einschnitt im Tale des oberen Murnaubaches bei der Dudlalpe setzen sich die Raiblerschichten in den Felswänden des Waxensteines fort und ziehen unter dem Gipfel des Sattelkopfes zum Sattelbach hinab; hier sind sie im Bachbette nochmals gut zu sehen. Von da an aber setzt dieser Zug auf eine Strecke von ca. 10 km oberflächlich ganz aus. Daß er in der Tiefe weiter streicht, darf man daraus schließen, daß im Bacheinschnitte der Schmiedlaine unterhalb des großen Wasserfalles östlich der Kohlstattalpe Raiblergesteine in Form losgerissener Trümmer in einem jüngeren Tone eingebettet liegen. Erst in der nächsten Nähe von Kochel trifft man wieder anstehendes Raiblergestein, das besonders beim Gipsbruche an der Straße zum Kesselberg gut zu sehen ist.

c) Die Raiblerschichten im Süden unseres Gebietes.

Der dritte Zug der Raiblerschichten tritt im Schwarzenbachtale auf. Er beginnt mit den feuchten moosigen Gehängen beim Langeneck, streicht den Schwarzenbach entlang über die Duftalpe und den Gipsbruch hinauf — Rauhacken, Kalke und Mergel —, und stößt weiter westlich an den Liasschichten im Krottengraben ab; dann erscheint er nochmals in kalkiger Ausbildung am Katzenkopf, südlich vom Beigenstein. Bei den Scharnitzalpen ist er durch den Hauptdolomit verdrückt oder überschoben, kommt aber an der Benediktenwand oberhalb der Bichlerhütten wieder zum Vorschein (Sandsteine und Rauhacken); im weiteren westlichen Verlaufe decken ihn Schutt und Vegetationsboden. Doch läßt er sich an einigen Stellen, z. B. in der Umgebung der Glasscharte wieder nachweisen. Westlich der

Ortereralpe ist der Raiblerzug infolge tektonischer Veränderungen oberflächlich nicht mehr vorhanden und ich konnte ihn auch bis zum Kochelsee hinab nicht mehr auffinden; auch die Karte Knauers zeigt diesen Raiblerzug nicht mehr an.

d) Außer den eben besprochenen Schichtenzügen der Raibler treten solche noch an zwei anderen Stellen auf; die eine liegt am Südabhang des Waxensteines bei der Krainbauernalpe; es sind gelbliche Dolomite und graubraune Kalke; es scheinen auch noch etwas Rauhacken dort zu sein. Doch fand ich keine sicheren Aufschlüsse, nur einzelne Trümmer liegen herum.

An der zweiten Stelle bilden die Raiblerrauhacken einen etwa 2,5 km langen Zug, der östlich der Ortschaft Obermurbach beim Anstieg des Geländes beginnt und am Nordabhang des Blaickenberges und des Kotigen Steines bis in die Gegend der Finstermünzalpen hinaufstreicht. Er ist auf längeren Strecken sehr gut aufgeschlossen und steht vielfach in hohen, schon vom Isartale aus sichtbaren Wänden an.

Das bisher über die Verbreitung der Raiblerschichten im Benediktenwandgebirge Gesagte möge vorläufig genügen. Ich habe diese Angaben absichtlich etwas summarisch gefaßt, da sie ja bei Besprechung der tektonischen Verhältnisse eine entsprechende Ergänzung erfahren werden.

Was die Gesteinsbeschaffenheit anlangt, so zeigen die Raiblerschichten des Benediktenwandgebirges, wie auch sonst, einen großen Reichtum an Modifikationen, die sich aber doch auf folgende vier Gruppen reduzieren lassen: Sandsteine, Dolomite, Kalke und Mergelgesteine.

1. Sandsteine. Solche finden sich in unserem Gebirge in relativ geringer Menge und treten nur in enge gepreßten Streifen auf. Ihre Farbe ist grün oder grünlichgrau, doch finden sich auch Schichten von rein grauen Tönen. Die Korngröße ist ziemlich gleichmäßig und übersteigt selten $\frac{1}{3}$ mm. Einzelne Schichten sind stellenweise so stark kalkig, daß sie eine deutliche, wenn auch schwache Säurereaktion erkennen lassen; für gewöhnlich aber besteht das Gestein aus reinem Quarzsand, der durch schwach toniges Bindemittel verkittet ist. Der Gehalt an Glimmer ist im allgemeinen sehr gering, ganz jedoch scheint dieses Mineral nirgends zu fehlen. Die Schichtung ist in den Raiblersandsteinen gut, doch sind sie nur in dünnen Schichten ausgebildet, die nicht

selten blätterig zerfallen. Infolge des Gebirgsdruckes ist das Gestein überall, wo ich es angetroffen, sehr stark zerklüftet und die Klüftflächen sind rostfarbig angelaufen. Die Raiblersandsteine haben ein außerordentlich typisches Aussehen, und können daher überall, wo sie sich finden, selbst bei ganz mangelhaften Aufschlüssen, ja auch durch einzelne geringfügige Stücklein mit Sicherheit nachgewiesen werden. Gute Aufschlüsse sind in unserem Gebirge nicht viele vorhanden. Da das Gestein leicht verwittert, ist es meistens von Graswuchs überdeckt; da es sich überdies gewöhnlich an die hohen Wettersteinwände anlehnt, so ist es vielfach auch durch niedergebrochene Gesteinstrümmer bedeckt. Immerhin sind einige gute, dem Studium des Gesteines dienliche Stellen vorhanden: zwischen Waxenstein und Brunnstein im oberen Schlundgraben, wo sich auch schlecht erhaltene Pflanzenreste im Gesteine vorfinden; ferner an der Nordwestecke des Garlandkessels, am Sektionsweg östlich vom Kirchl, an der Verwerfungslinie zwischen Probstenwand und Hennenkopf, am Südabhang der Benediktenwand bei den Bichleralpen, am Fuße der Achselwände auf der östlichen Schneid des Probstenskessels und im unteren Krottengraben, wo die Straße durch das Schwarzenbachtal hinauf den Graben kreuzt. Hier finden sich im Sandsteine verkohlte Pflanzenreste. Außer den eben aufgezählten Lokalitäten konnte ich die Raiblersandsteine noch sicher feststellen unter dem Gipfel des Sattelkopfes und südlich von dem isolierten Wettersteinfels, der mit fächerförmiger Schichtenstellung mitten im Probstenkessel emporragt; dazu kommt noch eine kleine, aber sichere Stelle östlich der Duftalpe im Schwarzenbachtale, wo der Sandstein in lichter, gelblichgrüner Färbung ansteht. Man sieht jedoch nur die hangenden Lagen, die aber bald mehr und mehr verkalken und in guten Raiblerkalk übergehen.

Hier möchte ich kurz bemerken, daß die Raiblersandsteine die einzigen Quarzsandsteine unseres Hochgebirges sind. Doch finden sich unter den hellen Raiblerkalken solche von sehr stark sandiger Ausbildung, so daß man bei Handstücken oft in berechtigtem Zweifel ist, ob man sie als Kalksteine oder Sandsteine auffassen soll. Ich habe sie zu den Kalken gestellt.

2. Dolomitgesteine. Diese sind in den Raiblerschichten sehr stark vertreten und erscheinen in unserem Gebirge in zwei

gut voneinander unterscheidbaren Modifikationen, nämlich als Rauhwacken und als kompakte Dolomite.

Die ersteren haben eine löcherige oder schwammige Struktur von so charakteristischem Habitus, daß sie bei einigermaßen typischer Ausbildung sofort, und selbst in kleinen Stücken erkennbar sind; sie kommen in weißen, gelben und grauen Varietäten vor; trotz des allgemeinen Gesteinscharakters, der sich nur bei Übergangsformen zum Hauptdolomit etwas verwischt, sonst aber deutlich und unverkennbar erhalten ist, zeigen die Rauhwacken doch so viele Verschiedenheiten, daß man ohne Schwierigkeit Dutzende von Handstücken schlagen kann, die alle demselben Zuge entstammen und von denen gleichwohl jedes anders aussieht, als alle übrigen. Die Unterschiede liegen in der Form und Größe der Hohlräume, die in ihren Durchmesser zwischen 1 mm und 10—20 mm schwanken, bald rund, bald oval sind, bald geradwandig und scharfkantig erscheinen, bald das Gestein gleichmäßig durchsetzen, bald gruppenweise beisammen stehen und kompakte Gesteinspartien zwischen sich lassen; überdies unterscheiden sie sich auch durch die Härte des Gesteins, das oft mürbe und bröcklich ist, oft auch eine relativ bedeutende Härte und Festigkeit aufweist. Meist sind die Hohlräume vollständig leer, oft auch sind sie ganz oder teilweise mit leicht zerreiblicher, erdiger Masse ausgefüllt. An einigen Stellen, z. B. im oberen Schlundgraben und unter der Brauneckschneide habe ich auch zertrümmerte und durch Sinterbildung wieder breccienartig verkittete Rauhwacken angetroffen. Doch scheint das nur ganz lokale Bildung zu sein. In Form eines ausgedehnteren Schichtenzuges kommt Rauhwackenbreccie in unserem Gebirge nach meinen bisherigen Beobachtungen nicht vor.

Durch die erwähnten charakteristischen Merkmale ist der Rauhwackenzug sehr gut von den anliegenden Gesteinen abgegrenzt. Nur wo er sich direkt an den Hauptdolomit anlagert, und die oben erwähnten Übergangsformen auftreten, ist die Grenze zwischen diesen beiden Formationsgliedern unsicher festzulegen; dieser Übelstand macht sich besonders dann recht unangenehm bemerklich, wenn man auf längere Erstreckung hin auf einen einzigen, vielleicht noch dazu unansehnlichen Aufschluß dieser Art angewiesen ist; in einem solchen Falle weiß man tatsächlich nicht, ob man auf Hauptdolomit oder auf Raibler-

schichten steht und welches der beiden Formationsglieder man in die Karte eintragen soll.

Die zweite Modifikation der dolomitischen Gesteine in den Raiblerschichten bilden die kompakten Dolomite, die in weißen und gelben oder rötlichgelben Farben zu treffen sind. Letztere bestehen zwar im allgemeinen aus ziemlich festem Gesteine, doch sind sie von schwammigen, löcherigen Partien nicht frei. Es sind wohl Dolomite, bei denen die Wackenbildung noch nicht eingetreten ist, oder wenigstens erst begonnen hat; sie haben körnig kristallinische Struktur und lassen nicht selten eine gute Säurereaktion erkennen, so daß man manche Handstücke als Kalksteine bezeichnen muß; im großen und ganzen ist aber das Gestein dolomitisch. Andere Schichten aus dieser Gruppe sind lichtgelb in ihrer Färbung und fühlen sich auf frischer Bruchfläche sandig an. Ich fand gelbe Raiblerdolomite im Schlundgraben, am Brauneck und bei der unteren Hausstattalpe.

Die weiße Varietät ist teils kalkiger, teils dolomitischer Natur; speziell findet man größere Anhäufungen von kohlen-sauerem Kalk bänderartig im Dolomit eingelagert. Weist nun ein Handstück gerade eine solche Kalkeinlagerung auf, so kann man an ihr das Auftreten der Säurereaktion und unmittelbar daneben den Ausfall dieser Reaktion feststellen. Bessere Dolomite sind gewisse Varietäten, deren Farbe mehr ins Graue geht; sie haben eine große Ähnlichkeit mit Hauptdolomit und lassen sich in Handstücken oft nur schwer vom echten Hauptdolomit unterscheiden. Bei geologischen Aufnahmen im Gelände wird man auf die Lagerung solcher Schichten in bezug auf die übrigen Raiblerschichten achthaben müssen. Findet man bei regelrechter Überlagerung im Hangenden dieser hellgrauen Dolomite noch echte Raibler, so sind natürlich auch die Dolomite den Raiblern beizuzählen. Bilden aber diese Dolomite selbst die hängenden Partien gegen jüngere Schichten, so ist die Frage, ob man noch Raibler oder bereits Hauptdolomit vor sich hat, durch das Gestein allein nicht sicher zu entscheiden. Ich habe sie in solchen Fällen als Hauptdolomit in die Karte eingetragen.

Weißer Dolomite finden sich am Westabhang des Braunecks und in der Umgebung der Tennenalpe.

3. Kalksteine. Die guten Raiblerkalke unserer Gegend

haben fast durchwegs eine dunkle Färbung; sie kommen in grauen, graubraunen, blaugrauen und braunen Farbentönen vor, einzelne zeigen braune oder blaue Flecken. Die hellen und im allgemeinen weißlichen Kalke weisen den Charakter guter Kalksteine viel weniger auf, als die dunkleren, sie enthalten vielmehr einen hohen Prozentsatz von Magnesiumkarbonat und nähern sich dadurch mehr und mehr den Dolomiten; doch ist die wirkliche Menge des Magnesiumsalzes einem großen Wechsel unterworfen; die guten Kalke zeigen fernerhin eine gute Schichtung, vielfach sind sie sogar dünnplattig bis schieferig, während bei den weißen Kalken die Schichtung mehr ins Bankige übergeht und undeutlich ist. Doch gibt es beiderseits Ausnahmen.

Sehr gut ausgebildet sind die Kalke im Probstenkessel und bei der Tennenalpe, auf der Westschneid des Hausstattkessels, am Fuße der Benediktenwand, wo sie im unteren und oberen Hausstattkessel stellenweise zu sehen sind, ferner im oberen Schlundgraben und im Schwarzenbachtale östlich von dem Gipsbruche.

4. Mergelgesteine. Die Raiblermergel sind in unserem Gebirge sehr spärlich vertreten. Einen dünnen Streifen fand ich im Schwarzenbachtale östlich von der Duftalpe, in der Nähe der Einmündungsstelle des Kohlgrabens in den Schwarzenbach; die Mergel sind dort zwischen Kalkgesteine eingeklemmt; in gleichem Lagerungsverhältnisse sind sie im Probstenkessel beim oberen Wasserfalle zu sehen; an beiden Orten ist ihre Mächtigkeit nur 1—2 m. Auch unter der Brauneckschneide fand ich in einem Wassereinriß die Mergel. Sie scheinen auch noch am Fuße der Achselwände durchzustreichen und sind oben auf der Ostschneid des Probstenkessels andeutungsweise zu sehen. Ferner sind die Mergel noch im Schwarzenbachtale westlich der Duftalpe vorhanden und zwar hier ausnahmsweise in größerer Mächtigkeit; sie haben hier noch besonderes Interesse, weil sie ziemlich starke Gipsflötze einschließen. Der Abbau des Gipses wurde früher stark betrieben und der Gips auf der Isar nach München verfrachtet. Seit langem ist aber der Betrieb eingestellt und die ganze Anlage völlig verfallen, obwohl der Gips selbst keineswegs schlechter ist als bei Kochel; doch ist der Gipsbruch weit abgelegen — fast zwei Stunden von der Hauptstraße und vier Stunden von der nächsten Bahnstation entfernt —, was den

Transport wesentlich verteuert. Außerdem ist auch der Abbau des Gipses sehr erschwert, da eine ca. 50 m hohe Moränendecke das Gestein überlagert. Das alles bewirkte, daß der Gipsbruch im Schwarzenbachtale mit anderen günstiger gelegenen Gipslagern nicht mehr mit Erfolg konkurrieren konnte und deshalb aufgelassen werden mußte.

Außer an den erwähnten Lokalitäten sind die Raiblermergel in unserem Gebirge nicht erschlossen.

Was die Einteilung des ganzen Komplexes der Raiblerschichten in verschiedene geologische Horizonte anlangt, so unterscheidet Freiherr v. Wöhrmann: „Die Fauna der sogen. Cardita- und Raiblerschichten“ pag. 254 zwei Horizonte, die sich wenigstens im allgemeinen im ganzen Gebiete der nordtiroler und der bayerischen Alpen festhalten lassen. Den unteren heißt v. Wöhrmann Horizont der Cardita-Oolithe, Carditaschichten, den oberen hingegen den Horizont der Ostrea montis caprilis etc. d. h. Torerschichten, Opponitzerkalke.

Sicherlich sind beide Horizonte auch im Gebiete des Benediktenwandgebirges vertreten; doch haben gerade die Raiblerschichten, weil sie vielfach aus weichem und nachgiebigem Gestein bestehen, durch die zahlreichen tektonischen Störungen unseres Gebirges sehr stark gelitten, so daß sich an keiner einzigen Stelle ein vollständiges Profil für beide Horizonte darbietet. Nimmt man mit Rothpletz als Grenze zwischen beiden Horizonten den so typischen und leicht verfolgbaren Rauhwickenzug und rechnet ihn noch zur oberen Stufe, so sind die Verhältnisse in unserem Gebirge folgende:

Der nördlichste Raiblerzug, der sich an der Flyschgrenze befindet, zeigt im Liegenden der Rauhwicken nur noch am Sattelkopf Raiblergesteine (Sandsteine); alle übrigen Partien des unteren Horizontes müssen in der Tiefe des Längsbruches liegen. Im Hangenden der Rauhwicken fand ich nur spärliche Kalke; es scheint auch der obere Horizont mangelhaft entwickelt zu sein.

Im südlichen Raiblerzuge im Schwarzenbachtale unterteufen die Rauhwicken direkt den Hauptdolomit, ohne daß noch andere Raiblergesteine dazwischen eingeschoben wären. Im Liegenden der Rauhwicken sind die Kalke und Mergel bei der Duftalpe und am Gipsbruche; sie gehören also wohl dem unteren Horizonte an.

Der Raiblerzug bei der Lenzenbauernalpe besteht nur aus Rauhacken, also: oberer Horizont.

Im Schlundgraben haben wir außer etwas Rauhacken auch die Kalke des oberen Horizontes, auf der Brauneckschneide beide Horizonte, wenn auch nicht vollständig. Bei der Tennentalpe ist der obere Horizont am vollständigsten erhalten, vom unteren haben wir nur noch die Sandsteine, alles andere ist in der Tiefe; ebenso ist es auf der Westschneid des Probstenskessels. Am Grunde des Kessels sind unter den Rauhacken noch die unteren Horizonte erschlossen. Die Raiblerschichten bei der Hausstatalpe scheinen mit Ausnahme der Rauhacken alle dem unteren Horizonte anzugehören. Am Südgehänge des Hochgebirges, unter dem Kirchstein und Stangeneck gehört der Raiblerzug wahrscheinlich ganz dem unteren Horizonte an. Der ganze obere Horizont ist zugleich mit dem Hauptdolomit durch einen Längsbruch in die Tiefe gesunken.

Eine Bestätigung der hier gemachten Angaben durch Fossilfunde ist vorläufig nicht möglich, da die Raiblerschichten fast fossilleer sind. Nur für den oberen Horizont des Schlundgrabens haben wir in den bereits von Rothpletz angeführten typischen Versteinerungen aus den dortigen Kalken (*Ostrea montis caprillis* und *Corbis Mellongi*), den hinreichenden Beweis.

V. Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit nimmt auf dem Gebiete der Karte für sich allein ungefähr den gleichen Raum ein, wie alle übrigen Formationsglieder zusammen, wenn wir den Flysch ausnehmen. Sein Hauptverbreitungsgebiet hat er im Süden. Was hier auf der Karte dargestellt ist, das ist nur der nördliche Teil jener gewaltigen Dolomitmassen, die das ganze, in der Luftlinie mehr als 30 km breite Gebiet zwischen der Flyschzone und dem Karwändelgebirge in Beschlag nehmen. Nur streifenweise liegen jüngere Bildungen in den Wellungen des Hauptdolomites.

In unserer Gegend treffen wir den südlichen Hauptdolomit zuerst am Kohlberg, an dessen östlichem Ausläufer beim Langeneck ein großer Steinbruch im Betriebe ist. Das Gestein ist deutlich geschichtet, aber stark verbogen und verquetscht; die Schichten sind steil aufgerichtet, zeigen aber trotz mancher unbedeutender Abweichung im großen und ganzen ein südliches

Einfallen und liegen konkordant zwischen den Raiblern und den Kössenerschichten. Vom Kohlberg aus zieht der Hauptdolomit nach Westen zum Rabenkopf, dessen Spitze, der Rabenschnabel, aus diesem Gesteine aufgebaut ist; außerhalb der Karte geht er weiter zur Sonnenspitze und zum Jochberg und von hier aus über den Kesselberg zum Herzogstand und Heimgarten.

In der Gegend der Krottenalpe unterhalb des Latschenkopfes zweigt sich vom südlichen Hauptdolomit eine Partie ab, der der Kothige Stein, der Katzenkopf und Eselauberg angehört. Seine östlichsten Ausläufer finden wir beim Schemer-Anwesen an der Jachenauerstraße. Ein Strich Hauptdolomit liegt auch südlich vom Burgberg, ist aber hier schlecht erschlossen; nur in einem Graben und in dessen nächster Umgebung konnte ich Hauptdolomit als anstehendes Gestein feststellen. Es ist deshalb unsicher, ob er hier nur in dieser geringen Mächtigkeit vorhanden ist, wie es die Karte ausweist. Durch gelegentliche Aufschlüsse wird sich vielleicht die Südgrenze dieses Streifens noch etwas weiter nach Süden verschieben.

Nördlich vom Hochgebirgszug zieht der Hauptdolomit in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 700 m vom Isartale bis gegen den Kochelsee hinüber. Er erhebt sich westlich von den Luitpolderhöfen am Kogelberge und streicht mit verschiedenen Unterbrechungen und Verschiebungen über den Kesselkopf und Moosenberg zum Gurneck und an den Eibelsbach und endigt auf der Karte am Schwarzenberg. Von da aus fehlt er oberflächlich auf eine Strecke von etwa 2 km, er liegt in der Tiefe und auf ihn sind von Norden her die Juraschichten geschoben worden. Aber in den Bergen bei Kochel kommt er wieder aus der Tiefe herauf und zieht aus der Gegend vom Stutzenstein bis zum Kochelsee vor.

Wir treffen die Schichten des Hauptdolomites fernerhin im Hochgebirgszuge selbst. Eine genaue Beschreibung seines dortigen Verlaufes werde ich im Kapitel über die Tektonik geben. Hier sei nur erwähnt, daß er sich zwar auf beiden Seiten des Höhenzuges findet, aber im allgemeinen nur wenig vertreten ist: ein dünner Strich im oberen Schlundgraben, etwas mehr davon in der Umgebung der Garlandalpe, ein Streifen nördlich vom Stangeneck und Kirchstein; in größerer Menge liegt Haupt-

dolomit bei der Probstentalpe und Hausstattalpe und ein kleiner Rest blieb noch erhalten unter der Glasscharte. Am Südabhang des Kirchstein-Brauneckzuges konnte ich nur mehr unter dem Schrödelstein etwas Hauptdolomit auffinden.

Das Gestein des Hauptdolomites bietet außerordentlich wenig Abwechslung; fast überall begegnet man dem hellgrauen oder hellbraungrauen stark zersplitterten Felsen; diese verbreiten sich über weite Strecken mit solcher Eintönigkeit, daß man es geradezu als eine Art geistiger Erfrischung empfindet, wenn man nach stundenlanger Wanderung über Hauptdolomit wieder andere Gesteine zu Gesichte bekommt; ja, man freut sich schon der Abwechslung, wenn man mitten in den hellen Dolomiten hin und wieder einmal auf dunkle Varietäten stößt. Doch wird dieser Mangel an Gesteinswechsel wieder ersetzt durch die reiche Fülle der schönsten und herrlichsten Felsbildungen, die man im Hauptdolomit beobachten kann. Doch darf man dazu die Mühe nicht scheuen, in die allerdings oft recht beschwerlich zu begehenden Schluchten und klammartigen Einrisse der Bäche einzusteigen. In dem leicht abbröckelnden Gesteine haben die Gewässer wundervolle Formen herausgearbeitet, deren Betrachtung die auf die Kletterarbeit verwendete Mühe reichlich entlohnt. Jene großartigen und überwältigenden Naturschönheiten, welche die zaubernde Welt der südtiroler Dolomiten dem Wanderer vorzeigt, können unsere Dolomitberge freilich nicht aufweisen, wer es aber gelernt hat, das Schöne auch im Kleinen zu sehen, der wird auch aus unserem Dolomitgebirge viele herrliche Eindrücke mitnehmen.

Eine besondere Art des Gesteines, den sogen. Asphalt-schiefer oder Ölschiefer, fand ich in unserem Gebirge nur an einer einzigen Stelle, nämlich an den Gehängen des Arzbaches bei der Gabrielalpe. Er hat eine Mächtigkeit von etwa 2 m über dem Boden; sein Liegendes konnte ich bisher nicht beobachten. Ob sich seine technische Ausbeute lohnen würde, müßte erst durch eine genaue, zweckentsprechende Untersuchung festgestellt werden. Versteinerungen fand ich bis jetzt nicht in diesen Schiefern, sie sind ja oberflächlich zu stark verwittert und durch Frostwirkung zersprengt. Daß der Hauptdolomit auch sonst keine Versteinerungen liefert, ist bei seiner bekannten Fossilarmut nicht auffallend. Die Schichtung ist im allgemeinen gut, nur sind

in unserem Gebirge wegen der starken Faltungserscheinungen die Schichten sehr häufig verbogen und verquetscht. Häufig sind sie auch nach allen Richtungen hin mit so vielen Klüften und Sprüngen durchzogen, daß die Schichtung undeutlich wird oder sich geradezu bis zur Unkenntlichkeit verwischt. In solchen Fällen muß man, um sicheres Streichen und Einfallen bestimmen zu können, bessere Stellen aufsuchen.

VI. Kössenerschichten.

Kössenerschichten treten allenthalben in unserem Gebiete, sowohl im zentralen Gebirgszuge, als auch in dem nördlich und südlich vorgelagerten Triasgelände auf, aber eine einigermaßen bedeutende Verbreitung erreichen sie nur am Brauneck, nördlich vom Rabenkopf und im Jachenauertale, sonst unterlagern sie nur in dünnen Streifen den Lias. So treffen wir sie zu beiden Seiten des Kirchstein-Brauneckgebirges und an den beiden Hausstättalpen; im Norden des zentralen Zuges sind sie in geringer Menge vorhanden in der Nähe der Schulteralpe am Kogelberge, ferner bei der Hauserbauernalpe und am Moosenberge und setzen sich von da aus am Gurneck und Eibelsberge fort; desgleichen ist der Hauptdolomitstock des Schwarzenberges von Kössenerschichten begleitet. Im Süden unseres Gebietes haben wir einen breiten Zug von Kössenern am Kohlberg und am Langeneck, etwas weniger davon im Schwarzenbachtal an den Gehängen des Eselauberges und am Beigenstein. Nehmen wir dazu noch den Kalkzug, der unmittelbar an der Flyschgrenze den Graben der Schmiedlaine östlich der Kohlstättalpe kreuzt, und noch einen Streifen bei der Krainbauernalpe, so haben wir damit alle Vorkommnisse von Kössenerschichten in unserem Gebirge aufgezählt.

Die untersten Schichten sind von massigen, grauen Kalksteinen gebildet, die am Brauneck gegen die Garlandalpe zu anstehen; auf ihnen liegen rötlichgelbe oolithische Kalke, die vom Lias überlagert werden. Zwischen dem Kotigen Steine und den Brauneckhütten steht ebenfalls ein grauer Kössenerkalk an, auf den gegen Norden zu die dunklen Kössenermergel in der gewöhnlichen Ausbildung folgen; sie streichen gegen Westen fort und sind bis in den Probstenkessel hinab am Fuße der Liasfelswände zu verfolgen. Auf der Nordseite des Höhenzuges ist unter dem steilen Absturz des Stangenecks und der Spitzwand

ein stark zertrümmerter Strich der grauen und der oolithischen rötlichen Kalke eingezwängt, der sich nach einer kleinen Verschiebung am vorderen Kirchstein von diesem bis zum hinteren Kirchstein hinzieht. An der westlichen Schneid der Hausstatt befindet sich eine hübsche Muldenbildung. Die Muldenmitte besteht aus sicherem Liaskalk. Diesen unterlagert ein grauer und graubrauner, ziemlich dichter Kalk; er ist durch die Aufbiegung stark zersprengt und reichliche Mengen von Gesteinstrümmern aus seinen Schichten liegen am Boden. Ich konnte bisher keine Versteinerung in ihm auffinden. Das Gestein selbst schien mir eher den Typus der Kössener- als den der Liaskalke aufzuweisen, weshalb ich ihn vorläufig als Kössenerkalk aufgefaßt und so in die Karte eingetragen habe. Es ist aber möglich, daß er dem Lias zugehört. Im Grunde der Hausstattalpe liegt konkordant auf Kössenerschichten ein mächtiger Block eines sehr hellen, fast ganz weißen Kalkes. Röthpletz erwähnt ihn in seinem „Geologischen Querschnitte durch die Ostalpen“ auf Seite 114, läßt es aber unentschieden, ob er dem Dachsteinkalke oder dem Lias zugezählt werden soll. Auf dem ganzen Gebiete meiner Karte kommt dieses Gestein nur an dieser einzigen Stelle vor. Seit ich es zum ersten Male zu Gesicht bekommen habe — es mögen etwa acht Jahre sein — habe ich es mit großer Aufmerksamkeit verfolgt und das ganze Gebirge nach demselben abgesucht, aber vergebens. Ich glaube nicht, daß es mir entgangen wäre, wenn es sich noch irgendwo vorfinden würde¹⁾. Erst weit außerhalb des Bereiches meiner Karte tritt dieses Gestein wieder auf. Ich fand es am Saulachgraben westlich vom Stutzenstein bei Kochel, wo es in sehr guten Wänden ansteht. Als ich später die Arbeit Knauers „Über die tektonischen Störungslinien des Kesselberges“ in die Hände bekam, sah ich, daß Knauer diese Kalke als Kössenerschichten eingetragen hat. Im Anschlusse an Knauer habe ich dann diese Kalke bei der Tutzingerhütte ebenfalls als Kössenerschichten in meiner Karte angemerkt. Doch soll das nicht als endgültige Bestimmung

¹⁾ Nur am Grunde des oberen Hausstattkessels, also etwa 1 km östlich von der Tutzingerhütte liegt ebenfalls auf Kössenermergeln ein Kalk, der durch seine helle Färbung sehr stark an den Kalkstock bei der unteren Hausstattalpe erinnert. Es scheinen hier die ersten Anfänge dieser gegen Westen zu weiterziehenden Gesteinsfacies vorzuliegen.

gelten. Eine sichere Entscheidung über das Alter dieser Kalke wird erst möglich sein, wenn in demselben Fossilien aufgefunden werden; bisher aber fehlen solche.

Am Nordabhang des Rabenkopfes liegen die Kalke und Mergel der Kössenerschichten und bedecken ein ziemlich großes Terrain. Zunächst finden wir die Kalke hoch oben auf der Schwarzen Schneid zwischen Schwarzeneck und Rabenkopf resp. Rabenschnabel. Sie liegen aber nicht konkordant auf dem dort anstehenden Hauptdolomit, sondern sie sind flach nach Norden geneigt, während der Hauptdolomit südlich einfällt. Am Fuße des Schwarzenecks folgt auf die Kalke ein Strich Mergel, äußerlich kenntlich durch den sumpfigen Wiesenboden und geologisch nachweisbar in den dortigen Gräben und Erdrutschungen. Die Schichten enthalten echte Kössener Fossilien (*Avicula contorta* und *Schizodus alpinus*). Dann treten die Kalke in einem zweiten Zuge auf, der am Lusenköpfl beginnt und über die Jägerhütte zum Falterschrofen streicht; er ist reich an Koralleneinschlüssen. Der ganze Zug ist von den vorhin erwähnten Mergeln begleitet, aber an diese schließt sich gegen Süden sofort der Hauptdolomit an; der erste Kalkzug von der Schwarzen Schneid herab reicht nicht bis zur Jägerhütte. Nördlich vom Lusenköpfl sind wiederum Kössenermergel, und an diese schließt sich ein dritter Zug Kössenerkalke an, unter welchem wieder der Hauptdolomit heraufsteigt. Wir haben demnach am Nordgehänge des Rabenkopfes die rhätischen Schichten in Form dreier Kalksteinzüge ausgebildet, zwischen denen in zwei Zügen die Mergel eingelagert sind.

Was die Einteilung der rhätischen Schichten in einzelne Horizonte anlangt, so kann ich bezüglich des Benediktenwandgebirges kurz folgendes bemerken:

Der untere Horizont (Plattenkalke) ist wenig vertreten; in geringer Menge ist er bei der Kotalpe vorhanden; auch liegen unter der Schwarzen Schneid, also am Westrande unseres Gebietes Kössenerkalke, welche wenigstens Anklänge an Plattenkalke zeigen. Es scheinen im Benediktenwandgebirge die ersten Anfänge dieser Facies vorzuliegen, die weiter westlich, nämlich auf der Sonnenspitze und am Jochberge bei Kochel und, wie Knauers Karte des Herzogstand-Heimgartengebietes ausweist, besonders an diesen beiden Bergen, eine bedeutende Verbreitung besitzen.

Der obere Horizont (Dachsteinkalk) fehlt im Benediktenwandgebirge ebenfalls, wenn nicht etwa der oben besprochene weiße Kalk bei der Tutzingerhütte als Dachsteinkalk aufzufassen ist.

Abgesehen von den genannten Vorkommnissen sind also alle rhätischen Schichten unseres Gebirges dem mittleren Horizonte einzureihen.

Versteinerungen sind in den Kössenerkalken, ganz besonders aber in den Mergeln an allen besseren Aufschlüssen zahlreich vorhanden. Ich will nur einige davon anführen, die mir besonders häufig begegnet sind: *Avicula contorta*, *Gervillia inflata*, *-Wagneri* und *-praecursor*, *Modiola minuta*, *Schizodus alpinus*, *Cardita Austriaca* und *-munita*, *Corbula alpina* etc. Auch die Kössenerkorallen sind sehr häufig anzutreffen. Doch haben frühere Sammler vor allem die Fundplätze in den Kösserschichten fleißig abgesucht und die schönsten Exemplare von Fossilien mitgenommen.

B. Jura.

I. Lias.

Die Liasgebilde im Benediktenwandgebirge verteilen sich auf fünf Zonen. Die mittlere davon ist die im eigentlichen Hochgebirge. Dort hat der Lias seine Hauptverbreitung östlich der Probstenalpe. Er baut den grasigen Höhenrücken des Braunecks, des Stangenecks und des Latschenkopfes auf; auch die hohen Felswände auf beiden Seiten dieses Höhenzuges gehören noch dem Lias an: also die grauen Kalke in nächster Nähe des Brauneckgipfels, die Kalke an der oberen Kante des Schrödelkars, die Felswände bei der hinteren Längenalpe und am Südabsturz des Latschenkopfes, der hintere und vordere Kirchstein, die Spitzwand und die senkrechten Felsenwände, die sich südlich von der Loghamalpe unter dem Stangeneck und unter dem Brauneck erheben. Durch den Probstenkessel wird der Liaschichtenzug unterbrochen, aber auf der Schneid gegen die obere Hausstattalpe sieht man ihn wieder in Form zweier mächtiger Hörner, und in gleicher Weise zeigt er sich auf der Schneid zwischen den beiden Hausstattkesseln südlich vom Glennerberg. Der untere Hausstattkessel bringt abermals eine Unterbrechung

der Liasschichten; sie erscheinen aber nochmals an der westlichen Wand des Hochtales und ziehen bis zum Brandköpfl vor.

Am Nordabhang des eigentlichen Hochgebirges gehört zum Lias die größtenteils bewaldete Berghalde, die man auf dem Sektionswege von Lenggries zum Brauneck hinauf vom Anstieg des Gebirges bis zum „Alpentor“ überschreitet. Der Lahngrabenbach und sein Nebenbach, der Talgrabenbach kommen von dieser Liasmuldung herab; ihren Ursprung haben sie an zwei, schon von unten weither sichtbaren Gehängerutschungen, an denen die Liasschichten frei gelegt sind. Der ganze Komplex derselben hat eine Breite von etwas über 400 m, doch ist diese mit der geologischen Mächtigkeit nicht identisch; letztere konnte ich infolge der starken tektonischen Störungen nicht feststellen, wie auch die Herstellung eines geologischen Profils wegen der reichen Schuttbedeckung nicht möglich ist.

Die erwähnte Störung hat den Liaszug in seinem Weiterstreichen gegen West am hinteren Leiterberge keilförmig zusammengedrückt. Von da an ist sein weiterer Verlauf zunächst nicht mehr ersichtlich, da Moräne und Gebirgsschutt die ganze Gegend zudeckt. Erst jenseits des Längentales am Längenberge findet man in den Gräben wieder anstehendes Liasgestein in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 700 m. Westlich vom Längenberge nämlich am Gurneckberg und an den Abhängen des Eibelsberges treten die Liasschichten nur in schmalen Bändern auf und sind überdies sehr schlecht erschlossen. Ich konnte nur durch herumliegendes Liasgestein die Anwesenheit dieses Schichtenzuges mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit feststellen. Infolgedessen ist seine Eintragung in der Karte nicht genügend zuverlässig. Besser sind die Verhältnisse wieder an den Flanken des Schwarzenberges; dort stehen die Liasmergel besonders auf der Südseite des Berges jenseits der Jägerhütte gut an. Der tiefe Einschnitt des Pesenbachtals zeigt keine Liasschichten, alles ist mit Schutt überkleidet. Erst viel weiter westlich, im Rabenkopfgraben unter dem Zwieselschrofen ist der Lias in sehr hübschen Aufschlüssen wieder zu sehen; daß er von dort nach Osten zu unter dem Schutte weiter zieht, ist ja sehr wahrscheinlich, aber eine genaue Fixierung seines Verlaufes ist nicht möglich; ich habe ihn deshalb auch auf meiner Karte nicht mehr eingetrag.

Ein dritter Zug von Liasgesteinen tritt an der Flyschgrenze auf, nämlich östlich von der Kohlstatt im Graben der Schmiedlaine und der Kothlaine; er ist 300--350 m mächtig und kann in der Schmiedlaine in seiner ganzen Mächtigkeit durchquert und studiert werden. Dieser Graben bildet den besten Aufschluß in den Liaskalken und -Mergeln des ganzen Gebirges. Seine Begehung erfordert nur an einigen Stellen etwas Vorsicht. Die Aufschlüsse an der Kothlaine sind ebenfalls sehr gut. Bezüglich der näheren Beschreibung dieser beiden interessanten Stellen verweise ich auf Rothpletz: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, pag. 110—114.

Im Süden des Hochgebirges haben wir Liasgebiet an den grasigen und mit Moränenmaterial überschütteten Halden zu beiden Seiten des Murbaches. Aufschlüsse finden sich nur in den Gräben; das Gestein zieht hinauf in das Hochtal der Kotalpe und erscheint nach einer kurzen Unterbrechung wieder zwischen der Finstermünzalpe und Krottenalpe und am Beigenstein. Ferner finden wir den Lias im Filzgraben und an den südlichen Gehängen des Eselauberges. Dort verliert er sich nördlich von den Gipsbrüchen, kommt aber im Krottengraben nochmals zum Vorschein, dann aber treffen wir im Süden des Wettersteinzuges keine Liasgebilde mehr bis zum Kochelsee hinab.

Der Lias tritt in unserer Gegend in zwei verschiedenen Gesteinsausbildungen auf: in der Kalkfacies und in der Mergelfacies. Der ersteren gehören die unteren Horizonte an. Sie beginnt über den bräunlichen oolithischen Kössenerkalken in Form von weißlichgrauen Kalken, in welchen ziemlich große Mengen von Kieselsäure eingelagert sind, aber nicht in Form von Knollen oder Knauern, sondern in mehr gleichmäßiger Verteilung. Infolge dieser Einlagerungen besitzen diese Kalke eine ungewöhnliche Härte und Sprödigkeit. Ich fand sie unter dem Kirchstein und im Schwarzenbachtale. Die Aufschlüsse sind nur geringfügig, so daß ich nicht entscheiden konnte, ob es sich nur um einige wenige Schichten oder um einen größeren Komplex handelt. Zugleich mit diesen hornsteinreichen Kalken kommen auch weißliche Crinoidenkalke vor. Dann erheben sich graue und graubraune massige, zum Teile dickbankige Kalkschichten, die in ihren oberen Lagen stellenweise Hornstein-

knollen enthalten. An Versteinerungen fand ich in diesen Kalken nur hin und wieder unbestimmbare Schalendurchschnitte und schlecht erhaltene Auswitterungen. Doch gelang es Herrn Dr. F. Hahn aus den Kalken an der Brauneckspitze eine *Spiriferina* (cf. *brevirostris* Oppel) und eine *Waldheimia* (cor. Lam.) herauszuklopfen. In diesen unteren Kalken liegt an der Westseite des Braunecks eine Bank eines sehr hübschen gelblich-braunen, mit weißen Kalkspathadern durchzogenen Marmoralkes.

Auf die grauen massigen Kalke folgen die sogen. Kieselkalke oder Spongitenkalke. Es ist ein graues bis schwärzliches Gestein, das einen außerordentlich großen Gehalt an kieseligen Konkretionen aufweist. Da der Kalk viel leichter verwittert als die Kieselknollen, so stehen letztere an freien Felsenwänden und an den Schutthalden meist aus der Kalkmasse hervor; dadurch erhält sie eine rauhe, gleichsam zerrissene und zerfressene Oberfläche, und damit ein sehr charakteristisches Aussehen, und ist infolgedessen auch bei mangelhaften Aufschlüssen leicht nachweisbar. An sehr vielen Stellen enthält das Gestein reichliche Mengen von Spongiennadeln der Kieselschwämme, vorherrschend sogen. Einstrahler. Außerdem fand ich noch ein Exemplar einer *Schlotheimia angulata* in demselben. Die Kieselkalke bauen den Höhenrücken des Braunecks, des Stangenecks, des Latschenkopfes und des Beigensteines auf; sie sind am Westabhang des Braunecks und am Anstieg über das Schrödelkar zum Stangeneck, sowie am Südabsturz des Latschenkopfes freigelegt. An letzterer Stelle schalten sich auch einzelne Schichten ein, die fast ausschließlich aus Kieselsubstanz bestehen. In schlechten Aufschlüssen fand ich die Kieselkalke auch noch am Eingange ins Schwarzenbachtal und am südlichen Rande meiner Karte noch beim Schemer im Tale der Jachen; sonst scheinen sie nicht mehr vorzukommen. Jedenfalls sind sie mit den anderen tieferen Horizonten des Lias infolge tektonischer Vorgänge verstürzt oder verdrückt. Sicher scheint das der Fall zu sein in den Gehängen oberhalb der Schulteralpe, wo sich graue, körnige Liaskalke und blaue Liasmergel mit vielen Exemplaren der *Rhynchonella gennifer* an die Fleckenmergel anlagern; aus derselben Stelle erhielt ich auch eine *Lima* (cf. *lineata* Goldf.) und eine Anzahl Pektiniden, deren nähere Bestimmung nicht möglich ist, da sie aus dem

außerordentlich harten Stein nur sehr mangelhaft herauspräpariert werden konnten.

Fernerhin finden sich im Lias schwarze und schwärzliche Kalke, in denen ich aber bisher keine Versteinerung entdecken konnte. Nur ihre Lagerung unter den Fleckenmergeln weist sie dem Lias zu; am besten erschlossen sind sie im Filzgraben westlich vom Obermurbach und in der Eselau; zum Lias rechne ich auch noch gewisse rote und rötlich gefärbte Marmorkalke, die sich an den südlichen Abhängen des Eselauberges hinziehen; sie lagern sich unmittelbar an die Aptychenkalke des oberen Jura an und gehören somit den obersten Horizonten des Lias an.

Die Mergelfacies des Lias findet ihren wichtigsten Vertreter in den Fleckenmergeln, die im Benediktenwandgebirge in typischer Ausbildung vorhanden sind. Im Hochgebirgszuge habe ich sie nirgends gefunden, dort schließt der Lias mit den Spongitenkalken ab; aber in den Gehängen zu beiden Seiten des Hochgebirges sind sie anzutreffen; am schönsten entwickelt, resp. am besten freigelegt sind sie unter dem Brauneck, besonders gegen die Schulleralpe herab. Dort sieht man sie vor allem in der großen Reuße des Lahngrabens und im Talgraben, sowie in mehreren Gehängerutschungen. In ihrem Weiterstreichen gegen Westen trifft man sie wieder auf dem Längenberge, wo sie sowohl in den Gräben, als auch auf der Kuppe bei der Alpenhütte anstehen. Auch zu beiden Seiten des Schwarzenberges kommen sie vor, und gut ausgebildet sind sie auch an der Schmiedlaine und am Sattelbache. Auch in den Gehängen gegen Kochel zu sind sie wiederholt festzustellen. Im Süden des Gebirges stehen sie unter den Brauneckalpenhütten an, Spuren davon fand ich auch in der Umgebung des Beigensteins; bessere Aufschlüsse zeigen die Gräben zu beiden Seiten des Eselauberges und der Krottengraben.

An allen den genannten Lokalitäten haben wir die Fleckenmergel in der bekannten Gesteinsform: graue und blaugraue Mergel mit wechselndem Kalkgehalte und meist sehr gut geschichtet. Manche Schichten zeigen beim Anschlagen einen muscheligen Bruch, sind ziemlich spröde und lassen sich mit der breiten Schneide des Hammers in der Richtung der Schichtflächen leicht und sicher spalten; gerade aus diesen Schichten lassen sich die Versteinerungen mit wunderbarer Feinheit heraus-

präparieren. Andere Schichten haben ein zähes, mit dem Hammer schwer zu bearbeitendes Gestein; sie zerspringen schlecht, zerstäuben etwas beim Anschlag, die Bruchflächen sind unglatt und fühlen sich rauh an, die Erhaltung der Fossilien ist nicht so gut wie bei der vorigen Gesteinsart und ihre Präparation ist viel schwieriger; wieder andere Schichten haben ein weiches und mehr schieferiges Gestein, das bei zunehmendem Tongehalt den Charakter von Schieferletten annimmt. Gewöhnlich sind diese Schiefer von Kalkbändern durchzogen. Die in diesen Schiefen enthaltenen Versteinerungen machen die Schieferung mit und sind meist breitgedrückt. Dadurch ist die Form des Querschnittes verloren gegangen und die Fossilien sind überhaupt stark deformiert; ihre Bestimmung ist sehr erschwert. Zwischen diesen drei Hauptgesteinsarten, die mir in unseren Fleckenmergeln begegneten, gibt es natürlich Übergänge. Allen drei Arten aber, sowie den Übergangsbildungen gemeinsam sind die „Flecken“. Als eine besondere Farbenvarietät der Fleckenmergel finden sich im Lahngraben rote Gesteine; sie gehören dem unteren Lias an, denn ich fand in denselben mehrere Exemplare von *Arietites bavaricus* Böse.

Die eben erwähnte Lokalität, nämlich der Lahngraben samt der ganzen Umgebung der Schulteralpe ist schon seit langem als guter Fundplatz für Fleckenmergelversteinerungen bekannt und ist wiederholt intensiv abgesucht worden. Gleichwohl gelang es mir noch eine reiche Fülle, zum Teil vorzüglich erhaltener Versteinerungen aufzufinden, die allerdings in ihrer größeren Anzahl nicht direkt im anstehenden Gesteine, sondern im niederbrochenen Trümmerwerke gesammelt wurden. Anstehendes Gestein ist eben nicht übermäßig viel vorhanden. Die gewonnenen Fossilien sind teils durch den ganzen Lias verbreitet, teilweise sind es solche, welche speziell dem unteren oder mittleren Lias angehören.

Aus der ersten Gruppe kann ich aus meiner Sammlung anführen: *Oxytoma inaequivalve* var. *Münst.* Bron. und var. *interlaevigata* Quenst.; *Inoceramus dubius* Sow. und Goldf. non Sow.

Speziell für den unteren Lias ($\alpha + \beta$) scheinen folgende Formen zu sprechen:

Arietites Bavaricus Böse

„ *Conybeari*

Arietites *Bochari* Reynès (?) und *Tourneri* Sow. (?)

„ *tardecrescens*

„ *raricostatus*

„ cf. *semicostatus* Y u. B.

„ *Scylla* Fuc.

„ aus der Gruppe des *Nodotianus*

Oxynoticeras pulchellum Haueri

Lytoceras articulatum Sow.

„ *secernendum*

Phylloceras frondosum Fuc.

Racophyllites stella Sow.

Wahrscheinlich zum unteren Lias gehört noch eine *Spiriferina brevirostris*, die ich aus den Fleckenmergeln herausklopfen konnte; sie ist zwar etwas verletzt, zeigt aber doch deutlich die Punktierung; ferner fand ich in den Fleckenmergeln noch eine *Turritella (striata?)*; letztere ist aus den genannten Mergeln meine ganze Ausbeute an Gastropoden.

Dem mittleren Lias ($\gamma + \delta$) werden folgende Formen angehören:

*Aegoceras armatum*¹⁾ und *quadrarmatum*

„ *Sellae Gemellaro*

„ *Davoei*

„ *capricornum*

„ *striatum* Quenst.

Cycloceras, wahrscheinlich *Actaeon* d'Orb.

„ *commune*

„ *anguinum* Reynès

„ *binotatum*

Lytoceras fimbriatum

Phylloceras *Ibex*

„ *Partschi*

„ *Capitanei*

Racophyllites limatus Rosenbg.

„ *separabilis* Fuc.

„ cf. *eximius* Geyeri

„ *diopsis*

¹⁾ Auf diesem Exemplare sitzt ein *Inoceramus ventricosus*, ein Beweis dafür, daß beide einem Horizonte angehören.

- Racophyllites lunensis cf. Var. longispirata Fuc.
 „ libertus Fuc.
 „ Nardii Mgh.
 Harpoceras aus der Gruppe des H. algovianum
 Orthoceras (Atractites)
 Nautilus cf. semistriatus
 „ cf. Sturii
 Belemnites paxillosus
 Inoceramus nobilis Münst.
 „ Falgeri
 „ ventricosus
 „ pernoides
 „ cor
 „ substriatus Goldf.

Für den oberen Lias ($\varepsilon + \zeta$) lieferten mir die Fleckenmergel nur eine einzige Form in drei Exemplaren, nämlich das Harpoceras Reiseri. Zwei Exemplare stammen aus dem Lahngraben, das dritte aus dem Murbache. Alle übrigen oberliasischen Formen stammen aus grünlichgrauen, weichen Mergelschiefern, die oberhalb der Schulteralpe im Talgraben anstehen; sie sind oberflächlich stark verwittert und zerfallen in erdige Massen, die durch das Regenwasser eine lehmig-zähe Konsistenz erhalten und so von weitem dem abgerutschten Moränenschlamme ähnlich sehen. Ich habe sie nur an der erwähnten Stelle allein aufgefunden, sonst sind sie wohl überall mit Vegetation oder Schutt bedeckt; sie enthalten viele Versteinerungen, die aber ausnahmslos vollständig plattgedrückt sind und beim Trocknen des Gesteines leicht abspringen. Alle Formen, die eine sichere Bestimmung zuließen, gehören der Gruppe des Harpoceras an mit einer einzigen Ausnahme, nämlich Phylloceras Pompekji; die ersteren sind: Harpoceras falciferum, lythense Hug., serpentinum, Fellenbergii Hug., variabile Wright, discoides, Reiseri und radians fallaciosum.

Bevor ich die Liste meiner Liasversteinerungen beschließe, muß ich noch gewisse pflanzenartige Figuren erwähnen, die sich in den Fleckenmergeln vorfinden. Da sie mit den Fukoiden des Flysches eine äußere Ähnlichkeit haben, so hat man sie bisher immer in eine Gruppe mit denselben gestellt und ihnen den allgemeinen Namen „Liasfukoiden“ gegeben. Erst Rothpletz

konnte durch seine vergleichenden Untersuchungen zwischen diesen und den Fukoiden des Flysches feststellen, daß ein doppelter wichtiger Unterschied zwischen beiden vorhanden ist; nämlich: 1. Die Substanz der Flyschfukoiden enthält niemals kohlen-sauren Kalk, braust also bei Behandlung mit Salzsäure nicht auf, während das umgebende Nebengestein reichlichen Kalkgehalt besitzt und eine deutliche Säurereaktion zeigt. Bei den Lias-fukoiden enthält aber nicht bloß das Nebengestein, sondern auch die Substanz der Fukoiden selbst reichliche Mengen von Kal-ciumkarbonat und läßt deshalb die Säurereaktion deutlich er-kennen; 2. ein anderer Unterschied liegt in der inneren Struktur, und das Wesentliche ist darin zu erkennen, daß die Liasfukoiden Hornfasern der Spongien enthalten, die zumeist nach Art der Fasern des Badeschwammes gebaut sind, während in den Flysch-fukoiden derartige Gebilde vollständig fehlen. Auf Grund dieser Befunde ist Rothpletz der Ansicht, daß die Fukoiden des Lias, trotz einer gewissen äußeren Ähnlichkeit mit denen des Flysches, doch wesentlich andere Organismen sind. Während letztere mit sehr großer Wahrscheinlichkeit als Abdrücke oder Reste von Algen aufgefaßt und somit zu den Pflanzen gestellt werden müssen, kann man die Liasfukoiden nur als Reste von Hornschwämmen betrachten und muß sie deshalb ins Tierreich stellen. Sie gehören nach Rothpletz in die Gattung: Phyma-toderma. Auf Tafel XXIV bringt Rothpletz das mikroskopi-sche Bild (Dünnschliff) von „Phymatoderma aus dem mittleren Lias vom Lahngraben bei Lenggries im Isartale“, auf welchem die Spongienfasern deutlich zu sehen sind. Ich besitze in meiner Sammlung eine Anzahl sehr hübscher Exemplare solcher Phymatodermen aus der gleichen Lokalität, ebenfalls aus den Flecken-mergeln. Da ich sie jedoch nur aus dem Schutte gesammelt habe und an keinem Stücke ein anderes charakteristisches Fossil zu sehen ist, so kann ich auch nicht sicher entscheiden, von welcher Stufe des Lias sie herkommen; vermutlich aber gehören sie, wie die Exemplare von Rothpletz, dem mittleren Lias an; sicher aber kommen derartige Gebilde auch im übrigen Lias vor, ja auch in der Kreide. Da nun von diesen pflanzenähn-lichen Figuren der Hornschwämmereste bis zu den gewöhnlichen Flecken und Tupfen alle Übergänge an Form und Größe vor-handen sind, so scheint der Schluß nahe zu liegen, daß man

überhaupt alle Flecken der liasischen und cretazischen Fleckenmergel als letzte, wenn auch durch chemische und physikalische Vorgänge sehr stark deformierte und verwischte Ceratospongienreste zu betrachten habe.

II. Oberer alpiner Jura.

Eine Trennung des oberen alpinen Jura in Dogger und Malm ist im Benediktenwandgebirge schon deshalb nicht möglich, weil die betreffenden Schichten vollständig versteinungslos zu sein scheinen. Obwohl ich seit Jahren in diesen Schichten herumgesucht habe, so habe ich doch nicht ein einziges sicheres Exemplar einer Versteinung gefunden; natürlich ist die Möglichkeit, daß mir etwa vorhandene Fossilien trotz meines Suchens entgangen sind, nicht ausgeschlossen. Ich will aber bemerken, daß sich südlich des Gebirgszuges auf die Liasschichten ein Kalk auflagert, dessen rotbraunes Gestein völlig gleichartig ist mit den Gesteinsschichten, die Böse in den Hohenschwangueralpen am Nordgchänge des Schwarzenberges beim „weißen Hause“ an der Straße von Füßen nach Reute aufgefunden hat und als Doggergestein bestimmen konnte. Ich habe diese Stelle wiederholt besucht und mit dem erwähnten Gesteine in unserem Gebirge verglichen. In meiner Karte habe ich dieses vermutliche Doggervorkommnis nicht eigens als solches eingetragen, sondern mit dem Lias vereinigt, da es ziemlich unbedeutend ist und überdies mangels Versteinungen nicht sicher bestimmt werden kann; auf das Gestein allein ist kein Verlaß. Ich muß demnach vorläufig den oberen alpinen Jura unserer Gegend als Vertreter von Dogger und Malm zugleich annehmen und bezeichne den ganzen Schichtenkomplex mit dem herkömmlichen Namen: „Aptychenkalke des oberen Jura.“

Die Ausbildung des Gesteines ist wie sonst in den Alpen: es wechseln weiße oder hellgraue Kalke mit roten Varietäten ab, doch so, daß durch die beiden Farbenvarietäten keine eigenen geologischen Horizonte dargestellt werden; die weißen Kalke sind ziemlich dicht und feinkörnig, sie haben einen etwas muscheligen Bruch und verwittern sehr schwer. Die roten Kalke dagegen sind viel weniger dicht, enthalten zwischen den Schichten manchmal ziemlich viel lockere, erdigtonige rotgefärbte Massen, sie sind nicht selten blätterig und schieferig ausgebildet und sind

deshalb der Verwitterung viel leichter zugänglich als die weißen Kalke. Wo dieser rote Kalk in größerer Mächtigkeit vorhanden ist, bildet er einen rotgefärbten, zähen Verwitterungsboden, der das Regenwasser begierig aufsaugt und festhält, so daß er nach vorausgegangenem längerem Regen bis tief hinein durchweicht und deshalb recht unangenehm zu begehen ist. Manchmal sieht man in den gewöhnlichen roten Aptychenkalken auch andere dunkelrote Kalke mit rauhem splitterigem Bruche schichtenweise eingelagert, die mit gewissen roten Liaskalken eine sehr große Ähnlichkeit haben und in Handstücken von denselben nicht unterschieden werden können. Treten sie an der Grenze zwischen Lias und Aptychen auf, wie es z. B. am Längenberge der Fall ist, so bleibt es unentschieden, ob sie zum oberen oder unteren Jura zu stellen sind. Wo ich sie aber mitten unter den Aptychenkalken fand, z. B. im Ortererwalde oder im Kohlstattgraben, habe ich sie selbstverständlich als Aptychen aufgefaßt. Neben den weißen und roten Aptychenkalken gibt es auch grün gefärbte Kalke und solche, bei welchen in ein und derselben Schicht rote und grüne Partien zugleich auftreten; man sieht, daß die rote Farbe die ursprüngliche ist und daß sie erst später in die grüne Farbe überging; in diesem Falle haben wir in den grünen Partien einen Reduktionsvorgang vor uns, indem das rote Eisensalz (Eisenoxyd) zur niedrigeren Oxydationsstufe des grünen Eisensalzes (Eisenoxydul) zurückverwandelt wurde. Möglich wäre wohl auch der umgekehrte Vorgang, daß nämlich ursprünglich das ganze Gestein grünlich war durch Einlagerung von Eisenoxydul, das sich erst nach und nach in Eisenoxyd umwandelte und so das Gestein rot färbte. Aber interessante Beobachtungen, die ich an den dunkelroten Kalkschiefern des Lias an der Schneid zwischen Setzberg und Risserkogel in den Tegernseebergen machen konnte, weisen auf die erste der beiden Möglichkeiten hin. Dort sah ich, wie das in seiner Hauptmasse rot gefärbte Gestein nur an den Schichtflächen, sowie zu beiden Seiten der Klüfte und Sprünge grün gefärbt war und zwar nur soweit, als der Sprung reichte; wo dieser endigte, da hörte auch die grüne Färbung auf; letztere trat also nur soweit auf, als die Wasser in das schieferige und zerklüftete Gestein eindringen konnten. Daraus ergibt sich aber, daß die rote Färbung die primäre, die grüne jedoch die sekundäre Erscheinung ist, daß also ein Re-

duktionsvorgang vorliegt, und überdies ergibt sich daraus, daß die Reduktion mit dem Eindringen des Wassers ins rote Gestein in ursächlichem Zusammenhange steht. Ich halte es nicht für unberechtigt, die Schlußfolgerungen, die ich eben aus meinen Beobachtungen an den roten Liaskalken gezogen habe, auch auf die roten Aptychenkalke zu übertragen.

Die weißen Aptychenkalke enthalten hin und wieder grau gefärbte Hornsteineinlagerungen, viel häufiger aber sind Hornsteine in den roten und grünen Aptychen zu finden und zeigen gleich dem Kalke die rote und grüne Farbe. Manchmal nimmt dieser Hornsteingehalt sehr stark zu, so daß förmliche Bänder von Kieselsubstanz die Kalkmasse durchziehen, ja, es kommen auch einzelne Schichten vor, die größtenteils aus Kieselsäure bestehen; diese Gesteine haben gewöhnlich eine graubraune Färbung und sind, wo sie dem Gebirgsdruck ausgesetzt waren, splitterig zersprungen. Solche Kieselschichten sind besonders gut zu sehen im Kohlstattgraben, ich fand sie auch am Längenberge und an anderen Stellen; sie scheinen mit Vorliebe in den hangenden Partien der Aptychenkalke aufzutreten.

Die Aptychenkalke sind durchwegs gut geschichtet, meistens dünnschichtig, vielfach sogar schieferig ausgebildet, infolge der Gebirgsbildung gewöhnlich sehr stark zerquetscht und verbogen; sie liegen konkordant auf den Liagesteinen und begleiten dieselben zu beiden Seiten des Hochgebirgszuges. Im Norden des Hochgebirges begegnen sie uns unter der Demelspitze, von wo aus sie in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 100 m westwärts ziehen. Zwar liegt viel Vegetationsboden und viel Moränen- und Gebirgsschutt von den Wetterstein- und Muschelkalkwänden auf ihnen, gleichwohl sind sie hier und auch sonst auf dem ganzen Zuge in den Gräben und in einzelnen Gehänge-rutschungen gut erschlossen. Ihre größte Mächtigkeit, nämlich ca. 800 m erreichen die Aptychen nördlich von der Probstenwand; am Gurneck, Eibelsberg und nördlich vom Gamskogel sind sie wieder bedeutend zusammengepreßt, während sie an der Kohlstattalpe neuerdings eine Breite von reichlich 600 m aufweisen. Im Ortererwalde nimmt ihre Verbreitung rasch ab und in den Gehängen der Kochelerberge treten sie nur mehr in geringer Menge auf und sind überdies schlecht erschlossen. Im Süden des Gebirgszuges finden wir die Aptychen zuerst auf der

Kothalpe am Gehänge gegen die Brauneckalpe, dann bei der Fünstermünz- und Krottenalpe. Weiterhin haben wir noch einen Strich Aptychen am Eselauberge, der gegen die Gipsbrüche hinzieht, aber noch bevor er dieselben erreicht, an der Brücke über den Schwarzenbach zwischen den Lias-Fleckenmergeln und den Raiblerkalken endigt.

Anmerkung: Was die oben erwähnten Reduktionsvorgänge an den roten Jurakalken anlangt, so sind wir sowohl bezüglich der Zeit, in der sie stattfanden, als auch bezüglich der Ursache vorläufig noch im Unklaren. An und für sich können ja dergleichen Reaktionen zu allen Zeiten eintreten; infolgedessen werden wir nicht schon a priori alle diese Erscheinungen in die gleiche Zeit verlegen dürfen. Wir müssen vielmehr von Fall zu Fall untersuchen, ob und wie weit eine Zeitbestimmung möglich ist. Es lassen sich nun aus gewissen Beobachtungen ziemlich sichere Schlüsse ziehen. Dazu gehört die vorhin angeführte Tatsache, daß in manchen Liaskalken die Reduktion bis zur Grünfärbung des Gesteines hauptsächlich in den Schichtflächen zu sehen ist, während im Innern des Gesteines die grüne Farbe nicht oder doch nur wenig auftritt. Dieses sagt uns, daß die Reduktion erst stattfand, als die Schichtenbildung vollendet und das Gestein erhärtet war. Denn nur in diesem Falle hielt sich das eindringende Wasser vor allem zwischen den Schichten und bewirkte dort die Desoxydation. Da weiterhin die Grünfärbung auch an den Wänden der Klüfte und Sprünge auftritt und sich im allgemeinen an dieselben hält, so ergibt sich daraus, daß das reduzierende Wasser durch diese Sprünge ins Gestein eingedrungen ist; somit haben sich die Reduktionsvorgänge erst nach Entstehung der Sprünge abgespielt, und da die Sprünge im Innern des Gesteines eben nichts anderes sind als die Wirkungen des Druckes bei Aufrichtung des Gebirges, so ist die Reduktion erst nach, oder im günstigsten Falle während der Gebirgsaufrichtung erfolgt.

Andere Schlüsse ergeben sich dort, wo wir sehen, daß das rote Eisensalz in seiner ganzen Masse reduziert ist, so daß also die ganze Schichte bis in die Tiefe hinab grün erscheint. Besonders wichtig ist dieses, daß in solchen Fällen nicht nur der Kalk, sondern auch der eingelagerte Hornstein die grüne Farbe zeigt. Hier ist die Schlußfolgerung, daß die Reduktion erst spät nach der Bildung der Schichten eingetreten sei, zwar nicht absolut abzuweisen, aber sie ist doch nicht direkt begründet, wie im vorigen Falle. Es ist auch nicht recht wahrscheinlich, daß das Wasser in die ungemein dichten Partien des unverletzten Hornsteines eindrang. Dazu wäre ein außerordentlich starker Druck notwendig gewesen und bei einem solchen Drucke hätte

das Wasser leicht anderweitig entweichen können. Wir werden also hier annehmen müssen, daß die Reduktion schon statt fand, während die Sedimente sich auf dem Meeresboden absetzten, vielleicht schon auf ihrem Transporte, bevor sie noch ins Meer gelangten.

Welches die Ursache der Desoxydation des roten Eisensalzes gewesen ist, darüber geben uns die jetzigen Verhältnisse in unseren Alpen vielleicht eine brauchbare Andeutung. Wir wissen, daß allenthalben aus unseren Bergen schwefelwasserstoffhaltige Quellen hervorbrechen. Die genannte chemische Verbindung entsteht durch Zersetzung anderer Schwefelverbindungen, nämlich der Schwefelkiesputzen und vor allem der Gipsflöze, die in bedeutender Erstreckung und Mächtigkeit im Hauptdolomit und in den Raiblerschichten eingelagert sind. Da nun der Schwefelwasserstoff ein sehr kräftiges Reduktionsmittel ist, so kann das mit ihm beladene Wasser überall, wohin es dringt, reduzierend auf das Gestein einwirken. Solche Schwefelquellen hat es zur Jurazeit sicher auch gegeben und sie haben sich in die damaligen Flüsse oder direkt ins Jurameer ergossen, das sich an den Fuß der Triasberge anlegte. An solchen Stellen konnten die neugebildeten Sedimente, resp. die von ihnen mitgeführten Oxyde leicht in Oxydule verwandelt werden; die dabei entstehenden Metallsulfide, hier Eisensulfide, können wohl durch weitere chemische Umsetzungen zu niederen Oxydationsstufen des Eisens führen; gleichwohl dürfen wir die Grünfärbung der Aptychenkalke nicht von vornherein und ohne nähere Untersuchung mit Schwefelwasserstoffwirkung in Zusammenhang bringen. Solche Untersuchungen stehen aber noch aus, deshalb soll auch der Hinweis auf die Schwefelquellen als erste Ursache der Reduktionsvorgänge nur in Form einer vorläufigen Vermutung ausgesprochen sein.

C. Kreide.

Die Kreideformation ist im Benediktenwandgebirge nur sehr spärlich vertreten. Südlich vom Hochgebirge fand ich an einer Stelle am Eselauberge und weiter oben bei der Kothalpe gelbliche Verwitterungsmassen, die anscheinend nicht von Moräne herkommen; ihre Lagerung auf den Aptychen deutet darauf hin, daß sie die letzten Reste kretazischer Mergel sind. Da ich aber gar kein frisches Gestein mehr sehen konnte, so war mir auch eine sichere Entscheidung nicht möglich; deshalb habe ich sie in der Karte nicht als Kreide eingetragen. Außer diesen beiden zweifelhaften Stellen fand sich südlich des Hochgebirges kein Anzeichen von Kreidestein; dagegen findet sich kretazisches Gestein im

Norden des Gebirges an mehreren Stellen, aber nur in der westlichen Hälfte des Gebietes. Zuerst begegnen wir ihm bei der Tiefentalalpe. Dort zieht vom westlichen Gehänge am Fuße des Muschelkalkes eine kleine Wasserrinne herab, die in einer unbedeutenden Gehängerutschung liegt. Im aufgedeckten Gesteine sieht man bräunlichschwarze, weiche Mergel, die von dunklen Kalkstreifen von der Dicke eines Fingers bis zu 10 cm Mächtigkeit durchzogen sind. Sie haben ganz den Typus der Kreidemergel. Auf ihnen, oder vielleicht auch in sie eingelagert, ist eine Bank eines graubraun angewitterten, im frischen Gesteine aber gelblichweißen, zuckerkörnigen Kalkes. Versteinerungen fand ich weder in diesem, noch in den Mergeln. Die ganze, von mir als Kreide aufgefaßte Schichtenfolge beträgt nur wenige Meter.

Am Nordgehänge des Eibelsberges wurde vor einigen Jahren der Weg von der Tutzingerhütte zum Eibelsfleck neu angelegt. Er führt an der Muschelkalkwand vorüber und biegt um dieselbe herum. Dort wurde zwischen Muschelkalk und Aptychen an zwei Stellen ein graugrünes, ziemlich weiches, aber gut geschichtetes Mergelgestein auf eine Gesamtstrecke von 12—15 m freigelegt. Die Schichten streichen dem Muschelkalk entlang und fallen mit schwacher Neigung nach Süden gegen denselben ein. Sie schienen mir eine Ähnlichkeit mit gewissen Schichten aus den Sewenmergeln zu haben; ich zweifle nicht, daß sie der Kreide angehören, wenn ich auch keine Spur von Versteinerungen darin entdecken konnte. Wie weit sie sich unter dem Schutt fortziehen, läßt sich nicht sagen, doch scheinen sie bald von den Aptychen verdrückt zu sein; sie treten auch weiter westlich nicht mehr auf.

Das beste Vorkommnis von Kreideformation haben wir an der Flyschgrenze am Sattelbache und an der Grenze des nördlichen Hauptdolomites an der Schmiedlaine östlich der Kohlstattalpe, nicht weit unterhalb des großen Wasserfalles. An der erstgenannten Stelle sind es dolomitische Breccien und dünnschichtige, wenig mächtige schwarze Schiefer in saigerer Stellung; sie gehören nach Gumbel zur oberen Kreide. Derselben sind dann auch die Kreideschichten an der Schmiedlaine zuzurechnen; sie sind hier viel besser als dort entwickelt. Wieder sind es die schwarzen Mergel, die im Kohlstattgraben ein nördliches Ein-

fallen zeigen und von den dolomitischen Breccien überlagert sind. Jenseits derselben erscheinen nochmals die Mergel, aber ungefähr in doppelter Mächtigkeit, dann zum zweiten Male die Breccien. Der ganze Komplex der kretazischen Gesteine liegt im Süden konkordant auf den Aptychen und stößt im Norden in einem Längsbruch gegen die Liasschichten ab. Die näheren Verhältnisse werden später bei Besprechung der Tektonik erläutert.

Weiter gegen Westen zu setzt der Kreidezug auf eine lange Strecke oberflächlich gänzlich aus, er ist wohl unter den Aptychen begraben; erst bei Kochel erscheint er wieder im unteren Saulachgraben, bevor dieser in den Kalmbach einmündet.

D. Tertiär.

Die Tertiärformation kommt auf dem Gebiete der vorliegenden Arbeit nur in der Flyschfacies vor. Das Flyschgebirge legt sich im Norden an das eigentliche Kalk- und Dolomitgebirge an. Wenn ich den Flysch summarisch als tertiäre Bildung bezeichne, so glaube ich damit der herkömmlichen Anschauung zu folgen, daß derselbe wenigstens in seiner Hauptmasse dem Eocän und und Oligozän, also dem Alttertiär angehört. Daß aber auch in unserer Gegend die Flyschbildung bereits in der jüngeren Kreidezeit begonnen hat, darf als sicher angenommen werden. Denn bei einer geologischen Exkursion, die Herr Prof. Rothpletz im Sommer 1900 ins Tölzer Flyschgebirge führte, wurde der deutliche Abdruck eines *Inoceramus Cripsi* gefunden. (Cf. Rothpletz, Über die Jodquellen bei Tölz, pag. 138.) Auch hat Gumbel auf seiner großen Karte im Flyschgebiete beim „Lex unter'm Berg“ — die Stelle liegt nicht mehr auf meiner Karte — Gault-Grünsandstein eingetragen. Typisch ist aber dieser Grünsandstein nicht; auch führt er keine Versteinerungen, speziell konnte ich von der in diesem Gesteine so häufig vorhandenen *Ostrea vesicularis* nichts entdecken. Nach meinem Dafürhalten ist es Flyschsandstein, aber — wenigstens nach Gumbels Auffassung — kretazischen Alters.

Die Gesteinsbeschaffenheit, die Schichtung und Faltung des Flysches, die eingeschlossenen Fossilien (Chondriten und einige zweifelhafte Formen) sind genau so, wie sonst überall im Flysch-

gebirge. Eine Gliederung der Flyschschichten in bestimmte Horizonte habe ich zwar durchzuführen versucht, es ist mir aber bisher nicht gelungen, obwohl einige tief eingeschnittene Bäche gute und ausgedehnte Aufschlüsse geschaffen haben; solche sind vorhanden im Arzbach (Arzbachklause) und im Lainbache, z. T. auch im Pesenbache. Früher hatte auch der Murnaubach solche, doch sind gerade die schönsten Stellen durch die im Laufe der letzten Jahre vorgenommenen Bachkorrekturen verbaut worden. Abgesehen von den Bacheinrissen zeigt das Flyschgebirge verhältnismäßig recht wenig anstehendes Gestein: in den Talungen liegen mächtige Massen von Moränenschutt, auf den Höhen ist das Flyschgestein bis tief hinein verwittert, zudem ist Berg und Tal von üppiger Waldvegetation beinahe vollständig bedeckt. Dadurch ist der Zusammenhang der Aufschlüsse in den Bächen unterbrochen und nur bei ganz charakteristischem Gesteine, z. B. bei den roten oder schwarzen Mergeln, und unter günstigen Umständen gelingt es, die Schichten in einem Bachbette mit denen im nächsten teilweise zu identifizieren. Nimmt man dazu die zahlreichen tektonischen Störungen des Flysches, so sieht man, daß eine genaue und zuverlässige Kartierung des Flyschgebirges ganz erheblichen Schwierigkeiten begegnet.

Die ganze Breite der Flyschzone zwischen Trias und Molasse beträgt in unserer Gegend ca. 8 km. Davon haben etwas über 2 km auf der beigegebenen Karte Platz gefunden, was für die geologische Orientierung genügt. Die wirkliche Mächtigkeit des Flysches konnte ich nicht bestimmen, da das Liegende nirgends zu beobachten ist.

E. Quartär.

a) Diluvium. Die diluvialen Ablagerungen unseres Gebietes habe ich bereits in meinem „Tölzer Diluvium“¹⁾ in dem Abschnitte: „Moränen im Gebirge“ (p. 14 ff.) eingehend besprochen und teilweise deswegen auf jene Arbeit. Hier soll nur das wichtigste angeführt werden.

Die älteste diluviale Bildung liegt in Form eines harten Konglomerates im Schwarzenbachtale und ist am Bache selbst stellenweise in hübschen Wänden anstehend. Ich habe sie als die südlichste Partie des Deckenschotters aufgefaßt, die sich in

¹⁾ Mitteilungen d. Geogr. Ges. in München Bd. 5.

diesem stillen Winkel noch erhalten hat, während ich im Isartale oberhalb Lenggries von diesem Schotter nichts mehr vorfand. Aus den im „Tölzer Diluvium“ p. 150ff. angeführten Gründen halte ich den Deckenschotter in seiner Hauptmasse für eine präglaziale Bildung, betrachte somit auch diesen Schotter im Schwarzenbache als voreiszeitlich. Wer sich aber den eiszeitlichen Theorien Pencks anschließt, muß ihn dessen drittletzter Eiszeit (Mindel-Eiszeit) zurechnen.

Alle übrigen diluvialen Absätze unserer Gegend sind sicher glaziale Bildungen. Nach Penckscher Theorie gerechnet, gehören sie zur letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit): Es sind Moränen und Schotter. Die Moränen steigen an der Kotalpe bis zu 1180 m empor¹⁾; in größerer Höhe habe ich sie in unserem Gebirge nicht gefunden. Daraus ergibt sich, daß die eiszeitlichen Gletscher das Lenggrieser Hochgebirge nicht überschritten haben, sie haben sich nur an dasselbe angelehnt und sind in die Talungen eingedrungen, den Höhenkamm aber haben sie nicht erreicht. Für meine frühere Vermutung, es möchte vielleicht die Benediktenwandgegend als die höchste Erhebung des ganzen Gebirges wenigstens während der Hochflut der Eiszeit ein kleines selbständiges Gletschergebiet gewesen sein, konnte ich bisher keine Stütze finden; sie scheint nie einen Gletscher getragen zu haben. Niemals von Gletschern bedeckt waren auch die höchsten Gipfel des Flyschgebirges: der Wimpfaßkogel, der Buchenauerkopf, der Vogel- und Hochtannerkopf, der Blomberg und Zwiesel. In die Täler aber schob sich sowohl von Westen (Loisachgletscher), als auch von Osten her (Isargletscher) der Eisstrom hinein und ließ bei seinem Abschmelzen das mitgebrachte Moränenmaterial in ungeheueren Mengen liegen; die mächtigsten Moränenablagerungen finden wir also dort, wo schon vor Ankunft der Gletscher tiefe und breite Täler das Flyschgebirge durchzogen und sich noch in das Triasgebirge hinauf erstreckten: Im oberen Pesenbache und im Kreuzgraben, im oberen Lainbache und seinen Nebenbächen (Kohlstattgraben, Sattelbach und Schaftlesgraben), im Gebiete des Murnaubaches und Arzbaches, sowie des Murbaches oberhalb Lenggries. An den genannten Bächen sind die

¹⁾ Dort oben liegt eine sehr hübsche Endmoräne; von ihr aus zieht sich das Moränenmaterial in solcher Menge bis ins Isartal hinab, daß die Kartierung des Gebirges recht schwierig und unsicher ist.

Moränen durch zahlreiche und tiefgehende Gehängerutschungen erschlossen, die im Volksmunde als Steinreußen bezeichnet werden. Die bekannteste und auch die großartigste unter ihnen ist die Pfaffensteffelreüße im oberen Murbach. In geringerer Mächtigkeit breitet sich die Moräne deckenartig über weite Strecken unserer Gegend aus; ich werde bei Besprechung der tektonischen Verhältnisse darauf zurückkommen müssen.

Jungdiluviale Schotter — Niederterrassenkies — finden wir im Schwarzenbachtale und im Isartale, wo sie in der Umgebung von Lenggries sehr hübsche Terrassen mit gut erhaltenen Steilrändern bilden.

b) Alluvium. Zu den alluvialen oder rezenten Bildungen unserer Gegend gehören:

1. Die mit Sand- und Tonstreifen untermischten Kieslager zu beiden Seiten der Isar, welche die tiefsten Partien des Talgrundes bilden. Sie liegen nur wenig höher als der mittlere Wasserstand der Isar und werden meist als Überschwemmungsgebiet bezeichnet. Auch der Name „Isarauen“ deckt sich im großen und ganzen mit dem Worte „Alluvialgebiet“.

2. Die Sand- und Kiesablagerungen im Flusse selbst, die gewöhnlich „Sandbänke“ heißen. Da ihre Konsistenz eine ziemlich lockere ist und sie unmittelbar der unterspülenden Gewalt des Wassers ausgesetzt sind, so besitzen sie keine große Stabilität. Beinahe jedes Hochwasser verändert ihre Gestalt und Ausdehnung, indem es bald hier, bald dort größere Mengen des Flußkieses wegschwemmt, etwas weiter unten wieder liegen läßt und so neue Sandbänke bildet oder vorhandene vergrößert. Diese jüngsten geologischen Bildungen sind in beständigem Wandern begriffen. Das gleiche gilt auch von dem hierher gehörigen Gesteinsschutt in den Gebirgsbächen. Die gewöhnliche Menge des Wassers im Bache läßt ihn ruhig liegen; wenn aber z. B. bei einem heftigen Regenguß der Bach bis zum Überlaufen anschwillt, dann wächst auch die Transportkraft des Wassers, und mitten unter dem Zischen der rasch hinabeilenden Wogen hört man vom Grunde des Baches herauf das dumpfe Rollen und Poltern der sich übereinander hinwälzenden Steine.

3. Der Verwitterungsboden, ein Ausdruck, der hier als Gesamtbezeichnung für alle Arten von Verwitterungsbildungen gelten soll. Solchen Verwitterungsboden trifft man natürlich dort in

guter Ausbildung an, wo leicht verwitternde Gesteine am Aufbau der Formationsglieder beteiligt sind, also vor allem auf dem Gebiete der Partnach- und Raiblerschichten, der Kössener- und Liasmergel, der roten Aptychenkalke und im Flyschgebirge. Doch ist es oft recht schwer zu entscheiden, ob man wirkliche Verwitterung, also chemische Veränderung des Gesteines, oder bloß rein physikalische Zerkleinerung resp. Aufweichung durch eingedrungenes Wasser vor sich hat. Praktisch werden wohl meistens beide Arten der Gesteinszerstörung beisammen sein.

4. Die Moore oder Filze; diese wurden bereits im Abschnitte über die hydrographischen Verhältnisse unseres Gebirges besprochen.

5. Die Schutthalden am Fuße der hochaufstrebenden Felswände, die Gehängerutschungen und die großen Niederbrüche felsigen Gesteines, die Felsbrüche. Was die ersteren anlangt, nämlich die Schutthalden, so ist zu beachten, daß dieselben wohl rezente Bildungen sein können, aber nicht sein müssen. Da sie durch langsame Anhäufung abbröckelnder Gesteinstrümmen entstehen, und diese Abbröckelung infolge der sofortigen Einwirkung der Atmosphärien schon bald nach Entstehung der Felswände begonnen haben mußte, so gehen die Anfänge solcher Schutthalden eben auf jene Zeit zurück, in der die Felswände selbst als solche entstanden sind. Nun haben die meisten und gerade die großartigsten Wände unseres Gebirges ihre Entstehung tektonischen Vorgängen, nämlich großen Längs- und Querbrüchen, zu verdanken, und da wir dieselben an die Grenze zwischen der ausgehenden Tertiärzeit und dem beginnenden Quartär setzen, so werden wir folgerichtig auch den Beginn der Schutthaldenbildung in diese Zeit verlegen müssen. Da sich nun die Frostwirkung, die bei Zertrümmerung unserer Felswände in erster Linie in Betracht kommt, gerade während der diluvialen Eiszeit, in besonderer Stärke wirksam erweisen mußte, so scheint die Annahme berechtigt zu sein, daß unsere großen Schutthalden und Schuttkegel wenigstens in ihren älteren Partien nicht rezente, sondern diluviale, vielleicht sogar noch tertiäre Bildungen sind. Der Ausdruck „diluvial“ ist aber hier nicht als gleichbedeutend mit „glazial“ zu verstehen, wenigstens nicht in dem Sinne, als wären diese Schutthalden auf direkte und unmittelbare Wirkungen eiszeitlicher Gletscher oder Abschmelzströme zurückzuführen, wohl

aber kann man sie als eiszeitliche Bildungen bezeichnen, weil die kühle Temperatur der Eiszeitperiode ihre Bildung verursachte.

Noch aus einem anderen Grunde werden wir einen Teil unserer Schutthalden in die ausgehende Tertiärzeit zurückverlegen müssen. Beachten wir deren Lage mit Rücksicht auf die das Gebirge durchziehenden großen Querbrüche, so sehen wir, daß die großen und ausgedehnten Schutthalden gerade von jenen Querbrüchen ausgehen und sich von da weg ausbreiten. Das legt den Gedanken nahe, daß der Querbruch und das vor ihm liegende Trümmerfeld in ursächlichem Zusammenhange stehen, daß letzteres die Folge oder Wirkung des ersteren ist. Diese Schlußfolgerung wird durch die Beobachtung gestützt, daß die Querbrüche vielfach nicht in einer glatten und scharf durchgeschnittenen Bruch-„Linie“, sondern in einer mehr oder minder breiten Bruch-„Zone“ erfolgten. Innerhalb dieser Zone wird hartes Gestein zerstückelt und zersprengt und muß dann, wenn der Querschub erfolgt, trümmerweise niederstürzen und Schutthalden oder Trümmerfelder bilden. Man könnte derartige Schutthalden im Gegensatz zu den durch Erosion entstandenen, als „tektonische“ bezeichnen, weil sie eben auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind. Auf dem Gebiet der vorliegenden Arbeit rechne ich zu dieser Art von Schuttbildungen das Trümmerfeld unter der Demel Spitze, am Hinteren Leiterberg gegen den Branntweingraben hinab, am Fuße der Probstensteinwand, im Kessel der Tiefentalalpe, am Ostfuß des Eibelsberges und am oberen Pesenbach nördlich der Orterereralpe. Auch die massenhafte Anhäufung von Schutt in den Bergen von Kochel ist zweifelsohne mit tektonischen Vorgängen in Zusammenhang zu bringen. Es versteht sich von selbst, daß es außer den Brüchen auch noch andere tektonische Ursachen für Schuttbildung geben kann. Ich erwähne nur einen Fall, nämlich den Zusammenbruch einer überkippten Längsfalte, weil ich geneigt bin, die mächtigen Schuttmassen am Nordfuß der Benediktenwand einer solchen Ursache zuzuschreiben.

Tektonik.

Allgemeine Übersicht.

Der Hochgebirgsszug zwischen dem Isartale bei Lenggries und dem Kochelsee ist auf beiden Seiten, d. i. im Norden sowohl

als auch im Süden von Hauptdolomit mit aufgelagerten jüngeren Formationsgliedern umsäumt und stellt sich als eine Aufwölbung älterer Formationen dar, die infolge der starken Faltung des Gebirges aus der Tiefe heraufgehoben worden sind.

Im Zusammenhange mit den übrigen Teilen der bayerischen Alpen aufgefaßt, gehört das Benediktenwandgebirge jenem vielfach komplizierten und tektonisch sehr verwickelten Faltenzuge an, der sich im Süden der Flyschzone, manchmal fast in unmittelbarer Berührung mit derselben vom Allgäu bis ins Chiemseegebiet hinüberzieht. Es beginnt diese starke Faltung des Gebirges bei Pfronten, setzt sich in den Vilserbergen und im Hohenschwangauergebirge fort, streicht gegen Osten weiter und erscheint wiederum im Labergebirge zwischen Oberammergau und Eschenlohe, wo sie von der großen Querverwerfung des Loisachtales durchsetzt und um ein gutes Stück nach Norden verschoben wird. Wir finden sie wieder zwischen dem alten Eschenlohersee und dem Kochelsee im Herzogsstand- und Heimgartengebirge, von wo aus sich der Faltenzug zum Benediktenwandgebirge erhebt. Nach einem tiefen Einschnitt, den das breite Isartal bildet, streicht der Faltenzug über den Geigerstein und Fockenstein zum Tegernsee und Schliersee hinüber und baut zwischen Leitzach und Inn das herrliche Doppelgebirge des Wendelsteins und Breitensteins auf. Nach einer neuen Unterbrechung finden wir den Zug wieder südlich von Niereraschau an der Prien und Grassau an der Chiemseer-Achen, wo er im Kampenwandgebirge zu beträchtlicher Höhe ansteigt. Von da an nimmt er rasch ab und verliert sich an den Abhängen des Hochfells.

Mehrere der hervorragendsten Partien des ganzen Zuges sind bereits durch geologische Spezialaufnahmen näher bekannt: Von Herrn Prof. Dr. Rothpletz besitzen wir eine Untersuchung der Vilseralpen, von Herrn Dr. Emil Böse eine solche der Hohenschwangauer Alpen, Herr Dr. Ulrich Söhle hat das Ammer- und Labergebirge neu aufgenommen, Herr Dr. Ioseph Knauer hat das Gebiet am Herzogsstand und Heimgarten und die Partien an der Kesselbergstraße neu bearbeitet, Herr Dr. Eberhard Fraas das Wendelsteingebiet. Alle von den genannten Geologen veröffentlichten geologischen Karten zeigen sozusagen auf den ersten Blick die gewaltigen Dislokationen, denen die Schichten der einzelnen

Untersuchungsgebiete bei Aufwölbung des Gebirges unterworfen worden sind. Zahlreiche Längs- und Querbrüche durchziehen das Gebirge, die einzelnen Schollen sind stark gegeneinander verschoben, hoch aufgerichtet oder bedeutend in die Tiefe gesunken. Diese Feststellungen ließen von vornherein vermuten, daß auch in den bisher ungenau bekannten Lenggrieser Bergen die tektonischen Verhältnisse nicht viel besser sein werden, als in den übrigen Teilen des ganzen Faltenzuges. Tatsächlich haben auch jene Geologen, welche früher schon vorübergehend dieses Gebirge besucht oder einzelne Partien genauer studiert haben, gewaltige Störungen im Schichtenbau beobachtet und darauf aufmerksam gemacht.

Wollen wir nun den tektonischen Aufbau des Benediktenwandgebirges in knapper Form zum Ausdruck bringen, so können wir etwa so sagen: der ganze Gebirgszug ist eine langgestreckte, zentrale Mulde, an welcher infolge durchgreifender Längsbrüche die beiden anliegenden Sättel niedergebrosen sind. Der Ausdruck „Mulde“ verlangt aber sofort eine genauere Präzisierung. Denn einerseits ist durch Wiederaufwölbung des Muldengrundes die einfache Mulde auf längere Erstreckung hin zur Doppelmulde geworden, so daß wir statt „zentrale Mulde“ vielleicht besser „zentrales Muldensystem“ sagen werden, andererseits sind auch die anliegenden Sättel nicht auf der ganzen Linie abgestürzt, vielmehr geht an einigen Stellen, z. B. an der Benediktenwand die Mulde unmittelbar in den dazu gehörigen Sattel über. Weiterhin sehen wir, daß auch die zentrale Mulde selbst stark verstümmelt ist: bald ist der nördliche, bald der südliche Muldenflügel ganz oder teilweise in die Tiefe gestürzt. Überdies sind infolge von Querbrüchen die einzelnen Partien der Mulde vielfach gegeneinander verschoben, hier etwas mehr verflacht, dort wiederum enger zusammengepreßt; aber auch die beiden Sättel, die sich an die zentrale Mulde angliedern, sind wiederum gefaltet und haben daher auch für sich selbst Sattel- und Muldenbildungen aufzuweisen. Zudem nehmen sie wenigstens an den größeren Querverwerfungen, die das ganze Gebirge durchziehen, Anteil und dadurch sind auch ihre Teile in ihrer gegenseitigen horizontalen Lagerung verschoben.

Aus dem Gesagten geht zur Genüge hervor, das der tektonische Aufbau unseres Gebirges ziemlich kompliziert, aber gerade des-

halb auch hoch interessant ist, und daß es wohl der Mühe wert ist, denselben bis in seine Einzelheiten zu verfolgen.

Zuerst wollen wir der zentralen Mulde unsere Aufmerksamkeit zuwenden!

a) Tektonik des zentralen Muldensystems.

Wir beginnen die Betrachtung über den Aufbau der Zentralmulde im Isartale und schreiten von da aus gegen Westen in der Weise fort, daß wir das Gebirge partienweise, nämlich im allgemeinen von einem wichtigeren Querbruche zum andern, ins Auge fassen.

Die Zentralmulde erhebt sich bei der Ortschaft Untermurbach, Gem. Lenggries, und die Felsen steigen am Burgberg¹⁾ plötzlich und unvermittelt in steil gestellten Schichten aus einer diluvialen Talterrasse herauf. Da der gleiche plötzliche Anstieg des Gebirges auch auf der rechten Seite der Isar, nämlich am Kalvarienberge bei Hohenburg, zu beobachten ist, während im Isartale selbst zwischen diesen beiden Stellen jegliches Anzeichen des in der Tiefe durchstreichenden Gebirgszuges fehlt, so scheint die Vermutung berechtigt zu sein, daß vom Langeneck her, wo wir ebenso, wie am Burgberge und bei Hohenburg plötzlichen Anstieg des Gebirges vorfinden, eine im allgemeinen nördlich gerichtete Bruchlinie herabzieht, die am östlichen Absturze des Burgberges vorbeigeht; daß in gleicher Weise auch am Fuße des Hohenburger Kalvarienberges ein Querbruch vorbeizieht, und daß infolge dieser beiden Brüche und zwischen ihnen das ganze Gebirge eingesunken ist; erst später wurde das ganze Senkungsgebiet mit diluvialen Schuttmassen teilweise ausgefüllt.

Neben dieser vorläufig noch nicht ganz sicher gestellten Querbruchlinie beim Anstieg des Gebirges begegnet uns schon gleich am Burgberge eine andere bedeutende Störung im Muldenbau: Während nämlich der Südflügel vollständig erhalten ist, indem sich Muschelkalk, Partnachsichten und Wetterstein in regelrechter Überlagerung folgen, fehlt der Nordflügel zunächst vollständig: er ist in die Tiefe gesunken und auf ihn haben sich diluviale Ablagerungen und niedergebrochenes Trümmerwerk hinaufgeworfen und decken ihn zu. Auch fehlen beim Anstiege

¹⁾ Wegen dieser Bezeichnung siehe Anm. auf Seite 20.

der Mulde alle jüngeren Formationsglieder; die Mulde schließt nach oben zu mit dem Wettersteinkalke ab. Erst wenn wir etwas weiter nach Westen gehen, treffen wir auch noch die Raiblerschichten an, die sich in Form eines schmalen Streifens an den Wettersteinkalk anlegen, aber größtenteils von Schutt bedeckt sind. Der Längsbruch, in welchem der Nordflügel der Mulde gegen den südlichen Flügel abstürzte, ist nicht genau in der Richtung der Muldenachse, sondern etwas schräg, etwa in einem Winkel von 20° zu ihr erfolgt; so erklärt es sich, daß auch der Wettersteinkalkzug des Burgberges in seiner östlichen Hälfte an Mächtigkeit abnimmt und sich keilförmig verjüngt.

Der Burgberg setzt sich nach West zu im Brunnstein fort, aber nicht ungestört. Denn letzterer ist um einen großen Betrag seiner Mächtigkeit nach Norden verschoben. Wir stehen demnach zwischen Burgberg und Brunnstein an der ersten, sicher festzustellenden, größeren Querverwerfung; die Bruchlinie zieht nach Nordost und streicht an einem Wettersteinfelsen vorbei, der in der Gegend der Mühlbachquellen aufsteigt und in einem Steinbruche aufgeschlossen ist. Südlich des Brunnsteins ist der Muschelkalk in einem Graben notdürftig erschlossen, im übrigen aber von Schutt bedeckt. Die Partnachsichten sind nur in der Einsenkung zwischen Brunnstein und Waxenstein gut zu sehen; sonst aber unter dem Schutte begraben. Nördlich vom Brunnstein treffen wir die grünen Raiblersandsteine und die Raiblerkalke; dann folgt der Wettersteinkalk des Nordflügels, dem die vorhin erwähnte Partie bei den Mühlbachquellen angehört. Nach einiger Unterbrechung treffen wir ihre Fortsetzung in der hohen Wand, die sich südöstlich der Demelspitze am rechten Ufer des Schlundgrabens hinaufzieht. Von den Partnachsichten und dem Muschelkalke ist im Nordflügel nichts zu sehen: sie liegen in der Tiefe und sind von Schutt bedeckt.

Ich möchte noch auf den Unterschied in der Mächtigkeit des Wettersteinkalkes an den beiden Muldenflügeln hinweisen. Der Südflügel (Brunnstein) hat annähernd die gleiche Mächtigkeit wie der Burgberg und der Waxenstein; da wir nun im Burgberg sowohl den unterliegenden Muschelkalk als auch die aufliegenden Raibler feststellen können, so ergibt sich daraus, daß wir im Burgberg und Brunnstein, und wohl auch im Waxenstein und in der Demelspitze den Wettersteinzug in seiner wahren

Mächtigkeit vor uns haben. Vergleichen wir nun damit die Mächtigkeit und die Lagerung der Wettersteinwand, die am Schlundgraben den Gegenflügel zum Brunnstein bildet, so können wir eine doppelte tektonische Störung feststellen: fürs erste sehen wir, daß die Mulde beim Brunnstein bedeutend enger zusammengepreßt ist als unmittelbar oberhalb zwischen Demelspitze und Waxenstein; fürs zweite aber sehen wir, daß die Mächtigkeit der Schlundgrabenwand nur etwa den vierten Teil der Mächtigkeit des Brunnsteins und der Demelspitze ausmacht. Es ist nun sehr unwahrscheinlich, daß die Schichten des Brunnsteins auf der kurzen Strecke der Muldenbiegung, die zwischen ihm und seinem Gegenflügel liegt, so bedeutend an Mächtigkeit abgenommen haben, noch weniger können wir denken, daß die starke Mächtigkeit der Demelspitze plötzlich und sprunghaft auf den vierten Teil ihres Betrages reduziert worden sei. Daraus werden wir schließen müssen, daß wir in der Mächtigkeit der Wettersteinwand am Schlundgraben den Schichtenzug nicht in seiner wahren Mächtigkeit vor uns haben, sondern nur jenen Teil desselben, der oberflächlich stehen geblieben ist. Demgemäß liegt der andere Teil in der Tiefe. Stellen wir uns nun den ursprünglichen, an die Mulde angegliederten Sattel vor, so ergibt sich aus dem Gesagten, daß der Längsbruch der Schlundgrabenwand entlang nicht im Verlauf des Sattelrückens, sondern seitlich, und zwar an dem nach Süden zu gegen die Mulde abfallenden Sattelbogen erfolgt ist. Somit sind hier, d. i. zwischen Bruchlinie I und II nicht bloß der gesamte Muschelkalk und die Partnachsichten, sondern auch noch etwa drei Viertel des Wettersteinkalkes des Nordflügels der Mulde abgesunken.

Der nächste Querbruch (Nr. II) trennt Waxenstein und Brunnstein und streicht in nördlicher Richtung am Ostabfalle der Demelspitze vorbei; ihm haben wir die Entstehung des großen Trümmerfeldes zu verdanken, das am Fuße der Demelspitze liegt. Unter dem Waxenstein, der den Südfügel der Mulde markiert, fallen zuerst gut ausgebildete Partnackalke ein, weiter oben legen sich an den Wettersteinkalk die Raiblerschichten und der Hauptdolomit an; sie gehören dem südlichen Sattel an und ihre Anlagerung an den Wettersteinkalk ist nicht als reguläre Überlagerung aufzufassen, die einem ungestörten Übergang von der Mulde zum anliegenden Sattel entsprechen würde; vielmehr

zieht sich zwischen ihnen und dem Wettersteinkalke des Waxensteins der große Längsbruch durch, der an dieser Stelle Partnachsichten und Muschelkalk abgeschnitten hat. Unter dem Wettersteinkalke des Nordflügels — Demelspitze — sind die älteren Muldenglieder oberflächlich nicht erhalten, wenigstens ist nichts von ihnen zu sehen. Entweder liegen sie ganz in der Tiefe, so daß sich die Aptychenkalke des Nordsattels unmittelbar an den Wettersteinkalk anlagern, oder sie sind wenigstens vollständig von den abgestürzten Felsstücken zugedeckt. In der Mulde selbst treffen wir weiße Raiblersandsteine, weiße und gelbe Rauhwacken, weiße und graue, versteinungsreiche Kalke, gelbliche Dolomite und blaugraue Mergel der Raiblerschichten; dazu kommt noch im Oberlaufe des Schlundgrabens, der aus der Mulde herabzieht, ein Streifen Hauptdolomit. Alle Schichten sind stark zusammengepreßt, mit vielem Schutt bedeckt und mit dichtem Gesträuch überwuchert. Von unten herauf ist die Mulde etwas unangenehm zu begehen; am besten ist es, von oben herab, d. i. von der Brauneckschneide her, in dieselbe einzu-steigen.

Mit dem folgenden Querbruche (Nr. III), der durch das Hochtal der Kotalpe zieht, haben wir bereits den Absturz des Gebirges gegen die Isar zu hinter uns und sind hoch oben auf dem Gebirgskamm angelangt, wenn auch noch lange nicht auf dem höchsten Punkte. Richten wir nun vom östlichen Gipfel der Brauneckschneid unser Auge in der Richtung gegen Hohenburg talabwärts, so bietet sich uns ein interessanter Überblick über die bisher betrachteten Teile der Mulde. Durch tiefe Einsattelung zwischen den einzelnen Höhenzügen und deren gegenseitige Verschiebung orographisch deutlich gegliedert liegt der Anstieg der Mulde in seiner tektonischen Dreiteilung übersichtlich zu unseren Füßen. Ergänzen wir nun diesen Blick von obenher durch den Anblick von der Seite, etwa von Süden her, so erkennen wir, daß die drei Teile des Höhenzuges nicht bloß horizontal gegeneinander verschoben, sondern auch vertikal gegeneinander abgesunken sind. Die Talterrasse bei Untermurbach hat eine Höhenlage von 700 m, die erste Stufe des Gebirgszuges, der Burgberg, erhebt sich bis zu rund 870 m, die zweite Stufe, der Brunnstein, steigt bis zu 1100 m an, die dritte Stufe, der Waxenstein, ist etwas über 1300 m hoch. Wir haben also

hier drei gut ausgebildete, stufenförmige Absätze, in welchen sich der Wettersteinzug samt den ihn unter- und überlagernden Formationsgliedern nach Art eines Treppenbruches gegen das Isartal hinabsenkt¹⁾.

Wir wollen nach dieser kleinen Abschwenkung die Betrachtung des Muldenbaues fortsetzen! Wir stehen an der Bruchlinie

¹⁾ Der gleiche stufenförmige Abfall des Gebirges ist auch östlich der Isar, nämlich vom Geigerstein gegen Hohenburg herab, vorhanden. Es ist nun nicht anzunehmen, daß diese großen Querverwerfungen sich auf die zentrale Mulde beschränken, vielmehr werden wir vermuten dürfen, daß sie weiter von Süden herkommen und auch nach Norden zu sich noch weit über die Mulde hinaus erstrecken, wie dieses bei den großen Querbrüchen der Fall ist, die weiter westlich die Zentralmulde durchsetzen. Diese lassen sich wenigstens bis an den Rand des Flyschgebirges hinaus mit Sicherheit verfolgen. Durch die Untersuchungen von Ammon und Gümbel, Rothpletz und Weithofer sind zu beiden Seiten der Isar in der nächsten Umgebung von Tölz eine Reihe transversaler Schichtenstörungen sowohl im Flysch, als auch in der Molasse nachgewiesen worden, die wir ohne Bedenken mit den Querbrüchen an den Talgehängen bei Lenggries in Verbindung bringen dürfen, wenn es auch bisher mangels genügender Aufschlüsse noch nicht möglich war, die Zugehörigkeit der einzelnen gestörten Stellen bei Tölz zu diesem oder jenem Querbruche bei Lenggries mit der wünschenswerten Sicherheit festzustellen. (Cf. Rothpletz: Querschnitt durch die Ostalpen, p. 118.) Aus dem bisher Bekannten wird es aber doch in hohem Grade wahrscheinlich, daß sich die beiderseitige stufenförmige Absenkung des Gebirges bei Lenggries, durch das ganze Isartal, von Winkel angefangen bis über Tölz hinab erstreckt und das tektonische Bild einer Grabensenkung darbietet. Ist nun diese meine Vermutung richtig, dann ist das Isartal in erster Linie nicht ein Erosionstal, sondern seine ursprüngliche Entstehung ist auf tektonische Ursachen, nämlich auf die erwähnten Querbrüche zurückzuführen. Auch die auffallende Tatsache, daß die Isar, die von Wallgau her in einem Längstale fließt, bei Winkel mit rascher Umbiegung die Längsfurche verläßt und in ein Quertal eingelenkt wird, das in einem nahezu rechten Winkel zur Streichrichtung des Gebirges verläuft, scheint darauf hinzudeuten, daß die Bildung dieses Tales und damit die Ablenkung der Isar mit Querbrüchen im Zusammenhange steht. An der jetzigen Ausgestaltung des Isartales haben freilich noch andere Faktoren mitgearbeitet. Vor allem werden wir hier an eiszeitliche Vorgänge denken müssen. Die Gletscher der Eiszeit haben gewaltige Massen von Schottern und Moränen ins Isartal hereingebracht und damit die tektonischen Unebenheiten des Isartalgrabens größtenteils wieder ausgeglichen; noch jetzt bedecken sie den größten Teil des Talbodens und die seitlichen Gehänge bis zu einer Höhe von 1000 m und darüber. (Cf. „Tölzer Diluvium“, pag. 17.) Auch die postglaziale Erosion hat sowohl an den anstehenden Gesteinen, als ganz besonders an der weichen und leicht zerstörbaren diluvialen Überdeckung gearbeitet und so an der gegenwärtigen Formgebung des Tales und seiner Gehänge mitgewirkt.

Nr. III, im Gebiete der Kotalpe. Diese Linie erschließt wenigstens für den Nordflügel der Mulde gute tektonische Verhältnisse: in vorzüglicher Ausbildung erscheint der Muschelkalk im Streitholz und setzt sich im Kogel und darüber hinaus noch fort. In der hohen Wand nordwestlich der Garlandalpe haben wir den Wettersteinkalk und zwischen ihm und dem Muschelkalk eingezwängt einen Streifen Partnachschieben. Auf den Wettersteinkalk folgen regelrecht die Raiblerschichten, die besonders in der nordöstlichen Ecke des Garlandkessels gut zu sehen sind. An der Kante des Braunecks, die gegen die Garlandalpe herabschaut, sieht man neben den Raiblerschichten noch den Hauptdolomit in saigerer Schichtenstellung an seinem richtigen Platze. Dann kommt ein Längsbruch, in welchem die Kössenschichten samt dem aufliegenden Lias gegen den Hauptdolomit abgesunken sind; sie leiten zum südlichen Muldenflügel über, der aber gerade hier sehr stark gestört ist und wohl die tektonisch komplizierteste und schwierigste Partie des ganzen Gebirgszuges sein dürfte.

An der Brauneckspitze und im Gehänge unter ihr finden sich zunächst die Liaskalke und die grasbedeckten Liasspongiten-schichten, unter ihnen in groben Klötzen anstehend die grauen Kössenerkalke. Alle diese Schichten streichen aber nicht ohne weiteres gegen Osten fort, sondern es tritt wieder eine Querverschiebung auf (Nr. IV). Schon die obenerwähnte weiße Wettersteinkalkwand ist etwas nach Süden gedrückt worden, noch mehr die Raiblerschichten, welche, fast ganz von Schutt begraben, den Boden der Garlandalpe bilden und nur am südlichen Gehänge etwas frei gelegt sind. Besonders deutlich erkennt man aber die Verschiebung am Hauptdolomite; seine stark zertrümmerten Schichten am Nordabfalle der Brauneckkante finden ihre östliche Fortsetzung in dem zerschrundeten und bewaldeten Teile der Brauneckschneid, die den Garlandkessel gegen Süden von der Kotalpe abgrenzt. Der Hauptdolomit ist also um mehr als 200 m nach Süden geschoben worden. Zugleich mit dem Hauptdolomit haben auch die ihm aufliegenden Kössenschichten samt dem Lias diesen Schub nach Süden mitgemacht. Infolgedessen sollte man erwarten, daß sich der Brauneckrücken nach dieser Verschiebung bei der Kotalpe fortsetzen würde. Das ist aber nicht der Fall; vielmehr finden wir bei der Kotalpe statt eines Berg-

rückens eine tal förmige Versenkung, deren Boden um mehr als 500 m tiefer liegt, als der Brauneckgipfel. Schon an der Brauneckschneide selbst haben die Schichtenköpfe des Hauptdolomites eine um etwa 80 m tiefere Lage als an der Brauneckkante, ein Höhenunterschied, der kaum mehr auf Rechnung der Erosion gesetzt werden kann. Es scheint also schon hier mit der horizontalen Verschiebung eine vertikale Senkung verbunden zu sein. Sicher aber ist dieses südlich der Brauneckschneide der Fall, denn die Spongitenkalke, welche sich am Brauneckgipfel noch um 50—60 m über die Schichtenköpfe des Hauptdolomites erheben und somit auch bei der Kotalpe den Hauptdolomit an der Schneide überragen sollten, sind hier überhaupt nicht mehr vorhanden. Zur Erklärung dieser merkwürdigen Tatsache können wir nur tektonische Vorgänge heranziehen. In der Tat finden wir auch am Südabhange der Brauneckschneid einen Längsbruch, in welchem wir sehen, wie die Kössenerschichten gegen den Hauptdolomit abgestürzt sind. Mit ihnen sind ohne Zweifel auch die Spongitenkalke abgesunken und liegen in der Tiefe¹⁾. An die Stelle der Spongitenkalke treten im Hochtale der Kotalpe jüngere Liasschichten, nämlich die Fleckenmergel und ihnen auflagernd die Aptychenkalke des oberen Jura. Sie stehen am westlichen Gehänge des Talkessels gut an, während sie in der Umgebung der Alpenhütten von Moränenschutt bedeckt sind. Da nun weder im hohen Bergrücken zwischen Brauneck und Kirchstein noch sonst irgendwo innerhalb der Zentralmulde Fleckenmergel und Aptychen vorkommen, dagegen im südlichen, gegen die Mulde abgesunkenen Sattel reichlich auftreten, und speziell aus der Gegend der hinteren Krottenalpe über die Finstermünzalpe gegen die Kotalpe vorstreichen, so werden wir sie auch hier nicht als Glieder der Zentralmulde, sondern des Sattelbogens ansprechen müssen. Sie sind also hier vom Hauptdolomit am „Kotigen Stein“ nach Norden gegen die Brauneckschneid hingedrückt und über die versunkenen Spongitenkalke hinweg geschoben worden. Eine gute Stütze für eine derartige Auffassung der Tektonik am Brauneck dürfen wir vielleicht in der merkwürdigen Lagerung

¹⁾ Dieser Niederbruch scheint sich gegen Osten zu wenigstens bis ins Isartal zu erstrecken, denn bis zur Isar hinab fand ich nirgends mehr eine Spur von diesen leicht kennbaren Gesteinen; erst viel weiter südlich auf dem Gebiete des großen niedergeborenen Sattels im Schwarzenbachtale treten sie wieder auf.

des Muschelkalkes erblicken. Geht man nämlich von der Brauneckalpe gegen Südosten auf den „Kotigen Stein“ zu, so trifft man zuerst einen Buckel aus grauen Kössenerkalken, hierauf in einem Längsbruche gegen sie abgestoßen eine Partie Muschelkalk in typischer Ausbildung. Die Schichten zeigen deutlichen Einfall gegen Norden und repräsentieren den südlichen Muldenflügel. Ungefähr 300 m nördlich von dieser Stelle findet man am Fuße des Gehänges wiederum Muschelkalk. Der Zusammenhang dieser beiden, scheinbar ganz isolierten Partien konnte durch einen glücklichen Zufall festgestellt werden. Als vor etwa drei Jahren Herr Prof. Rothpletz auf einer großen geologischen Exkursion mit seinen Schülern diese Gegend besuchte, da sahen wir in einem Graben, der zwischen den beiden Muschelkalkvorkommnissen liegt, den Muschelkalk in der Richtung N. 70 O über die anstehenden Aptychen hinweggeschoben. Ein kurz vorausgegangener heftiger Regenschauer hatte die interessante Stelle frei gelegt. Als ich einige Wochen später den Graben wiederum besuchte, hatte nachrutschendes Gestein die Überschiebungsstelle bereits wieder zugedeckt und seit dieser Zeit ist sie nicht mehr zu beobachten.

Mit dem Muschelkalke wurde natürlich auch der Wettersteinzug nach Norden verschoben; er zeigt sich aber nur mehr in der bereits früher erwähnten aus dem Schutte aufragenden isolierten Felspartie nordwestlich der Kotalpenhütten; die Partnachschichten sind nicht aufgeschlossen.

Am Westabsturz des Braunecks zieht ein weiterer Querbruch durch (Nr. V) Mit ihm hören die verwickelten Verhältnisse, wie wir sie am Brauneck gefunden haben, auf und der nun folgende Teil des Gebirgszuges zeigt auf eine Erstreckung von etwa 2 km, nämlich vom Schrödelstein bis zum hinteren Kirchstein am Beginn des Probstenkessels in vieler Beziehung ruhigere Formen. Die Mulde ist vorzüglich erhalten; mit Ausnahme des Hauptdolomits, der allerdings nur in geringer Menge auftritt, sind alle Formationsglieder vom Muschelkalk an bis hinauf zu den Lias-Hornsteinschiefern gut zu beobachten; aber an Stelle größerer, störender Querbrüche sind horizontale Schichtenbiegungen zu verzeichnen und im Muldenbau selbst ist eine neue Komplikation eingetreten. Zwar zieht der südliche Muldenflügel mit großer Regelmäßigkeit aus der Gegend der hinteren Krotten-

alpe mit leichter nordöstlicher Biegung zur Quengeralpe vor, wo er wieder eine westöstliche Richtung einschlägt, bis er nach einer kleinen nordöstlichen Verschiebung die Bruchlinie Nr. V erreicht, aber die Schichten des Nordflügels haben bedeutend stärkere tektonische Veränderungen erfahren. Betrachten wir seinen Verlauf von Westen her, also aus der Umgebung der Probstensteinwand, so sehen wir, daß er zuerst die Richtung von West nach Ost einhält (N 80 O), nördlich vom neuen Kirchstein angelangt, biegt er nach Nordost ab (N 50 O) und zieht in dieser Richtung ungefähr 800 m weit bis zum „Kirchl“; hier nimmt er, zum zweiten Male abgebogen, die Richtung nach Osten wieder auf (N 90 O), und streicht gegen das Brauneck zu. Muschelkalk und Partnachschiefer begleiten den Wettersteinkalk auf der ganzen Strecke und machen beide Biegungen mit; die Raiblerschiefer sind vielfachen Pressungen ausgesetzt und infolgedessen an vielen Stellen zusammengeschoben und teilweise verdrückt; der Muldenkern, der aus Liasschiefer aufgebaut ist, ist zwar von den gewaltsamen Biegungen der älteren Formationen in Mitleidenschaft gezogen worden; aber zu beachtenswerten Querwerfungen, die sich jedoch nur auf die Mulde zu beschränken scheinen, ist es nur zwischen Stangeneck und Schrödelstein gekommen und die damit verbundene Zertrümmerung der Schichten wird die Ursache zur Bildung des Schrödelkars gewesen sein. Auch zwischen dem vorderen Kirchstein und der Spitzwand sind die Schichten auf kurze Strecken gebrochen.

Die starke Zusammenpressung der Mulde in der Gegend des Schrödelsteins hat zu einer stärkeren Schichtenfaltung und dadurch zur Bildung einer Doppelmulde geführt; ja bei der Loghamalpe hat sich die nördliche der beiden Mulden nochmals aufgewölbt, so daß wir zwischen Brauneck und Stangeneck sogar vier, durch dazwischen gelagerte jüngere Formationsglieder gut getrennte Züge von Wettersteinkalk haben. Die drei nördlichen Züge, die sämtlich dem Nordflügel der großen Zentralmulde angehören, sind durch das vom Schrödelstein herabkommende Kar oberflächlich unterbrochen, aber zu beiden Seiten des Kars stehen sie in hohen Felsen und senkrechten Wänden an. Zwischen dem ersten und zweiten Wettersteinzug — von Norden her gezählt — ist ein schmales, nur 20 — 25 m breites Band von Raiblersandsteinen, aber beide Kalkzüge treten getrennt nur auf eine

Länge von ca. 800 m auf, dann schieben sie sich wieder zusammen und bilden am Kirchl eine einzige, mächtige Felsenmasse. Die Raiblerschichten sind hier ganz aus der Mulde herausgepreßt. Ob sie im weiteren westlichen Verlaufe der Wettersteinwände noch fetzenweise vorhanden sind, oder gänzlich fehlen, konnte ich nicht feststellen, da eine Begehung der außerordentlich zerrissenen und im ganzen und großen fast senkrecht abstürzenden Felswände nicht möglich ist. Auch zwischen dem zweiten und dritten Zuge des Wettersteinkalkes liegen Raiblersandsteine und -Kalke, zusammen in einer Mächtigkeit von etwa 50 m; sie sind aber größtenteils mit Gras überwachsen. Der dritte Wettersteinkalkzug, auf welchem die Loghamalpenhütte — gegenwärtig nur ein Schafstall — steht, ist bedeutend mächtiger als die beiden ersten, und bildet einen Sattel. Sein Weiterstreichen gegen Westen ist nicht unmittelbar zu beobachten, doch zieht er sicher unter den jüngeren Formationen fort, und erscheint wieder als dünner Streifen am Fuße der Spitzwand, wo sich zwischen ihn und den vereinigten beiden ersten Zügen die gelben Rauhwacken und die dolomitischen Kalke der Raiblerschichten einlagern. Bald aber tritt auch dieser dritte Zug an die Seite der beiden andern, und von da an sind die drei Wettersteinzüge des Nordflügels so stark zusammengepreßt, daß sie nur als ein einziger, im Mittel etwa 200 m mächtiger Felsenzug erscheinen.

Die starke Faltung des Gebirges zwischen Brauneck und Kirchstein hat auch zur Bildung von Längsbrüchen geführt.

Sicher nachweisbar ist ein Längsbruch auf dem Südflügel der Zentralmulde am Fuße des Kössenerzuges; denn auf der ganzen Strecke vom Brauneck bis zum hinteren Kirchstein liegen die Raiblerschichten direkt an den Kössenerschichten an, während der Hauptdolomit gänzlich fehlt, wie er ja auch bisher im Südflügel überhaupt noch wenig aufgetreten ist. Aber auch der Kössenerzug macht den Eindruck, als wäre er gegen den Lias abgestürzt. Den merkwürdigen Bau des Südflügels unter dem Stangeneck und Latschenkopf kann man am besten vom Isartale, etwa von der Straße zwischen Wegscheid und Langeneck aus, überschauen. Von dort aus sieht man, wie die mächtigen Wände infolge ihres nördlichen Einfalles manchmal etwas nach Süden überhängen und wie die einzelnen Formationsglieder auch oro-

graphisch geschieden sind. Von den Liasschichten herab zu den Kössenern, den Raiblern und dem Wettersteinkalk, und von hier aus wieder abwärts zu den Partnachsichten und zum Muschelkalke senkt sich der ganze Südflügel der Zentralmulde in riesenhaften Stufen gegen den südlich abgestürzten Sattel hinab. Eine recht interessante Stelle der Mulde findet sich am westlichen Abstieg des Latschenkopfes und am hinteren Kirchstein. Bei letzterem sind die beiden Muldenflügel einander so weit genähert, daß die Spongitenkalke, deren beide Flügel zusammen am Latschenkopf selbst noch eine Mächtigkeit von 300 m besitzen, am hinteren Kirchsteine zu einem nur mehr 30—50 m breiten Streifen zusammengepreßt sind; sie erscheinen als ein schmales Grasband zwischen den steilgestellten grauen Liaskalken. Die gewaltsame Pressung hat aber in dieser Gegend noch eine andere beachtenswerte Erscheinung hervorgerufen. In der Umgebung des „Eiskellers“ stehen die Schichten nicht bloß saiger, sondern sie sind stellenweise sogar überkippt, oder vielleicht auch überschoben, so daß die gelblichen Oolithkalke der Kössenerschichten hier über den Spongitenkalken des Lias liegen; sehr hübsch ist dieses im Eiskeller selbst zu beobachten¹⁾.

Im Nordflügel der Zentralmulde sind zwei Längsbrüche festzustellen. Zunächst sieht man, wie nördlich der Tennenalpe der ganze Komplex der Raiblerschichten — Sandsteine, Rauhwacken und Kalke — gegen den Wetterstein abgebrochen sind und in einem Winkel von 60—70° gegen Süden einfallen, während der Wettersteinkalk senkrecht aufgerichtet ist. Es muß aber zugleich mit den Raiblern auch noch ein Teil des Wettersteinkalkes abgesunken sein; denn da der mittlere Wettersteinzug bei der Loghamalpe auf beiden Seiten von Raiblern flankiert ist, so kann er nur als sattelförmige Aufwölbung aufgefaßt werden und da die Schichten senkrecht stehen, so müßte er, wenn beide Sattelbögen noch vollständig erhalten wären, doppelt so mächtig sein, als der nördlichste der drei Züge. Dieser hat eine Mächtig-

¹⁾ Der Name „Eiskeller“ ist hier eine volkstümliche Bezeichnung einer senkrechten Felsenspalte am Südwestabhang des Latschenkopfes, nicht weit entfernt von der Stelle, wo der Weg vom Latschenkopf auf die Achselspitzen in einer kleinen Biegung über die Felsen hinwegzieht. In die Spalte dringt niemals ein Sonnenstrahl ein, weshalb sich in kühlen Sommern Schnee und Eis vom vergangenen Winter her bis Juli und August zwischen den Felsen halten können.

keit von etwa 100 m und ist hierin dem Wettersteinkalkzug des südlichen Muldenflügels gleich, wie wir denselben auf der gegenüberliegenden Seite des Gebirges südlich vom Schrödelstein antreffen. Aber der hier in Frage stehende mittlere Wettersteinzug bei der Loghamalpe hat kaum die Hälfte — ca. 40 m — von der Mächtigkeit der beiden äußeren Flügelzüge. Deshalb müssen wir ihn als Rest, und zwar als nördlichen Bogen eines gebrochenen Sattels betrachten, dessen südlicher Bogen zugleich mit den aufliegenden Raiblern abgestürzt ist und unter denselben in der Tiefe begraben liegt. Der nun folgende Wettersteinzug — es ist der südlichste von den dreien bei der Loghamalpe — ist wiederum eine sattelförmige Aufwölbung; am Fuße der hohen Wände zu beiden Seiten des Schrödelkars liegen auf diesem Kalke, streifenweise zwischen ihm und die hochragenden, senkrechten Liaswände eingezwängt, noch Raiblerschichten¹⁾, und Hauptdolomit.

Mit der Querverwerfung am hinteren Kirchstein (Nr. VI) beginnt ein neuer Abschnitt des Gebirges, der sich von dem eben betrachteten sofort dadurch unterscheidet, daß die jüngeren Formationsglieder, nämlich Hauptdolomit, Kössener- und Lias-schichten, nicht mehr in langen, geschlossenen Zügen, sondern nur mehr lückenhaft und sozusagen schollenweise auftreten. Die Hauptmasse des Gebirges ist aus Wettersteinkalk und Raiblerschichten aufgebaut, ja, westlich von der Benediktenwand sind sie in Verbindung mit Muschelkalk und Partnachsichten nur mehr allein vorhanden, jüngere Bildungen fehlen dort ganz. Diese Tatsache ist in erster Linie auf eine tiefgehende Erosion zurückzuführen, durch welche diese jüngeren Formationen, die beinahe auf dem ganzen Zuge die höchst gelegenen Partien einnehmen, entfernt und die tieferen Stellen der Mulde frei gelegt wurden. Die starke Erosion wurde ihrerseits wieder ermöglicht und eingeleitet durch die zahlreichen tektonischen Störungen, welche gerade in der Umgebung der Benediktenwand auftreten. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß die Querverwerfungen rasch aufeinander folgen und in Verbindung mit verstärktem Horizontalschub in der Tektonik des Gebirges mannigfaltige Modi-

¹⁾ Diese Raibler konnten auf der Karte wegen des kleinen Maßstabes nicht mehr eingetragen werden.

fikationen hervorgerufen haben. Wohl hat der mächtige Sattel der Benediktenwand dem Drucke der Massen noch so weit widerstanden, daß die Sattelwölbung als solche sich halten konnte, um so mehr aber sind die Schichten am Nordflügel dieser Gewalt erlegen. Die parallel verlaufenden Züge des Muschelkalkes, der Partnachsichten und des Wettersteinkalkes sind hier wiederholt gebrochen und stufenförmig geknickt; dadurch ist beim Muschelkalk und den Partnachsichten der Zusammenhang wenigstens oberflächlich durch ausgedehnte Schutthalden unterbrochen worden.

Betrachten wir nun diese Partie des Gebirges etwas näher, so sehen wir, daß sich der Wettersteinkalkzug des Nordflügels zunächst in zwei Äste spaltet, welche zu unterst Raiblersandsteine, weiter oben im Gehänge Rauhwacken und Kalksteine der Raiblerschichten einschließen. Am Ostabfall der Probstensteinwand zieht ein kleiner Querbruch durch, der sich über die Mulde hinaus nicht erstreckt, wenigstens nicht nachweisen ließ. Aber innerhalb der zentralen Mulde selbst hat er interessante tektonische Verhältnisse geschaffen. Wie bei der Loghamalpe, so tritt auch hier der Wettersteinkalk des Nordflügels in drei Zügen auf, die aber denen bei der Loghamalpe nur teilweise korrespondieren. Der südlichste der drei Züge entspricht allerdings dem südlichen dortigen Zuge und ist, wie jener, ein Sattel; er ist stark zusammengepreßt und infolge der stärkeren Faltung sind die Schichten an dem — hier fehlenden — Sattelbogen nach außen hin ausgewichen. Dadurch hat der hochaufstrebende Fels eine deutlich fächerförmige Schichtenstellung erhalten. Der südliche Sattelbogen taucht unter die Raibler und den Hauptdolomit unter und erhebt sich wieder in der westlichen Gruppe der Achselwände zum südlichen Flügel der Zentralmulde; auch der nördliche Bogen dieses „Wettersteinkalk-Fächers“ unterteuft regelrecht die Raiblerschichten und erhebt sich wieder an der Probstensteinwand; er bildet deren südlichen Absturz und entspricht dem mittleren der drei Kalkzüge bei der Loghamalpe. Dann geht er aber in einen Sattel über, dessen nördlicher Bogen an der großen Längsverwerfung mit den Aptychenkalken des abgestürzten Nordsattels zusammenstößt. Wir haben demnach von den Achselköpfen über den „Wettersteinfächer“ und die Probstensteinwand zwei Mulden und zwei Sättel, während das Querprofil durch die Zentralmulde

bei der Loghamalpe zwei Sättel und drei Mulden aufweist, da der nördliche Sattelbogen sich nochmals aufwölbt. Auf der Höhe der Probstensteinwand ist der Sattel gebrochen und unter dem Wettersteinkalke treten noch die Partnachkalke hervor.

Die wechselvolle Gestaltung, wie sie hier das Gebirge zeigt, hält aber nicht lange an: schon 300 m weiter westlich von der letzten Verwerfungslinie treffen wir einen anderen großen Querbruch (Nr. VII), und bald darauf einen weiteren (Nr. VIII), der uns in das Gebiet der oberen Hausstattalpe führt; wir sind damit zugleich auch an der Benediktenwand angelangt. An diesem 2200 m langen und 600 m breiten, massigen Felsenberg steigen die saiger gestellten Schichten der Nordwand ca. 500 m senkrecht in die Höhe, brechen dann nach Süden ab und zeigen oberhalb der Bichleralpen ein nach Süden gerichtetes Einfallen. Man sieht dort, wie der Wettersteinkalk von Raiblerschichten — Sandsteine und Rauhacken — überlagert ist, an die sich weiter unten der Hauptdolomit anreihet. An einer großen, grubenförmigen Einsenkung — Höllengrube genannt — ist der Muschelkalk freigelegt; er fällt konkordant mit dem Wettersteinkalk nach Süden ein. Dementsprechend haben wir die Benediktenwand, wie es bereits Gumbel richtig erkannt hat, als einen mächtigen Gewölbebau aufzufassen. Doch sind die näheren tektonischen Verhältnisse kaum so einfach, als sie aus der beigegebenen Karte zu sein scheinen. Betrachtet man aufmerksam die Lagerung der Schichten der ganzen Nordwand entlang, d. i. von den Achselspitzen an bis zur Glasscharte, soweit man sie von unten aus, auch mit Zuhilfenahme eines Fernglases sehen kann, so bekommt man vielmehr den Eindruck, daß die Tektonik ziemlich kompliziert sein muß. Möglicherweise wird sie sich durch die Annahme einer, ursprünglich nach Norden überkippten, vielleicht auch überschobenen, aber in sich zusammengebrochenen Längsfalte erklären lassen. Es ist fernerhin sehr wahrscheinlich, daß auch die Querbrüche, welche die beiden Hausstattkessel durchziehen, sich noch in die Benediktenwand hinein fortsetzen; desgleichen hat es den Anschein, als ob der große Längsbruch zwischen der Zentralmulde und dem südlichen, niedergebrochenen Sattelbogen, auch den Südabhang der Benediktenwand noch durchziehen würde, wenn es auch nicht mehr zu einem völligen Absturz des südlichen Bogens der Benediktenwand gekommen ist. Eine

sichere Feststellung der hier angedeuteten Störungen und ihres genauen Verlaufes läßt sich aber gegenwärtig nicht durchführen. Abgesehen davon, daß die Gehänge dieses Berges wegen der Steilheit der Felsenwände und ihrer stark zerklüfteten Formen im allgemeinen schwierig zu begehen sind, fehlen bis jetzt noch die notwendigen geographischen Karten; die gegenwärtig vorhandenen -- auch die großen Steuerblätter (1 : 5000) -- sind viel zu allgemein gehalten und bieten dem Geologen nicht jene Orientierungspunkte, die zu einer ins Einzelne gehenden Spezialuntersuchung unbedingt notwendig sind. Erst wenn einmal eine genaue geographische Aufnahme der Benediktenwand in größerem Maßstabe mit genügend vielen Fixpunkten hergestellt ist, wird es möglich sein, durch genaue geologische Aufnahmen einen klaren Einblick in den Aufbau der Benediktenwand zu gewinnen. Hier muß notwendig die Arbeit des Geographen der des Geologen vorausgehen.

Am Nordfuße der Benediktenwand zieht sich schon von den Achselspitzen her ein Längsbruch hin: die Raiblerschichten sind hier gegen den Wettersteinkalk abgesunken. Außer diesem Längsbruche sind im Benediktenwandgebiete noch zwei große Querbrüche zu konstatieren, der eine -- Nr. IX, -- kommt aus der Gegend der Bichleralpen, streicht durch die obere Hausstattalpe und macht sich besonders durch die Querverschiebung des nördlichen Muldenflügels bei der Tiefentalalpe bemerklich; der andere -- Nr. X -- zieht westlich der Tutzingerhütte durch den unteren Hausstattkessel und hat zur Verschiebung der Schichten am Eibelskopf gegenüber den Tiefentalköpfen geführt. An den beiden erwähnten Stellen hat sich der Wettersteinkalkzug, wenn auch stark verbogen, oberflächlich erhalten; Muschelkalk und Partnachsichten sind jedoch vollständig durchbrochen und von Gebirgsschutt verdeckt. Die Bruchlinie X hat am Westabhang der Hausstattalpe ein vorzügliches Querprofil erschlossen: Direkt an den Wettersteinzug der Benediktenwand hat sich oben auf der Schneid der Hauptdolomit angelagert, während unter ihm die durch den vorhin erwähnten Längsbruch abgesunkenen Raiblerschichten zu sehen sind. An den Hauptdolomit schließen sich die Kössenerschichten an, auf welchen in der Muldenmitte Liaskalke liegen. Die Kössener gehen vom Südflügel der Mulde in schön gebogenen Lagen, aber vielfach zerquetscht in den Nord-

flügel über, der auch die unter ihnen liegenden Hauptdolomitschichten gut erkennen läßt. Wo der sogen. „Abschneider“, d. i. der abgekürzte Weg von der Tutzingerhütte über die Kohlstatt nach Benediktbeuern, die Schneid erreicht, sieht man bereits die obersten Raiblerschichten — Rauhwacken — und von da aus geht man auf der Schneid beständig über die Raibler hinweg, bis man am Eibelskopf den Wettersteinkalkzug des Nordflügels antrifft. Will man aber die hier gut entwickelten Raiblerschichten näher kennen lernen, so muß man von unten her in das dicht bewachsene Gehänge einsteigen, wo man Rauhwacken, Plattenkalke und Dolomite finden kann. Von der Schneid aus kann man den Eibelskopf etwas seitlich links überklettern und findet jenseits desselben einen grasigen Hang, der sich nach Westen zu abwärts senkt und ein etwas sumpfiges Gelände bildet; die Aufschlüsse sind mangelhaft, doch konnte ich die Letten und Mergel der Partnachsichten sicher feststellen. Die folgenden hornsteinreichen Kalke scheinen bereits dem Muschelkalke anzugehören, der hier in ungewöhnlicher Mächtigkeit von ca. 250 m entwickelt ist; er tritt in wohlgeschichteten, zum Teil in dickbankigen, massigen Felsen auf und enthält auch Versteinerungen.

Mit dem nächsten Querbruche (Nr. XI), der durch die Glascharte herauszieht, tritt wieder eine bemerkenswerte Änderung im Aufbau der Zentralmulde ein. Während diese in der Gegend der Benediktenwand relativ breit ist, nimmt sie im Gebiete der Glaswand an Breite rasch ab; sie wird noch stärker zusammengedrückt als zwischen Kirchstein und Brauneck und infolge dieser starken Pressung hat sich auch der Muldengrund wieder aufgewölbt und zur Bildung einer Doppelmulde geführt, die aber zwischen Glasscharte und Orterereralpe viel klarer und deutlicher ausgebaut worden ist, als an der Loghamalpe. Durch eingezwängte Rauhwacken, Sandsteine, Kalke und Dolomite der Raiblerschichten treten die drei Wettersteinzüge gesondert auf; nur in der Gegend des „Bauernwurfes“ berühren sich die beiden nördlichen Züge auf kurze Strecke; überdies sind östlich davon die Raiblerschichten zwischen diesen beiden Zügen durch abgestürzte Wettersteintrümmer fast ganz verschüttet. Die im Glaswandgebiete aufgetretene starke Faltung des Gebirges hat die jüngeren Formationsglieder, die nördlich der Benediktenwand

wenigstens noch restweise erhalten geblieben sind, hier vollständig aus den beiden Mulden hinausgeschoben, und auch vom Hauptdolomit hat sich nur mehr ein geringer Rest in der südlichen der beiden Mulden halten können. Er liegt nördlich der Glasscharte, wo die Mulde noch etwas breiter ist. Von den älteren Formationsgliedern ist in der Gegend der Glaswand wenig zu sehen, nur im Nordflügel der Mulde lassen sich Partnachschichten und Muschelkalk feststellen; erstere erheben sich im „Gamskogel“ bis zu beträchtlicher Höhe: es sind graue derbe Kalke, die nach oben zu in hornsteinhaltige Lagen übergehen; unter den Kalken sind die lettigen Mergel, auf welche wiederum bläuliche Kalke folgen. Dann stehen auf der nach Norden verlaufenden Schneid typische, dickbankige Muschelkalke an; sie endigen an der Verwerfungslinie gegen die Aptychenkalke.

Nach Süden zu geht die Zentralmulde, wie an der Benediktenwand, so auch an der Glaswand in den anliegenden Sattel über. Doch scheinen die Raiblerschichten verdrückt zu sein, wenigstens scheint sich südöstlich von der Orterereralpe, oben auf der Schneid, der Hauptdolomit unmittelbar an den Wetterstein anzulegen. Im Gehänge sieht man im Liegenden des Wettersteinkalkes noch einen Teil der Partnachkalke. Daß der große Längsbruch, der sich an der Nordwand der Achselwände und der Benediktenwand hinzieht, auch noch am Nordabsturz der Glaswand weiter läuft, ist zwar durch den hohen, senkrechten Anstieg dieser Wand sehr wahrscheinlich gemacht, doch gelang es mir nicht, denselben sicher zu beobachten, da die Grenzlinie zwischen Wetterstein- und Raiblerschichten durch Schutt verdeckt ist.

Mit dem Querbruche Nr. XII: — der Bruch am Ostabhang des Schwarzenberges hat in der Mulde selbst keine nennenswerte Verschiebung bewirkt — betreten wir wieder ein neues Gebiet der Zentralmulde. Durch einen gewaltigen Schub, der von Süden her durch den massigen Hauptdolomitstock des Rabenkopfes ausgeführt wurde, ist die Mulde nicht bloß durchbrochen, sondern auch um einen bedeutenden Betrag nach Norden verschoben worden. Die erste Wirkung dieses Schubes ersehen wir bereits an der westlichen Hälfte der Glaswand, die von der ursprünglichen Ost-Westrichtung etwas nach Nord-West abgelenkt wurde. Wir dürfen diese leichte Biegung vielleicht als eine Art

Schleppungserscheinung im Großen auffassen; dann aber tritt der volle Bruch ein, der sich ungefähr in der Richtung gegen Ort hinauszieht; er bringt neue tektonische Verhältnisse: An Stelle der Doppelmulde tritt wieder die einfache Mulde. Ihr nördlicher Flügel baut sich aus Muschelkalk, Partnachschieben und Wettersteinkalk auf, und führt noch Raiblerschieben und einen dünnen Streifen Hauptdolomit mit sich; zugleich hat dieser nördliche Flügel gleich den Schichtenzügen am Eibelskopf und an den Tiefentalerköpfen wieder eine mehr südwestliche Richtung erhalten. Der südliche Muldenflügel fehlt hier; an seiner Stelle sind vom Rabenkopfe her die Kössenerkalke und -Mergel an den nördlichen Muldenflügel heran, und, wie es scheint, über den Südflügel hinweggeschoben worden; dabei wurde der Nordflügel gegen Westen zu keilförmig zusammengedrückt. Doch sind seine Schichtenzüge in den Gehängen gegen den Rabenkopfgraben hinab wegen der reichlichen Schuttbedeckung nur mangelhaft zu beobachten. Ungefähr in der Richtung dieses Grabens tritt eine neue Verschiebung ein, indem sich sogar noch der Hauptdolomit vom Feuereck herab gegen die Zentralmulde vordrängt und fast den Wetterstein des Nordflügels erreicht. Diese Verschiebung leitet zu jener Partie des Benediktenwandgebirges über, die ich als „Kocheler-Berge“ bezeichnen möchte. An ihnen schließt meine Karte gegen Westen ab; doch habe ich meine Untersuchungen noch darüber hinaus, bis an den Kochelsee ausgedehnt, um zu sehen, ob und wie weit sich die bisherige Zentralmulde und ihre beiderseits anliegenden Sättel in der Gegend von Kochel verfolgen resp. feststellen lassen. Da sich jedoch Herr Dr. Knauer diese Gegend zu seinem speziellen Arbeitsgebiete ausgewählt und in seinen „tektonischen Störungslinien des Kesselberges“ die Ergebnisse seiner Untersuchungen bereits veröffentlicht hat, so kann ich von einer nochmaligen Veröffentlichung absehen und darf jeden, der sich für die Gegend bei Kochel näher interessirt, auf die genannte Arbeit Knauers hinweisen. Um aber das tektonische Bild der Zentralmulde, die sich ja bis zum Kochelsee fortsetzt, zu vervollständigen, sollen den bisherigen Erörterungen noch einige Bemerkungen über die Kocheler-Berge beigelegt werden.

Mit der zuletzt erwähnten Verschiebung östlich vom Zwiesel-schrofen betreten wir einen neuen Abschnitt des Benediktenwand-

gebirges und zwar eine Partie größter tektonischer Störungen. Die bisherigen Formationsglieder der Mulde ziehen zwar gegen Westen weiter, sind aber so stark gegen einander verschoben, verzerrt und verstürzt, überdies mit Unmassen von Gebirgs- und Moränenschutt bedeckt, daß es kaum mehr gelingen will, eine klare Vorstellung vom Bau der Zentralmulde zu gewinnen; die zwei hochaufragenden Wettersteinkalkfelsen, nämlich der Zwiesel-schrofen und der Kienstein gehören nach Knauer dem südlichen Muldenflügel an; ihre Fortsetzung treffen wir in dem hohen Wettersteinzug, über den die Kesselbergstraße führt; zwei andere Wettersteinkalkvorkommnisse, nämlich den Stutzenstein und die hohe Wand, die vom Brandenstein aus gegen Westen zu bis zum „Gasthaus zum Kesselberg“ zieht, müssen wir zum Nordflügel der Mulde rechnen, in gleicher Weise die drei isolierten Aufragungen am Kochelsee. Im Inneren der Mulde finden sich noch restweise erhaltene Partien der Raibler- und Kössenerschichten und des Hauptdolomits; eine genauere Beschreibung der Lagerungs-verhältnisse derselben erscheint mir zwecklos zu sein, da ja nur die Karte Knauers allein einen deutlichen Überblick über die-selben zu geben vermag. Aus der genannten Karte sieht man aber nicht bloß die in der Mulde vorhandenen Störungen, sondern man erhält auch sofort einen Einblick in die Ursache dieser Störungen. Knauer konnte feststellen, daß von Süd-West her, d. i. aus der Gegend zwischen Herzogstand und Walchensee zwei im großen und ganzen parallel laufende Verwerfungslinien herausziehen, welche die Zentralmulde etwa unter einem Winkel von 45° durchschneiden, und hierauf wahrscheinlich nach Nord-Ost weiterstreichen. Da nun das große Störungsgebiet bei Kochel sich gerade auf jene Teile der Zentralmulde erstreckt, welche zwischen den beiden Verwerfungslinien Knauers liegen, so werden wir eben in der Kombination des Muldenbaues mit den ihn schräg durchkreuzenden großen Diagonalverwerfungen die Ursache der vorliegenden tektonischen Störungen selbst erblicken müssen¹⁾.

¹⁾ Der Ansicht Knauers, daß in den Bergen bei Kochel Muschelkalk und Partnachschiefer nicht mehr vorkommen, möchte ich mich vorläufig nicht anschließen. Doch kann ich meine gegenteilige Anschauung ebenso wenig, wie Knauer die seinige, durch Fossil-Belege beweisen, da wir beide keine Fossilien gefunden haben. Die betreffenden Schichten scheinen fossil-leer zu sein. Es handelt sich in erster Linie um die Partien im Westen der gestörten Zone, also

b) Tektonik der beiden niedergebrochenen Sättel.

1. Der nördliche Sattel.

Der Ausdruck „nördlicher Sattel“ soll hier vorderhand eine allgemeine Bezeichnung der Trias-, Jura- und Kreidebildungen sein, die sich zwischen der zentralen Mulde und dem Flysch-

westlich jenes großen Diagonalbruches, der hart am Brandenstein vorbeizieht. Zwischen dieser Bruchlinie und der Kesselbergstraße haben wir nach meiner Auffassung wieder ziemlich regelmäßigen Muldenbau, nur ein Teil des südlichen Flügels fehlt. Dieser schließt mit dem Wettersteinzuge ab, an dessen Fuß sich die neue Kesselbergstraße hinzieht, nachdem sie von der ersten großen nach Osten gezogenen Schleife bei Höhenpunkt 63 (siehe Positionsblatt Nr. 837: Kochel) wieder nach West umgebogen hat. Der Wettersteinzug des Nordflügels geht von Brandenstein aus und zieht in einem leichten Bogen gegen Westen, erreicht in der Nähe des „Gasthauses zum Kesselberg“ die Straße und ragt noch jenseits derselben als isolierter Fels empor. Zwischen den beiden Wettersteinflügeln finden sich die Raiblerkalke, der Hauptdolomit und die Kössenerschichten, aber alles ist sehr unruhig gelagert und teilweise stark zertrümmert. Unter dem nördlichen Wettersteinzuge treffen wir nun die Partnachsichten und regelrecht unter sie einfallend den Muschelkalk. Letzterer ist durch einen kleinen Graben, ca. 600 m östlich von „Gasthaus zum Kesselberg“ sehr gut aufgeschlossen, und steht auch in nächster Nähe in einer hohen Wand mit einem kleinen, neu angelegten Steinbruche an. Dem Muschelkalk sind nördlich die Aptychen vorgelagert; ich konnte sie wenigstens an einer Stelle gut beobachten.

Was mich nun veranlaßt, die fraglichen Felspartien als Muschelkalk resp. Partnachsichten zu betrachten, ist dieses:

1. liegt die ganze Gegend nicht mehr innerhalb der Störungszone Knauers, und deshalb steht zu erwarten, daß hier der regelrechte Muldenbau noch erhalten ist, wie er ja auch sonst gerade auf dem Nordflügel der Zentralmulde vom Brauneck her trotz aller tektonischen Störungen immer wieder erkennbar ist.

2. Es liegen hier, wie auch sonst fast den ganzen Gebirgszug entlang, die niedergebrochenen Aptychenkalke am Muschelkalk der Zentralmulde; nur an der Probstwand haben wir eine Ausnahme, weil dort der Wetterstein des Nordflügels nochmals sattelförmig unbiegt.

3. Nirgends im ganzen Gebirgszuge treten an der Bruchlinie der Zentralmulde im Nordsattel Raiblerschichten auf. Diese finden sich außerhalb der Mulde erst weit draußen an der Flyschgrenze, resp. an der Grenze der unter dem Flysche aufsteigenden Jura- und Kreideschichten.

Faßt man also die Schichten nördlich vom Wettersteinkalk des Brandensteins als Partnachsichten und Muschelkalk auf, so stimmt das sowohl mit der regelrechten historischen Aufeinanderfolge der Formationsglieder, als auch mit den übrigen tektonischen Verhältnissen des Benediktenwandgebirges, wenn wir von der Knauer'schen Störungszone absehen wollen. Halten wir uns aber an die Auffassung Knauers und nehmen wir jene Ablagerungen als Raiblerschichten, so kommen wir mit der ganzen bisherigen Tektonik des Gebirges in Konflikt.

gebirge befinden; denn schon für die östlichen Teile dieses Gebietes, die sich bei Lenggries aus dem Isartale erheben, hat das Wort „Sattel“ nicht seine volle Bedeutung, da wir es dort offenbar nicht mit einem vollständigen Sattelbogen zu tun haben, sondern nur mit dem nach Süden abfallenden Aste eines solchen. Das Mittelstück des Sattels, das eigentliche Gewölbe, sowie der nördlich absteigende Bogen des Sattels fehlen; sie sind durch die große Längsverwerfung, in welcher der Flysch gegen die Trias abgebrochen ist, in die Tiefe hinabgedrückt worden. Da die Mächtigkeit des erhaltenen südlichen Astes beim Anstieg des Gebirges ca. 1500 m beträgt, so müßte der ganze Sattel, wenn er noch erhalten wäre, eine Spannweite von mindestens 3 km haben. Die noch erhaltenen Reste des ehemaligen Sattels beginnen zu unterst mit den Raiblerschichten des Vorderleitensberges, genau ^{nördlich} östlich von Lenggries; auf diese folgen regelrecht Hauptdolomit und Kössenerschichten, hierauf Lias und Aptychen; sie fallen im allgemeinen mit einem wechselnden Winkel zwischen 50 und 90° nach Süden gegen die zentrale Mulde ein. Letztere geht also nicht unmittelbar in diesen Sattelbogen über, sondern dieser ist durch den bereits wiederholt erwähnten Längsbruch tektonisch von der Mulde getrennt und gegen sie abgesunken. Mit diesem Absinken in rein vertikaler Richtung scheint sich auch noch eine Horizontalbewegung gegen die Zentralmulde verbunden zu haben; denn die Liasschichten, die beim Anstieg des Gebirges in einer Mächtigkeit von ca. 600 m auftreten, verengern sich in ihrem westlichen Weiterstreichen sehr rasch und werden zwischen dem Muschelkalk der Mulde und dem Hauptdolomite des Kogelberges keilförmig zugespitzt; sie sind also hier in horizontaler Richtung zusammengedrückt worden. Daher kommt es, daß gerade hier die reichlich in den Fleckenkalken und -mergeln enthaltenen Versteinerungen so auffallend stark deformiert sind: sie sind vielfach platt gedrückt, in die Länge gezogen und verbogen, nicht selten vollständig zertrümmert, aber durch Absatz von Kalkspath in den Sprüngen wieder ausgeheilt. Auch ist gerade in den Liasschichten die Fallrichtung wenig konstant, der Schichtenbau ist unruhig und auf große Strecken von Gebirgsschutt bedeckt; das ganze Gelände macht den Eindruck, als wäre ein Teil desselben infolge des erwähnten Horizontalschubes nach abwärts in die Tiefe hinunter gedrückt worden. Auf diese Ver-

mutung führt uns auch die Tatsache, daß die Spongitenkalke fehlen. Auf die Kössenerschichten folgen sofort die tonigen und mergeligen Liasgesteine, nach den Spongitenkalken aber sucht man umsonst. Halten wir nun den Gedanken fest, daß die einzelnen Formationsglieder außerhalb der Mulde identisch sind mit den gleichen Formationsgliedern innerhalb der Mulde und daß sie nur durch rein lokale Lagerung von denselben getrennt sind, oder besser gesagt, daß sie nur durch tektonische Vorgänge von denselben losgerissen worden sind, so steht zu erwarten, daß die Formationsglieder der Zentralmulde auch außerhalb derselben in der gleichen Reihenfolge und Ausbildung auftreten werden, wie innerhalb derselben. Da nun die tiefsten Horizonte des Lias, nämlich die grauen, massigen Kalke und die Spongitenkalke, die am Brauneck und Kirchstein in vorzüglicher Ausbildung vorhanden sind, auf dem ganzen Nordsattel oberflächlich fehlen, so werden wir annehmen müssen, daß sie wenigstens in der Tiefe vorhanden sind und eben nur durch tektonische Ereignisse in ihre jetzige Lage gebracht wurden. Zugleich mit diesen Liasschichten scheinen auch die am Brauneck auftretenden grauen Kalke und gelben Oolithkalke der Kössenerschichten im Nordsattel in die Tiefe hinabgedrückt worden zu sein, wenigstens gelang es mir nicht, sie als anstehendes Gestein aufzufinden.

Gehen wir von den Isartalgehängen etwas weiter nach Westen, so treffen wir am vorderen und hinteren Leiterberg eine für die tektonische Untersuchung des Gebirges ungeeignete Gegend: mächtige Lagen von Gebirgsschutt und Moränen bedecken den Boden so vollständig, daß man vergebens nach anstehendem Gesteine sucht; nur der „Tiefengraben“ im Längental hat die Felsen des Hauptdolomites angeschnitten, die man zugleich mit den Raibler Rauhwacken auch bei der Gabrielalpe im Arzbachgraben antrifft. Erst weiter westlich, zwischen Längental und Tiefental haben wir wiederum günstiges Terrain. Doch haben sich die tektonischen Verhältnisse nicht wesentlich geändert; unbedeutende Verschiebungen treten aber auf, und wir sehen, daß die Raiblerschichten in etwas geringerer Mächtigkeit als an der Isar erscheinen, während der Hauptdolomitzug an Breite gewinnt und in muldenartigen Vertiefungen etwas Kössenerschichten aufnimmt; die Juragebilde ziehen in breiten Streifen über den Rücken des Längenberges fort. Am Gurneck und

Eibelsbach ist der Hauptdolomit und die ihm aufliegenden jüngeren Formationen bedeutend nach Süden gegen die Zentralmulde geschoben; das nördlich von ihm gelegene Gelände ist ein Gebiet mächtigster Moränenbedeckung, das nur in den klammartigen Einschnitten des Sattelbaches und Lainbaches außer dem Flyschgesteine anstehendes Kreide- und Juragestein mit etwas Kössenerschichten aufweist. Auf die genauen stratigraphischen Aufnahmen der beiden Stellen durch Rothpletz konnte bereits hingewiesen werden. Hier interessiert uns aber im besonderen die tektonische Stellung dieser Schichtenfolge zum großen Nordsattel der Zentralmulde. Um nun diese an den beiden etwas schwierigen Stellen mit Sicherheit feststellen zu können, müssen wir von tektonisch unzweideutigen Lokalitäten ausgehen und allmählich auf die schwierigen Punkte hinarbeiten. Wir gehen also wiederum nach Osten zurück bis zu den Isartalgehängen. Dort haben wir gesehen, daß der Nordsattel nach unten zu mit den Rauhwacken der Raiblerschichten abschließt und wir konnten das Fortstreichen dieses markanten Schichtenzuges über den Klausenkopf zum Waxenstein und zu den hohen Wänden am Sattelkopf verfolgen. Von da an bedeckt nun Moräne und Gebirgsschutt das anstehende Gestein, bis uns dasselbe in der bisherigen Streichrichtung in der Tiefe des Sattelbaches wiederum begegnet. Es gehören somit die Raiblerschichten im Sattelbache dem langgestreckten Rauwackenzuge an, der das Liegende des Sattelbogens dieser Gegend bildet. Dem entsprechend werden wir die Kreide- und Liasbildungen im Sattelbache trotz ihrer unmittelbaren Anlagerung an die Raibler, tektonisch von diesen und damit vom großen Nordsattel trennen und zwischen ihnen die Längsbruchlinie durchziehen müssen, durch welche im Isartale Flysch und Trias-Jura voneinander geschieden sind. Wir werden also annehmen müssen, daß Kreide und Lias im Sattelbache unter dem Flysche heraufkommen und die Verhältnisse sind dann am Südrande der Flyschzone ähnlich wie am Nordrande, wo dem ganzen Stallauertale entlang wenigstens noch Eozän und Kreide unter dem Flysche auftauchen. Eine gute Stütze für diese Auffassung finde ich darin, daß auch weiter westlich, nämlich an der Mündung des Saulachgrabens in dem Kalmbach bei Kochel am Südrande der Flyschzone Kreide und Jura heraufkommen; erstere ist in Form dunkler, blaugrauer

Mergel, letzterer als dünn-schichtige fleckige Kalkmergel und als graue Kalke entwickelt. Daß im Sattelbache die Lagerung unregelmäßig ist, indem der Lias zwischen Kreide und Flysch liegt, kann uns wohl nicht irre machen, da ja derartige lokale Störungen in unserem Gebiete des öfteren vorkommen.

In der Schmiedlaine finden wir am Fuße der hohen Hauptdolomitwand, über welche der große Wasserfall niederstürzt, wiederum Raibler Rauhacken. Aber sie sind hier nicht als anstehender Fels vorhanden, sondern liegen zugleich mit linsenförmig zusammengepreßten Hauptdolomitstücken trümmerweise in flachgelagerten, stark gestreckten, verzerrten tonigen Massen von schmutzigbrauner bis graugelber Farbe. Dieser Ton enthält eine große Menge meist eckiger, scharfkantiger Hohlräume; in einzelnen liegen noch Reste von eckigen Dolomitstücken, auch Reste von Stücken aus den in der Nähe anstehenden schwarzbraunen Kreidemergeln. Daraus werden sich die Hohlräume so erklären lassen, daß in jedem Hohlraum vorher ein seiner Form und Größe entsprechendes Stücklein Dolomit resp. Mergel gelegen war, das aber später verwitterte, sich gänzlich auflöste und durch die Tätigkeit des fließenden Wassers ausgeschwemmt wurde. Die im Tone eingeschlossenen Stücklein von Kreidemergel sagen uns, daß sich der Ton erst nach der Kreidezeit, vielleicht erst nach Aufrichtung der kretazischen Schichten in der Tertiärzeit hier ablagerte. Diluvialen Alters scheint er nicht zu sein. Denn obwohl in der ganzen Umgebung sehr viel Moränenmaterial abgelagert ist, so gelang es mir doch nicht, im Tone selbst solches zu finden. Vielleicht ist er erst bei einer der letzten tektonischen Bewegungen des Gebirges unmittelbar vor Eintritt der Eiszeit in Form dickschlammiger Massen aus der Tiefe heraufgepreßt worden. Näheres läßt sich vorläufig nicht sagen. Wichtig sind aber für die Tektonik die im Tone eingeschlossenen Raiblertrümmer, denn sie weisen mit großer Wahrscheinlichkeit darauf hin, daß man in mäßiger Tiefe anstehendes Raiblergestein antreffen würde; das könnte aber nur die Fortsetzung der Raiblerschichten vom Sattelbache her sein. Ist das der Fall, dann haben sich die Aptychenkalke und Kreideschichten durch einen Druck von Norden her auf den in die Tiefe hinabgepreßten Raiblerzug hinaufgeschoben. Daß ein solcher Druck wirklich stattgefunden hat, geht ja mit Sicherheit aus der Tektonik dieser

Gegend hervor. Die Liasschichten des Schmiedlaingrabens gehen bis zum Sattelbache hinauf. Sie sind an der Mündung dieses Baches in die Schmiedlaine zwar etwas verbogen, aber an besseren Stellen zeigen sich dünn-schichtige graue Kalke und blaugraue fleckige Mergel, die mit ca. 40° nach Norden einfallen. Nun kommt ein Längsbruch, denn die jetzt auftretenden weißlichen Kalke im Schafflesgraben selbst fallen mit ca. 50° nach Süden ein; sie gehören bereits der Kreide an und unterlagern regelrecht die ebenfalls nach Süden einfallenden obenerwähnten dunklen Kreidemergel; auf diesen liegt wiederum eine mächtige Kalkbank, deren Gestein gleich den Schichten im Schafflesgraben ebenfalls konglomeratische Ausbildung zeigt; dann folgen wiederum die dunklen Mergel, aber mit Einfall nach Norden, und unter ihnen liegen, wie gewöhnlich stark verborgen, die roten Aptychenkalke, die in einem Längsbruche gegen den Hauptdolomit abgestoßen sind. Daß dieser südliche Zug der dunklen Kreidemergel, der zugleich mit den Aptychen im unteren Kohlstattgraben sehr schön freigelegt ist, regelrecht in die Aptychen übergeht, erkennt man daraus, daß sich im genannten Graben einzelne Bänke finden, die zum Teile noch aus der roten Kalkmasse der Aptychen, zum Teile bereits aus der Mergelmasse der Kreideschichten bestehen. Es sind also unmittelbare Übergänge vorhanden. Es bilden demnach die Kreideablagerungen an der oberen Schmiedlaine eine Mulde und wenn die zwei Kalkbänke im Hangenden und Liegenden des nördlichen Mergelzuges identisch sind — was zwar recht wahrscheinlich, aber doch nicht ganz sicher ist — so haben wir zur Mulde auch noch den anschließenden, aber nach Norden überkippten Sattelbogen; darauf scheint auch die Tatsache hinzudeuten, daß der nördliche der beiden Mergelzüge bedeutend mächtiger ist, als der südliche.

In den Rauhwackentrümmern, die hier im Tone eingebettet liegen, haben wir die letzten, kümmerlich erhaltenen Reste des nördlichen Raiblerzuges. Vom Lainbach nach Westen zu konnte ich im Norden der Zentralmulde nirgends mehr anstehendes Raiblergestein antreffen; erst am Ufer des Kochelsees, beim Gipswerke, treten die Raibler wieder auf. Wie ich es nun im Sattelbachgraben getan habe, so ziehe ich auch an der Schmiedlaine die große Bruchlinie des der Zentralmulde vorgelagerten Nordsattels gegen das noch weiter nach Norden vorliegende

Gebirge unter den Raiblern, oder besser gesagt — weil ja diese eigentlich in der Tiefe liegen — unter dem Hauptdolomite durch. Die unterhalb des großen Wasserfalles liegenden Aptychenkalke, die Kreideschichten und die mächtig entwickelten Liasgebilde trenne ich vom Sattel ab und bringe sie tektonisch mit dem Flyschgebirge in Verbindung. Wie am Sattelbache, so nehme ich auch an der Schmiedlaine an, daß die erwähnten Schichten unter dem Flysche keraufkommen; ich fasse sie also als Fortsetzung der Schichten im Sattelbache.

Der große Querbruch, der von der Glaswand herauszieht, leitet zu einem tektonisch einfachen Gebiete über: zum ersten Male begegnet uns hier der an die Zentralmulde angegliederte Sattel in unverstümmelter Form. Den Kern des Sattels bildet der Hauptdolomit des Schwarzenberges, beiderseits legen sich an ihn die Kössener-, Lias- und Aptychenschichten an, doch sind letzte am nördlichen Sattelbogen mächtiger entwickelt als am südlichen. Am Ostfuße des Schwarzenberges findet sich ein stark versumpftes Gelände — man geht um dasselbe herum, wenn man von der Kohlstatt auf dem „Abschneider“ zur Tutzingerhütte geht — vielleicht liegen hier unter der feuchten Humusdecke die obersten Schichten der Raibler; eine sichere Feststellung derselben war mir aber bisher mangels guter Aufschlüsse nicht möglich.

Mit dem nächsten Querbruche werden die hübschen Verhältnisse am Schwarzenberge wieder vollständig umgeworfen. Raibler, Hauptdolomit und Kössener fehlen vollständig. Die ganze Gegend zwischen dem nördlichen Muschelkalkzuge der Zentralmulde und dem Flyschgebirge wird von den Aptychenkalken in Beschlag genommen; nur an einer Stelle scheint zwischen ihnen etwas Liasgestein heraufzukommen. Sichere Aufschlüsse im anstehenden Gebirge sind nur wenig vorhanden, ungeheure Massen von Felstrümmern, die von den hohen Muschelkalk- und Wettersteinwänden der Mulde niedergebrochen sind, bedecken weit und breit das Gelände. Aus diesem Grunde war es mir auch nicht möglich die tektonische Stellung dieser Aptychen zum Nordsattel festzustellen; wahrscheinlich sind sie die unmittelbare Fortsetzung der Aptychen bei der Kohlstatt und gehören somit dem nördlichen Bogen des Sattels an. Ist diese Vermutung richtig, dann ist hier der ganze südliche Sattel-

bogen samt dem eigentlichen Gewölbe nach Süden gegen die Zentralmulde abgestürzt, während umgekehrt an der Isar der nördliche Sattelbogen samt dem Gewölbe zugleich mit dem Fylsch abgesunken ist.

Aus allem, was über die Tektonik des großen Nordsattels gesagt worden ist, geht deutlich hervor, daß sein Aufbau keineswegs so einfach ist, als es auf den ersten Blick erscheinen könnte.

2. Der südliche Sattel.

Den tektonischen Aufbau der südlich von der zentralen Mulde gelegenen Gegend klar zu legen, ist teilweise noch schwieriger als eine Darlegung der Tektonik des nördlichen Geländes, und wir sind deshalb wiederum gezwungen, mit unserer Betrachtung an einer möglichst deutlichen Stelle einzusetzen und von derselben aus den Aufbau weiter zu verfolgen. Eine solche unserem Zwecke entsprechende Stelle haben wir an der Benediktenwand. Wir haben bereits bei der Besprechung der Zentralmulde gehört, daß dieselbe an der Benediktenwand in den anliegenden Sattel übergeht. Mag dieser Berg auch in seinen Einzelheiten ziemlich kompliziert sein, im großen und ganzen genommen stellt er eben doch ein mächtiges Gewölbe dar, an dessen südlich absteigenden Bogen Raiblerschichten und Hauptdolomit konkordant auf dem südwärts geneigten Wettersteinkalk liegen. Zwar sind die genannten jüngeren Formationen auf der Kammhöhe der Wand nicht mehr vorhanden, aber wir können uns doch vorstellen, daß sie sich ursprünglich über sie hinweg gewölbt haben, und daß sie erst durch spätere Vorgänge entfernt worden sind. Vielleicht ist diese Vorstellung nicht ganz richtig, jedenfalls aber sind die Raiblerschichten am Südabhang der Benediktenwand identisch mit den Raiblerschichten, die im Hausstättkessel am Nordfuß der Wand liegen. Letztere ziehen nun in der Mulde gegen Osten weiter, helfen unter mancherlei Biegungen und Brüchen den Südflügel der Mulde aufbauen und sind von Hauptdolomit, Kössener- und Juraschichten überlagert; in gleicher Weise streichen aber auch die Raibler vom Südabhang der Wand nach Osten weiter bis zum „langen Eck“ an der Isar, und sind ebenfalls regelrecht von Hauptdolomit und Kössenerschichten, und im Jachenauertale auch noch von Lias und Aptychen überlagert. Da nun die Raiblerschichten zu beiden

Seiten der Benediktenwand die zwei absteigenden Äste eines und desselben Sattels sind, so werden wir auch deren beiderseitige östliche Fortsetzungen, nämlich den Raiblerzug am Südflügel der Zentralmulde und den Raiblerzug im Schwarzenbachtale als die zwei absteigenden Äste eines, und zwar des nämlichen Sattels auffassen müssen, nämlich des bis zur Isar ziehenden Sattels der Benediktenwand. Weil nun die Benediktenwand nichts anderes ist, als der an die Zentralmulde angegliederte große Südsattel, so haben wir auch das ganze zwischen der großen Mulde und dem Schwarzenbach gelegene Gebiet als einen Sattel aufzufassen, der sich nach Norden zu an die Zentralmulde angliedert. Wir müssen uns also vorstellen, daß ursprünglich, d. h. bevor die jetzigen komplizierten Verhältnisse eintraten, der Südflügel der Zentralmulde sich wiederum zu einem mächtigen Sattel aufwölbte, der in einem breiten Bogen die ganze Gegend überspannte und sich erst im Schwarzenbachtale wieder abwärts senkte, um von dort aus neuerdings in eine Mulde überzugehen, (Jachenauermulde). Das Gewölbe südlich der Zentralmulde besaß demnach — von Raiblern zu Raiblern gemessen — eine Spannweite von ca. 2500 m. Es ist nun leicht begreiflich, daß ein derartig weit gespanntes Gewölbe sein eigenes Gewicht kaum mehr zu tragen vermag, daß es aber notwendig zusammenbrechen muß, wenn die zwei anliegenden Mulden, oder auch nur eine einzige von ihnen dem gewaltigen Seitendrucke des Gewölbes nicht mehr Stand halten kann. Vom mechanischen Standpunkte aus betrachtet, ist der ganze Vorgang genau derselbe, wie er stattfindet, wenn der weit gespannte Bogen einer steinernen Brücke zusammenstürzt, so bald eines der Widerlager der Gewalt des Seitendruckes gewichen ist. Nun scheint wohl die Jachenauermulde dem wuchtigen Drucke unsers Felsengewölbes genügend Widerstand entgegengesetzt zu haben¹⁾, aber bei der

¹⁾ Eigentliche Brüche scheint zwar die Jachenauermulde in ihrem östlichen Verlaufe nicht mehr erlitten zu haben, aber ohne alle tektonische Horizontalstörung ist es nicht abgegangen. Es sind bedeutende Schichtenbiegungen festzustellen, welche, entsprechend dem von Süden herkommenden Druck, nach Norden gerichtet sind. Der Zug der Kössenschichten und der ihm anliegenden Liasgesteine biegt sich schon beim Eintritt in das Gebiet der Karte unter dem Langenecksattel etwas nach Nordost auf, zieht dann in östlicher Richtung weiter bis zur Einöde Fleck, wo er zwischen Fleck und Letten eine zweite Verschiebung

Benediktenwandmulde war dieses nicht der Fall. Wir sehen aus der Karte, daß die Mulde vom Brauneck an bis zur Isar immer enger und enger wird, daß selbst der Wettersteinzug, der doch der widerstandsfähigste Teil des nördlichen Gewölbepfeilers ist, vielfach gebrochen und in seinen Teilen horizontal verschoben ist und in der Gegend der Kotalpe fast ganz in die Tiefe gepreßt wurde. So erklärt sich die erste und zugleich bedeutendste tektonische Störung des großen Südsattels: er ist beinahe in seiner ganzen Längenerstreckung, nämlich vom Isartale bis zur Benediktenwand gebrochen und in sich zusammengestürzt.

Zu dieser ersten tektonischen Unregelmäßigkeit kommt eine zweite, nämlich die Änderungen in der Streichrichtung der Schichten. Anfangs ziehen die beiden Antiklinallinien parallel nämlich von Murbach zum Brauneck und vom Langeneck bis in die Gegend der Duftalpe. Beide Flanken halten hier die Richtung ca. N. 70 O ein; dann biegt sich die südliche etwas nordwärts auf und zieht ca. N 80 W bis zur Benediktenwand, während die nördliche mit einer kleinen Horizontalverschiebung nach Süden die bisherige Zugrichtung beibehält; sie ändert dieselbe aber bei den Achselspitzen und stellt sich wieder parallel zur südlichen Flanke.

Gehen wir nun von der Betrachtung der allgemeinen tektonischen Verhältnisse am Südsattel zu den Einzelheiten über, wobei wir von dem bereits besprochenen Aufbau der Benediktenwand und Glaswand absehen wollen!

Überschauen wir zunächst das große Einbruchgebiet zwischen der Zentralmulde und dem Raiblerzug am Schwarzenbach, so können wir trotz aller Verschiebung und Verzerrung der Schichten das durch den Niederbruch des Sattels neu entstandene tektonische Bild wenigstens in den Hauptzügen noch erkennen. Wir sehen, daß das ursprüngliche Gewölbe durch einen gewaltigen Riß in zwei ungleiche Hälften zerborsten ist, und die Schichten, die es aufgebaut hatten, liegen jetzt in Form zweier

nach Norden erleidet; etwa 2 km weiter östlich tritt eine dritte nördlich gerichtete Verschiebung ein und bald darauf beim „kalten Wasser“ eine vierte, bis schließlich bei der Landerermühle der vollständige Bruch zu erfolgen scheint. Die eben angegebenen Verschiebungen sind besonders hübsch zu beobachten an der senkrechten Felsenmauer der Kössenerkalkte, welche gegenüber der Landerermühle ansteigt und sich nach Westen zu bis nördlich von Fleck hinzieht.

verstümmelter Mulden darnieder. Der Zug der Raibler Rauhwacken, der teilweise in hohen Wänden anstehend, von der Mündung des Filzgrabens in den Murbach gegen das Brauneck hinaufzieht, bildet den nördlichen Flügelaufbruch der südlichen dieser beiden Mulden. Auf den Raiblern liegt in breiter Mächtigkeit der Hauptdolomit, in dessen welligen Vertiefungen im Filzgraben und in der Eselau dünne Streifen von Lias- und Kössenergestein eingeklemmt sind. Am Südabhang des Eselau-berges erscheint wieder Lias, hierauf die Aptychenkalke; diese bilden die Muldenmitte und unter ihnen tauchen Lias- und Kössenerschichten des Südflügels auf, während der nun zu erwartende Hauptdolomit durch den Längsbruch am Schwarzenbach abgeschnitten ist.

Die nördliche der beiden Einbruchsmulden beginnt im Nordflügel ebenfalls mit den Raiblerschichten, die sich gleich dem sie überlagernden Hauptdolomit an den Wettersteinkalk des Waxensteins anlehnen. Es ist dieses die bereits früher besprochene Stelle. Auf den Hauptdolomit folgt bei der Krainbauernalpe ein Streifen Kössenergestein, dann in breiter Zone der Lias. Er gehört wahrscheinlich beiden Muldenflügeln an und die Muldenmitte dürfen wir vielleicht in der Richtung des oberen Murbaches suchen. Aptychenkalke konnte ich im Gehänge nicht mehr auffinden, wohl aber sind sie weiter oben bei der Kotalpe vorhanden. Vom Hauptdolomit und Kössenerschichten des Südflügels ist oberflächlich nichts erhalten; gehen wir von der Kotalpe nach Westen weiter, so treffen wir südlich der Zentralmulde eine breite Zone Aptychenkalke, die die Fortsetzung der Aptychen an der Kotalpe sind; unter ihnen tauchen streifenweise Lias und Hauptdolomit herauf; es ist also von der Finstermünzalpe bis zum Beigenstein nur der Kern der Mulde erhalten, während die beiden Flügel in der Tiefe liegen; am Beigenstein aber tauchen Kössener und Lias des Nordflügels wieder auf, der Südflügel aber kommt auch hier nicht mehr zum Vorschein. Westlich vom Beigenstein, bei den Scharnitzalpen, ist die ganze Mulde verdrückt; der Hauptdolomit vom südlichen Bogen des großen Sattels hat sich samt den Raiblerschichten, und, wie es scheint, noch über diese hinweg, an den Muschelkalk der Zentralmulde hingeschoben. Die Berührungsstelle zwischen beiden ist aber nicht direkt zu sehen; es ist also möglich, daß

unter dem Schutte bei der hinteren Scharnitzalpe noch Raiblerschichten liegen.

c) Geologisches Alter der tektonischen Störungen
unseres Gebirges.

Am Schlusse unserer tektonischen Betrachtungen soll noch kurz die Frage nach dem geologischen Alter der Störungslinien in unserem Gebirge berührt werden. Es versteht sich aber wohl von selbst, daß es sich dabei nur um jene Längs- und Querverwerfungen handeln kann, welche für die jetzige Ausgestaltung des Gebirges Ausschlag gebend waren, und daß die kleineren tektonisch unwichtigen Störungen außer acht gelassen werden müssen. Die angeregte Frage kann nun von einem doppelten Gesichtspunkte aus betrachtet und deshalb auch in zwei Unterfragen abgeteilt werden, nämlich:

1. in welcher Reihenfolge sind die großen tektonischen Störungen unseres Gebirges erfolgt?

2. in welche geologische Periode müssen sie verlegt werden?

Bei der Beantwortung der ersten Frage müssen wir vor allem den Grundgedanken festhalten, daß die Alpen ein Faltengebirge sind, und daß somit die durch Horizontalschub herbeigeführte Aufrichtung der Schichten in Faltenform erfolgte. Dementsprechend bestand die erste Lagerungsstörung des ursprünglich horizontalen Bodens darin, daß er sich zu Sätteln und Mulden aufwölbte, die bei zunehmendem Drucke mehr und mehr zusammengepreßt wurden; es machte sich also die Wirkung des horizontalen Druckes in erster Linie an jenen Stellen geltend, welche nach den Gesetzen der Mechanik dem Drucke den geringsten Widerstand entgegenstellen konnten. Das sind bei flachen Faltungen die Stellen zwischen Sattel und Mulde, also die absteigenden Sattelbögen oder, was das Gleiche ist, die aufsteigenden Muldenflügel, bei engen Faltungen aber sind es Muldengrund und Sattlrücken. Weil es nun in der Natur der Faltenform liegt, daß sich Muldengrund und Sattlrücken und deren aufsteigende resp. absteigende Flügel der Falte entlang ziehen, so werden die ersten großen Brüche in einem Faltengebirge eben den Falten entlang ziehen, d. h. es werden Längsbrüche sein. Aus der Tatsache, daß die Gebirgsfalten eine Länge bis zu 100, ja sogar bis zu 150 und 200 km erreichen, erklärt

es sich, daß auch die großen Längsbrüche eine so überraschende Ausdehnung aufweisen und sich über weite Gegenden hin erstrecken. Ihnen gegenüber haben die Querbrüche einen mehr lokalen Charakter und treten als eine sekundäre Erscheinung auf; sie bilden sich meist erst dann, wenn durch fortgesetzten Horizontalschub die beiderseitigen Flügel einer Mulde soweit zusammengedrückt sind, daß sie sich im Mulden- oder Sattelkern berühren und eine noch engere Zusammenschiebung nicht mehr möglich ist; dann muß eben bei fortgesetztem Drucke die Falte der Quere nach brechen.

Wenn wir also von Ausnahmefällen, die sicherlich vorhanden sind, absehen, und nur die allgemeinen, aus dem Faltenbau eines Gebirges sich ergebenden Störungsverhältnisse ins Auge fassen, so müssen wir sagen, daß sich die großen Längsbrüche vor den Querbrüchen gebildet haben, und somit älter sind als diese.

Zu dem gleichen Resultate gelangen wir aber auch noch durch eine andere Untersuchungsmethode, die vielleicht wertvoller ist, als die vorige, weil sie nicht auf rein theoretischen Erwägungen, sondern auf unmittelbarer Beobachtung beruht. Diese Methode hat ihre gesicherte Grundlage in dem Satze, daß ein gestörtes Gestein älter sein muß als die dasselbe durchziehende Störung. Wenden wir diesen allgemeinen Satz auf unsern speziellen Fall, nämlich das Altersverhältnis zwischen Längs- und Querbrüchen an, so können wir ihn etwa so aussprechen: „Ist eine ursprünglich einheitliche und, wenigstens im allgemeinen, in gerader Linie verlaufende Bruchlinie durch andere zu ihr querstehende Brüche in einzelne, in ihrer Lagerung gegenseitig verschobene Teilbruchlinien aufgelöst und somit in ihrem anfänglichen Verlaufe gestört worden, so muß sie schon vorhanden gewesen sein, als die sie störenden Wirkungen einsetzten. Betrachten wir nun unter Berücksichtigung des eben ausgesprochenen Satzes den großen Längsbruch, in welchem der nördlich anliegende Sattel gegen die Zentralmulde abgesunken ist, so sehen wir auf den ersten Blick, daß derselbe nicht mehr eine geschlossene und gerade verlaufende Linie bildet; er ist vielmehr verbogen und vielfach geknickt und gebrochen. Es ist ganz undenkbar, daß der Bruch von Anfang an in einer derartig zerhackten Linie entstanden sei; eine solche Deformation seines Verlaufes konnte erst später eintreten. Da nun diese Knickungen

und Verschiebungen der Längsbruchlinie eine direkte Folge der Querbrüche sind, so ergibt sich unmittelbar daraus, daß diese Querbrüche erst nach dem Längsbruche entstanden sind.

Die Bruchlinie, in welcher der Flysch und die unter ihm auftauchenden Jura- und Kreideschichten gegen die Trias abgesunken sind, verläuft im allgemeinen viel ruhiger und gleichmäßiger als die oben besprochene Abbruchlinie an der Zentralmulde, doch zeigt sie im Westen unsers Gebietes, nämlich zu beiden Seiten des Schwarzenberges bedeutende Verschiebungen; sie erweist sich somit ebenfalls als ältere Bildung gegenüber den später auftretenden Querbrüchen. Das Gleiche gilt von den beiden Bruchlinien, in denen der südliche Sattel gegen die Zentralmulde im Norden und gegen die Jachenauermulde im Süden eingestürzt ist. Die hier vorhandenen Störungen im Verlaufe der Absturzlinie sind bereits früher besprochen worden.

Unsere bisherigen Erwägungen haben uns also mit Gewißheit, oder doch wenigstens mit sehr großer Wahrscheinlichkeit gezeigt, daß die großen Längsbrüche des Benediktenwandgebirges vor den Querbrüchen entstanden sind, aber sie haben uns keinerlei Aufschluß gegeben, welcher Zeitraum zwischen den beiden Störungsvorgängen verflossen ist. Wir sind also wiederum auf mehr oder minder bestimmte Vermutungen angewiesen. Da nun solche große Niederbrüche als erdbebenartige Katastrophen zu denken sind — sie gehören in die große Gruppe der Dislokationsbeben — und da solche Erdbebenperioden sich erfahrungsgemäß über mehrere Jahre ausdehnen können, so ist es zwar möglich, daß unsere großen Längs- und Querbrüche einer und derselben Erdbebenperiode angehören, doch halte ich das nicht für wahrscheinlich. Denn sobald eine zu stark gepreßte Falte bricht, und einstürzt, hört sofort die vorhandene Druckspannung auf und damit ist auch die Ursache für weitere tektonische Störungen aufgehoben. Erst wenn durch den fortdauernden Horizontalschub neue Spannungszustände entstehen, können dieselben je nach den obwaltenden Verhältnissen zu Querverschiebungen oder Querbrüchen führen. Da nun horizontale Krustenbewegungen im allgemeinen sehr langsam vor sich gehen, so darf man wohl annehmen, daß auch bei der Bildung unseres Gebirges zwischen einem Zeitpunkte höchster Druckspannung und dem folgenden ein relativ langer Zeitraum dazwischen liegt.

Mit dieser allgemeinen Erkenntnis müssen wir uns vorläufig zufrieden geben, da für ein „Weiterspinnen“ dieser Gedanken die notwendigen Grundlagen zu fehlen scheinen.

Was nun unsere zweite Frage anlangt, nämlich die, in welche geologische Periode die hier behandelten tektonischen Störungen zu verlegen sind, so müssen wir uns in erster Linie um möglichst gesicherte Stützpunkte im Gebirge selbst umsehen. Aus der Zeit der ersten großen alpinen Erhebung in der Karbonzeit haben wir in unserem Gebirge keine Ablagerung, also muß diese Zeit schon deshalb allein aus unserer Betrachtung ausscheiden; dagegen sind aus der zweiten Periode der größeren Alpenhebung, aus der Kreidezeit, Ablagerungen vorhanden. Aber da diese die großen tektonischen Störungen bereits mitgemacht haben, so sind diese Störungen offenbar erst nach der Kreidezeit erfolgt; wir dürfen sie also nicht vor die dritte große Erhebungsperiode verlegen, die in der Tertiärzeit stattfand.

Aber auch von dieser Periode kommen die früheren Abschnitte, nämlich das Alttertiär, nicht in Betracht. Die Eocänzeit und die des oligocänen Flysches müssen wir ausscheiden, da ja der Flysch die großen Längsbrüche mit gemacht hat, indem er gegen die Trias abgesunken ist. Ist weiterhin meine früher ausgesprochene Vermutung richtig, daß die Querbrüche in der Molasse bei Tölz identisch sind mit den Querbrüchen, die bei Lenggries durch das Isartal herausziehen, so müssen wir die großen Störungen unseres Gebirges auch noch über das gesamte Oligocän heraufrecken, da ja die Tölzer Verwerfungen auch noch die oberoligozänen Cyrenenschichten durchsetzen. Soweit halte ich die chronologischen Schlußfolgerungen, die ich eben aus den tektonischen Verhältnissen unserer Gegend gezogen habe, für gesichert. Sie stimmen ja auch mit der sonstigen geologischen Anschauung überein, daß die letzten größeren Erhebungen der Alpen im Jungtertiär erfolgt seien. Für die weitere Vermutung, es möchten die großen Störungen des Benediktenwandgebirges noch später, vielleicht an der Grenze der Tertiär und Quartärzeit oder gar noch in dieser selbst erfolgt sein, bietet das Gebirge selbst keine genügend festen Stützpunkte. Allerdings machen die großen Brüche unseres Gebirges und die durch sie herbeigeführten Oberflächenformen den Eindruck einer gewissen Frische und eines relativ jugendlichen Alters; da aber derartige „Ein-

drücke“ in ihrem letzten Grunde eben doch nichts anderes sind, als subjektive Empfindungen des Beobachters, und als solche argen Täuschungen ausgesetzt sind, so darf man sich nicht viel auf dieselben verlassen: ihre Wahrheit ist schwer zu kontrollieren. Aus den Wellungen des quartären Deckenschotters in der voralpinen Landschaft ergibt sich wohl mit großer Wahrscheinlichkeit, daß beim Beginne der Quartärzeit noch Krustenbewegungen in den Alpen stattgefunden haben, ob sie aber an der Randzone der Alpen — und dazu darf man wohl auch das Benediktenwandgebirge noch rechnen — noch so durchgreifende Störungen herbeiführen konnten, ist nicht recht wahrscheinlich, wenigstens läßt es sich bis jetzt nicht nachweisen. Wir haben vielmehr gewisse Anhaltspunkte, um diesen Gedanken als unrichtig abzuweisen. Dr. Knauer kam bei seinen Untersuchungen in den Kochelerbergen zum Ergebnis, daß die von ihm aufgefundene Diagonalverwerfung und die damit verbundene Schollenverschiebung „zu einer Zeit erfolgt sein muß, in der die Gebirgsbildung in der Hauptsache beendet war“ (Knauer, Die tekt. Störungslinien des Kesselberges, S. 19). Da nun das Gebirge bei Kochel die unmittelbare Fortsetzung des Benediktenwandgebirges ist, so dürfen wir ohne Bedenken das Ergebnis Knauers auch auf dieses übertragen. Knauer scheint diesen Schluß selbst gemacht zu haben; er schreibt (S. 20): „daß zur selben Zeit, als die diagonalen Verschiebungen vor sich gingen, die Gebirgskämme und die Längstäler als solche bereits existiert haben müssen.“ Diese Gebirgskämme und Längstäler ziehen eben von den Kochelerbergen ostwärts ins Benediktenwandgebirge herein. Ferner bezeichnet Knauer seine diagonalen Schollenverschiebungen als „die letzten großen Bewegungen des Kochelsee-Walchenseegebietes“. Nun konnte ich mich wiederholt überzeugen, daß die glazialen Schotter und Moränen im allgemeinen horizontal und ungestört in den Talungen unseres Gebirges liegen, daß somit größere Störungen nach Ablagerungen der Moränen nicht mehr stattfanden; somit können „die letzten großen Bewegungen“ unseres Gebirges nicht jünger sein als die Eiszeit; sie waren also präglazial, vielleicht gleichzeitig mit den Bewegungen des Deckenschotters, und da zu ihrer Zeit die großen Gebirgskämme und Längstäler bereits existierten, so dürfen wir eben die großen Niederbrüche unseres Gebirges nicht mehr im

Quartär suchen; es wird also wohl bei der oben ausgesprochenen Ansicht bleiben, daß die Entstehung der großen Längs- und Querbrüche des Benediktenwandgebirges in die jungtertiäre Periode zu verlegen seien.

Geologische Exkursionen.

Im Interesse jener Touristen, welche die geologischen Verhältnisse unseres Gebirges kennen zu lernen wünschen, will ich im folgenden einige „Exkursionen“ angeben, welche nach meiner Ansicht dem genannten Zwecke dienlich sein können.

I. Exkursionen von Tölz aus.

1. Von Tölz auf die Probstentalpe.

Der Weg führt uns von Tölz (Isarbrücke) auf dem Fußwege (Wackersbergerleite) über den Wackersberg, durch das Dorf Wackersberg hindurch und wieder den Berg hinab auf dem markierten Wege (Zur Benediktenwand!) an verschiedenen Bauernhöfen vorüber bis an den Arzbach. (Gute Aufschlüsse in den Mergeln und Kieselkalken des Flysches!). Wir überschreiten auf dem Stege den Bach und nun teilen sich die Wege. Der „Sektionsweg“ führt in einem treppenförmigen Aufstiege nach links zu über das Gelände hinauf und weiter über den Leiterberg ins Längental. Unser „Exkursionsweg“ führt uns nicht über den Leiterberg, sondern wir bleiben am Bache und wandern diesem entlang talaufwärts durch die „Arzbachklause“ und sehen uns dabei den Flysch an. Der Weg hat leichte Steigung bis zur Mündung des Lettenbaches. Von da an ein steilerer Anstieg über Flysch und Moräne. Wir gelangen auf eine ziemlich ebene Wiese und biegen nach links ein. Nachdem wir wieder den Wald betreten haben, treffen wir nochmals Flyschgestein und überschreiten den großen Längsbruch, in welchem der Flysch gegen die Trias abgestürzt ist. Wir gelangen zur Gabrielalpe und bekommen einen hübschen Blick auf den Gebirgszug. Auf den abgestürzten Trümmern des Hauptdolomits weiterziehend durchqueren wir einen kleinen Wald — (Hauptdolomit im Bleigraben!) — und stehen beim Austritt aus dem Walde am Eingang ins Längental. Vor unseren Blicken öffnet sich eine herrliche Gebirgswelt: Zur Linken die langgestreckten, fast senkrecht ab-

fallenden hohen Wettersteinwände des nördlichen Muldenflügels, über ihnen die grasigen Gehänge der Raiblerschichten und des Hauptdolomits, die Kalkbuckeln des Kössenerzuges und daran anschließend die Liasfelsenzinnen des hinteren und vorderen Kirchsteins, der Spitzwand und der Brauneckwände; die sanft geschwungenen Bögen der Liasspongitenkalke am Brauneck, am Stangeneck und Latschenkopf schließen das Bild nach oben zu ab. Blicken wir geradeaus das Tal entlang, so sehen wir den mächtigen Stock der Probstensteinwand mit der charakteristischen Steilfläche, an der das zu ihren Füßen liegende Trümmerfeld abgebrochen ist; wir sehen im Hintergrunde den plötzlichen Abbruch der Benediktenwand und die zackigen Achselwände, wir sehen auch hinein in den Kessel der Probstenalpe. Von der Hauserbauernalpe an gehen wir über Alluvialboden; die mächtigen Felsblöcke, die im ganzen Tale, besonders hinter den beiden Längentalalpen, den Boden bedecken, sind von den Wänden zur Linken heruntergebrochen. Wir wandern zwischen denselben hindurch, ebenso durch den Wald bis in die Nähe der Probstensteinwand. Dort verlassen wir den gewöhnlichen Weg, biegen nach rechts ab und sehen uns die Aptychenkalke beim Wasserfalle an. Dann geht es zwischen dem Berg und dem Trümmerfelde nach Westen zu aufwärts, dem Nordabsturz der Probstensteinwand entlang. Oben an der nordwestlichen Ecke des gewaltigen Kalkstockes treffen wir interessante tektonische Verhältnisse: Nach Norden die Aptychen, dann den großen Längsbruch, hierauf Muschelkalkfelsen, in der folgenden Senkung die Letten und Kalke der Partnachschichten, links oben den Wetterstein. Zugleich stehen wir an einem Querbruche und sehen wie die Partnachkalke direkt an die hohe Wettersteinmauer hinstreichen und an ihr abbrechen. Beim Weitergehen wenden wir uns südlich und steigen den grasigen Hang hinauf. Dabei halten wir uns immer an die hohe Wand zur Linken — nicht nach rechts hinauf, sonst kommt man in die Latschen hinein und an Steilwände! — Oben auf der Kante überschreiten wir den Wettersteinzug und können an der Verschiebung der Raiblersandsteine wieder den Querbruch konstatieren, welchem entlang wir heraufgestiegen sind. Nun geht es nach rechts an den Wettersteinwänden hin zur westlichen Schneid des Probstenkessels. (Rauhwacken und Kalke der Raiblerschichten!) Von hier könnten wir

sofort durch die Rauhawacken zur Probstenalpe abklettern, doch steigen wir zuerst noch nach Westen in den oberen Hausstattkessel ab, und während wir ihn in südlicher Richtung auf die Benediktenwand zu durchwandern, betrachten wir die hübschen Felsenbildungen hoch oben an beiden Kanten. Unterdessen erreichen wir am Fuße der Wand den Tutzinger Sektionsweg, folgen ihm nach links hinauf bis auf die Schneid und steigen von da aus über Raibler und Hauptdolomit zur Probstenalpe ab. (Ich rechne für diese Exkursion etwa 8—9 Stunden. Mit dem Rückmarsch nach Tölz oder Lenggries ist es eine Tages-tour).

2. Von Tölz aus auf die Benediktenwand und zur Tutzingerhütte.

Wir machen den gleichen Weg wie bei Nr. 1, steigen aber von der Probstenschneid aus nicht zur Alpe ab, sondern auf dem gut markierten Weg aufwärts auf die Wand bis zum Kreuze. Dann in westlicher Richtung weiter zur Tutzingerhütte ab. Der Marsch über die Wand wird etwa $1\frac{1}{2}$ Stunden Zeit in Anspruch nehmen. Wer nicht auf die Wand steigen will, der suche den Sektionsweg an der südwestlichen Ecke der oberen Hausstatt auf und gehe auf ihm zur Tutzingerhütte. (Zeitaufwand ca. 20 Minuten., Der Rückmarsch nach Tölz geht durch den Probstenkessel und das Längental; der Weitermarsch nach Benediktbeuern an die Bahn geht über die Kohlstattalpe (2—3 Stunden!)

3. Von Tölz aus auf den Kirchstein-Latschenkopf über Wackersberg.

Der Weg führt, wie bei Nr. 1 von Tölz bis an den Arzbach. Jenseits desselben haben wir zwei Wege:

3a. der erste führt durch die Arzbachklause ins Längental hinauf

(cfr. Nr. 1) bis zu den beiden hinteren Längentalalpen. Hier brechen wir im rechten Winkel von der bisherigen Richtung nach links ab. Der Weg führt in ziemlich steilem Anstiege zuerst über die Aptychen hinweg auf der linken Seite des Grabens aufwärts; wo der Weg über den Bach führt, stehen wir bereits am Muschelkalk, der zu beiden Seiten des Baches gut ansteht; hierauf

überqueren wir ein sumpfiges Gelände (Partnachmergel, -Letten und graue Partnachkalke), dann geht es weiter an die Wettersteinwand des Kirchls hinan und rechts von ihr aufwärts. Wenn wir um die Wand herum gekommen sind, stehen wir auf den Raiblersandsteinen (Quelle!) und steigen über diesen der Wand entlang aufwärts nach links weiter. Sind wir auf der Schneid oben angekommen, so lohnt es sich, auf dem Wettersteinfelsen des Kirchls selbst eine kleine Rast zu machen und die Gegend nach Norden zu betrachten. — (Schöne Aussicht auf das Flyschgebirge!) Nachdem wir etwas ausgeruht haben, steigen wir der Wand entlang ca. 70 m gegen Osten zu wieder abwärts bis zum Sektionsweg und gehen dann auf demselben wieder zur Tennenalpe empor. Das gibt uns Gelegenheit, die wichtigsten Gesteinsarten der Raiblerschichten und zugleich den ganzen Aufbau des Nordflügels der Mulde zu beobachten: Rechts unter uns den bewaldeten Zug des Muschelkalkes, dann in der Senkung die Partnachsichten, hierauf die hohe Wettersteinkalkwand mit dem großen Trümmerfelde an ihrem Fuße. Am Wetterstein abgebrochen und schräg nach Süden einfallend folgt auf ihn zuerst eine grasbedeckte Senkung (Raiblersandsteine), dann die gelben und weißen Rauhewacken, hierauf die plattigen Kalke, oben bei den Alpenhütten rauhe, poröse Raiblerkalke, dann ein Streifen Hauptdolomit; über diesen hin führt uns der Weg an die senkrechten Liasfelsen der Spitzwand, an deren Fuße oolithische Kössenerkalke angelagert sind. Sobald wir am Westende der Wand angekommen sind, verlassen wir den Weg und steigen direkt über den grasigen Hang (Hauptdolomit und Kösserschichten!) zum vorderen Kirchstein empor. Unser weiterer Weg geht rechts vom Kirchstein über den Grasboden fort; nach wenigen Minuten sind wir oben auf dem Gebirgskamme und genießen die herrliche Aussicht in die südliche Bergwelt. Nun haben wir nur noch wenige Schritte aufwärts zu gehen, dann stehen wir auf dem höchsten Punkte des Kirchsteingebirges, auf der Höhe des Latschenkopfes, von wo aus sich nach allen Seiten hin eine lohnende Rundschau eröffnet. Geologisch interessant ist aber vor allem die Betrachtung der Mulde in ihrem Verlaufe gegen die Isar zu: Wir stehen in der Muldenmitte auf den Lias-spongitenkalken. Unter ihnen ziehen sich auf beiden Flügeln die grauen Liaskalke hin, die beiderseits folgenden Grasstriche

und Kalkzüge gehören den Raiblern, dem Hauptdolomit und den Kössenern an, noch weiter unterhalb sehen wir auf beiden Muldenflügeln die Wettersteinzüge und wenigstens teilweise noch den Muschelkalk; die Liasschichten der Muldenmitte aber bilden einen sehr hübschen Höhenkamm, den wir bis zum Brauneck vor unseren Augen haben.

Die Tour von Tölz bis auf den Latschenkopf wird etwa 7 Stunden beanspruchen. Der Rückweg nach Tölz kann über die Probstenalpe und durchs Längental gemacht werden (zirka 5 Stunden); viel schöner aber ist der Abstieg über das Brauneck nach Lenggries: Wir haben dabei bis zum Brauneck eine wundervolle Gradwanderung und bleiben immer auf der Höhe des Gebirges. Zwischen Stangeneck und dem Schrödelkar wird man vorsichtigerweise auf dem ausgetretenen Wege bleiben, da zu beiden Seiten in geringer Entfernung davon Steilwände vorhanden sind. Gefährlich kann hier der Abstieg werden, wenn dicke Nebel einfallen. Dann wird man der Sicherheit halber über die Probstenalpe absteigen, oder auf dem Wege über den Leiterberg zurückkehren.

3 b. Der zweite Weg von Tölz aus auf den Kirchstein führt über den Leiterberg.

Wir gehen wieder über Wackersberg bis zum Arzbach, und steigen jenseits desselben den treppenförmigen Anstieg empor; oben geht es nach rechts auf dem markierten Sektionsweg weiter, zuerst lange Zeit über mangelhaft aufgeschlossenen Flysch, dann nur mehr über Gebirgsschutt, teilweise auf unangenehmem Prügelweg. Nur im Tiefengraben treffen wir, wenn wir etwas dem Graben auf- oder abwärtsgehen, Hauptdolomit. Bald kommen wir an eine Stelle, wo der Weg sich gabelt: nach rechts geht es ins Längental hinab, wir aber gehen aufwärts, zuerst etwas geradeaus, dann nach links umbiegend über Geröll weiter; unter dem Schutt ziehen die Aptychenkalke durch, die wir weiter oben zur rechten Hand aufgeschlossen finden; nach einem letzten, etwas steilen Anstieg erreichen wir einen freien, grasbewachsenen Platz, aus dem zu unserer Rechten ein massiger, senkrechter Fels emporragt. (Wettersteinkalk!) Nun können wir diesen nach links zu umgehen, indem wir geradeaus marschieren und durch das Schrödelkar zur Loghamalpe und von da zur Tennenalpe aufsteigen, oder

wir bleiben auf dem Sektionswege und gehen nach rechts über die Partnachsichten um den Felsen herum und zur genannten Alpe hinauf. Von da an haben wir den bei der vorigen Exkursion beschriebenen Weg.

Zu dieser Exkursion von Tölz auf den Latschenkopf braucht man ungefähr dieselbe Zeit wie durch das Längental, d. i. etwa 7 Stunden. Die Exkursion durch das Längental hinauf ist der über den Leiterberg vorzuziehen.

4. Von Tölz aus auf das Brauneck.

Diese Tour geht über Lenggries. Von Tölz aus erreicht man Lenggries (Isarbrücke) zu Fuß in 2 Stunden, mit der Motorpost in $\frac{3}{4}$ Stunden. Von der Brücke aus führt der Weg westlich zwischen den Gilgenhöfen hindurch — (zuerst über Alluvium, dann auf die sehr hübsch ausgebildeten diluvialen Talterrassen, an deren Rändern die Höfe liegen) — dann weiter über die Terrassen.

Wenn wir die Bauernhöfe hinter uns haben, bleiben wir einige Augenblicke stehen und betrachten das Gebirge. Zur linken haben wir die zentrale Mulde, deren zackige, weiße Wettersteinfelsen im südlichen Flügel, durch Querverschiebungen gut gegliedert, ins Tal herabsteigen, im Nordflügel aber ziehen sie als hohe Felspartien zunächst bis zur Demelspitze herab und setzen sich dann, etwas unter den Bäumen versteckt, noch weiter nach abwärts fort. Hoch oben ragen die Raibler über die Wettersteinzinnen hinaus und bilden die Schneid. An den Nordflügel des Wettersteins reiht sich eine breite Senkung, die durch Erosion und tektonische Vorgänge geschaffen wurde: es ist Juragebiet; dann steigt die bewaldete, gut gerundete Kuppe des Kogelberges auf, die aus Hauptdolomit besteht, an dessen nördlichen Abfall zuerst Raiblerschichten, dann das Flyschgebirge angelagert sind. Über der mittleren Senkung sehen wir ganz oben die Spitze des Braunecks mit den grasbewachsenen Liasspongitenkalken und den felsigen grauen Liaskalken, dann rechts davon den zerrissenen Hauptdolomit, die weißen Wettersteinkalke und die bewaldete Kuppe des Muschelkalkes. Nun setzen wir unseren Marsch fort! Anfangs befinden wir uns noch auf der Terrasse, wo aber das Gelände deutlich ansteigt, haben wir Moräne und Gebirgsschutt unter unseren Füßen, der aus der Senkung herabgekommen ist.

Allmählich treffen wir das Juragestein -- (blaugraue Fleckenmergel, schwarzgraue Schiefer und weiße und rote Aptychenkalke im Schutt). -- Anstehende Fleckenmergel finden wir beim Überschreiten der beiden Gräben oberhalb der Schulteralpe und hoch oben in der großen Reuße. Doch nimmt das Einsteigen in letztere viel Zeit hinweg. Wir lassen sie also links liegen und steigen auf den Serpentinaen weiter, bis wir auf einen kleinen freien ebenen Platz hinauskommen. — (Alpentor! Von hier aus hübscher Blick auf die Demelspitze und ins Isartal; rechts oben, im Walde versteckt, anstehende Aptychen.) Der Weg führt uns weiter über Trümmerwerk durch Muschelkalk, Partnachschieften und Wetterstein hindurch allmählich hinauf zur Garlandalpe. (Quelle am Wege!) Oberhalb der Alpe haben wir das Brauneck unmittelbar vor uns. (Vgl. hier die Beschreibung des Garlandkessels auf Seite 65.) Der Sektionsweg führt nun nach links hinauf, wir steigen aber nach rechts hinauf; zunächst gehen wir geradeaus in der Richtung auf die Brauneckspitze zu, bis wir den Weg erreichen, den wir von der rechten Ecke des Kessels herunterkommen sehen, dann folgen wir diesem Wege. Er führt uns am Hauptdolomit vorüber und mitten in die Raibler hinein. Wir stehen an einer Querverschiebung; dann biegen wir langsam nach links um, und gehen direkt an der Kante des Brauneckrückens auf die Spitze hinauf. — (Vorsicht wegen der Steilwände! Beim Herannahen eines Gewitters ist es ratsam, die Spitze rechtzeitig zu verlassen.) — Den Rückweg nach Lenggries nehmen wir auf der Südseite der Mulde. Von der Brauneckspitze zur Brauneckalpe, von dieser in den Kessel der Kotalpe hinab an die große Reuße des Murbaches. Vom Rande desselben sieht man in den Graben hinab und erkennt die gewaltigen Massen von Moränenschutt, die die eiszeitlichen Gletscher am Talgehänge abgelagert haben; zugleich erhält man eine gute Vorstellung von der Erosionswirkung der Bergwässer im weichen Moränenschutt. Das Einsteigen in den Graben geschieht am besten von unten herauf; über die nackten Schutthalden hinab ist es schwierig, ein unfreiwilliges Abrutschen über dieselben ist nicht ungefährlich, also Vorsicht! Wir wenden uns von der Reuße aus mehr nach rechts und gehen an der Lenzenbauernalpe vorüber, den Wänden der Raiblerschieften entlang, abwärts, bis wir an der Mündung des Filzgrabens in den Murbach die Ebene erreichen. Dann

führt uns der Weg in nördlicher Richtung über die Wiesen auf den großen Steinbruch im Muschelkalke des südlichen Muldenflügels und von da aus haben wir guten Weg nach Lenggries. Die ganze Tour läßt sich von Lenggries aus in ca. 8 Stunden machen.

II. Exkursionen von Lenggries aus.

Exkursion auf das Brauneck, Probstenalpe und Benediktenwand.

Wir machen denselben Weg, wie er bei der vorigen Exkursion beschrieben wurde, bis zum Brauneckgipfel. Dann gehen wir auf der Brauneckschneide vor bis zum Schrödelstein und links um denselben herum abwärts, bis sich der Weg wieder auf das Stangeneck hinaufzieht; wir folgen ihm (Spongitenkalke), sehen uns den vorderen Kirchstein an (Quelle!) und gehen über den Latschenkopf hinweg zum „Eiskeller“; dann auf dem Wege nach links umbiegend kommen wir auf den südlichen Muldenflügel, überschreiten Kössener- und Raiblerschichten, und erreichen die Achselwände. Der neu angelegte Weg über die Spitzen derselben ist touristisch interessant, geologisch wenig bedeutend, da er nur über Wettersteinkalk führt; auch gewährt er keine Zeitersparnis. Wir gehen also in den Kessel hinab und auf der Westseite wieder aufwärts, bis wir den Tutzinger Sektionsweg auf die Wand erreichen.

III. Exkursionen von Benediktbeuern aus.

(Nach Benediktbeuern gelangt man von München her mit der Bahn, von Tölz aus mit der Motorpost.)

Exkursion von Benediktbeuern auf die Benediktenwand.

Vom Bahnhofe aus über die Loisachalluvionen zur Post, von da auf dem markierten Wege an den Lainbach bei Gschwendt. (Der Lainbach bietet sehr hübsche Aufschlüsse im Flysch und Lias; er ist geologisch hoch interessant, aber seine und seiner Nebenbäche Besichtigung ist eine kleine geologische Exkursion für sich; sie kann mit der Exkursion auf die Benediktenwand nicht verbunden werden, da sie zu viel Zeit in Anspruch nimmt.) Jenseits der Lainbachbrücke steigt das Gelände an. Hier und an mehreren anderen Stellen des Weges Aufschlüsse im Flysch;

im übrigen Moränenbedeckung. Oberhalb der Ruhebänk „auf der Rast“ finden sich noch Flyschschichten, die folgende Waldwiese liegt aber bereits über Aptychen. Sobald wir an der Kohlstatt vorbei sind, teilt sich der Weg. Der rechte Weg geht über den „Abschneider“ zur Tutzingerhütte, wir bleiben auf dem linken Weg und kommen hinab an den Lainbach zum Wasserfall. Die Kreideschichten können wir im Vorübergehen ansehen. Wir steigen zunächst auf der linken Seite des Baches am Fuße der Hauptdolomitwand an der Bruchlinie abwärts und treffen am Fuße des Wasserfalles die pag. 83 erwähnten Tone; dann umklettern wir den folgenden kleinen Wasserfall auf der rechten Bachseite und steigen gleich bis dort hinab, wo der Schafflesgraben einmündet. Hier und etwas bachaufwärts treffen wir die südlich einfallenden Kreidemergel, unter ihnen die Breccien ebenso über ihnen, und wenn wir etwas in den Kohlstattgraben aufwärts steigen, sehen wir den Südflügel der kretazischen Mulde, die schwarzen Mergel, und unter ihnen die Aptychen. Sehenswert ist auch der tiefe Einriß des Kohlstattgrabens in die hier wiederum massenhaft vorhandenen Moränen.

Nach Besichtigung der Kreidebildungen kehren wir wieder auf den Weg zurück, von dem wir abgeschwenkt waren und gehen weiter durch Hauptdolomit den Eibelsbach entlang zum Eibelsfleck; wir gehen rechts von den Hütten vorüber. Sobald wir den Wald erreicht haben, verlassen wir den bisherigen Weg und steigen ohne Weg durch den Wald nach rechts hinauf in der Richtung gegen den Eibelskopf. Etwa auf der Hälfte der Höhe treffen wir einen breiten, gut gemachten Weg; diesem folgen wir in westlicher Richtung, also nach rechts umbiegend, bis wir an die Stelle kommen, wo er die scharfe Kurve nach Süden macht. Wir finden in dieser Gegend gut erschlossene Aptychenkalke. An der Kurve verlassen wir auch diesen Weg wieder und steigen nach links zu an der Kante des Berges hinauf. Oben treffen wir den Nordflügel der Zentralmulde: zuerst Muschelkalk, dann in einer grasigen Senkung die Partnachsichten, hierauf den Wettersteinzug am Eibelskopf. Rechts unterhalb seiner Spitze überklettern wir die Felsen und gelangen auf die breite Zone der Raiblerschichten. Auf der Kante weiter gehend kommen wir auf den „Abschneider“-Weg von der Kohlstatt her. Hier sehen wir die Raiblerauhacken. Nun gehen wir auf der

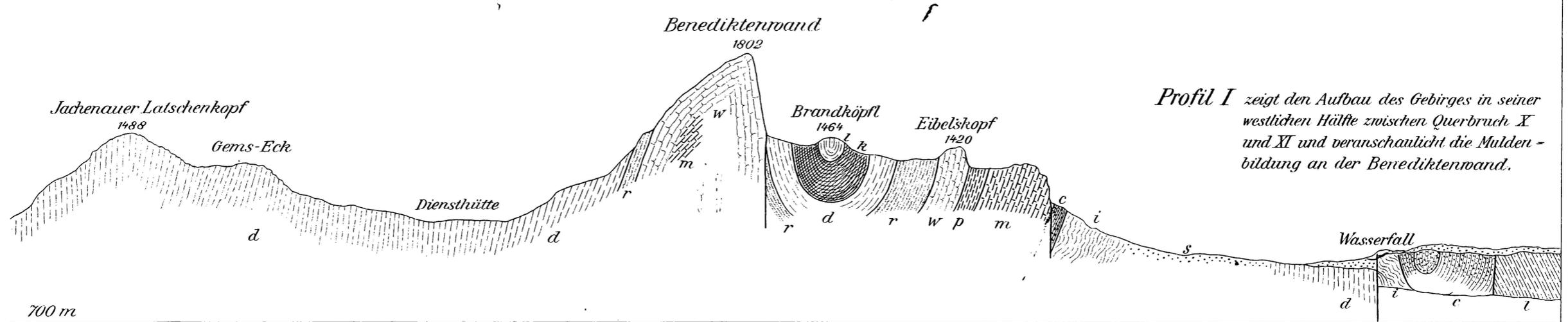
Höhe weiter über Hauptdolomit, Kössenerschichten und Lias, und sind damit auf der Muldenmitte angelangt. Dann kommen wieder Kössenerschichten und Hauptdolomit des Südflügels der Mulde. An dem Hauptdolomit reiht sich infolge eines durchstreichenden Längsbruches — die Raibler sind in der Tiefe und sind unten im Gehänge zu sehen — gleich der Wettersteinkalk der Benediktenwand an; auf diesem steigen wir empor bis zum Gipfel der Wand. Vom Kreuze aus liegt der Hausstattkessel mit der Tutzingerhütte unmittelbar unter uns. Nach allen Seiten hin wundervolle Aussicht. Kurze Rast bei der Unterkunftshütte. Den Abstieg nehmen wir auf dem markierten Wege nach Osten zu bis zur Probstenschneid herab, biegen dort nach links um und gehen über Geröll und Raiblerschichten auf dem Tutzinger Sektionsweg über die „obere Hausstatt“ zur Tutzingerhütte hinab. An der Stelle, wo dieser Weg die Schneid zwischen der oberen und unteren Hausstatt kreuzt, machen wir einige Augenblicke Halt und sehen uns die hübschen Felsenbildungen namentlich an der Ostseite der oberen Hausstatt an; desgleichen haben wir nach Westen einen schönen Blick auf die Westschneid der unteren Hausstatt, besonders auf die muldenförmige Umbiegung der Schichten. Den Abstieg nach Benediktbeuern nehmen wir von der Tutzingerhütte aus über den „Abschneider“ (ca. 2 bis 3 Stunden zum Bahnhof). Sollte bei dieser Exkursion die Zeit etwas knapp werden, so kann man den Marsch auf die Benediktenwand ganz weglassen und vorher gleich zur Tutzingerhütte absteigen, ohne daß die Exkursion an ihrem wissenschaftlichen Werte wesentliche Einbuße erleidet. Man könnte durch eine solche Verkürzung des Weges reichlich zwei Stunden Zeit gewinnen.

Ich möchte noch folgendes bemerken: Die für die einzelnen Touren angegebenen Zeiten sind für Exkursionen berechnet, an denen sich etwa nur 5—10 Personen beteiligen, die überdies auf eine längere Ruhepause während der Exkursion keinen Anspruch machen. Ist die Zahl der Teilnehmer bedeutend größer, z. B. 30—40 Mann, so setze man die Zeit länger an. Ist hier oder dort ein längerer Aufenthalt, z. B. Einkehr in eine Alpenwirtschaft vorgesehen, so wird es gut sein, die Exkursion gleich von vorneherein als Tagestour zu behandeln. Trinkwasser ist auf allen Touren hinreichend vorhanden, doch ist es ratsam, etwas

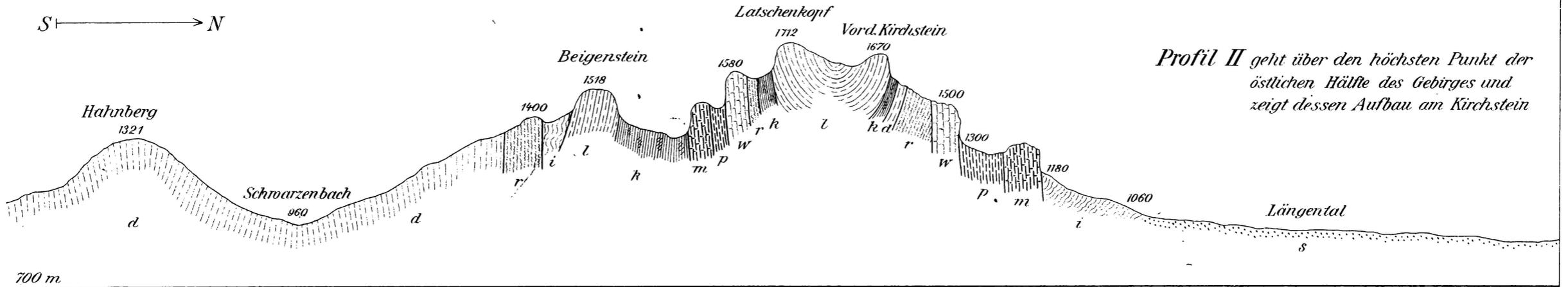
Mundvorrat mitzunehmen. Hochalpine Ausrüstung mit Steigeisen, Seil, Eispickel etc. braucht man nicht, empfehlenswert aber, besonders für den Abstieg, ist ein Bergstock oder doch ein kräftiger Gehstock, unbedingt notwendig ist gutes Schuhwerk.

Inhaltsverzeichnis.

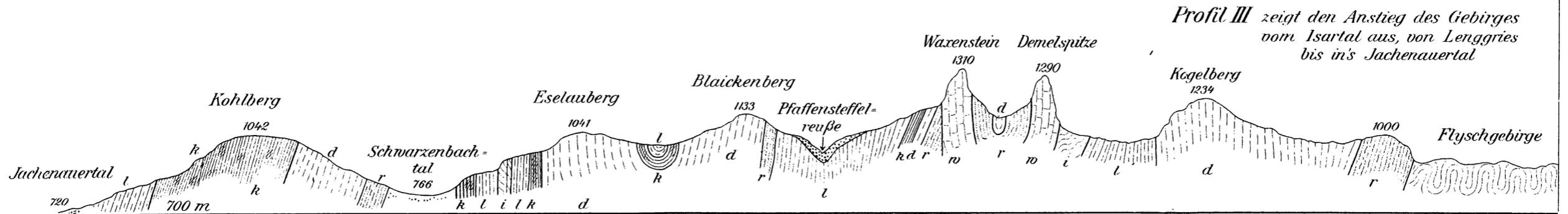
	Seite
Einleitung	1
Orographische und hydrographische Verhältnisse des Lenggrieser-Gebirges	6
Stratigraphie: Übersicht	9
Trias: Muschelkalk	9
Partnachsichten	15
Wettersteinkalk	18
Raiblerschichten	22
Hauptdolomit	31
Kössenerschichten	34
Jura: Lias	37
Oberer alpiner Jura (Aptychenschichten)	46
Kreide: Cenoman	50
Tertiär	52
Quartär: Diluvium	53
Alluvium	55
Tektonik: Allgemeine Übersicht	57
a) Die Tektonik des zentralen Muldensystems	60
b) Die Tektonik der beiden niedergebrosenen Sättel	
1. Der Nordsattel	79
2. Der Südsattel	86
c) Das geologische Alter der tektonischen Störungen unseres Gebirges	90
Geologische Exkursionen ins Lenggrieser-Gebirge.	
I. Von Tölz aus	
a) Auf die Probstenalpe	95
b) Auf die Benediktenwand und zur Tutzingerrütte	97
c) Auf den Kirchstein-Latschenkopf	
aa) Durch das Längental	97
bb) Über den Leiterberg	99
d) Auf das Brauneck	100
II. Von Lenggries aus aufs Brauneck, zur Probstenalpe und auf die Benediktenwand	102
III. Von Benediktbeuern aus auf die Benediktenwand	102
Schlußbemerkungen zu den Exkursionen	104



Profil I zeigt den Aufbau des Gebirges in seiner westlichen Hälfte zwischen Querbruch X und XI und veranschaulicht die Muldenbildung an der Benediktenwand.



Profil II geht über den höchsten Punkt der östlichen Hälfte des Gebirges und zeigt dessen Aufbau am Kirchstein



Profil III zeigt den Anstieg des Gebirges vom Isartal aus, von Lenggries bis in's Jachenauertal

(Sämtliche Profile sind ohne Überhöhung gezeichnet; die Buchstabenbezeichnung ist die gleiche wie auf der Karte.)