

Wissenschaftliche Veröffentlichungen des D. u. Oe.
Alpenvereins
10.

Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach

von

C. W. Kockel (Leipzig), **Max Richter** (Bonn)
und **H. G. Steinmann** (Essen)

Mit einer geologischen Karte, einer Profiltafel,
17 Tafeln und 57 Textfiguren

INNSBRUCK 1931

VERLAG DES DEUTSCHEN U. OESTERREICHISCHEN ALPENVEREINS

IN KOMMISSION BEI DER J. LINDAUER'SCHEN UNIV.-BUCHHANDLUNG IN MÜNCHEN

Wir widmen diese Monographie

*dem Erschließer der Ostalpen und verdienstvollen
Förderer der Wissenschaft,*

dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einführung, topographischer Überblick und ältere Bearbeitungen (C. W. K.) . . .	1
Stratigraphischer Teil	5
Vorbemerkungen	5
I. Trias (H. G. St.)	6
A. Anisische Stufe	6
B. Ladinische Stufe	8
C. Karnische Stufe	16
D. Norische Stufe	24
E. Rhätische Stufe	33
II. Jura (M. R.)	42
A. Die Kalkfazies	44
B. Die Mergelfazies	55
C. Die Kieselfazies	68
III. Kreide (M. R.)	78
A. Neokom	78
B. Gault	82
C. Cenoman	84
D. Cenomantransgression und vorcenomane Gebirgsbildung	97
E. Gosau	104
IV. Flysch (M. R.)	105
V. Diluvium (H. G. St.)	114
VI. Postglazial und Alluvium (H. G. St.)	134
Tektonischer Teil (C. W. K.)	139
Einleitung	139
Beschreibung	140
I. Die Kramermasse	141
II. Das Hauptdolomitgebiet des Südens	143
III. Der Bennadeckensattel	150
IV. Der große Muldenzug	157
V. Die Nordrandzone des Muldenzugs und der Lechtaldecke	163
VI. Das Gebiet der Allgäudecke bis zum Flyschrand mit dem Falkensteinzug	173
VII. Die Flyschzone	180
VIII. Schichtstreichen, Generalstreichen und Diagonalstörungen	181
Deutung	190
I. Deckenbildung und -bewegung	190
II. Deckenfaltung	195
Morphologischer Teil (H. G. St.)	200
Biographische Zusammenfassung (C. W. K.)	214
Literaturverzeichnis	224
Ortsverzeichnis	228

Einführung, topographischer Überblick und ältere Bearbeitungen.

(C. W. K.)

Überblicken wir die Spezialarbeiten, die jeder zusammenfassenden geologischen Darstellung des bayrischen Alpengebietes zugrunde liegen (z. B. zitiert bei LEUCHS 1927), so tritt uns ein ungemein vielfältiges Material entgegen. Zahlreiche Untersuchungen behandeln jeweils verhältnismäßig eng umgrenzte Gebiete im Maßstab 1:25.000 und legen von dem Fleiße namentlich der Münchner Geologen in den letzten Jahrzehnten rühmliches Zeugnis ab. Und doch wirkt eine innere Ungleichmäßigkeit hinderlich, wenn man auf Grund dieser Spezialarbeiten das geschlossene Bild auch nur von Teilgebieten des bayrischen Gebirges gewinnen will.

Schuld daran trägt außer der individuellen Verschiedenheit der Autoren, die einen wechselnden Grad von Exaktheit zur Folge hat, vor allem der große Zeitraum von fast 50 Jahren, über den sich die einzelnen Arbeiten verteilen. Wenn auch die Stratigraphie der alpinen Schichtfolge in ihren Grundzügen schon vor 50 Jahren feststand, so haben doch weitere Verfeinerungen und Richtigstellungen inzwischen immer wieder stattgefunden, und die stratigraphische Klärung der Flyschzone wurde gar erst vor wenigen Jahren in Angriff genommen. Nicht viel älter sind die ersten gesicherten Ergebnisse auf dem Gebiete der Paläogeographie. Sie konnten erst auf der Grundlage einer verfeinerten Methodik der Sedimentuntersuchung erwachsen, die auch für die Zukunft noch reichste Ausbeute verspricht.

Außerlich viel auffälliger war die Umwälzung der Anschauungen über den Baustil, über die Tektonik des Alpengebietes, die in den oben skizzierten Zeitraum hineinfällt. Wenn nun auch eine tektonische Arbeitshypothese eigentlich auf das Aussehen einer Spezialkarte, auf stratigraphische Ergebnisse usw. keinen Einfluß haben sollte, so besitzt sie doch eine enorme Bedeutung für die Paläogeographie. Außerdem ist nicht zu verkennen, daß mit dem Augenblicke, wo man auch in den bayrischen Alpen mit Überschiebungen großer Förderweite notgedrungen rechnen mußte, kritische Stellen schon im Gelände bedeutend schärfer ins Auge gefaßt wurden, sei es, um jene Deckenüberschiebungen zu beweisen oder sie zu widerlegen.

Beides ist nun bisher nur deswegen oft nicht gelungen, weil der Autor sich auf ein zu eng begrenztes Gebiet beschränkte und seine theoretischen Ergebnisse daher keinerlei Allgemeingültigkeit beanspruchen konnten. Auch eine so ungeheure Arbeitskraft wie F. F. HAHN mußte sich vielfach auf die vorliegenden älteren Untersuchungen stützen, so daß die Richtigkeit seiner Folgerungen von deren Qualität abhängig blieb. Nur zwei Spezialkartierungen gibt es — außer der Wettersteingebirgsaufnahme von REIS und PFAFF 1911 — in Bayern, die infolge ihres großen Umfanges auch regionale Erkenntnis zu vermitteln imstande sind; es sind diejenigen von HANIEL 1914 und REISER 1922; jener baute die Ergebnisse mehrerer etwa gleichzeitig entstandener Münchner Dissertationen aus, dieser wandte ein Menschenleben an seine Monographie.

Als C. W. KOCKEL und MAX RICHTER im Sommer 1923 die ersten Begehungen in den Hohenschwangauer Bergen durchführten, ergab sich die innere Notwendigkeit, das ganze, geschlossene, an geologischen Problemen aller Art überreiche Gebiet der nördlichsten Kalkalpenzone zwischen Lech und Loisach (zugleich die weitere Umgebung von Oberammergau und den Königsschlössern) sowie die südlichen Teile der anschließenden Flyschzone einer einheitlichen gründlichen Neuaufnahme zu unterwerfen. Nur so konnten zahlreiche Zusammenhänge und Gegensätze in stratigraphischer, fazieller, tektonischer und paläogeographischer Hinsicht ungehemmt von willkürlichen Grenzziehungen der Lösung nähergebracht werden. So wuchs denn aus C. W. KOCKELs ersten Spezialkartierungen 1923 in den Hohenschwangauer Bergen 1924 MAX RICHTERs Bearbeitung des Ammergebirges heraus, und 1925 nahm H. G. STEINMANN die Abrundung des Gebietes nach Osten zu in Angriff.

Bei der Aufnahme unserer Teilgebiete, deren Begrenzung auf der geologischen Karte ersichtlich ist, standen wir stets in Gedankenaustausch und führten zahlreiche gemeinsame Begehungen durch, die wechselseitiger Kontrolle und der Klärung strittiger Punkte dienten.

Die Aufnahme im Gelände erfolgte teils im endgültigen Maßstab 1 : 25.000, teils, namentlich in den komplizierten Teilen der Hohenschwangauer Berge, im Maßstab 1 : 12.500. Diese Flächen wurden dann auf 1 : 25.000 reduziert.

Die Geländetätigkeit war im Herbst 1927 im wesentlichen abgeschlossen, 1928 wurden nur noch einige unbedeutende Bereinigungen notwendig.

Während der ganzen Zeit konnten wir uns immer wieder verständnisvollen Interesses und uneigennütziger Unterstützung erfreuen. Alle die aufzuzählen, die uns unsere Tätigkeit erleichtert haben, würde indessen den Rahmen dieser Einleitung sprengen. Nur der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft sei für finanzielle Beihilfe zur Feldarbeit auch an dieser Stelle herzlichst gedankt. Vor allem aber gebührt dem Hauptausschuß des D. u. Ö. A.-V., der in großzügiger Weise die Veröffentlichung unserer Ergebnisse in der vorliegenden Form überhaupt erst ermöglichte, unsere und unserer Leser höchste Anerkennung und Dankbarkeit. Ebenso sei ihm für eine Beihilfe zur Feldarbeit aus der Eduard-Richter-Stiftung gedankt.

Herzlich danken wir auch Frä. Dr. L. KOCKEL (Leipzig), die als unermüdliche Helferin sowohl im Gelände als auch bei Fertigstellung der Arbeit uns eine wertvolle Mitarbeiterin war.

Die Abfassung der Arbeit ging derart vor sich, daß jeder von uns eine vollständige Darstellung seines engeren Arbeitsgebietes schriftlich niederlegte. Auf dieser, durch persönliche Bekanntschaft mit dem ganzen Gebiet belebten Grundlage entstanden die einzelnen Kapitel unserer Monographie.

Daß außerdem zahlreiche, oft sich ergänzende Exkursionen in benachbarten und fernerer alpinen Gebieten unerläßliche Voraussetzung der Spezialkartierung waren, versteht sich von selbst.

Zur raschen Orientierung über die topographisch-orographischen Hauptzüge des im folgenden geologisch behandelten Gebietes sei hier eine Übersichtsskizze vorausgeschickt (Fig. 1). Wir trennen zunächst einen Westabschnitt ab, die Hohenschwangauer Berge, der seine bezeichnende Gliederung durch drei S—N verlaufende Grate erhält. Auf den öst-

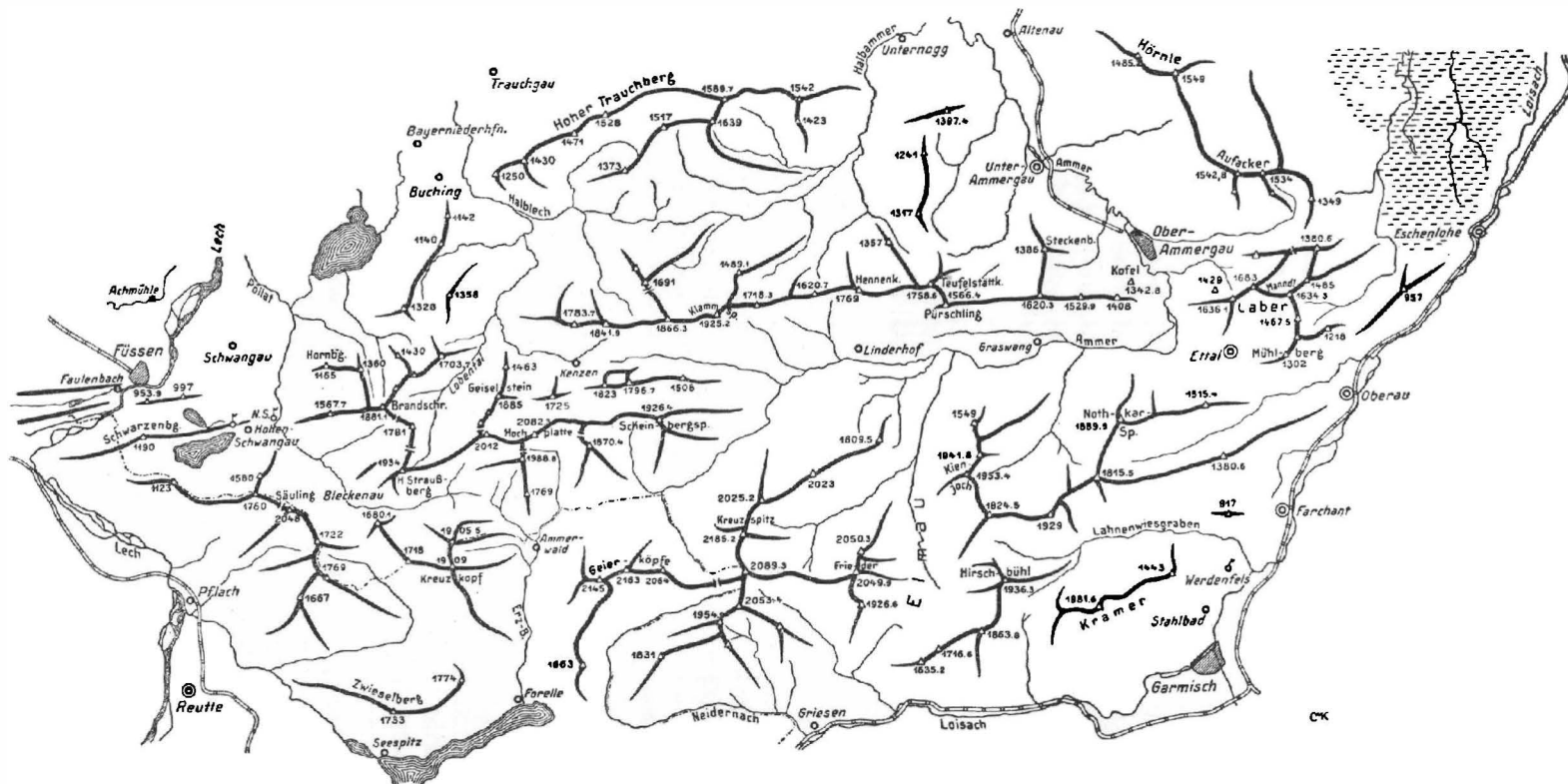


Fig. 1. Topographische Übersichtskarte der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach.
1 : 200.000.

Entworfen auf Grund der amtlichen topographischen Karten und unter Benutzung von A. Schusters Führer durch die Ammergauer Alpen.

lichsten dieser Grate, den Gciselsteinkamm, östlich vom Lobental, legten wir die Grenze gegen den Mittelabschnitt, das Ammergebirge, in dem W—O-Streichen der Käme vorherrscht. Im breiten Westteil dieses Gebirges ist es noch nicht so ausgesprochen wie weiter im Osten. Denn hier dominiert der Ammergebirgshauptkamm. Seine organische Fortsetzung bildet, durch das Ammerquertal abgetrennt, im Ostabschnitt der Labcr. Im N wird das so umrissene Gebiet von einer Tiefenlinie begrenzt, die es von den Trauchgauer Flyschbergen und der ihnen im Osten entsprechenden Aufacker—Hörnlegruppe trennt. Auch im S verläuft ein sehr ausgesprochener Talzug, der von Ammerwald nach NO und O (Ammerlängstal) und weiter über den Ettaler Paß nach Oberau führt. Südlich dieser Linie dehnt sich das Südgcbiet. Es gehören zu ihm im W die in Tirol liegenden, daher nicht mitkartierten Geierköpfe im SO von Ammerwald. In der Mitte wird es zerschnitten durch die große Quersfurche der Elmau.

Im einzelnen weisen im Text cckig eingeklammerte Buchstaben und Zahlen (z. B. [K 6]) auf die durch die Gitterlinien des topographischen Unterdruckes der geologischen Karte 1:25.000 gebildeten Planquadrate hin. Sie sind am Kartenrand rot bezeichnet, und zwar von N nach S mit den Buchstaben A bis O, von W nach O mit den arabischen Ziffern 0 bis 38.

Das Kartierungsgebiet umgrenzt sich genauer im Süden durch die Landesgrenze, die gleichzeitig die Grenze der Topographie auf den bayrischen Positionsblättern darstellt. Wo der organische Zusammenhang es indessen notwendig machte, wurde sie auch gelegentlich überschritten. Weiter gegen Osten fällt die Südgrenze mit derjenigen der Blätter Graswang—Lindcrhof und Ettal zusammen, so daß unsere Karte vom Kuhkarl [O 27] im Westteil des Kramers bis zur Loisach unmittelbar an die Karte des Wettersteingebirges von REIS und PFAFF (1911) anschließt. Den Westrand der Karte bildet der Westrand des bayrischen Positionsblattes Füssen: hier wird ein wenig über den Lech hinausgegangen, da nur so der Bauplan des Falkensteinzugs mit hinreichender Klarheit aufgezeigt werden kann. Im Nordwesten und Norden ist soviel von der Flyschzone einbezogen, daß alle ihre Schichtglieder zur Darstellung kommen und auch die diluvialen Ablagerungen nicht unnötig verstümmelt werden. Die Ostgrenze wird von der Loisach gebildet.

Die so umschriebene Landschaft ist zum erstenmal genauer mit dargestellt in GÜMBELs Geologie des bayrischen Alpengebirges 1861. Dessen zugehörige Karte 1:100.000 hat indessen heute vorwiegend ein historisches Interesse, denn sie ist durch die Spezialkarten 1:25.000 von ROTHPLETZ 1886 (er greift in den äußersten Westen unseres Gebietes bis Neuschwanstein hinein) und von BÖSE, der 1894 die Hohenschwangauer Berge und den westlichsten Teil des Ammergebirges beschrieb, überholt. Beide Arbeiten besitzen schon eine sehr hohe Genauigkeit, so daß in den ersten Wochen höchstens ihre auf dem damaligen Stand der Wissenschaft beruhende tektonische und paläogeographische Deutung angehtbar schien. Im Laufe der Jahre stellte sich jedoch heraus, daß auch die beste Spezialaufnahme noch verfeinert und selbst in wesentlichen Punkten berichtigt werden kann.

Weniger Mühe machte es im Ammer- und Labergebirge, sogleich zu überraschenden neuen Beobachtungen zu gelangen. Beide sind von SÖHLE 1894,

1899 aufgenommen worden, und speziell die Karte des Ammergebirges zeigt so zahlreiche Abweichungen von der Wirklichkeit, daß dessen Kartierung fast der Neuaufnahme eines bisher unbekanntes Gebietes gleichkam. Die Karte der Farchanter Alpen von HEIMBACH 1895, die in den Südostteil unserer Karte hereinreicht, ist sehr veraltet und obendrein im Maßstab 1 : 50.000 gehalten. Seit GÜMBEL nicht wieder kartographisch dargestellt waren die Gegend südlich vom Ammerlängstal und kleinere Ausschnitte am Südrand der Hohenschwangauer Berge. Auch die Flyschzone, bisher in einer einzigen Farbe wiedergegeben, konnte man bisher nicht als spezialkartiert bezeichnen.

Ein vollständiges Verzeichnis der gesamten herangezogenen Literatur findet sich am Schluß. Im Text wird durch Verfassernamen und Erscheinungsjahr darauf verwiesen. Es ergibt, daß die jüngste Kartierungsarbeit, die sich mit den bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach beschäftigt, diejenige von SÖHLE über das Ammergebirge, in den Geognostischen Jahreshften 1899 erschienen ist. Auch aus diesem Grunde schien also eine Neukartierung dringend geboten.

Mag es auch auf den ersten Blick den Anschein haben, als ob eine solche Arbeit nur für den Fachkollegen Interesse habe, so glauben wir doch, daß sie auch dem Nichtspezialisten, dem Alpenwanderer, dem Kletterer, dem Forstmann, dem Techniker etwas zu sagen hat.

Stratigraphischer Teil.

Vorbemerkungen.

Die Schichtenfolge der nördlichen Kalkalpen ist durch zahlreiche Forschungen der letzten Jahrzehnte recht gut bekannt. Auch unser Gebiet trug schon früh zur Klärung von Alter und Reihenfolge namentlich der Trias- und Jurasedimente bei. Trotzdem lieferte die neue Spezialkartierung verschiedene, im und außerhalb vom Untersuchungsgebiet bisher noch unbekanntes stratigraphische Tatsachen. Weniger dringend schien es, in paläontologisch bereits genau bearbeiteten, fossilreichen Horizonten umfangreiche weitere Aufsammlungen zu machen. Statt dessen konnten wir den so überaus wichtigen Verbandsverhältnissen der Schichten, ihrer Fazies und ihrer genauen Verbreitung größere Aufmerksamkeit zuwenden. Das machte sich einmal aus tektonischen Gründen sehr notwendig, aber auch die Stratigraphie wurde auf diesem Wege gefördert, zumal die aller jener Abteilungen, die sich von jeher als fossilifer erwiesen. So kamen wir dazu, eine mehr sedimentpetrographische Untersuchungsmethode anzuwenden, die nicht nur den einzelnen Fossilhorizont ausbeutet, sondern die genaue Kenntnis der gesamten Gesteinsfolge anstrebt. Die Auswertung einer großen Anzahl von Dünnschliffen trat dabei naturgemäß der makroskopischen Betrachtung zur Seite. Jene Arbeitsweise, der fast alle Kenntnisse der Flyschstratigraphie zu verdanken sind, wurde also auch in den Kalkalpen ausgiebig zur Hilfe herangezogen.

Wohl sind wir uns bewußt, infolge der Größe des Gebiets und des Umfangs der Schichtenfolge nicht den höchsten Grad von sedimentpetrogenetischer Exaktheit erreicht zu haben, aber wir hoffen, daß unsere Arbeit als Basis dienen kann für spätere subtilste Durchforschungen der einzelnen Formationen.

Schon im stratigraphischen Teil erweist es sich als notwendig, hier und da mit den wichtigsten heute allgemein anerkannten tektonischen Elementen zu

operieren, wenn sie auch erst im tektonischen Teil eine ausführliche Besprechung erfahren sollen. Es handelt sich von unten nach oben um die Allgäu-Decke mit der ihr mehr oder weniger verbundenen Flyschzone, die Lechtal-Decke, beziehungsweise ihre beiden Teildecken, die Untere und Obere Vilser Decke, und als höchstes die Kramer-Masse, die neuerdings zur Inntal-Decke gestellt wird (RICHTER 1929). Die heutige regionale Verbreitung dieser Decken ist aus der tektonischen Übersichtskarte Tafel XVII ersichtlich.

I. Trias.

(H. G. St.)

A. Anisische Stufe.

Glieder der skythischen Stufe fehlen. Von der Allgäu-Decke sind derartige tiefe Teile nicht mehr entblößt. Die Lechtal-Decke ist stets oberhalb der skythischen, meist in der anisischen Stufe, gelegentlich auch noch höher von ihrer Unterlage abgeschert. Wir sind daher über die tiefsten Teile der Trias, sowie über ihr Liegendes in unserem Gebiet durchaus nicht unterrichtet.

1. Innerhalb der anisischen Stufe läßt sich unter dem Muschelkalk die Serie der Reichenhaller Schichten abtrennen, namentlich im Karwendel (AMPFERER 1898, 1903) und bei Lenggrics (BODEN 1916). Zwischen Lech und Loisach lassen sich hierzu gewisse Analogien finden, die jedoch keine Abtrennung der Reichenhaller Schichten vom Muschelkalk auf der Karte ermöglichen. In den Hohenschwangauer Bergen und im Laber fehlen sie überhaupt; sowohl die Dolomitbänke in den Steinbruchkalken des Falkensteinzugs, wie die an der Nordseite des Säuling [K 6], wie auch endlich diejenigen südlich des oberen Ammertalgrabens [D 34] gehören schon der ladinischen Stufe an. Am Säuling-Nordhang kann es sich sogar um tektonisch eingeschuppte, noch jüngere Schichten handeln.

Anders verhält es sich an einer Stelle des Ammergebirges südlich der Oberen Alpe am Dreisäulerkopf [E 20]. Hier treten unter dem Muschelkalk dunkle Kalke mit eingeschalteten bräunlichen oder grauen Dolomitbänken auf, die nach ihrer Stellung sehr wohl mit Reichenhaller Schichten verglichen werden können. Da sie keine Fossilien geliefert haben, so ist eine sichere Entscheidung darüber, ob es sich nur um eine dolomitreiche Varietät des Muschelkalks oder um echte Reichenhaller Schichten handelt, nicht möglich. Daher wurde auf kartographische Ausscheidung verzichtet.

2. Muschelkalk s. str. war bisher in den Hohenschwangauer Bergen durch BÖSE nur vom Schönleitenschrofen [F 10], aus dem Ammergebirge vom Hennenkopfgipfel [E 21, 22], aus dem Laber vom Angerwäldchen [E 31] durch SÖHLE bekannt. Neu ist aus dem Westabschnitt ein Vorkommen im Falkensteinzug im Gebiet der Hangenden Wand [H 0], im Ammergebirge die Erkenntnis, daß fast die ganze Nordfront der Lechtal-Decke hier mit dem Muschelkalk beginnt. Vom Schönleitenschrofen bildet er über das Lobental hinweg einen geschlossenen Zug bis zur Oberen Alpe [E 20]. Von dort aus zieht er, wenn auch unterbrochen, über Kleckelalpe [E 21] und nördlich der Nebelalpe [E 23] vorbei bis zum Reitweg nach dem Pürschlinghaus (Plattenberggraben) [E 24]. Das Vorkommen vom Angerwäldchen ist als Ostausläufer dieses Zuges zu betrachten. Weiter östlich ist Muschelkalk der Lechtal-Decke nicht mehr bis zur Stirn mit nach vorn gebracht worden. SÖHLE hat diesen

Muschelkalkzug teils als Raiblerschichten, ja sogar als Aptychenschichten kartiert.

Wie anderwärts zeichnet sich auch in unserem Gebiet der Muschelkalk durch gute Bankung aus, wobei aber die Schichtflächen sehr häufig wulstig sind (Wurstelbänke). Die Dicke der einzelnen Kalkbank schwankt in weiten Grenzen. Oft beträgt sie nur 3 bis 4 cm, wächst aber häufig auch bis 20 cm an. Dickere Bänke kommen nur gelegentlich, z. B. am Schönleitenschrofen [F 10, 11] vor. Farbe grau, meist dunkelgrau. Überall finden sich unregelmäßige Putzen und Knollen von Kieselsäure, die einerseits häufig die Wülste und Unregelmäßigkeiten der Schichtflächen bedingen, andererseits natürlich auf Anwitterungsflächen stark, meist mit gelber Farbe, hervortreten. An der Hangenden Wand [H 0] nehmen die knolligen Kalke der hangendsten Partie geradezu konglomeratisches Aussehen an und werden von den Einheimischen deshalb als „Nagelsteine“ bezeichnet. Auch die Fossilien sind mitunter verkieselt. Gelegentlich (Angerwäldchen [E 31]) ist die Kieselsäure mehr im Gestein verteilt und bewirkt dann eine löchrig-sandige Verwitterung. Ebenflächige Bankung tritt einerseits in massigeren Zonen in stratigraphisch tiefem Niveau auf (heller Felsen nördlich am Schönleitenschrofen [F 10], schon von BÖSE 1894, S. 4, erwähnt), andererseits kommt sie auch in dünnplattigem Gestein des Hennenkopfs vor. Mergeleinlagerungen fehlen durchweg. Die Fugen der Kalkbänke tragen höchstens ganz dünne Mergelhäute. Daher erscheint der Muschelkalk im Gelände meist als kompakte Kalkzone, mit deutlicher Neigung zu Steilstufen und untergeordneten Felsen, an denen sich gelegentlich die Spezialfaltung schön studieren läßt.

Fossilreste sind im Muschelkalk ziemlich häufig, doch ist die Fauna ärmlich und enthält nur Brachiopoden und Echinodermen, die sich noch dazu meist der Art nach nicht bestimmen lassen. Doch ist der Fossilreichtum auch dann noch ein sehr bezeichnendes Merkmal zur Unterscheidung des Muschelkalks von den sonst sehr ähnlichen, aber meist fossilleeren Kalken der Partnachschichten. Es fanden sich:

<i>Encrinus liliiformis</i> MILL. Stielglieder	<i>Mentzelia Mentzelii</i> DUNKER.
häufig, eine Kelchbasis von Obere	<i>Retzia Schwageri</i> BITTN.
Alpe [E 20].	<i>Tetractinella trigonella</i> SCHLOTH.
<i>Encrinus gracilis</i> BUCH.	<i>Coenothyris vulgaris</i> SCHLOTH.
	<i>Aulacothyris angusta</i> SCHLOTH.

Die Mächtigkeit des Muschelkalks wechselt naturgemäß sehr stark, da die Überschiebungsbahn ihn unten in verschiedenem stratigraphischem Niveau abschneidet. Da, wo er am vollständigsten erhalten ist (mittleres Ammergebirge), kann seine Mächtigkeit bis 100 m erreichen. Im Westen dürfte diese Zahl, die auch BÖSE angibt, wohl nie ganz erreicht werden, im Laber ist SÖHLES Angabe (200 m) bei weitem übertrieben. 100 m bilden auch hier das äußerste Maximum.

Im Dünnschliff zeigt sich der Muschelkalk des Angerwäldchens als eine, von Fossilresten verschiedenster Art ganz erfüllte, an sich aber sehr feine Kalkmasse. Am häufigsten sind kleine Brachiopoden sowie Echinodermenplatten, unter denen sich häufig *Encrinus*-Stielglieder unterscheiden lassen. Es kommen aber auch Zwischalerreste vor sowie kurze, sehr dünne geradlinige Kalkstäbchen. Vereinzelt tritt Glaukonit auf. An anderen Stellen treten die Fossilreste mehr zurück, fehlen aber nie. Der Kalk wird auch wohl etwas

gröber im Korn, und es kommen kleine, kugelige Calcitkonkretionen darin vor, die wie ein schwacher Ansatz zu Oolithbildung wirken.

Im Gelände tritt der Muschelkalk i. a. wenig hervor. Immerhin bildet er, wo er auf mergelige Schichten der Allgäudecke aufgefahren ist, zwischen diesen und den Partnachmergeln oft kleinere Höhenzüge und selbst Wändchen, z. B. östlich der Klebalpe [E 19] und unterm Schönleitenschrofen [F 10]. Im Gipfelplateau des Hennenkopfs [E 21] ist er deutlich verkarstet (Tafel X).

Ob zum Muschelkalk auch die ihm äußerlich und petrographisch durchaus gleichenden, bis ca. 40 m mächtigen, fossilleeren Kalke gehören, die an der Basis der Partnachschichten des Säuling-Nordrands [K 6], der südlichen Bleckenau [L 8], des Hohen Straußbergs [I 9] und der Niederstraußbergalpe [I 9] anstehen, ist schwer zu entscheiden. GÜMBEL 1859, 1861 hat sie dazu gerechnet, während BÖSE 1894 sie schon zu den Partnachschichten stellt. Immerhin ist auffällig, daß rein petrographisch und in bezug auf Mächtigkeit sehr große Übereinstimmung besteht zwischen dem Profil von Muschelkalk und Partnachschichten am Schönleitenschrofen und dem nach BÖSE nur Partnachschichten enthaltenden der Niederstraußbergalpe. Doch ist dies nicht unbedingt beweiskräftig, namentlich da die Partnachschichten nicht völlig faziesbeständig sind, und so wurden diese muschelkalkverdächtigen Gesteine im Süden der Hohenschwangauer Berge kartographisch zu den Partnachschichten gezogen.

B. Ladinische Stufe.

Sie ist nirgends im Gebiet nur in Kalkfazies oder nur in Mergelfazies entwickelt, vielmehr sind ihre liegendsten Teile stets als Partnachschichten, die hangendsten stets als Wettersteinkalk ausgebildet. Dennoch läßt sich auch in unserem Gebiet zeigen, daß der Wechsel Partnachschichten—Wettersteinkalk nicht einem bestimmten Zeitpunkt entspricht, sondern einem Faziesübergang, der in verschiedenen Teilen des Gebiets zu verschiedenen Zeiten stattgefunden hat. Durch Einschaltung einer Dolomitfazies (Wettersteindolomit) zwischen Partnachschichten und Wettersteinkalk in einem Teil des Gebiets werden die Verhältnisse weiter kompliziert. Im ganzen lassen sich zwei Regionen auseinander halten: 1. Gebiet ohne oder mit gering mächtigem Wettersteindolomit: südliche Hohenschwangauer Berge, Ammer- und Labergebirge östlich des Teufelstättkopfs. 2. Gebiet mit wohl ausgebildetem Wettersteindolomit: nördliche Hohenschwangauer Berge und westliches Ammergebirge.

1. **Partnachschichten.** Sie bestehen aus Mergeln und geschichteten dunklen Kalken, deren wechselseitige Lage großen Schwankungen unterliegt. Die Partnachmergel sind schwärzliche bis schwarz-grüne, meist sehr weiche, kalkarme Schiefer und Mergel. Sie zerfallen nicht eben, sondern griffelig bis kleinbrockig. Häufig treten, namentlich im Westen, eisenreiche Klüfte auf. Ebenspaltend werden die Mergel nur in ihrem liegendsten Teil im Falkensteinzug. Quarzkörner fehlen durchweg. In den Schiefnern finden sich sehr charakteristische harte, bis überfaustgroße, schwarz bis grünlich gefärbte Knollen von mitunter dolomitischem Mergel. Bei der Verwitterung überziehen sich diese mit einer schmutzig gelb-braunen Rinde. Beim Zerschlagen zeigen sie splittrig-muscheligen Bruch. Nach Osten zu treten sie zurück.

Partnachkalke treten entweder als einzelne Bänke in den Mergeln oder als geschlossene Kalkpartie auf. Im Falkensteinzug (Faulenbach [H 1], Hutlersberg [H 2], Kienenberg [H 3], Ostseite der Hornburg [F, G 7]) liegt zwischen

Partnachmergeln eingeschlossen die mindestens 15 m mächtige, sehr charakteristische Folge der „Steinbruchkalke“, die in großem Umfang abgebaut werden, früher zum Schloßbau, heute zum Unterbau von Autostraßen. Sie zeigen gute Schichtung von 20 bis 50 cm Dicke und grob pockennarbige Schichtoberfläche. Mergel- und Tonlagen fehlen ihnen bis auf schwarze und grüne Tonhäute auf den Schichtflächen. Die Farbe der Steinbruchkalke ist im Gegensatz zu andern Partnachkalken nicht gleichmäßig dunkelgrau, sondern stets schreckig, in manchen Bänken sogar recht hell, ins Rosa hinüberspielend. Auch treten unregelmäßig darin grüne, unscharf begrenzte, harte Mergelknollen auf, sowie stellenweise, z. B. am Nordwestende des Schwannsees, Dolomitbänke. Das ladinische Alter dieser Kalke hat schon BEYRICH 1862 erkannt. ROTHPLETZ 1886 hat die Fauna von der Westseite des Lech beschrieben.

Während im Falkensteinzug die Partnachschichten sich klar in eine einfache Folge: Mergel—Kalk—Mergel gliedern, ist dies im Südteil der Hohenschwangauer Berge anders. An der Basis liegen dort die oben geschilderten muschelkalkverdächtigen Kalke, die sich von den Steinbruchkalken durch ihre dünnere Bankung, dunklere Farbe und mangelnde Fossilführung aufs schärfste unterscheiden. Sie sind zirka 40 m mächtig und werden von Partnachmergeln überlagert, in deren unteren Teil sich aber gleichfalls Kalkbänke von 2 cm bis 2 m Dicke einschalten. Diese grauen bis bräunlichen Kalke mit holprigen Schichtflächen bilden zwar keine geschlossene Serie wie die Steinbruchkalke, gleichen ihnen aber im übrigen petrographisch und sind wohl als ihr Äquivalent anzusprechen.

Die Mächtigkeit der ganzen Partnachserie ist sehr schwer anzugeben, weil sie weitgehenden, tektonisch bedingten Schwankungen unterworfen ist. Sie mag im Falkensteinzug zirka 50 m, an der Nordostseite des Hohen Straußberges über den muschelkalkverdächtigen Kalken noch zirka 50 m betragen. An andern Stellen ist die Mächtigkeit tektonisch reduziert (Nordwestseite des Hohen Straußberges) oder angehäuft (z. B. im Sattelkern zwischen Gabelschrofen und Krähe [I 11]).

Auch im Ammer- und Labergebirge treten Partnachkalke und Mergel regelmäßig an der Basis der ladinischen Stufe auf, wenn auch nicht in dem Umfang, den ihnen SÖHLE in beiden Gebieten gibt (z. B. Kälberalpe [E 23], Angerwäldchen [E 31]). Während die Mergel denen des Westabschnitts gleichen, sind die Kalke hier im O i. a. dunkler, wulstiger und hornsteinreicher als die Steinbruchkalke. Sie gleichen also vielmehr dem Muschelkalk, beziehungsweise den muschelkalkverdächtigen Kalken des Westens. Im Ammergebirge bilden sie auch gewöhnlich das Liegende der Partnachserie und sind dann vom Muschelkalk sehr schwer, am besten noch durch die größere Bankdicke und die Fossilarmut zu unterscheiden. Offenbar entsprechen diese Partnachkalke den muschelkalkverdächtigen Kalken des Westens, und hierin dürfte ein weiterer Grund liegen, letztere doch der ladinischen Stufe zuzurechnen.

Nach O zu ändert sich das Verhältnis langsam, die Kalkbänke innerhalb der Mergel treten wieder häufiger auf, und gelegentlich, so an den Thörlen, [E 12, 13], am Dreisäulerkopf [E 20] und im Labergraben [E 31] bilden die Kalke ausgesprochen den hangenden Teil der Serie. Es handelt sich hier aber noch um typische dunkle, hornsteinreiche Partnachkalke, während ähnlich liegende Kalke an der Basis des Wettersteinkomplexes der Hohenschwangauer Berge schon deutliche Übergänge in Wettersteinkalk-Habitus zeigen. Die Hornsteine

lassen sich im Laber von denen des Muschelkalks einigermaßen dadurch unterscheiden, daß sie mehr in Knauern als in Schnüren auftreten und meist dunkler, nicht heller als ihre Umgebung sind. Doch kann man bei dem kleinen Hügel im untersten Labergraben [E 30], der schon SÖHLE bekannt war, im Zweifel sein, ob es sich um ladinischen oder anisischen Kalk handelt. Er ist auf der Karte als Partnachkalk dargestellt wegen der Nähe des Wettersteinkalks.

Die Mächtigkeit der Partnachserie kann im Ammergebirge bis zu 150 m anschwellen, nach O wird sie wieder geringer. Im Laber scheinen 25 m Mergel + 30—40 m Kalk normal zu sein. Die scheinbar größere Mächtigkeit im Labergraben rührt von tektonischer Repetition her.

Im Falkensteinzug finden sich:

Encrinus cassianus LAUBE. *Koninckina Leonhardi* WISSM.
Pentacrinus propinquus MSTR. *Terebratula indistincta* BEYR.
Norella nucleata ROTHPL.

sowie andere *Encrinus*-Reste, ferner Schalenreste und Stacheln von *Cidaris*-Arten.

Südliche Hohenschwangauer Berge:

Bactryllium Schmidii HEER. *Terebratula tenella* BITTN.
Koninckina Leonhardi WISSM. (vorw. *Halobia* sp.
im Kalk)

Ammergebirge:

Rhynchonella bajuvarica BITTN. *Koninckina Leonhardi* WISSM.

Bei „Auf der Platte“ [D 15, 16] fand RICHTER grau-grünliche Muschelbrekzien mit zahlreichen gerippten Zweischalern, wohl *Avicula* sp.

Labergebirge:

Nodosaria sp. *Koninckina Leonhardi* WISSM.
Encrinus sp. (Stielglieder und Platten) Unbestimmbar Brachiopoden.
Cidaris dorsata. MSTR. (Stacheln.)

Im Schliff fällt das gleichmäßige, sehr feine Korn des Gesteins und der gänzliche Mangel von Quarzkörnern, namentlich gegenüber den Raiblerschichten auf. Während sowohl die Mergelknollen aus den Schiefern wie die aus den Steinbruchkalken das Bild eines völlig homogenen, sehr feinkörnigen Mergelkalks liefern, zeigen die Kalkbänke aus allen Teilen des Gebiets zwar eine ähnliche, nur wenig gröbere und calcitreichere Grundmasse, darin aber, oft nesterweise gehäuft, zahlreiche Fossilreste. Meist dominieren dabei Crinoiden mit Stielgliedern und Kelchplattenresten. Daneben treten, bald mehr bald weniger, winzige Brachiopoden auf; auch Reste von Zweischalern kommen vor, während Foraminiferen selten sind (*Nodosaria* sp. im Labergraben [E 31]). Auffallend ist, daß das Gestein in der Nähe solcher Kleinfossilbrekzien, mehr noch als der Muschelkalk, häufig eine Neigung zu kleinkugelig Absonderung, teils des Tons, teils des Calcits zeigt. Doch kommt es nicht bis zu eigentlicher Oolithbildung. Glaukonit und Eisenerz treten gelegentlich fein verteilt auf.

Im Gelände bilden die Partnachsichten wegen ihres Mergelreichtums i. a. ausgesprochene Depressionszonen (Tafel VII, Bild 14). Die Abtragung

wirkt in ihnen fast stets stärker als in ihrer Umgebung. So kommt es, daß sie überall relativ wenig geneigte, reichlich bewachsene Abhänge aufbauen, in denen freilich wieder gern junge scharfe Anrisse auftauchen. Auch die Kalkbänke ragen meist nur wenig hervor, außer da, wo sie sich zu größeren Massen zusammenschließen (Steinbruchkalke, hangende Kalke im Laber). Sie sind fast ebenso wasserundurchlässig wie die Mergel, wohl wegen der Mergelhäute auf den Schichtflächen. Daher kommt es, daß die Partnachsichten allenthalben einen der wichtigsten Quellhorizonte der Kalkalpen darstellen. So tragen sie z. B. die Brunnenstube der Bleckenau [K 7]. Häufig liegen daher auch Almen in ihnen, die freilich sehr zum Versumpfen neigen. (Niederstraußbergalpe [I 9, 10], Schwangauer Kessel [I 10], Äpele nördlich vom Säuling [I 5], Klebalpe [E 19], Obere Alpe [E 20] zum Teil, Kleckelalpe [E 21].) Wo Muschelkalk fehlt, liegt mitunter die Deckengrenze von Allgäu- und Lechtaldecke in einem gemeinsamen Sumpf aus Partnach- und Fleckenmergeln, beziehungsweise Neokom, z. B. östlich vom Angerwäldchen (D, E 31), Vorderes Mühlberger Äpele [F 9, 10].

2. Wettersteindolomit. Im Norden der Hohenschwangauer Berge, aber auch im zentralen Ammergebirge, in stark abgeschwächtem Maße sogar noch bis in den Laber hinein, findet sich an der Basis des Wettersteinkalks ein ladinischer Dolomit, den wir als Wettersteindolomit bezeichnen, obwohl der Name Ramsaudolomit ebenso passen würde. Er ist meist hell, fast weiß bis hellgelb, selten bräunlich. Diese dunkleren Varietäten werden dem Hauptdolomit oft sehr ähnlich. Häufig ist der Dolomit porös, teilweise zuckerartig.

Im Nordwesten, wo er am mächtigsten ist, sind wenigstens seine liegenden Partien rein, in den hangenden (weiter östlich im ganzen Komplex) wechselagern Dolomit und Kalk, auch treten Übergangsgesteine auf. Die hellen, bis 15 m mächtigen Kalkbänke, die im Falkensteinzug den Wettersteindolomit unterlagern und die gleichfalls durch Wechsellagerung in ihn übergehen (Hutlersberg [G 2]), sind zu den Partnachsichten gezogen. Im typischen Wettersteindolomit finden sich besonders bezeichnende, gruppenweise in die helle Masse cingesprengte schwarze Partien. Am Kienenberg [G 4] ließen sich Großoolithstruktur und grüne Mergelbrocken nachweisen, ähnlich wie weiter im Westen bei Pfronten-Steinach, von wo dies RICHTER 1923 beschrieben hat.

Durch die Verzahnung mit echtem Wettersteinkalk im Hangenden, mit Partnachsichten im Liegenden ist das ladinische Alter des Dolomits zweifellos festgestellt im Sinne von BÖSE, entgegen der Karte von ROTHPLETZ, der dem Dolomit eher anisisches Alter zuzuschreiben geneigt war.

Die Mächtigkeit des Wettersteindolomits beträgt im NW (Hutlersberg) bis 120 m, im zentralen Ammergebirge noch 30 bis 40 m, um nach O zu fast völlig auf 0 herabzusinken. Am Fuß des Oberammergauer Kofels und im obersten Ammertalgraben [D 34] sind nur noch einige Bänke an der Basis des Wettersteinkalks dolomitisch. SÖHLEs Angabe, daß sich Wettersteindolomit im Hangenden des Wettersteinkalks finde (1897, S. 3), beruht auf einer Verwechslung mit Raiblerdolomit, ebenso seine Angabe von Wettersteindolomit am Fürstberg [F 13, 14, 15] auf Verwechslung mit Hauptdolomit und Plattenkalk.

Der Wettersteindolomit ist trotz seiner engen Beziehung zum Wettersteinkalk auf unserer Karte besonders bezeichnet, da er sich vermöge seiner Stellung an der Basis des Wettersteinkalks dazu eignet, die innere Tektonik

größerer Wettersteinkalkmassen aufzulösen und die Schuppen gegeneinander abzugrenzen.

Außer ganz undeutlichen Korallen- und Diploporenresten finden sich keine Fossilien, doch gibt BÖSE aus dolomitischem Wettersteinkalk des Schönleiten-schrofen an:

Spirigera quadriplecta MSTR.

Koninckina Leonhardi WISSM., sowie Korallen.

Es handelt sich hierbei nicht nur um eine lokale Dolomitpartie im Kalk, sondern der ganze Wettersteinkalkzug von der Pöllatschlucht bis zum Schönleiten-schrofen zeigt an seiner Basis eine Dolomitzone von freilich wechselnder Mächtigkeit. Ihre Abtrennung vom Wettersteinkalk ist allerdings oft schwierig, und BÖSE kartierte daher für sie zum Teil Wettersteinkalk, zum anderen Teil Hauptdolomit. Während also dieser Zug im ganzen noch deutlich zum nördlichen ladinischen Faziesbezirk der Hohenschwangauer Berge gehört, leitet der Schönleiten-schrofen selbst in gewissem Sinne zur südlichen Fazies hinüber. Der Dolomit tritt dort mehr und mehr zurück, und die Partnachkalke wechsellagern mit Mergeln, sind also keine typischen Steinbruchkalke mehr.

3. **Wettersteinkalk.** Er besteht im ganzen Gebiet aus den bekannten lichten, meist hell-gelblichen (isabellfarbenen), selten rein weißen, dagegen mitunter hell-grauen oder hell-bräunlichen Kalken. Nur in den liegenden Partien färbt er sich auch dunkler bräunlich und leitet dann bei Fehlen des Wettersteindolomits unmittelbar in Partnachkalk über (Kitzberg [I 2], Benna-köpfe [I 8], Nordseite des Hohen Straußbergs [I 9], auch im Laber). Doch kommt hier auch messerscharfe Grenze gegen Partnachschichten vor. Der Wettersteinkalk ist stets sehr rein, fest und ziemlich feinkörnig, jedoch gröber als Partnachkalk. Die Bankung ist meist gut, wenn auch oft nur aus einiger Entfernung erkennbar. Im O ist sie i. a. schlechter als im W, im Laber oft überhaupt nicht mehr zu erkennen. Doch tritt sie auch im äußersten NW stark zurück. Die Bankdicke schwankt von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern.

Großoolithstruktur ist nicht selten. Im W fand sich ganz lokal (Pöllatbett südlich vom Hohen Straußberg, nahe der Raibler-Transgression [K, L 9, 10]) auch eine Art Feinoolithstruktur (s. unten S. 16). Gänge und Drusen sind ganz von groben Kalzitneubildungen erfüllt, zuweilen, z. B. am Säulinggipfel, finden sich auch offene Drusen. Im NW kommen gelegentlich grüne Mergel-einlagerungen vor, im übrigen Gebiet fehlen sie. Höchstens sieht man im Gestein grau anlaufende Flächen, die auf dünne Mergelhäute hinweisen. Kluftflächen zeigen häufig gelblichen oder roten Besteg.

Sehr bezeichnend für den Wettersteinkalk ist seine sehr helle, geistergraue Anwitterungsfarbe. Von dem oft ähnlichen Oberrhätkalk unterscheidet er sich durch das Fehlen der Feinoolithstruktur und der Hornsteine, durch geringere Durchsichtigkeit des frischen Gesteins und durchschnittlich noch hellere Farbe.

Bestimmbare Organismenreste sind im Wettersteinkalk selten. Auf chemisch angewitterten Flächen treten häufig Strukturen hervor, die die organogene Natur des Gesteins erkennen lassen, so am Säuling [K 6], Kitzberg [I, K 2, 3], Pürschling [E 24], Kofel [E 29] und Schoberwald [D 34]. Es handelt sich dann vor allem um Kalkalgen (Gyroporellen), lithodendronartige Korallen und

Stromatoporiden. Schlecht erhaltene Korallen finden sich auch reichlich am Altmutterboden [E 27]. Die häufigen Großoolithe dagegen dürften nach der neuen Untersuchung von LEUCHS 1928 wohl endgültig als anorganische Bildung anzusehen sein. An höheren Organismen fanden ROTHPLETZ und BÖSE im NW des Gebiets, wahrscheinlich an der Hornburg [G 7]:

Thaumacrinus caudex DITTM.

Natica sp.

Crurafula faucensis ROTHPL.

Orthoceras triadicum MOIS.

Trochus subbisertus d'ORB.

Am Felskopf im Grat östlich der Kälberalpe [E 23] fand RICHTER im unteren Teil ein Nest mit *Daonella parthanensis* SCHAFH. und am Beinlandl [H 14] einen *Nautilus* sp.

Die Mächtigkeit des Wettersteinkalks beträgt in den südlichen Hohenschwangauer Bergen und im Ammergebirge bis 200 m, in den nördlichen Hohenschwangauer Bergen und im Laber meist weniger, nur im Schoberwald [D 34] scheinen 200 m erreicht, vielleicht sogar etwas überschritten zu werden. Wo scheinbar größere Mächtigkeiten vorliegen, wie am Säuling [K 6], am Stuhl [E 18], Teufelstätzkopf [E 23, 24] und in den Laberköpfen [D 32], sind sie durch Schuppung bedingt.

Im Dünnschliff erkennt man im Gestein zwei Bestandteile: eine dichte, graue und eine gröbere, daher im Schliff hellere Kalkmasse. Die Calcitkristalle der letzteren werden stets bis 0,25, manchmal bis 0,5 mm groß. Die Art der Verbindung beider Massen ist sehr verschieden. Mitunter gehen die größeren Partien als schmale, \pm regelmäßig gewundene Bänder oder als Bandstücke mit regelmäßigen Zwischenräumen durch die feine Grundmasse hindurch oder bilden darin rundliche bis linsenförmige Körper. Doch auch das Umgekehrte kommt vor: Das dichte Gestein steckt in Form von scharfkantig oder rundlich begrenzten Brocken in der gröberen Grundmasse. Oft ist die Verzahnung so stark, daß man überhaupt nicht mehr unterscheiden kann, welches Gestein im anderen enthalten ist. Die Grenzen, die sich so im Dünnschliff zeigen, sind zweifellos in den meisten Fällen Spuren organischer Reste, doch sind sie so schlecht erhalten, daß von einer Bestimmung nicht die Rede sein kann.

Die schlechte Erhaltung aller Organismen im Wettersteinkalk und besonders die Bildung des Gesteins mit größerem Korn weist darauf hin, daß der Wettersteinkalk, ein ursprünglich ganz überwiegend organogenes Gestein, eine ziemlich erhebliche Diagenese durchgemacht hat. Vergleicht man nun damit Dünnschliffe von Wettersteindolomit, so erkennt man eine noch weiter gehende Reduktion des dichten Gesteins auf Kosten des gröberen und Hand in Hand damit eine nahezu vollkommene Zerstörung aller organischen Strukturen. Wettersteindolomit wäre demnach nichts anderes als ein Wettersteinkalk, der in chemischer und struktureller Beziehung eine noch weiter gehende Diagenese durchgemacht hat als das normale Gestein. Doch soll damit die Möglichkeit primärer Dolomitbildung nicht völlig ausgeschlossen werden.

Infolge seiner Reinheit und Widerständigkeit ist der Wettersteinkalk morphologisch eines der markantesten Schichtglieder. Die großartigen Verkarstungserscheinungen ausgedehnter Wettersteinkalkgebiete fehlen freilich zwischen Lech und Loisach, weil einerseits die Mächtigkeit zu gering, andererseits das Einfallen zu steil ist. Größere Karstflächen finden sich nur auf dem Kitzberg [I, K 2, 3] und an der Ostseite der Hochplatte (Beinlandl [H, I 13, 14]).

In unserem meist steil geböschten Gebiet fällt der Wettersteinkalk vielmehr dadurch auf, daß er die steilsten Felswände und die höchsten und kühnsten Gipfel aufbaut. Oberrhätalk und Hierlitzkalk, mit denen er diese Eigenschaft teilt, unterscheiden sich von ihm dadurch, daß sie mehr zur Bildung praller Wände und klotziger Gipfel neigen, während die Wettersteinkalk-Felsgebiete meist bis ins Detail gegliedert (Tafel VII, Bild 14), ihre Gipfel kühn gezackt, die flacheren, gipfelnahen Regionen oft in wahre Felsgärten aufgelöst sind.

Andererseits bedingt die gute Bankung, da wo sie mit der Hangneigung \pm zusammenfällt, auch große Plattenschüsse, vor allem an der Hochplatte, die daher ihren Namen trägt (Tafel VIII). Oberflächlich abfließendes Wasser findet sich im Wettersteinkalk natürlich nur wenig; Bäche, die oberhalb einer Wettersteinkalkzone entspringen, verschwinden gelegentlich beim Eintritt in diese, z. B. Grüble [G, H 8], Roßstall [E 17], Nebelalpe [E 23] und Königstand [D 32]. Sein Schutt ist wie der des Oberrhätalks meist sehr grobblockig, aber im ganzen spärlicher als dieser. Offenbar wird der Wettersteinkalk mechanisch nur sehr langsam zertrümmert, seine Abtragung, die ja überhaupt hinter der der Umgebung stets zurückbleibt, vollzieht sich vorwiegend auf chemischem Wege. Auch hierdurch tritt er in schärfsten Gegensatz zu den Dolomiten, namentlich dem Hauptdolomit.

4. Die präkarnische Regression. Von größter Bedeutung ist die Obergrenze des Wettersteinkalks gegen die Raiblerschichten, stellt sie doch den schärfsten Einschnitt dar, der sich innerhalb der triadischen Sedimentfolge feststellen läßt. In den meisten Teilen unseres Gebiets folgt auf die obersten Wettersteinkalkbänke mit messerscharfer Grenze der Raibler Sandstein, und es kann keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um einen Transgressionskontakt handelt, und daß die Oberfläche des Wettersteinkalks vor Ablagerung der Raibler Sandsteine einer, wenn auch leichten Abtragung ausgesetzt war. Diese könnte nun ja an sich eine Wirkung des transgredierenden karnischen Meeres gewesen sein. Es gibt aber Stellen in unserem Gebiet, namentlich im Ammergebirge, aber auch an mehreren Stellen der Hohen schwangauer Berge, wo sich mit Sicherheit nachweisen läßt, daß der karnischen Transgression eine Festlandszeit voranging, die wir noch als spät-ladinisch auffassen, da wir die karnische Stufe erst mit der Transgression der Raibler Sandsteine beginnen lassen.

Schon GUMBEL 1861 war bekannt, daß die hangendsten Teile des Wettersteinkalks gelegentlich reichlich Eisenerz führen, so an der Hochplatte (S. 223, Analyse von SCHAFHÄUTL) und am Schlössel (S. 253). Auch der Wettersteinkalk-Raibler-Zug Säuling-Südseite—Kählebachtal [L 6 bis I 11] führt Eisenerz, dessen Lagerstätten zwar heute nicht mehr abgebaut werden, den Einheimischen aber noch bekannt sind, und deren früherer Abbau z. T. legendär mit dem heiligen Magnus verknüpft ist. Am Beinlandl [H 14] wurde sogar während und nach dem Kriege noch geschürft. Ähnliche Vererzungserscheinungen an der Hangendgrenze des Wettersteinkalks finden sich auch im Äpeleskopf-Südgrat [K 5], am Nordhang der Hornburg [F 7] und anderenorts. Die wichtigsten Aufschlüsse für die Deutung dieser Erscheinung sind aber einmal das Wettersteinkalkgebiet östlich und südöstlich der Hochplatte (Umgebung des Schlössels und Beinlandl [H, I 13, 14] und dann das Bett des Pöllatbachs dicht unterhalb des Schützensteigs, etwa am „B“ von Pöllat-Bach der Karte [K 9, 10]. An diesen beiden Stellen läßt sich nämlich zeigen, daß

die Vererzung präkarnisch erfolgte und mit einer präkarnischen Verkarstung der Kalkoberfläche verbunden war.

An der Hochplatte ist das ganze Wettersteinkalkgebiet intensiv verkarstet, tiefe Karrenspalten und Löcher durchziehen den Kalk. Dieses Karrenfeld könnte man zunächst als rezent oder postglazial betrachten, eine Auffassung, die aber aus folgenden Gründen unhaltbar ist. Der oberste Wettersteinkalk dieses Gebiets ist vererzt, überall finden sich Rinden von Brauneisen. Dieses füllt ebenso kleine Spalten, Klüfte und Haarrisse aus. Der Wettersteinkalk wird also durch eine eisenreiche Zone nach oben abgeschlossen. Gleichzeitig treten an Stelle des normalen feinkörnigen Kalks graue Oolithkalke auf, deren Ooide bis erbsengroß werden.

Wie kommt die Erzbildung zustande? Das Brauneisen kann nicht aus den Sandsteinen der Raiblerschichten darüber abgeleitet werden, denn wo diese noch vorhanden sind, sind sie frisch und nicht verwittert. Die Karrenverwitterung und die an eine alte Oberfläche gebundene Brauneisenanreicherung hat also nur den Wettersteinkalk, nicht mehr die jüngeren Raiblerschichten umfaßt, sie hat also tatsächlich präkarnisches Alter. Das Brauneisen stammt denn auch aus dem Wettersteinkalk selbst. Dieser ist nämlich gerade hier am Beinlandl auch unterhalb der erzreichen Zone auf feinen Spalten und Rissen von Pyrit durchzogen. Dieser Pyrit, der das Material für die Bildung der oxydischen Erze geliefert hat, ist selbst epigenetischer Entstehung, wie aus seinem gangförmigen Aufsetzen erhellt, aber seine Zufuhr muß noch vor Ausbildung der präkarnischen Verwitterungsfläche erfolgt sein. Diese Tatsache, die intraladinische Eisenerzzufuhr im Wettersteinkalk, drängt zu einem Vergleich mit den bekannten Blei-Zinkerzen anderer Wettersteinkalkgebiete, die gleichfalls epigenetisch sind und die gleichfalls nie in die Raiblerschichten oder gar höhere Horizonte hineingehen. Handelt es sich, wie man mutmaßen muß, beidemale um die gleiche Vererzungsphase, so ergibt sich auch für die Blei-Zinkerze noch intraladinisches Alter.

In unserem Gebiet ist es aber in dieser Vererzungsphase nur zu schwacher Pyritzufuhr, nirgends zu mächtigen Gängen oder gar zu Metasomatosen gekommen, wie etwa im Wetterstein oder an der Heiterwand. Eine Anreicherung des Eisens bis an oder über die Grenze der Bauwürdigkeit ist stets erst durch die subaerische Verwitterung des Kalks in spätladinischer Zeit erfolgt. Zuletzt greift dann am Beinlandl die Transgression der Raiblersandsteine über das ladinische Karrenfeld hinweg, und diese Sandsteine liegen, wie sich nun ergibt, primär in den Karrenspalten des Wettersteinkalks. So findet man hier fast in allen Karren noch Reste der Raibler, während sie dazwischen schon weggeschwungen sind und der Wettersteinkalk freiliegt.

Beweist das Vorkommen am Beinlandl, daß es sich bei diesen sekundären ankeritischen und limonitischen Erzen nicht wie bei den Blei-Zinkerzen um Gänge oder Metasomatosen von Gängen aus handelt, sondern um eine nachträgliche, an die Oberfläche des Kalks gebundene Vererzung, so beweist der Aufschluß im Pöllatbett mit Sicherheit, daß nicht nur die Verkarstung, sondern auch die Erzanreicherung schon vor der karnischen Transgression vollendet war. Dort sind nämlich steile, ONO-streichende, etwa 10 bis 50 cm breite, zum Teil über 10 m lange Karrenspalten im flach liegenden Wettersteinkalk aufgeschlossen. Sie sind mit festem, unverwittertem, grünem Raiblersandstein erfüllt, in den hier und da vererzte Kalkbrocken eingestreut sind (Fig. 2). Wie überall, stößt der Sandstein mit messerscharfer Grenze an den

vererzten Kalk, der seitlich in normalen Wettersteinkalk übergeht. Die Tiefe der fossilen Karrenspalten muß auf mindestens 10 m geschätzt werden. Ihre vorwiegend, aber nicht immer geradlinige Begrenzung erweckt auf den ersten Blick den absurden Eindruck einer steil stehenden Wechsellagerung von

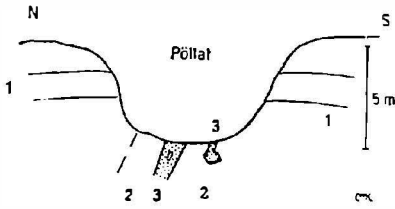


Fig. 2. Präkarnische Karrenspalten im Wettersteinkalk, Südfuß des Hohen Straußbergs.

- 1 Normaler Wettersteinkalk
 - 2 Wettersteinkalk, vererzt
 - 3 Raibler Glaukonitsandstein mit Brocken vererzten Wettersteinkalks
- Grenze zwischen 2 und 3 messerscharf.

mische Auflösung, abgetragen worden sind, wobei ihr an sich geringer Pyritgehalt sich in den obersten Teilen des nicht abgetragenen Gesteins, namentlich an Karrenspalten als Limonit und Ankerit anreicherte. Damit ist aber der Beweis für eine spätladinische Trockenzeit eindeutigerbracht.

Vergleicht man Dünnschliffe vom Beinlandl und aus dem Pöllatbett, so zeigt sich bei ersteren, wo die Vererzung noch stärker ist, das ganze Gestein erfüllt von rundlichen, schalig aufgebauten Brauneisenkonkretionen, deren Größe von 0,25 mm bis über 2 mm schwankt; vielfach sind diese Ooide nachträglich zertrümmert. Da das Gestein vom Pöllatbett, das oben (S. 12) als feinoolithischer Wettersteinkalk erwähnt wurde, gleichfalls von der Hangenkante des Wettersteinkalks stammt, und sich von dem des Beinlandl nur durch äußerst geringen Erzgehalt unterscheidet, so wird man in der Feinoolithbildung auch in diesem Falle nur den Anfang einer sekundären Vererzung sehen können. Primär feinoolithischen Wettersteinkalk scheint es demnach nicht zu geben, was für die Unterscheidung dieser Stufe von Oberrhätalk von großer Bedeutung ist.

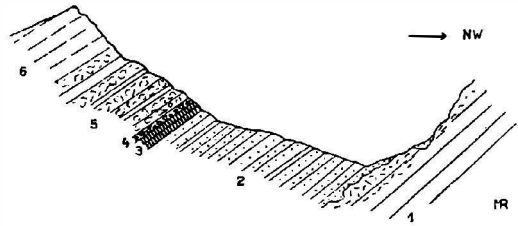


Fig. 3. Profil durch die Raiblerschichten am Beinlandl.

- 1 Wettersteinkalk, oberste Lagen vererzt
- 2 ca. 20 m Raibler Sandstein
- 3 2—3 m eisenschüssige Kalke
- 4 1 m eisenschüssige Rauchwacke
- 5 6—8 m graue, feinkörnige Rauchwacke und mürbe Dolomite, übergehend in
- 6 Hauptdolomit.

C. Karnische Stufe.

Die karnische Stufe beginnt zwischen Lech und Loisach mit einer ausgesprochenen Transgression. Auf die spätladinische Festlandszeit

folgt ein allgemeines Übertreten des Meeres. Die viel zitierte karnische Regression, die zur Ausbildung der salinaren Fazies der Raiblerschichten führt, gehört mindestens in unserem Gebiet erst dem obersten Teil dieser Stufe an.

In allen vollständigen Profilen unseres Gebietes zeigen die Absätze der karnischen Stufe, die wir in ihrer Gesamtheit als Raiblerschichten bezeichnen, eine deutliche Dreiteilung, von unten nach oben:

1. Sandsteine und Mergel;
2. Kalke und Dolomite;
3. Salinare Gesteine (Gipsmergel und Rauchwacken).

All diesen Gesteinen ist eine auffallende Neigung zu erbsgelben bis hellbräunlichen Verwitterungsfarben gemeinsam. Nicht alle Profile zeigen alle drei Glieder der Stufe deutlich. Dies kann häufig tektonische Gründe haben. Zumindest die salinaren Gesteine haben aber sicher stellenweise auch primär gefehlt, denn an vielen Stellen kann man den ungestörten Übergang der Raibler Kalk-Dolomitfazies in Hauptdolomit im Hangenden beobachten. Als günstige „Normalprofile“ seien aus den verschiedenen Teilen des Gebietes genannt: Falkensteinzug östlich Füssen [G 3], im Wort „Beinlandel“ der Karte [H 14] (Fig. 3), Jausen und P. 1567 westlich davon [E 16], S-Seite des Teufelstättkopfes und südwestlich der Kälberalpe [E 23], Scharte südlich vom Kofel [E 29] (Fig. 4 A), Laberalpe—Königsstand [E 32], Weg nördlich der Soilaalpe („Schlegelgasse“), und zwar an der W-Seite, gegen P. 1421 hinauf [D 33] (Fig. 4 B).

1. Raiblersandsteine und sandige Mergel. In allen einigermaßen normalen Profilen liegt an der Basis eine Partie von meist 10 bis 20, selten bis zu 30 m mächtigen klastischen Gesteinen. Die typischen Sandsteine sind frisch grau bis grün, verwittern aber sehr leicht,

und zwar wegen ihres stets reichlichen Glaukonitgehalts mit gelben bis braunen Farben. Sie führen häufig Pflanzenhäcksel, ja in den südlichen Hohenschwangauer Bergen und dem westlichen Ammergebirge auch ein Kohleflözchen, das schon GÜMBEL vom Schlüssel [H 14], BÖSE vom Beinlandl [H 14] und Kählebachtal [I 11] erwähnt. Neuerdings wurde es auch südlich vom Alpeleskopf [K 5] am Grat durch einen kleinen Schurf erschlossen. Unter typischem grünem Raiblersandstein folgen hier 15 cm schwarze, zum Teil blättrige, zum Teil auch kleinstückig brechende, glänzende Kohle. Sie ist tektonisch bis ins feinste durchbewegt, so daß nicht zu entscheiden ist, ob es sich um Glanzkohle oder um umgewandelte Mattkohle handelt (freundliche

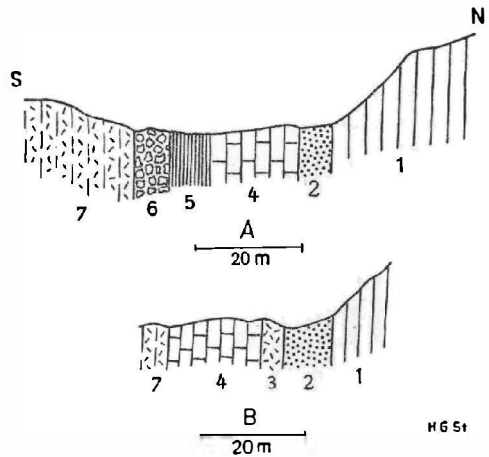


Fig. 4. Profile durch die Raiblerschichten im Osten des Gebiets.

Oben: Profil an der Scharte südlich vom Kofel bei Oberammergau. (MR)

Unten: Profil westlich des Weges von der Soilaalpe nach Norden. (H. G. St.)

- | | | |
|------------------|-------------------|-----------------|
| | 1 Wettersteinkalk | |
| Raiblerschichten | { | 2 Sandstein |
| | | 3 Dolomit |
| | | 4 Kalk |
| | | 5 Mergel |
| | | 6 Rauchwacke |
| | | 7 Hauptdolomit. |

Mitteilung von Herrn Dr. PIETZSCH). Unter der Kohle lagern noch etwas weißliche und kohlige Letten, darunter folgt mit tektonischem Kontakt Plattenkalk. In der Runse nördlich Schaffelberg [E 31] fanden sich deutliche Abdrücke von *Pterophyllum* sp. Sonst sind die Pflanzenreste meist unbestimmbar.

BÖSE gibt von der Roggetalgabel („Auf der Gabel“ der Karte [I 12], S. 10) ein „Normalprofil“ an, in dem die Basis der Raibler von Kalken mit Hornsteinen, Sphaerocodien und *Cardita Guembeli* gebildet wird. Das würde eine Abschwächung des ladinisch-karnischen Schichtunterbruchs in dieser Gegend bedeuten, auf die sonst nichts hinweist. Außerdem bilden unmittelbar auf der Westseite des Bachs die Sandsteine normal das Liegende der Raiblerschichten. Die Raiblerschichten dieses Profils sind tektonisch sehr mitgenommen und die einzelnen Horizonte wohl durcheinander geraten, wie man das auch in anderen Profilen gelegentlich sehen kann. So folgt z. B. in der Schlucht zwischen Angerwäldchen und Laberalpe [E 31, 32] über dem Wettersteinkalk zunächst Raiblerdolomit, dann Rauchwacken und Kalk, wieder eine Dolomitbank, jetzt erst eine schmale Sandsteinpartie, nochmals Raiblerkalk, zuletzt ein Keil von Wettersteinkalk und darauf der hangende Hauptdolomit. Es ist natürlich aussichtslos, an solchen Stellen ein Normalprofil konstruieren zu wollen.

Im Schliff zeigen die Sandsteine in einer tonig-glaukonitischen, selten mergeligen Grundmasse zahlreiche scharfkantige oder schwach kantengerundete, meist undulös auslöschende Quarzkörner von auffallender Gleichheit der Größe (ca. 0,2 mm). Frischer Feldspat (Mikroclin und Plagioklas) ist selten, häufiger dagegen scharf begrenzte, homogene Tonkörner, die Feldspatumrisse erkennen lassen. Gelegentlich (Laber) findet sich heller Glimmer, häufiger Pyrit und Kohle, als Seltenheit ein winziges Körnchen eines stark lichtbrechenden, hellen Minerals, wohl Titanit oder Zirkon. Der Glaukonit tritt in bis 0,2 mm großen Körnern auf, die sich unter + Nikols teils als homogen, teils als Aggregate kleinster Körnchen erweisen.

Trotz ihrer geringen Mächtigkeit bilden die Raiblersandsteine infolge ihrer von der ganzen übrigen Trias abweichenden Gesteinsbeschaffenheit einen idealen Leithorizont. Sie sind deshalb auf der Karte besonders hervorgehoben. Freilich unterliegen sie starker tektonischer Einwirkung, wie ja die ganze karnische Stufe als tektonischer Quetsch- und Gleithorizont wirkt. Sie reißen infolgedessen öfters völlig ab, besonders im O, während sie sich im W von allen Raiblergesteinen noch am besten halten (z. B. nordöstlich der Altenberghütte, O-Hang von P. 1560 [L 9, 10]).

Morphologisch treten die Sandsteine dagegen wegen ihres Tonreichtums völlig zurück. Häufig folgen ihnen Runsen und Tälchen zwischen den Rücken des Wettersteins und Raiblerkalks (z. B. N-Hang des Schaffelbergs, Laberalpe [E 31, 32]). Bei saigerer oder inverser Lagerung bilden die Sandsteine mitunter einen Quellhorizont, auf dem das im Wettersteinkalk zirkulierende Wasser austritt. An solchen Stellen bilden sich dann gelegentlich, namentlich im Westabschnitt, löchrige Gehängebrekzien, die natürlich größtenteils aus feinem Kalkschutt aufgebaut sind, aber dennoch Ähnlichkeit mit Rauchwacken besitzen können. Das kann um so irreführender sein, als ja echte Rauchwacken in größter stratigraphischer Nähe beheimatet sind. Eine Verwechslung mit diesen bedeutet also noch keinen Irrtum über die vorliegende Stufe, um so mehr aber über die Reihenfolge der Schichtglieder innerhalb der

Stufe. Solche Pseudo-Rauchwacken finden sich z. B. im Schneegeckerle (Schneekar nördlich vom Hohen Straußberg [I 9]). Auch südöstlich der Lobentalalpe, nördlich von „im Kessel“ [H, I 10], kommen sie vor, und hier stehen nicht weit davon, aber an der stratigraphisch richtigen Stelle, auch echte dolomitische Rauchwacken an.

2. K a l k e u n d D o l o m i t e. Diese mittlere Abteilung der Raiblerschichten folgt meist ziemlich unvermittelt auf die Sandsteine. Nur die sie begleitenden, geringmächtigen dunklen Schiefer stellen dann petrographisch eine gewisse Verbindung her. Gelegentlich aber sieht man auch echte Gesteinsübergänge, so etwa am W-Ende des Alpsees, an der südlichsten Sumpfbucht. Schliffe von hier zeigen zunächst sandige Mergel, in denen die Quarzkörner etwas zurücktreten und die Grundmasse reicher an feinfilzigem Kalzit ist als in normalen Sandsteinen. Weiter entstehen feinkörnige Oolithkalke, bei denen man im Kern der Ooide noch die bekannten, 0,2 mm großen, scharfkantigen Quarzkörner der Sandsteine findet.

2a. Die Raiblerkalke bestehen aus dichten bis feinkörnigen, gut geschichteten, meist in sich sehr homogenen Kalkbänken, deren Dicke zwischen 2 und 30 cm schwankt. Mit ihrer dunkelgrauen Farbe ähneln sie außerordentlich dem Plattenkalk, und ihr Wechsellagern mit Bänken von dolomitischem Kalk ist erst recht geeignet, Verwechslungen mit Plattenkalk zu begünstigen. Die Unterscheidung kann in Zweifelsfällen schwierig sein, doch führt Raiblerkalk niemals die fossilreichen, lumachelleartigen Lagen wie Plattenkalk, auch läßt er sich, im Gegensatz zu diesem, leicht zu kissenförmigen Handstücken schlagen. Auch die typischen braunen Verwitterungsfarben der Raiblerschichten, die oft ziemlich tief in die Kalkbänke eindringen, können zur Unterscheidung mitbenutzt werden. Als Seltenheit kommt am Hutlersberg [G 2] Spatkalk vor, dessen elliptisch begrenzte, bis 1 mm große Kristalle auf Crinoiden hinweisen.

Im Schliff erweisen sich die Kalke als äußerst feinkörnig (ca. 0,03 mm) und sehr homogen. Nur im Spatkalk vom Hutlersberg ist auch die Grundmasse etwas gröber (0,05 bis 0,1 mm). Schalenbruchstücke sind selten, gelegentlich sieht man Zweischalerreste.

2b. Raiblerdolomite. Sie haben im Profil keine bestimmte Stellung zu den Kalken, ja sie finden sich auch in der obersten Abteilung der Raiblerschichten zwischen salinaren Gesteinen. Im Falkensteinzug lagern 12 m Dolomit unter den Kalken, im Kählebachtal [I 11], am Jausen [E 16] und im Laber ist die Lagerung umgekehrt, und häufig wechsellagern beide Gesteine und gehen durch dolomitische Kalke ineinander über.

Vom Hauptdolomit unterscheidet sich der Raiblerdolomit häufig durch seine teils dunkle, teils fast weiße Farbe, sicherer aber durch die erbsgelbe Anwitterung und durch die Mergelzwischenlagen, die im Hauptdolomit sehr zurücktreten, wenn nicht verschwinden. Die Bankung der Dolomite ist, wie die der Kalke, sehr gut. Häufig sind die dunklen Dolomite \pm bituminös.

Im Schliff erweisen sich die Dolomite fast stets gröber als die Kalke (Korngröße 0,1 bis 0,2 mm), dichtere Varietäten sind selten. Gelegentlich sieht man schwache Spuren einer organischen Struktur.

Mit den Kalken sowohl wie mit den Dolomiten wechsellagern meist dünnere Mergelbänke, die gelegentlich schiefrigen Habitus annehmen. Im Dolomit des Falkensteinzuges kommen auch schwarze, harte, bis kindskopfgroße Mer-

gelknollen vor. Diese stets dunklen Mergel machen auch die mittleren Raibler-
schichten zu einem ausgesprochenen Quellhorizont (Gießenbachquelle
[I 31, 32]).

Die Mächtigkeit dieser mittleren Abteilung der Raibler ist primär großen
Schwankungen unterworfen. Im Westabschnitt ist sie mit 25 bis 30 m noch
ziemlich konstant. Im mittleren Abschnitt sinkt in dem tektonisch ungestörten
Profil vom Beinlandl die primäre Mächtigkeit der Kalk-Dolomit-Gruppe auf
3 bis 4 m herab, während sie etwa am Jausen schon wieder 30 m beträgt. Im
Laber sind 20 m die Regel. Nur in der Gegend der Straßenwindung P. 709
nördlich Oberau [G 34] schwellen die Kalke auf 60 bis 80 m an, doch ist
hieran ihre Lagerung im Sattelnern nicht unbeteiligt. Immerhin dürften hier
mindestens 30 m normal sein.

3. Die oberkarnische Regression zeigt sich einmal in dem Auftreten
salinärer Gesteine, daneben aber auch in sehr schnellem Fazies- und
Mächtigkeitswechsel in horizontaler Richtung. Im ganzen S der Hohenschwan-
gauer Berge, in den östlich anschließenden Teilen des Ammergebirges, aber
auch im nordwestlichen Laber fehlen die salinaren Gesteine fast gänzlich und
sind durch eine oberkarnische Dolomitzfazies ersetzt, die der norischen stark
gleicht und ohne scharfe Grenze in sie übergeht. BÖSEs Ostreenbank (S. 10)
mit *Alectryonia montis caprilis* KLIPST. ermöglicht wohl eine sichere Abtren-
nung dieser karnischen Dolomite vom Hauptdolomit. Leider aber erwies sie
sich durchaus nicht als ein durchgehender Horizont. Wo sie fehlt, wie in den
meisten Teilen des Gebiets, da unterscheidet sich dieser oberkarnische Dolo-
mit vom Hauptdolomit höchstens durch engere Klüftung und einen gewissen
Tongehalt sowie durch häufig auftretende millimeterfeine Schichtung, wäh-
rend dafür die gleichmäßige Bankung des Hauptdolomits fehlt. Im Gießen-
bachgebiet [I 30, 31] verbindet sich damit häufig starker Bitumengehalt.
Keines dieser Merkmale ist aber für sich völlig entscheidend. Auch Fein-
schichtung findet sich gelegentlich im Hauptdolomit (Katzental [G 35]), und
ebenso treten besonders bitumenreiche Horizonte auch an seiner Hangend-
grenze wieder auf.

Hart östlich vom Beinlandl [H 14] schalten sich unmittelbar über
den salinaren Gesteinen, die nach W zu die Raibler nach oben abschließen
(siehe unten), noch zirka 30 m graue typische Raiblerkalke ein, die nach O
unter den Hauptdolomit von P. 1859, 6 untertauchen. Sie wurden nur an dieser
Stelle beobachtet und gehören vielleicht schon in die unterste norische Stufe.

Wir sind uns daher bewußt, daß die kartographische Grenze zwischen
„Raibler“ und „Hauptdolomit“ in diesen Gebietsteilen oft einigermaßen will-
kürlich ist. Sie fällt sicher nicht überall mit der stratigraphischen Grenze
karnisch/norisch zusammen, sondern stellt dann eine Faziesgrenze innerhalb
der oberkarnischen Ablagerungen dar. Ebenso, wie hier Hauptdolomitzfazies
in karnisches Niveau herabdrückt, muß auch umgekehrt mit der Möglichkeit
gerechnet werden, daß die Rauchwacken da, wo sie besonders mächtig sind
(Gießenbach [I 31]) auch unternorische Horizonte mitvertreten können.

3a. Rauchwacken. Sie gehen aus den Kalken der mittleren Raibler
durch Zellenkalke (Beinlandl [H 14]), aus den Dolomiten durch feinporige bis
löchrige Dolomite hervor. Sie sind frisch von grauer, oft sehr dunkler Farbe
und wittern gelb bis bräunlich an. Oft zeigen sie erheblichen Bitumengehalt,
ihr Material ist jedoch rein dolomitisch. Ihre Mächtigkeit ist weiten Schwan-
kungen unterworfen. Sie können, wie schon erwähnt, primär fehlen oder sich

auf schmale Bänke im Dolomit beschränken (südwestlich P. 1421 [D 33]), andererseits bis gegen 30 m, stellenweise vielleicht noch mehr anschwellen. Das Profil vom Beinlandl nach W zu P. 1777 zeigt auf kürzestem Raum ein Anschwellen der primären Mächtigkeit von 8 auf 20 m.

Die Rauchwacken sind so unverkennbar, daß nichts weiter über sie zu sagen wäre, wenn nicht HEIMBACH ihr von GÜMBEL erkanntes Auftreten im Gießenbachtal gelegnet hätte. Die von ihm 1895 (S. 16 f.) genauer geschilderte Stelle am Weg von Ettal zu den Quellen betrifft allerdings, wie er richtig angibt, bituminösen Hauptdolomit, der tektonisch stark zertrümmert ist (Schafkopfstörung, siehe tektonischer Teil S. 185, auch RICHTER-STEIN-MANN 1927, S. 167 f.). Jedoch finden sich unzweifelhafte Rauchwacken oberhalb der Quellen im Tal, namentlich auf der S-Seite. Völlig beweisend für das karnische Alter ist aber die Tatsache, daß im Kern dieses Sattels, NO von P. 1060 [I 31], Mergel, Kalk und Dolomite der mittleren Raiblerschichten auftreten, darin ein schlecht erhaltener Zweischaler, der, auch wenn er nicht sicher mit *Corbis Mellongi* HAUER identisch ist, jedenfalls beweist, daß hier kein Hauptdolomit vorliegt. Nimmt man die Gipstrichter der Roßalpe [K 28, 29] hinzu, so wird man an dem Vorkommen der Raibler im Gießenbachtal mit GÜMBEL und neuerdings HABER 1927 festhalten müssen. Neu aufgefunden wurden die Raibler noch weiter westlich im Kern desselben Sattels durch RICHTER bei der Gießenbachalpe [K 27] zwischen P. 1616 und 1499, wo Mergel und Zellenkalke auftreten.

3 b. G i p s m e r g e l. Völlig unregelmäßig treten zwischen den Rauchwacken und Dolomiten Massen von Gips, verbunden mit Mergelbänken, auf. Sie sind das allerunbeständigste Glied dieser schnell wechselnden Schichtserie. Wenn sie eben noch gefehlt haben, schwellen sie plötzlich auf 80 oder mehr Meter an, um ebenso schnell wieder auszuweichen. Im Falkensteinzug sind sie ziemlich konstant, aber nur westlich von Faulenbach [G 1] gut aufgeschlossen. Dann finden sie sich wieder südöstlich vom Alpsee, in der Pöllatschlucht bei Neuschwanstein [H 6], unterhalb der Bleckenau in dem Raiblerzug nördlich von Alpeleskopf—Bennaköpfen [I 7].

Im Ammer- und Labergebirge tritt der Gips stark zurück, um dann plötzlich am O-Ende unseres Gebiets, im S-Flügel des Oberauer Sattels, bis auf 80 m anzuschwellen (Gipsbruch bei Oberau [G 35]). Dabei läßt sich nachweisen, daß er unweit westlich dieser Stelle, im N-Flügel des Sattels, bereits vollkommen fehlt, denn dort wird die Raiblerkalkserie ohne alle salinaren Zwischenlagen vom oberkarnisch-norischen Dolomit überlagert. Nachdem dann im ganzen Gießenbachtal nur Rauchwacken in der Sattellachse zum Vorschein gekommen sind, macht sich an seinem W-Ende westlich der Roßalpe [K 28, 29] der Gips noch einmal in zwei großen Trichtern geltend. An dieser Unbeständigkeit trägt sicher die Plastizität des Materials wie auch die Auslaugung großen Anteil. Aber auch wenn man beides in Rechnung stellt, wird man doch zugeben müssen, daß die Gipsablagerung von vornherein nur lokal erfolgt ist.

Die Gipsvorkommen zeigen eine Wechsellagerung von weißem, seltener rötlichem Gips in dünnen Platten mit sehr dünnen schwarzen, grauen oder grünlichen Mergellagen. Entsprechend seiner plastischen Beschaffenheit zeigen sich die Schichten stark gefaltet und gewellt. Diese Spezialfältelung könnte aber auch sehr wohl durch Quellung von ursprünglich vorhandenem Anhydrit verursacht sein. Bei Oberau leiten weißliche Dolomite und kristalline, bitu-

minöse Kalkbänke von den mittleren Raiblern zum Gips über. Sein Hangendes ist hier nicht aufgeschlossen, andernorts wird es von Rauchwacken gebildet.

Wie der Gips von Faulenbach gibt auch der von Oberau Anlaß zur Bildung schwefelhaltiger Wässer. Eine ausgesprochene Schwefelquelle tritt am Rande des Murnauer Mooses, 300 m südlich P. 631 [D 37], zutage. Sie ist auf der Karte als scheinbar unmotiviert am Bergfuß entspringender Bachlauf zu erkennen. Schon GÜMBEL kannte sie und führte ihr Auftreten auf den Oberauer Gips zurück (1861, S. 295 ff.). Wenn sie auch von den Aufschlüssen bei Oberau zirka 3 km entfernt ist, so kann sie doch leicht der nicht aufgeschlossenen NO-Fortsetzung des Oberauer Zuges entstammen. Ihre Temperatur (10,5 °) entspricht einer Tiefe von 100 bis 150 m unter Tage. Sie hat dann den kluffreichen Hauptdolomit des Höhenbergs durchströmt und wird durch die Kössener zutage gedrängt, die den Plattenkalk des benachbarten Felsens begleiten.

An Fossilien finden sich in den Raiblerschichten:

<i>Pentacrinus propinquus</i> MSTR.	<i>Myophoria Whateleyae</i> BUCH.
<i>Gervillia angusta</i> GOLDF.	<i>Myophoriopsis Rosthorni</i> BOUÉ.
<i>Lima subglabra</i> GÜMB.	<i>Corbis Mellingi</i> HAUER.
<i>Ostrea obliqua</i> MSTR.	<i>Pterophyllum</i> sp.
<i>Alectryonia montis caprilis</i> KLIPST.	<i>Equisetum</i> sp.

Von Oberammergau gibt SÖHLE außerdem an:

<i>Corbis asartiformis</i> MSTR.	<i>Anoplophora recta</i> GÜMB.
----------------------------------	--------------------------------

doch ist es wahrscheinlich, daß es sich dabei um eine Verwechslung mit oberrheinischen Arten handelt.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die Mächtigkeit der Raiblerschichten in einigermaßen normalen Profilen unseres Gebiets 60 bis 100 m, im Falkensteinzug bis gegen 150 m beträgt.

Im folgenden ist versucht, eine Reihe von Profilen, die uns tektonisch wenig verändert schienen, nebeneinander zu stellen, um eine bessere Übersicht über die Ausbildungsweise dieser so stark schwankenden Stufe in der Lechtaldecke unseres Gebiets zu geben. Der Oberauer Sattel ist hier nicht mit herangezogen, weil in ihm die Erosion nur bis etwa in die Mitte der Raiblerschichten hinabreicht, so daß wir weder über ihren unteren Teil noch über ihr Liegendes unterrichtet sind (siehe Tabelle Seite 23).

Die karnische Stufe ist der tiefste Horizont der Trias, der im Gebiet der Allgäudecke zwischen Lech und Loisach entblößt ist. Sowohl westlich wie östlich von Oberammergau (Steckenberg, Wannekopf) treten an der Basis des Hauptdolomits Raiblerkalke und wenig mächtige Rauchwacken auf, so daß mittlere und obere Abteilung vertreten sind. Wenige Meter helle reine Kalke, fast wie Wettersteinkalk aussehend, treten in der „Tiefsten Laine“ [C 27] am Steckenberg auf. Sichere Zahlen für die Mächtigkeiten lassen sich hier nicht gewinnen, teils wegen schlechter Aufschlüsse, vor allem aber wegen der tektonischen Reduktion an der Basis der Schuppen. Doch dürfte es kein Zufall sein, daß die Mächtigkeiten durchwegs unter den Zahlen der Lechtaldecke liegen. So findet man an der Weidachlahne [D 32] nur 5 bis 8 m Raibler an der Basis des Hauptdolomits.

Im Ganzen wirken die Raiblerschichten während der späteren tektonischen Vorgänge als ausgesprochener Gleit- und Quetschhorizont zwischen den starren Massen des Wettersteinkalks und des Hauptdolomits. Im Gegensatz

Tabelle zur Ausbildung der karnischen Stufe.

Stufen	Falkensteinzug	SW-Gebiet (Hohenschwangauer)	Beinlandl	Jausen	Kofelscharte	Laberalpe	N Soila	
Hangendes: Norisch	H a u p t d o l o m i t							
Karnische Stufe	3. Obere Abteilung	Rauchwacken + Dolomit Gips bis 100 m	Dolomit Ostreenbank Rauchwacken Gips z. T.	ca. 30 m Kalke östl. vom Bein- landl 8- 20m Rauch- wacken + Dolomit	50 m Dolomit, Rauchwacken u. Zellenkalk wechsellagernd	Wenige Meter Rauchwacken	Dolomit Rauch- wacken- bank	Dolomit
	2. Mittlere Abteilung	12 m löchriger Dolomit 5-6 m Kalk 12 m Dolomit mit Mergellagen	Kalk wechsellagernd der Mächtigkeit Mächtige Dolomite	1 m Zellenkalk + Zellendolomit	10 m Dolomit mit Mergeln 20 m Kalk	5-8 m graue Mergel 10 m Kalk	6 m Kalk 4 m Kalk mit Mergeln 10 m Dolomit + Kalk	15 m Kalk 3-4 m Dolomit
	1. Untere Abteilung	Bis 20 m Sand- stein und Sand- mergel	Bis 20 m Sand- stein	20-30 m Sand- stein	Wenige Meter Sandstein			12 m Sandstein
Liegendes: Ladinisch	T r a n s g r e s s i o n							
	Wettersteinkalk	Wettersteinkalk z. T. vererzt	Wettersteinkalk vererzt	W e t t e r s t e i n k a l k				

zu diesen besitzen sie große tektonische Schmiegsamkeit. So zeigen sie gelegentlich da, wo der Wettersteinkalk von Blattverschiebungen betroffen wird, nur Blattflexuren (z. B. N-Seite der Bennaköpfe [I 8]). Infolgedessen fehlen sie auch mitunter völlig, und zwar gerade an tektonisch besonders scharf beanspruchten Stellen (z. B. Thörlen [E 12, 13], Pürschling [E 24], Runse nordöstlich Schoberwald [D 34]).

Der Tonreichtum der Sandsteine, die Mergellagen der mittleren Abteilung und der auslaugbare Gips der oberen Raiblerschichten bewirken zusammen, daß die Raiblerfolge im Landschaftsbild im ganzen als Senke mit durchschnittlich geringerer Böschung und oft schlechten Aufschlüssen hervortritt. Das Alatseetal, das bei Faulenbach (Name!) in den Lech mündet, ist größtenteils durch die Raibler bedingt. Ebenso erklärt sich durch sie die flacher geneigte Stufe auf der N-Seite des Tegelbergs [H 7], dem sich nach O die Kardolinen des Grüble und des Mühlberger Kessels anschließen [G, H 8, 9], ferner das Hintere Mühlberger Alpele [G 9], der Roßstall [E 17], und die fortlaufende Depression auf der Nordseite des Ammergebirgshauptkammes zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit (Tafel I, Bild 1), der Einschnitt zwischen Kofel und Rappenkopf südlich Oberammergau, die Furche von der Laberalpe [E 32] nach O, durch die die Laberköpfe vom Labermassiv abgetrennt werden, endlich die morphologische Depression, die vom obersten Gießenbachtal bis zur Loisach der Achse des Oberraucers Sattels folgt, im SW das Tal des obersten Bächgrabens [L, M 7], das Kählebachtal und seine östliche Fortsetzung: Roggentalgabel—Gasse südlich der Hochplatte [I 11—13] (Tafel VIII, Bild 16). Aus dieser allgemeinen Senke, die die Raibler meistens bilden, ragt gelegentlich die mittlere Abteilung als widerstandsfähigerer, auch leichter wasserdurchlässiger, schmaler Rücken empor. (Westlich Faulenbach, N-Seite des Kienbergs [G 3], zwischen Gumpenkarstspitz und Gabelschrofen [H 11] (in der Karte ohne Namen), zwischen Ahornspitz und Niederstraußbergköpfel [I 9], Laberalpe [E 32], Schoberwaldhöhe [D 34].)

Die Häufigkeit der Almen auf Raiblerunterlage erklärt sich aus dem vorigen und aus der Wasserundurchlässigkeit der unteren und mittleren Raibler, die sie zu einem ausgesprochenen Quellhorizont macht.

D. Norische Stufe.

Hauptdolomit und Plattenkalk sind die beiden einzigen Vertreter der norischen Stufe in unserem Gebiet. Sehr helle, schichtungslose Kalkbänke kommen zwar gelegentlich im Plattenkalk vor, rechtfertigen es aber nicht, von einer norischen Dachsteinkalkfazies zu sprechen. Ebenso fehlen ausgedehntere Mergelpartien im Hauptdolomit. Das Bild der norischen Stufe ist daher außerordentlich eintönig und steht in scharfem Gegensatz zur karnischen sowohl wie zur rhätischen Stufe. Der Plattenkalk liegt zwar eindeutig im Hangenden des Hauptdolomits, wird von ihm jedoch nur durch eine fazielle Grenze getrennt, der keine stratigraphische Bedeutung zukommt. Dies wird unten noch näher zu erläutern sein.

1. Hauptdolomit. Er ist das mächtigste, eintönigste, beständigste und räumlich am weitesten verbreitete Schichtglied der Trias zwischen Lech und Loisach. Sein außerordentlich charakteristischer Gesteinshabitus ist so oft beschrieben, daß hier nur einige Besonderheiten erwähnt werden mögen. Meist ist der Dolomit sehr rein, häufig fein zuckerkörnig, oft aber auch ist sein Bruch ziemlich glatt. Er ist fast stets etwas bituminös, die Farbe jedoch

nicht dunkel, sondern mittelgrau bis bräunlich. Nur an der Liegendgrenze und mitunter in den hangendsten Teilen kommen dunkelgraue bis schwarze, meist bitumenreichere Bänke vor. Die Bankung ist meist ausgezeichnet, nur bei starker tektonischer Beanspruchung geht sie verloren (westliche Mandlköpfe [E 32, 33], Schafkopfstörung [K 31]). Die Dicke der Bänke wechselt zwischen 2 und 100 cm, als normal können 20 bis 50 cm gelten. Gelegentlich sind einige Bänke in der Masse rot oder weißlich gefärbt, ohne daß sich im Dünnschliff irgendeine Abweichung vom Normaltyp feststellen ließe.

Überhaupt erweist sich der Hauptdolomit im Schliff, genau wie im Gelände, als äußerst eintönig. Meist sieht man nichts anderes als ein lückenloses Netzwerk von Dolomitmörnern, deren Größe zwischen 0,05 und 0,2 mm wechselt. Als Seltenheit treten einmal (Tegelberg-Reitweg, 1380 m [I 8]) kreisrunde, graue Flecken von 0,2 mm Größe auf, die wie eine Andeutung von Oolithbildung wirken. Dichte, etwas eisenschüssige Dolomitmasse tritt als Grundmasse der tektonischen Brekzien zwischen unveränderten, höchstens angesplitterten Brocken des Normalgesteins auf. Auch die Mergelbänke unterscheiden sich mitunter im Dünnschliff kaum vom Dolomit. Gelegentlich sinkt aber in ihnen die Größe der Dolomitmörner außerordentlich stark, bis unter 0,01 mm herab (W-Seite der Noth [H, I 28]); dennoch ist das Gestein dann nicht dicht oder filzig, sondern die winzigen Dolomitmörner bilden wohl individualisierte Kristalle, wie man unter + Nikols deutlich erkennt.

Die recht häufigen Brekzien sind im Hauptdolomit stets nachweisbar sekundär, durch tektonische Einwirkung entstanden. Diese zeigt sich zunächst im ganzen Gebiet in der außerordentlich starken Zerklüftung des spröden Gesteins. Das Hauptklufsystem ist meist ± saiger und streicht fast genau senkrecht zum Schichtstreichen. Dies läßt sich geradezu benutzen, um das Streichen da festzulegen, wo die Bankung einmal undeutlich wird. Gerade in solchen Fällen (z. B. Jugend bei Hohenschwangau [H 5], N-Fuß des Gassenthomaskopfes [I 5], Oberauer Höhenberg [F 36]) muß man sich freilich davor hüten, dieses Klufsystem selbst für die Bankung zu halten, wozu es durch seine vorzüglich parallele Anordnung verleiten kann. Ein zweites Klufsystem pflegt mit dem ersten einen spitzen Winkel einzuschließen, woraus sich der schief-prismatische Bruch des Gesteins erklärt. Recht häufig sind die Klüfte mit Calcit erfüllt, dessen Dicke aber meist weit unter 1 mm bleibt. Gelegentlich, nahe der Grenze gegen Plattenkalk, ist das ganze Gestein von unabsehbar vielen Äderchen klaren Calcits durchzogen (z. B. Säuling-N-Seite [K 6]). Geht die tektonische Einwirkung weiter, so wird, bei Verbreiterung der Klüfte, das Gestein in ein Haufwerk schief-prismatischer Brocken zerlegt, das schon fast den Eindruck einer Brekzie erwecken kann. Die Füllmasse ist dann aber nicht calcitisch, sondern besteht aus einem meist hellen, sehr feinkörnigen Dolomit, der mit Salzsäure höchstens schwach braust. Gelegentlich haben diese Klüfte roten Besteg, was dem ganzen Gestein, namentlich aus der Ferne, einen fremdartigen Eindruck verleihen kann (z. B. Neuschwanstein SO-Seite [H 6]).

Bei noch stärkerer tektonischer Einwirkung, namentlich in der Nähe der großen Blattverschiebungen, geht mit der Bankung zusammen auch die Parallelrichtung der Klüfte verloren, und es treten dann echte Dolomit-Mylonite auf, in denen nur einzelne Brocken des Ursprungsgesteins in einer hellen, mehligem, mitunter schwach brausenden Grundmasse liegen.

Die Häufigkeit solcher tektonischer Brekzien erschwert im ganzen Gebiet die Beantwortung der Frage, ob hier der Hauptdolomit auch Primärbrekzien

führt. Nur im äußersten W ergab sich hierfür ein Anhalt. Im Bett des Lech, an der Füssener Stadtbleiche [G 2], fand KOCKEL einen Dolomit anstehen, der sich im Schlift durch das Auftreten kleiner, spärlicher Quarzkörnchen von allen bekannten Hauptdolomitmodifikationen unterscheidet. Er gehört zwar dem liegenden Teil des Hauptdolomits an, liegt aber doch so weit über den salinaren Raiblern, daß an eine Beziehung zu Raiblersandsteinen und wohl überhaupt an karnisches Alter nicht gedacht werden kann. Im großen besteht dieses merkwürdige Gestein teils aus wohlgebanktem, millimeterfein mit Kalk wechsellagerndem braunem Dolomit, teils aus einem ebenfalls gebankten, dolomitisch gebundenen Konglomerat von Dolomitbrocken, unter denen auch jener feinst geschichtete Dolomit vorkommt. Die Quarzkörnchen liegen nun stets in den schmalen, suturartig geschlängelten, braunen Zonen von Grundmasse zwischen diesen Brocken. Ein solches Bild ist den tektonischen Brekzien des Hauptdolomits völlig fremd und weist wohl mit Sicherheit auf sedimentäre Entstehung dieses Konglomerats hin. Von besonderem Interesse ist dabei die Tatsache, daß das Material dieser klastischen Bildung nicht ausschließlich dem unmittelbaren Untergrund entstammt, sondern daß sich auch ein klein wenig weither verfrachtetes, echt terrigenes Material beimischt (vgl. auch die Beschreibung und Abbildung dieses Gesteins, die LEUCHS, 1928 b, S. 411 und Taf. XXXVI, Abb. 1, gibt).

Feinschichtung ist in den unteren Teilen des Hauptdolomits häufig (z. B. Katzental [G 35]). Ebenso treten Mergellagen vorwiegend im liegenden Teil auf, wo denn auch die Bankdicke des Dolomits i. a. geringer ist. Häufig (Bächgraben [M 8], unterer Gießenbach [H, I 32]) besteht dann Verdacht auf oberkarnisches Dolomit, doch kommen die Mergel auch im zweifellos norischen Dolomit noch vor. Gelegentlich sind sie durch mergeligen Dolomit mit dem normalen Gestein verknüpft. Mit gelbgrüner Farbe finden sie sich z. B. am Gassenthomaskopf [I 5], am Tegelberg [H, I 8], an der Ahornspitz [H, I 9], dünne grüne Mergellagen treten südlich unterm Brunnenkopfhaus [F 19] auf. Unter der Kofelalpe [M 7] sind in 1470 m klotzige, blaugraue Mergel, mehrere Meter mächtig, eingeschaltet. Schwärzlichgraue Schiefer mit feinsten Pyritkriställchen, rötlich anwitternd, treten südwestlich an der Nothkarspitz [I 28] auf. Im Laberkamm (N-Seite des Schartenkopfs [E 32]) nehmen die Mergellagen ausnahmsweise weißliche Farbe an. Für die Pyritschiefer der Nothkarspitz nimmt RICHTER an, daß sie den Schieferlagen entsprechen, wie er sie schon früher, 1923 a, S. 164, aus dem Allgäu und Bregenzerwald beschrieben hat, und wie sie in gleicher Weise durch DACQUÉ 1912 aus den Schlicrseer Bergen bekannt geworden sind. Ganz ebenso konnte RICHTER sie im Markgraben, südöstlich Farchant, bis zu einigen Metern mächtig im Hauptdolomit eingelagert finden (schon außerhalb der Karte gelegen).

Obwohl, wie erwähnt, sowohl an der Hangend- wie an der Liegendgrenze des Hauptdolomits bitumenreiche Bänke häufig sind, so ist es doch innerhalb des kartierten Gebiets nur an zwei Stellen (südlich über dem Lobatboden [K 4] und im Kramer [M, N 28, 29]) zur Ausbildung echter Asphalt-schiefer in dünnen Lagen gekommen. Ein drittes Vorkommen findet sich außerhalb der Karte im mittleren Schellgraben (südliches Ammergebirge). Am Kramer erreicht die Asphalt-schieferserie unterm Königstand [N 29] bis zu 50 m Mächtigkeit und tritt von da nach W zu auch morphologisch stark hervor. Sehr bituminöser Hauptdolomit wechsellagert hier mit dünnen Bändern von Asphalt-schiefer und ist oft bizarr mit ihnen verzahnt.

Endlich wäre noch der Einlagerung von Kalkbänken innerhalb des Hauptdolomits zu gedenken. Es handelt sich dabei vorwiegend um einen einzigen, offenbar völlig konstanten Horizont, der sich von der Weitalpe [I 14] an nach O durch das ganze Gebiet bis nach Eschenlohe hin erstreckt. Meist sind es nur wenige Bänke, nur im Oberauer Höhenberg [E, F 36] schwillt der Kalkkomplex bis zu 20 m an. Er liegt im obersten Teil des Hauptdolomits; im Ammergebirge etwa 50 bis 80 m, im Laber 100 bis 150 m unter der Plattenkalkgrenze. Die Kalke sind meist dunkelgrau, werden aber auch gelegentlich hellbräunlich. Petrographisch gleichen sie dem Plattenkalk und führen wie dieser mitunter unbestimmbare Fossilreste.

In diesen Kalkbänken des Höhenbergs findet sich häufig eine Foraminifere, das einzige erkennbare Fossil im Hauptdolomitkomplex. Die gerade, gedrunken stabförmige Lagenide ist sehr dickschalig, mit reitenden Kammern und schmalem, fadenförmigem Lumen. Die Öffnung ist breit, die Außenwand längs gerippt. Es scheint sich um eine *Vaginulina* sp. zu handeln. Dieser Fund ist wichtig, weil er sich den wenigen von LEUCHS (1928 b, S. 421 ff.) beschriebenen Funden anschließt. Erblickt man in diesen Kalkbänken mit LEUCHS das Ausgangsgestein, aus dem der ganze Hauptdolomit diagenetisch entstanden ist, so kommt man auch für unser Gebiet zu der Vorstellung, daß es sich hier ursprünglich um einen Foraminiferen führenden Kalkschlamm gehandelt hat.

Abweichend von der normalen Ausbildung sind die hangendsten Teile des Hauptdolomits häufig nahe dem N-Rand der Lechtaldecke ausgebildet, sowohl im W (z. B. Schwarzenberg [I 1—3]) wie im O (Laber) des Gebiets; weniger in der Mitte. Das Gestein wird hier sehr hell, mitunter weiß, die splittrigen Bruch- und Verwitterungsformen runden sich etwas ab, und der Dolomit erscheint äußerlich mehr wie ein Kalk. Mit Salzsäure läßt sich jedoch feststellen, daß meist gar kein oder nur ein sehr geringer Calcitgehalt vorliegt. Nur im W geht dieses Gestein nach oben in echten Plattenkalk über, im Laber finden sich höchstens geringe Kalkeinlagerungen (nördlich P. 1429 [E 31]), im übrigen bleibt das Gestein bis unter die Transgression ganz überwiegend dolomitisch. Es ist daher auch allenthalben als Hauptdolomit kartiert. Wird es gelblich, so ähnelt es bisweilen im N-Flügel der Labermulde den darüber folgenden Doggerkalken.

Bei Mächtigkeitsbestimmungen des Hauptdolomits müssen natürlich alle Stellen ausscheiden, an denen liassische oder cenomane Transgression bis auf ihn herabgreift (z. B. Falkensteinzug [G 0]; Tegelberg [H 7, 8]; nördliches und südliches Ammergebirge zum Teil mit cenomaner, Labermulde mit liassischer Transgression). Primär am geringsten ist die Mächtigkeit in der Allgäudecke. Sie beträgt z. B. zwischen Raiblern und Kössenern des Wannekopfs [D 31] (Name fehlt auf der Karte) nur wenig über 100 m, am Steckenberg [C, D 26, 27] gegen 200 m. Innerhalb der Lechtaldecke ist sie am Stirnrand noch immer sehr gering, im W-Abschnitt zirka 400 m, in der Mitte 250 bis 300 m, im O zirka 400 m. Nach S zu schwillt sie immer mehr an; so läßt sie sich an der Gumpenkarispitz [H 11] (in der Karte ohne Namen) sehr sicher zu 500 m bestimmen, wovon höchstens 50 m für karnischen (?) Dolomit in Abzug zu bringen sind. Mit seiner Angabe von 100 m für die Hochblasse [I 12] hat BÖSE eine tektonisch reduzierte Stelle erfaßt. Südlich der Ammermulde beträgt die normale Mächtigkeit vielmehr im Ammergebirge 600 bis 800 m, in den Bergen westlich Farchant etwa 1000 m. Scheinbar größere Mächtigkeiten

sind hier tektonisch bedingt, wie RICHTER und STEINMANN schon 1927 nachweisen konnten. Im Kramer (wahrscheinlich Inntaldecke) dürfte die Mächtigkeit 800 m nicht wesentlich übersteigen.

Infolge der großen Wasserdurchlässigkeit des Hauptdolomits und seiner Neigung zur Schuttbildung ist seine Oberfläche i. a. sehr wasserarm. Wo sumpfige Stellen oder größere Quellen in ihm auftreten, handelt es sich meist um Einschuppung anderer Horizonte (Kössener im N-Hang der Noth [H 29, 30] und des Kienecks [I 24—26], Raibler im Gießenbachtal [I 31]), gelegentlich wohl auch um Verklebung der Spalten durch feinsten, tektonisch erzeugten Dolomitgrus (Katzental [G 35]). Die morphologische Bedeutung des Hauptdolomits im Gelände ist wesentlich durch seine starke Zerklüftung bedingt. Diese fördert einerseits seine mechanische Zerstörung durch Spaltenfrost und ähnliche Einflüsse, andererseits vermag das hier zirkulierende Wasser die dünnen Calcithäutchen, die den Zusammenhang des Gesteins bedingen, viel leichter und bis zu viel größerer Tiefe aufzulösen, als dies etwa bei einem kompakten Kalk der Fall wäre, wo der Angriff des CO₂-haltigen Wassers auf der ganzen Front erfolgen muß. Da andererseits die so herausgelösten, reinen Dolomitbrocken eine große Beständigkeit gegen atmosphärische Einflüsse aufweisen, so ergibt sich das bekannte Bild der Hauptdolomitberge: starke mechanische Zerstümmerung der Gipfelregionen (Tafel VII, Bild 14 und Tafel IX, Bild 18), Neigung zu unregelmäßigen, oft bizarren Felsbildungen, und daneben Anreicherung ungeheurer Mengen von lockerem, scharfkantigem, schwer verwitterndem Schutt, der die Flanken der Hauptdolomitberge oft in dichtem Mantel umgibt. Im Zusammenhang damit steht die Dürtigkeit der Vegetation und die Neigung zu Murgang. Man sagt wohl nicht zu viel, wenn man in der großen Verbreitung des Hauptdolomits in unseren Bergen den Hauptgrund dafür findet, daß sie weder dem Besucher den freundlichen Reiz noch dem Bewohner den reichlichen Ertrag gewähren wie etwa die helvetischen Berge des Westens.

Die angegebenen Fossilreste in den Kalkbänken des Oberauer Höhenbergs sind die einzigen organischen Spuren, die sich im Gebiet des Hauptdolomits finden. Es kann wohl als sicher gelten, daß diese extreme Fossilarmut erst das Werk der diagenetischen Dolomitisierung des Gesteins ist.

2. Plattenkalk. Daß die Grenze Hauptdolomit/Plattenkalk eine reine Faziesgrenze ist, ergibt sich zunächst schon aus dem innerhalb des Gebiets stark wechselnden Mächtigkeitsverhältnis der beiden Schichtglieder. Auch die geringe Schärfe dieser Grenze, besonders im Westen, kann dafür geltend gemacht werden. Am Loisachtalrand nordwestlich Farchant aber läßt sich in einer tektonisch ungestörten, gleichmäßig S-fallenden norischen Schichtfolge eine unmittelbare Verzahnung beider Gesteine nachweisen. Sie besteht darin, daß die unteren Bänke des sehr mächtigen Farchanter Plattenkalks, wenn man sie nach N den Heuberg [I, K 32] hinan verfolgt, allmählich immer dolomitischer werden und mit immer stärkeren Bänken reinen Dolomits wechsellagern, so daß auf der N-Seite des Heubergs die Grenze gegen den Hauptdolomit nachweislich in einem höheren Schichtniveau liegt als auf der S-Seite. Wenn sich das an anderen Stellen nicht so im einzelnen zeigen läßt, so liegt das wohl daran, daß selten genügend lange, ungestörte N—S-Profile zur Verfügung stehen.

Der Tatbestand selbst aber ergibt sich mit Deutlichkeit, wenn man die Mächtigkeiten aus verschiedenen Gebietsteilen miteinander vergleicht. Es ist

sehr wahrscheinlich, daß die oben erwähnte Kalkbank, die den oberen Hauptdolomit namentlich südlich der Ammermulde in der ganzen O-Hälfte unseres Gebiets durchzieht, nichts anderes ist als die Fortsetzung einer der tiefsten Plattenkalkbänke des südlichen Gebiets. Auch in den Hohenschwangauer Bergen finden sich gelegentlich Plattenkalkbänke im oberen Hauptdolomit, jedoch weniger regelmäßig.

Das Normalgestein des Plattenkalks ist ein mittel- bis dunkelgrauer, recht feinkörniger bis dichter, wohlgeschichteter Kalk, der sich bei der Verwitterung oft bräunlich färbt, andererseits aber sehr gerne helle, namentlich lichtblaugraue Anwitterungsfarben zeigt. Hierdurch und durch seine Neigung zur Bildung glatter, rundlicher Felsoberflächen unterscheidet er sich im Gelände vom Hauptdolomit. Die Bankdicke wechselt in weiten Grenzen, Feinschichtung kann vorhanden sein oder fehlen. Der harte Kalk klingt oft unter dem Hammer und zerspringt in scharfeckige und scharfkantige Platten, wie sie auch verwitterte Plattenkalkgehänge zu bedecken pflegen.

Im Schriff zeigt dieser Normaltypus des Plattenkalks eine graue, dichte Grundmasse, die aber niemals das ganze Schriffbild beherrscht, sondern stets von kleinen Kalkspatkrystallen durchsetzt ist. Foraminiferen und Reste größerer Fossilien treten häufig, kleine Quarzkörner westlich Farchant als Seltenheit auf.

Das beschriebene Normalgestein ist nun aber in den als Plattenkalk kartierten Gebieten keineswegs allein herrschend, sondern es ist durch Wechsellagerung und Gesteinsübergänge sowohl mit dem Hauptdolomit im Liegenden wie mit den Kössenerschichten im Hangenden verknüpft. In den meisten Plattenkalkgebieten sind dolomitreiche, schwach brausende Bänke fast ebenso häufig wie reine Kalke, ja in der unteren Abteilung des Plattenkalks können sie überwiegen. Auch reine Dolomite treten hier gelegentlich auf. Die Schwierigkeit der Grenzziehung zwischen Plattenkalk und Hauptdolomit beruht aber weniger auf dem Vorkommen dieser immerhin seltenen Dolomite, als vielmehr darauf, daß die dolomitischen Kalke äußerlich dem Hauptdolomit mitunter sehr ähnlich werden. In solchen Fällen erscheinen die Stoßseufzer DACQUÉs 1912 über die „Kübel“ von Salzsäure berechtigt, die zur genauen Trennung von Hauptdolomit und Plattenkalk im Gelände erforderlich seien. Immerhin unterscheiden sich Gesteine mit einigem Calcitgehalt in frischen Anschlägen vom reinen Dolomit meist durch dunklere Farbe, glatteren, oft etwas muschligen Bruch sowie durch einen schwer definierbaren stumpfen Seidenglanz, der dem Hauptdolomit abgeht.

Die Schwierigkeiten der Trennung sind auch keineswegs im ganzen Gebiet die gleichen. In den nördlichen Hohenschwangauer Bergen ist der Übergang Hauptdolomit/Plattenkalk ganz besonders unscharf, und die Dolomitzone im unteren Plattenkalk sind besonders häufig. Viel leichter ist die Trennung im SW des Gebiets (obere Vilsederdecke). Weiter nach S und SO wird die Grenze wieder unscharf, und in der unteren Hälfte des Plattenkalks finden sich hier (südliches Ammergebirge) massenhaft Dolomitbänke vom Typus des Hauptdolomits. Hier ist die Grenze auf der Karte an die tiefste Kalkbank dieser Wechsellagerungsserie gelegt. Anders liegen die Verhältnisse wieder im nördlichen Ammergebirge. Schon an der Hochblasse [I, K 12] ist die Grenze ziemlich scharf, im Gegensatz etwa zum Gebiet der Scheinbergspitze [H, I 16], wo noch die Wechsellagerung wie weiter südöstlich herrscht. Noch weiter nördlich, im Gebiet von Fürstberg und Feigenkopf [F 13—16], überlagert der

hier abweichend ausgebildete Plattenkalk (siehe Seite 31) den Hauptdolomit völlig scharf. Von hier nach O fehlt im nördlichen Ammergebirge und Laiber der Plattenkalk fast ganz unter der cenomanen oder liassischen Transgression. Nur stellenweise (zwischen Brunnberg und P. 1611 [E 27], Kapellenwand [E, F 30], P. 1429 [E 31]) haben sich hier wenige Meter Plattenkalk erhalten. Im übrigen ist im ganzen O-Gebiet von Eschenlohe bis zum Kramer die Grenze zwischen reinem Dolomit und dolomitführendem Plattenkalk wieder sehr scharf, mit Ausnahme des Heuberggebiets nördlich Farchant, wo sie — wie erwähnt — unter Verzahnung zwischen Dolomit und Kalk in ein tieferes Schichtniveau herabsinkt.

Ebenso wie typischer Plattenkalk sich mit Gesteinstypen verbindet, die seinem Liegenden angehören, so auch mit solchen, die zu seinem Hangenden hinüberleiten. Der Reichtum einzelner Plattenkalkbänke an Fossilresten (meist unbestimmbarer Zweischaler) geht bisweilen so weit, daß echte Lumachellen-Bänke entstehen, z. B. westlich Farchant. Ebenso können die feinen Tonhäute, die gewöhnlich die Plattenkalkbänke trennen, zu dickeren Mergellagen anschwellen, freilich nie so weit, daß sie die festen Kalkbänke zurückdrängen könnten. Auch können die Tonhäute die Kalkbänke selbst durchziehen, so daß diese flaserig werden. Angewittert ist dann dieses Gestein sehr leicht daran zu erkennen, daß neben die hellgraue Anwitterungsfarbe des Kalks die gelbliche oder hellgrüne der Tonhäute tritt. Auf Anwitterungsflächen quer zur Schichtung erkennt man dann häufig augenförmige Kalklinsen. Diese Gesteinstypen verknüpfen den Plattenkalk aufs innigste mit seinem Hangenden, den Kössenschichten, und die Grenzziehung ist hier oft ebenso schwierig wie gegen den Hauptdolomit. Da auch die Fossilien versagen, wie gleich noch zu besprechen sein wird, kann man die Grenze gegen die Kössener nur nach dem relativen Vorwiegen oder Zurücktreten der Mergel gegenüber den Kalken ziehen. In Zweifelsfällen ist die Grenze da gelegt, wo die Mergel zum erstenmal so mächtig werden, daß sie morphologisch in Erscheinung treten. Damit stimmt in der Praxis der Grundsatz überein, alle Schichten noch als norisch zu betrachten, in denen sich noch größere Partien dolomitischen Kalks befinden.

Wollte man dagegen jede Mergellage zu den Kössenern, jede Dolomitlage zum Hauptdolomit rechnen, so verschwände der Plattenkalk als eigenes Schichtglied meist überhaupt. Stellenweise greifen Dolomitbänke und Mergellagen sogar übereinander weg, so in dem schönen Aufschluß, den der bis 1926 betriebene Steinbruch an der Loberlaine [E 36] bietet. Hier finden sich einzelne Dolomitbänke hart unter zweifellosen Kössenern, etwas tiefer werden die dort leidlich reinen Kalke noch einmal von zwei Mergellagen unterbrochen und weiter im Liegenden folgen über den ganzen Rücken des Berges weg bis an die Auerlaine Bänke von Kalk mit oft sehr erheblichem Dolomitgehalt. Da aber die reinsten Kalke bei der Anwitterung am deutlichsten hervortreten, so ist es begreiflich, daß nicht nur SÖHLE den ganzen Komplex zu den Kössenern stellte, sondern daß auch in neuerer Zeit noch ein Gutachten, das sich an diese Oberflächenerscheinungen hielt, die ganze Schichtfolge als bauwürdiges Material für das Kalkwerk erklärte. Erst als entgegen diesen Voraussagen die dolomitreichen Bänke beim weiteren Abbau gar nicht aufhören wollten, entschloß man sich zu eingehenderen Schürfungen, deren Ergebnis die sofortige völlige Auflassung des Bruchs an der Loberlaine war. Der Magnesiumgehalt erwies sich nämlich als so bedeutend und vor allem von Bank zu Bank so wechselnd, daß die Verarbeitung dieses Materials für Bau-

und Zementkalk nicht mehr in Frage kam. Der ganze Komplex besteht eben nicht aus Kössnerschichten, sondern aus Plattenkalk, worauf übrigens auch die große Fossilarmut der im Steinbruch aufgeschlossenen hangendsten Bänke hinweist (vgl. Fig. 39, S. 161).

Völlig abweichend vom Normaltypus ist der Plattenkalk in manchen Teilen der Unteren Vilsedercke, namentlich in der Benna [K 8], und dann in der Gegend des Fürstbergs und Feigenkopfs [F 13—16] in der Oberen Vilsedercke. An Stelle der grauen Kalke, am Feigenkopf auch mit diesen und mit Muschelbrekzien vergesellschaftet, treten hier weiße, gelbe oder hellbräunliche Kalke und Dolomite auf, die zum Teil dem Wettersteinkalk außerordentlich ähnlich werden. Zu Verwechslungen mit ihm und mit Wettersteindolomit verführt dies Gestein gelegentlich in den beiden Vilsedercken, so am Schwarzenberg [I 1—3], Säuling-N-Fuß [K 6], Pilgerschrofen-NW-Fuß [K 5], wo es mit dem obersten, hell gefärbten Hauptdolomit wechsellagert. Auch am Fürstberg hat SÖHLE diesen hellen Plattenkalk als Wettersteinkalk kartiert. Gerade von hier aber fanden sich in einem Schliff RICHTERs Foraminiferen, was im Wettersteinkalk unseres Gebiets nicht vorkommt. *Trochammina* sp. ließ sich bestimmen. Außerdem finden sich Megalodonten. Auch dem Oberrhätalkalk gleicht dies merkwürdige Gestein mitunter, es ist aber durch bankweise Wechsellagerung noch so innig mit Hauptdolomit verknüpft, daß nur norisches Alter dafür in Frage kommt. Am Feigenkopf liegen zwischen diesen Gesteinen und dem Hauptdolomit wenige Meter blaugraue Kalke und Muschelbrekzien. Offenbar entspricht diesem hellen, mit Dolomit verknüpften Plattenkalk der Lechtaldeckenstirn des Westens im Osten der ganz ähnliche und gleichgelagerte helle, schwach kalkige Hauptdolomit, der oben vom nördlichen Laber beschrieben wurde.

Helle zuckerkörnige Kalke von bräunlichgrauer Farbe kommen übrigens auch im südlichen Ammergebirge vor, und zwar am Grat von der Scharte NO der Kreuzspitze bis zum Kuchelbergkopf [L 18]. Bräunliche, grob zuckerkörnige Dolomite sowie eine rötliche Kalklage sind dem Plattenkalk südlich der Weitalpe [I 14] eingeschaltet. Hier auch verdichtet sich der Bitumenreichtum an der Liegendgrenze des Plattenkalks zu Flecken und Streifen von Asphalt.

Eigenartige Einschaltungen im Plattenkalk finden sich am äußersten Südrand der Karte südwestlich vom Hirschbühel. Am Weg, der von P. 1345 „Auf dem Tanzboden“ [O 24] hinauf gegen den Hirschbühel führt, treten rote, gelbe, braune, vielfach auch grüne Kalke und Dolomite auf. Leider sind sie so schlecht aufgeschlossen, daß keine weiteren Beobachtungen möglich sind. Immerhin scheinen sie dem Plattenkalk anzugehören, worauf auch der Wechsel Kalk—Dolomit hinducet. Jedoch bleibt merkwürdig, daß sie sonst nirgends im Plattenkalk auftreten und sich auch am Hirschbühel sonst nirgendwo finden.

An Fossilien fanden sich:

Trochammina sp.

Avicula contorta PORTL.

Pinna sp.

Gervillia praecursor QUENST.

Naticopsis ornata SCHAFH.

Rissoa alpina GUMB.

In den hellen Plattenkalken am Südrand des Fürstbergs [F 14] treten Querschnitte von Megalodonten auf.

Selbst wenn man den Begriff Plattenkalk, wie wir es getan haben, rein faziell faßt und scharf umgrenzt, so lassen sich zwar für seine Mächtigkeit in

den meisten Gebietsteilen annähernde Zahlen geben, doch bleibt deren Unsicherheit so groß, daß sie nur mit Vorbehalt verglichen und nicht zu weitreichenden Schlüssen verwandt werden können. Im ganzen wächst die Mächtigkeit von N nach S und im Durchschnitt auch von W nach O. In der Allgäu-Decke ist der Plattenkalk am Steckenberg [D 26, 27] bei Oberammergau zirka 80 m mächtig, weiter östlich, am Wannekopf [D 31], fehlt er zwischen Hauptdolomit und Kössenern fast völlig. Auch am Stirnrand der Lechtaldecke tritt er vom Fürstberg an nach O nicht nur infolge späterer Abtragung, sondern schon primär zurück, so NW von P. 1429 [E 31] und im N-Flügel der Ammermulde nördlich von Ettal. Nur in dem Zug an der S-Seite des Loberlaintals [F 34—E 36] schwillt er lokal bis 200 m an, sonst liegen in dem weiten Gebiet Noth [H, I 28—30]—Kreuzspitz [L 18]—Feigenkopf [F 15, 16] die Mächtigkeiten durchwegs zwischen 20 und 80 m. Erst tief im S-Gebiet, in der Lahnenwies- und Stepbergmulde, erreicht der Plattenkalk dauernd Mächtigkeiten von 150 bis 200 m, ja am Ostrand bei Farchant auf Kosten des Hauptdolomits mindestens 400 m. Im Kramer- und Kramerschulter sind sie wieder geringer, selbst am O-Rand nicht über 200 m. Die Reduktion auf wenige Meter freilich, die sich am N-Fuß der Kramerschulter zeigt, hat tektonische Gründe.

Läßt sich schon eine fazielle Grenze zwischen Plattenkalk und Kössenern nur schwierig und nicht ohne etwas Willkür ziehen, so ist die Frage, wie weit diese Grenze mit dem stratigraphischen Schnitt zwischen norischer und rhätischer Stufe zusammenfällt, noch schwerer zu beantworten. Das rhätische Alter typischer Kössenerschichten ist zwar bei ihrem Fossilreichtum meist leicht zu beweisen, doch gibt es manche Anzeichen dafür, daß Teile des Plattenkalks gleichfalls schon dem Rhät angehören. In einer Muschelbrekzie, wie sie denen der Kössener völlig gleichend nicht selten in unserem Plattenkalk vorkommen, fand RICHTER östlich unter der Hochblasse [I, K 13] reichlich *Avicula contorta* PORTL. Ebenso finden sich in diesen Kalken Querschnitte von Megalodonten. Wahrscheinlich treten Beginn und Ende der Fazies Plattenkalk in verschiedenen Teilen des Gebiets zu verschiedenen Zeiten ein. Zumindest im S-Gebiet hat der größte Teil des Plattenkalks bestimmt noch norisches Alter.

Morphologisch tritt der Plattenkalk nicht besonders stark hervor, da er im ganzen nur wenig widerstandsfähiger als Hauptdolomit ist. Während aber der letztere mechanisch zu Ruinen und Schutt zerfällt, werden reine Plattenkalkbänke vorwiegend chemisch und daher nur langsam angegriffen. Andererseits wird die Abtragung durch die Mergellagen beschleunigt, die das Wasser, im Gegensatz zum Hauptdolomit, meist oberflächlich abzufließen zwingen. Daher neigt der Plattenkalk einerseits zur Bildung selbständiger Berge neben Hauptdolomit: Frieder-Südgipfel [N 21], Scharfeck [O 21] (Tafel XII), Felderkopf-Vorderfelderkopf [L 25—27] (Tafel XIV, Bild 28), andererseits zu steilerem Gehänge und, wo er rein ist, zur Bildung kleinerer (Tafel IX, Bild 17) oder auch größerer Felswände (Blaue Wand [L 29]). Viel schärfer als vom Hauptdolomit hebt er sich von den mergelreichen Kössenern ab. So sind die beiden klammartigen Partien im Lahnenwiesgraben, abwärts der Neuweidlahne [M 29] und südlich vom Grubenkopf [M 31], jedesmal durch das Auftreten des Plattenkalks zwischen Kössenern bestimmt. Auch im Loberlaintal [E 35, 36] sperrt der an einem großen Blatt vorspringende Plattenkalk das vorher breite Tal plötzlich ab und zwingt den Bach, nach N in eine schmale Rinne von Kössenern auszuweichen.

E. Rhätische Stufe.

Die beiden Ausbildungsformen des Rhäts in unserem Gebiet, Kössenerschichten und Oberrhätkalk, sind zwar in ihrer typischen Ausföhrung petrographisch recht verschieden, jedoch durch Übergangsgesteine aufs innigste miteinander verknüpf't. Andererseits läßt sich stellenweise mit voller Deutlichkeit zeigen, daß die Mächtigkeit des Oberrhätkalks genau in dem Maße zunimmt, wie die der Kössener geringer wird. Es handelt sich also hier innerhalb der rhätischen Stufe nicht, wie etwa innerhalb der karnischen, um verschiedene stratigraphische Horizonte, sondern um einen durch Übergänge vermittelten Fazieswechsel, der nicht nur vom Liegenden zum Hangenden, sondern auch von S nach N stattfindet. Hinzu kommt, daß auch ein Teil des Plattenkalks, wie erwähnt, möglicherweise ins Rhät zu stellen ist.

1. Kössenerschichten. Sie bestehen einerseits aus dunkelgrauen, schwarzen, häufig gelb oder rostigbraun verwitternden Mergeln, oft von sehr hohem Tongehalt und entsprechender Weichheit, andererseits aus dunkelgrauen, seltener heller werdenden, dann bräunlichen bis gelblichen Kalkbänken. Für alle Gebiete nördlich vom Oberauer Sattel kann man feststellen, daß die Mergel im unteren, die Kalke im oberen Teil der Kössener vorwiegen. So erklärt es sich auch, daß hier die Grenze Plattenkalk/Kössener leichter zu ziehen ist als in der Lahnenwiesmulde. Hier sind zwar die Mergel noch reichlicher, aber die Kalkbänke zeigen darin keine so einseitige Verteilung wie im N, sondern sind den Mergeln bald einzeln, bald in dickeren Packen eingeschaltet.

Die typischen Mergel sind meist etwas schief'rig und zeigen ihre Feinschichtung gelegentlich auch im Dünnschliff. Sie föhren meist nur Schwammnadeln, unerkennbare Schalenfragmente und allenfalls einmal Foraminiferen. Im Schliff erscheinen diese organischen Reste eingebettet in eine tonige, oft Pyrit föhrende und daher beim Anwittern braune Grundmasse, die, ähnlich wie die erwähnten norischen Schiefer der Noth, zahlreiche winzige, aber wohl ausgebildete Karbonatkriställchen föhrt (hier Calcit). Selten enthalten die Mergel vereinzelt Quarzkörnchen. Den größten Fossilreichtum, namentlich an Zweischalern, weisen die dünnen Kalkbänke zwischen den Mergeln auf. Hier finden sich auch meistens die Muschelbrekzien sowie Platten, auf denen ganze Schichtflächen mit *Avicula contorta* besetzt sind (P. 858 im Lahnenwiesgraben [M 30]), hier auch die seltenen Ammoniten. Der Korallenreichtum der Kössener sitzt dagegen mehr in den dickbankigen Kalken und Mergelkalken, im N also im hangenden Teil. Im Lahnenwiesgraben dagegen gibt es solche Korallenbänke noch in den allerliegenden Kalken, schon wechselnd lagernd mit den obersten dolomitischen Kalken.

Die Kössener Kalke gleichen im ganzen sehr den reinen Bänken des Plattenkalks. Sie haben dieselbe lichtgraue Anwitterungsfarbe und denselben Bruch. Im Schliff zeigen sie mitunter eine gleichmäßige, feinkörnige Calcitmasse, meist aber ist das Bild fleckig oder wolzig getrübt und von allerhand organischen Strukturen durchwoben. Foraminiferen sind selten, doch ließen sich die schon von v. DITTMAR 1864 angeführte *Globulina unda* SCHWAGER sowie eine glatte, unter zirka 20° zugespitzte *Nodosaria* und unbestimmbare Lagenen feststellen. Schon häufiger sind Schwammnadeln, und oft zeichnen sich Schalenbruchstücke von Zweischalern oder Brachiopoden ab, selbst in Gesteinen, die makroskopisch nicht als Muschelbrekzien erscheinen.

Eine feinere, horizontbeständige Gliederung der Kössener ließ sich weder im nördlichen noch im südlichen Teil durchführen. Es seien daher nur noch einige Besonderheiten erwähnt. In der Scharte südlich vom Geiselstein [H 11] wie auch stellenweise im Loberlaintal [F 34] finden sich reichlich kleine Putzen von braunem Hornstein, auch sind in der N-Zone die Fossilien in den hangenden Kalken stellenweise verkiesel (so z. B. südlich vom Vord. Scheinberg [H 14] *Trochus* sp.). Beide Erscheinungen hängen mit dem Reichtum dieser Kalke an Schwammnadeln zusammen. Der Kieselgehalt weist auf Verhältnisse hin, wie sie sich im Hangenden (Oberrhätikalk, Liaskieselkalk) regelmäßig vorfinden.

Eine andere auffallende Erscheinung ist das Vorkommen von Kalkkonglomeraten, die sich aber nur im Lober fanden. Die meist ziemlich gut gerundeten Komponenten dieser Konglomerate werden höchstens einige Millimeter groß und bestehen aus ziemlich reinen, oft fossilführenden Kalken offenbar rhätischen Alters. Hauptdolomit oder tiefere Triashorizonte ließen sich nicht nachweisen. Ihr Auftreten (nördlich vom obersten Mühlberggraben [F, G 33], Spitzschlag [F 32]) weist auf schwache Vorläufer jener Bewegungen hin, die am Ende der rhätischen Zeit einsetzten.

Horizontbeständig scheinen nur die Choristoceras führenden Schichten zu sein. Bei diesen handelt es sich immer um dunkelgrau Mergel, die in auffälliger Weise dünn ebenspaltend sind und hellblaugrau anwittern. Auf den Schichtflächen liegen massenweise die Choristoceras. Diese Schichten lassen sich durch die ganze Lahnenwiesmulde verfolgen, dicht südlich der Enningalpe [M 25] und westlich davon konnten sie noch in derselben Ausbildung nachgewiesen werden wie im oberen Lahnenwiesgraben in 1400 m Höhe [M 26] oder im unteren bei P. 858 [M 30]. Ihre stratigraphische Höhe liegt etwa im unteren Teil der oberen Hälfte der Kössener Schichten.

In der Allgäudecke der Hohenschwangauer Berge sind die Kössener schon von BÖSE nachgewiesen worden (Klammgraben nördlich Schönleitenschrofen [F 10], heute infolge Windbruch schlecht zugänglich und wenig aufgeschlossen). Weitere Vorkommen, die man freilich auch zum Plattenkalk stellen könnte, liegen am Schäfflerseck (P. 1192) [F 7, 8] und an der Mündung des Drehgrabens, P. 1000 [F 8], hier tektonisch stark beansprucht. Im O-Teil des Gebiets kehren die Kössener wieder in den Schuppen der Allgäudecke westlich und östlich Oberammergau. Zumal am Wannekopf [D 31] konnte STEINMANN sie als schmales Band zwischen Hauptdolomit und Fleckenmergel nachweisen durch Kalke mit *Thecosmilia bavarica* FRECH und Mergel mit *Rhynchonella subrimosa* SCHAFFH., ebenso treten sie südlich vom Steckenberg [D 26, 27] als Kalke mit *Avicula contorta* und *Terebratula gregaria* SUESS auf, ein Vorkommen, das schon GÜMBEL bekannt war (1861, S. 365).

Rote Schiefer fand RICHTER südlich vom Steckenberg nicht weit über der Grenze gegen den Plattenkalk. Ebenso liegt eine zirka 10 cm mächtige Einschaltung roter Schiefer in den schwärzlichen, Choristoceras führenden Mergeln in etwa 1400 m im oberen Lahnenwiesgraben [M 26]. Möglicherweise handelt es sich hier um die „Schattwalderschicht“, die auch weiter im W und SW eine große Verbreitung besitzt (REISER 1922, RICHTER 1923).

Alle Vorkommen der Allgäudecke erreichen nur wenige Meter Mächtigkeit, dagegen schwellen die Kössener in der Lechtaldecke nach S zu stark an. Schon im Westabschnitt können sie 20 m überschreiten (Pilgerschrofen N-Fuß [K 4, 5], Geiselsteinscharte [H 11]). Im nördlichen Ammergebirge

sind sie durchweg präliassisch, zumindest präcennoman abgetragen und auch im Lauer finden sich am N-Rand der Lechtaldecke nur kümmerliche Spuren. Nach S zu aber wächst ihre Mächtigkeit bald an und erreicht in der Neiderlach-Lahnenwiesmulde 150—200 m, ja in der schlecht aufgeschlossenen Gegend der Reschbergwiesen [L, M 30] vielleicht noch mehr. Auffallend ist ihr Verhalten nahe dem O-Ende der Ammermulde. Hier treten sie im N-Flügel als ziemlich konstanter, wenn auch sehr schmaler Streifen zwischen Hauptdolomit und Oberrhätalk auf, während sie im S-Flügel auf Kosten des letzteren eine Mächtigkeit bis über 100 m erreichen. Der Übergang zwischen diesen beiden Ausbildungsformen des Rhät ist an dem fast geschlossenen O-Ende der Ammermulde in der Gegend des Höllenstein [E 36] gut zu verfolgen (vgl. Fig. 16, S. 101).

Der bekannte Fossilreichtum der Kössener zeigt sich auch in unserem Gebiet allenthalben. Besonders groß ist er in dem Zug südlich der Ammermulde: in der Gasse nördlich Hochplatte [H 13]—Joch 1680 m [H 15]—Hundsfällgraben [H 17, 18], dann wieder Mühlberggraben—Loberraine [G 32—E 36]. Die mächtigen Kössener der Lahnenwiesmulde liefern gute Fossilien nur von einigen Punkten, deren beste schon GÜMBEL 1861 bekannt waren. Aus der Stepbergmulde ist namentlich der WINKLERSche Fundpunkt (1859) in der Scharte P. 1663 südlich Hirschbühel [O 25] zu erwähnen. Diesen bei HEIMBACH (1895, S. 18 f.) angeführten Stellen wäre etwa noch die erste Runse NW der Seleswand, gegen den Lahnenwiesgraben hinab [M 30], mit Aviculen und Gervillien hinzuzufügen, eine weitere Stelle mit massenhaft Aviculen, Gervillien und Choristoceraten liegt in 1400 m Höhe im oberen Lahnenwiesgraben [M 26].

Aus dem S-Gebiet (Lahnenwies- und Stepbergmulde) sind bekannt:

- | | |
|---|-----------------------------------|
| <i>Thecosmilia clathrata</i> EMMR. | <i>Lima praecursor</i> QUENST. |
| — <i>de Filippi</i> STOPP. | — <i>millepunctata</i> GÜMB. |
| <i>Thamnastraea rectilamellosa</i> WINKL. | <i>Pecten Falgeri</i> MER. |
| <i>Rhynchonella fissicostata</i> SUESS | — <i>acuteauritus</i> SCHAFH. |
| — <i>subrimosa</i> SCHAFH. | — <i>Gümbeli</i> DITTM. |
| <i>Spiriferina Emmrichi</i> SUESS | — <i>janiriformis</i> STOPP. |
| <i>Cyrtina uncinata</i> SCHAFH. | — <i>Mayeri</i> WINKL. |
| <i>Spirigera oxycolpos</i> EMMR. | — <i>rhaeticus</i> GÜMB. |
| <i>Thecospira Haidingeri</i> SUESS | — <i>striatocostatus</i> GÜMB. |
| <i>Terebratula gregaria</i> SUESS | <i>Plicatula Archiaci</i> STOPP. |
| — <i>pyriformis</i> SUESS | — <i>intusstriata</i> EMMR. |
| <i>Waldheimia norica</i> SUESS | <i>Anomia alpina</i> WINKL. |
| <i>Avicula contorta</i> PORTL. | <i>Placunopsis alpina</i> WINKL. |
| — <i>bavarica</i> SCHAFH. | <i>Ostrea Haidingeriana</i> EMMR. |
| — <i>Azzarolae</i> STOPP. | — <i>Kössenensis</i> WINKL. |
| — <i>Kössenensis</i> DITTM. | <i>Mytilus minutus</i> GOLDF. |
| — <i>solitaria</i> MOORE | <i>Modiola Schafhäutli</i> STUR. |
| <i>Cassianella speciosa</i> MER. | <i>Lithodomus faba</i> WINKL. |
| <i>Pinna vomis</i> WINKL. | <i>Nucula Bocconis</i> STOPP. |
| — <i>papyracea</i> STOPP. | — <i>jugata</i> GÜMB. |
| — <i>Doetzkirchneri</i> GÜMB. | <i>Leda bavarica</i> WINKL. |
| <i>Gervillia inflata</i> SCHAFH. | — <i>percaudata</i> GÜMB. |
| — <i>praecursor</i> QUENST. | <i>Arca bavarica</i> WINKL. |

Arca pumila DITTM.
Schizodus Ewaldi BORNEM.
 — *cloacinus* QUENST.
Myophoria Emmrichi WINKL.
 — *multiradiata* WINKL.
Cardita austriaca HAUER
 — *multiradiata* EMMR.
 — *munita* STOPP.
 — *papyracea* DITTM.
Protocardia rhaetica MER.
Cyrena rhaetica LEPSIUS
Cypricardia alpina GUMB.
 — *decurtata* WINKL.
Myacites Escheri WINKL.
 — *Quenstedti* GUMB.
 — *striatogranulatus* MOORE
Pholadomya lagenalis SCHAFFH.
 — *lariana* STOPP.
Cercomya Oppeli GUMB.
Corbula alpina WINKL.
Turbo diadema DITTM.
 — *oculatus* DITTM.
 — *parvulus* DITTM.

Phasianella cancellata DITTM.
 — *laevigata* DITTM.
Trochus ascendens DITTM.
 — *triangularis* DITTM.
Neritopsis acuticostata DITTM.
 — *paucivaricosa* DITTM.
Natica alpina MER.
 — *rhaetica* GUMB.
Rissoa alpina GUMB.
Turritella Zitteli SCHÄF.
Chemnitzia alpina DITTM.
Spinigeria dubia DITTM.
Rostellaria cornuta DITTM.
Cylindrobullina ovalis MOORE
Nautilus fastigatus SCHAFFH.
Choristoceras ammonitifforme GUMB.
 — *rhaeticum* GUMB.
 — *annulatum* GUMB.
 — *tortiliforme* GUMB.
Monophyllites planorboides GUMB.
Arcestes tenuis POMP.
Placodus Zitteli v. AMMON

Im Laber, Zug Mühlberggraben—Loberlaine [G 33—E 36]:

Thecosmilia clathrata EMMR. (allent-
 halben häufig)
Terebratula pyriformis SUESS
Waldheimia norica SUESS

Pecten Schafhäutli WINKL.
Plicatula intusstriata EMMR.
Ostrea Haidingeriana EMMR.
Pholadomya cf. lagenalis SCHAFFH.

Nahe dem Ettaler Mandl [E 33]:

Protocardia rhaetica MER.

Myacites cf. striatogranulatus
 MOORE

Im Ammergebirge, Gegend der Hundsfällköpfe [G 16, 17]:

Lima praecursor QUENST.

Pecten squamuliger GUMB.

Gegend des Scheinbergs [H 14, 15]:

Rhynchonella fissicostata SUESS

Trochus sp.

In der Gasse nördlich der Hochplatte [H 13] fand RICHTER ausgezeichnete Korallen:

Montlivaultia norica FRECH
Stylophyllum paradoxum FRECH
Thecosmilia clathrata EMMR.

Astraeomorpha crassisepta REUSS
Thamnastraea rectilamellosa WINKL.
 — *delicata* REUSS

außerdem:

Thecidea sp.
Rhynchonella fissicostata SUESS
 — *starhembergica* ZUGM.
 — *cornigera* SCHAFFH.
Terebratula pyriformis SUESS

Avicula contorta PORTL.
Pecten acuteauritus SCHAFFH.
Dimyodon intusstriatum EMMR.
Cardita austriaca HAUER
Protocardia rhaetica MER.

Aus Schliften des Ammer- und Labergebirges bestimmten wir:

Globulina unda SCHWAGER *Lagena* sp.
Nodosaria sp.

In der Allgäudecke, am Wannekopf [D 31], fand STEINMANN:

Thecosmilia bavarica FRECH *Pecten* sp.
Rhynchonella subrimosa SCHAFFH.

Westlich Oberammergau fand SÖHLE in den von GUMBEL erwähnten Kössenern des gleichen Zuges:

Ostrea Haidingeriana EMMR.

RICHTER fand dort:

Avicula contorta PORTL. *Myophoria* sp.
Terebratula gregaria SUESS

Aus den Hohenschwangauer Alpen kennt man:

<i>Spiriferina Jungbrunnensis</i> PETZH.	<i>Lima praecursor</i> QUENST.
<i>Rhynchonella cornigera</i> SCHAFFH.	<i>Ostrea Haidingeriana</i> EMMR.
— <i>fissicostata</i> SUESS	— sp.
— <i>starhembergica</i> ZUGM.	<i>Dimyodon intusstriatum</i> EMMR.
<i>Terebratula pyriformis</i> SUESS	<i>Cardita austriaca</i> HAUER
<i>Waldheimia norica</i> SUESS	<i>Protocardia rhaetica</i> MER.
— <i>elliptica</i> ZUGM.	<i>Pholadomya</i> sp.
<i>Avicula contorta</i> PORTL.	<i>Homomya lagenalis</i> SCHAFFH.
<i>Gervillia inflata</i> SCHAFFH.	sowie die üblichen Thecosmilien und
<i>Pecten acutauritus</i> SCHAFFH.	Thamnastraeen, Fischzähne und
<i>Hinnites</i> sp.	Schuppen.

In der Landschaft treten die Kössenerschichten i. a. zurück, da sie fast stets leichter erodierbar sind als ihre Nachbargesteine. Schmale Kössenerpartien bilden Jöcher (Tafel VII, Bild 14) und scharfe Längstäler, so den Zug: Nördliche Gasse [H 13]—Joch 1680—Löscrtal [G, H 15, 16]—Joch 1496—Hundsfällgraben (Tafel I, Bild 2), oder Absätze und Almböden an den Hängen, so namentlich im Nordhang von Kieneck und Noth [H 29, 30]. Es sei ferner an den bekannten tiefen Riß erinnert, der das Ettaler Manndl durchzieht und seine Entstehung einem Paket Kössener Mergel verdankt, das zwischen die Hierlatzklötze des „Manndl“ und des „Weibl“ eingeklemmt ist. Wo die Kössener mächtiger werden, bilden sie breite Depressionen, wie das Loberlaintal [F 34—D 36] und seine SW-Fortsetzung bis Ettal oder den Lahnenwieser und obersten Stepberggraben. Die größte Ausdehnung gewinnen die Kössener aber in den Reschbergwiesen [L, M 30], die daher auch eine ringsum überhöhte, große Senke bilden. HEIMBACH (1895, S. 25) sucht die Ursache dieser Erscheinung in einem Bruch, es genügt aber dafür völlig die geringe Widerstandsfähigkeit der hier sehr mächtigen und mergelreichen Kössener. In solchen Senken bilden dann die Korallenkalke zwischen den Mergeln mitunter kleine Rücken.

2. Oberrhätkalk. Diese Fazies des Rhät fehlt völlig in großen Teilen des Gebiets. In der Allgäudecke und dann wieder im S-Gebiet gehen mergelreiche Kössener ohne deutliche Faziesgrenze in Liasmergel über. In anderen

Teilen, namentlich im eigentlichen Labergebiet, überwiegt der Oberrhätkalk durchaus, so daß man im Rhät ebenso wie im Jura von getrennten Kalk- und Mergelfazies reden kann. Überhaupt gleicht das Rhät bei uns faziell weit mehr dem Jura als der übrigen Trias. Wenn wir es dennoch, im Gegensatz zu westalpiner Einteilung, zur Trias rechnen, so geschieht das nicht aus alter Gewohnheit, sondern weil sich zwischen Rhät und Unterlias einschneidende tektonische Bewegungen vollzogen, deren Einwirkung noch bedeutender war als selbst die der spätalpinisch-frühkarnischen Bewegungsphase. Das Gebiet der rhätischen Kalkfazies ist im ganzen der N-Streifen der Lechtaldecke, so weit sich dort das Rhät überhaupt noch den späteren Abtragungsvorgängen entziehen konnte. Von den Kössenschichten unterscheidet sich der Oberrhätkalk stets durch das Fehlen von Mergeln, durch die große Dicke seiner Bänke oder völlige Ungebänktheit und durch das Vorwiegen von Korallen und Megalodonten in der Fauna. Im übrigen tritt er selbst in zwei wesentlich verschiedenen Ausführungen auf, die hier nach ihren typischen Verbreitungsgebieten als Linderhoffazies und Geiselsteinfazies bezeichnet werden sollen.

a) Die Linderhoffazies des Oberrhätkalks besteht im Ammergebirge wie im östlichen Allgäu aus dickbankigen blaugrauen Kalken, reich an Korallen sowie an Megalodonten und anderen Zweischalern, die mitunter verkieselt sind. Wir stellen sie nicht zu den Kössenern, einmal weil ihnen Mergellagen völlig fehlen, besonders aber, weil sie sich seitlich mit der Geiselsteinfazies verzahnen und allmählich in diese übergehen. Die Linderhoffazies findet sich bei uns nur im mittleren Ammergebirge, namentlich in der Umgebung von Linderhof (Kirchenkopf [H 20]; Rinneleek [H 21]; Reisenau [G 23]; Kuchelschlag [G 23, 24]). In der Reisenau findet sich sporadisch die Geiselsteinfazies. Nach O zu verschwindet dieser ganze Zug von Oberrhätkalk, während gleichzeitig im N-Flügel der Ammermulde die Geiselsteinfazies einsetzt (Falkenwand [F 29]). Nach W zu jedoch ist der Übergang in die Geiselsteinfazies in der Gegend der Hundsfällköpfe [G 17] schrittweise zu beobachten, und zwar derart, daß, bei Verzahnung im einzelnen, im ganzen doch die hangenden Teile zuerst die Geiselsteinfazies aufweisen. Das letzte Ausklingen der blaugrauen Linderhoffazies sieht man am Weg durch den Lösertalgraben [G 16]. Weiter nach W überlagert reine Geiselsteinfazies die Kössener.

b) Die Geiselsteinfazies wüchelt zwischen Lech und Loisach bei weitem vor und bildet ein sehr auffallendes Glied der Schichtfolge. Trotzdem ist ihr Alter und ihre Bedeutung erst spät bekannt geworden. Im W hat BÖSE diesen Oberrhätkalk für Wettersteinkalk gehalten, während SÖHLE in seinen beiden Arbeiten nur wenige Vorkommen richtig als „rhätischen Dachsteinkalk“ erkannte. Die mächtigen Oberrhätkalkmassen des Laber hielt er für Hierlatz, schrieb aber dafür gelegentlich den Dogger-Kieselkalken rhätisches Alter zu. Dagegen hat östlich der Loisach KNAUER 1907 den Oberrhätkalk richtig erkannt und sich mit dem Problem seiner Trennung vom Hierlatz beschäftigt, das freilich gerade in der Loisachgegend besonders schwierig und brennend ist.

Dieser Geiselstein-Oberrhätkalk besteht in typischer Ausbildung aus sehr reinen, festen, lichten Feinolithkalken. Sie zeigen meist hellgelbe oder sehr lichtbräunliche Farbe und werden gelegentlich fast schneeweiß. Im W sind sie noch deutlich gebänkt, im O oft völlig klotzig. Vom Wettersteinkalk, dem sie namentlich im W stark gleichen, lassen sie sich meist durch ihre Fein-

oolithstruktur unterscheiden. Wo diese etwa einmal im Handstück zurücktritt, treten dafür häufig Lithodendren auf, deren relativ deutliche Erhaltung die Unterscheidung vom Wettersteinkalk erleichtert. Megalodonten finden sich dagegen nur selten, so nördlich vom Ettaler Manndl und östlich davon bei „An der Wand“ [E 34, 35]. Im Geiselstein selbst führt der Oberrhätalk reichlich Crinoidenstielglieder.

Der Schliff zeigt die Oolithbildung auch da, wo sie im Handstück undeutlich wird (nördlich vom Klingertgraben [E 37]). Honiggelbe oder braune Hornsteinputzen sind nicht selten (z. B. Spitzschlag [F 32], Geiselstein [G, H 12]) und vereinigen sich nach oben zu gelegentlich zu Schnüren (Hundsfällköpfe [G 17]). An anderen Stellen (z. B. Rappenschrofen [E 36], Falkenwand [F 29]) kommen Spatkalke von meist brauner oder rötlicher Farbe vor, die in die Oolithkalke übergehen, indem spätige Crinoidenreste zwischen die Oolithe eingestreut sind. Diese braunen Crinoidenkalke gleichen oft den jurassischen vollkommen. Dadurch wurde auch SÖHLE dazu verleitet, diese an leitenden Fossilien so armen Kalke dem Lias zuzuweisen und davon nur die seltenen Stellen mit Lithodendren und Megalodonten auszunehmen.

Etwas abweichend ist der Oberrhätalk in einem Teil des schmalen Bandes, das den S-Flügel der Ammermulde von Ettal bis an die Mündung des Loberlaintals begleitet. Während Ost- und Westende den typischen, großblockig zerfallenden gelben Feinolith aufweisen, verschwindet diese Struktur südlich vom Großen Lober [F 33] zeitweise und macht einem sehr feinkörnigen, homogenen, hellgelben Kalk Platz, der durch das Vorkommen zirka 0,5 mm großer, eckig begrenzter Calcite ausgezeichnet ist. Seine Schichtflächen sind kantig uneben, aber nicht wulstig. Er ist 15 bis 20 m mächtig und bildet wohl ein Übergangsglied zur Linderhoffazies, von der er sich wesentlich durch seine Farbe unterscheidet.

An vielen Stellen kann man das Herauswachsen des Oberrhätalks aus der Kössener Fazies beobachten (Pilgerschrofen-N-Seite [K 5]; Geiselsteinscharte [H 11]; Kenzenkopf [H 13]; Loberlaintal [F 34, E 35]; südlich P. 1636, 1 [F 31]; SW-Ecke des Murnauer Mooses südlich P. 628 [D 36]). Die obersten Kössener, noch blau-grau und ausgezeichnet geschichtet, verlieren ihren Mergelgehalt, werden rasch heller und oolithisch, die gute Schichtung geht verloren, und der Oberrhätalk ist erreicht. Vollzieht sich dieser Übergang auch stets auf wenige Meter, so beweist er immerhin die Einheitlichkeit der rhätischen Schichtfolge, zumal da er nach N zu in immer tiefere Niveaus hinabsteigt. Die Linderhoffazies spielt dabei, wo sie auftritt, die Rolle eines Übergangsgliedes zwischen Kössener und Geiselsteinfazies (z. B. südlich Kenzenkopf [H 13]), ebenso wie der dichte gelbe Kalk des Großen Lobers. Bei „An der Wand“ [E 34, 35] treten reichlich Kössener Fossilien (große Terebrateln und Chemnitzien) neben den auch sonst im Oberrhätalk häufigen Lithodendren in einem Gestein auf, das völlig dem Oberrhätalk gleicht und sogar reichlich gelbe Hornsteinputzen führt (vgl. S. 34).

Von besonderem Interesse sind nun die Verhältnisse an der Hangendgrenze des Oberrhätalks. Während er am äußersten N-Rand der Lechtaldecke präliassisch entfernt ist, tritt er im zentralen Lober mehrfach unter der Hierlatz-Transgression auf. Daß hier tatsächlich der Hierlatzkalk auf den ihm oft ähnlichen Oberrhätalk transgrediert, konnte in der Gegend des Höllkopfs [E 34] mit Sicherheit nachgewiesen werden (s. S. 47), während noch KNAUER 1907 (S. 78 und 81) einen allmählichen Übergang seiner rhätischen Grenzkalke

in Hicrlatz annahm. Bei der petrographischen Ähnlichkeit beider Gesteine ist der Transgressionsverband freilich nur selten deutlich zu sehen. Namentlich das Vorkommen brauner Crinoidenkalke in beiden Horizonten kann leicht zu der Vorstellung eines langsamen Übergangs führen, doch scheint uns, abgesehen von dem erwähnten Vorkommen am Höllkopf, auch die ungeheuer schnell wechselnde Mächtigkeit des Rhäts unter der alles gleichmäßig überziehenden Liasdecke nur durch die Annahme stärkerer präliassischer Störungen erklärbar. Zweifellos hat der Oberrhätalk im Gebiet der Labermulde ursprünglich eine viel weitere und gleichmäßigere Verbreitung besessen. Finden sich doch seine Feinoolithe und Lithodendronkalke in kleinen Fetzen selbst in der Nähe der Kapellenwand [E 30], wo der Lias sonst unmittelbar auf Hauptdolomit transgrediert.

Ist so im zentralen Labergebirge die Hangendgrenze des Oberrhätalks eine Transgressionsfläche, so ändert sich das nach W, S und O sehr bald. Sowohl im Geiselsteinzug (Hundsfällköpfe [G 17]) wie unterm Hasentalkopf und Vord. Scheinberg [G 14, 15], ebenso aber auch weiter östlich an der Fahrstraße Oberammergau—Linderhof [F 29] und dann in ausgezeichneter Weise am Ostende der Ammermulde [D 36] und im Südflügel bis gegen Ettal hinüber kann man einen langsamen Übergang von Oberrhätalk in Liaskieselkalk Schicht für Schicht beobachten. An den Hundsfällköpfen z. B. wird gleichzeitig mit der Zunahme der Hornsteine im hangenden Oberrhätalk die Farbe dunkler, die Bankung deutlicher bis zu guter Schichtung. Weiter nach oben treten graubraune Bänke, zuletzt graue, nicht mehr oolithische auf, und wenn sich dann in diesen schwarze Hornsteinschnüre einstellen, haben wir die Rhät-Liasgrenze bestimmt überschritten. Ähnlich liegen die Dinge an den anderen erwähnten Stellen, wenn auch die Grenze gelegentlich, wie an der Ammerquertalstraße, leicht verruschelt ist. Sehr gut ist der Übergang z. B. an der Ostspitze des Sillerbergs [D 36] zu sehen. Hier zeigt ein großer Felsblock den Oberrhätalk mit dem Liaskieselkalk, der ihn mit inversem Südfallen unterteuft, durch wohlgebankte, immer dunkler und kiesreicher werdende Gesteine verbunden. Weiter westlich am Rappenschrofigipfel sieht man, wie im hellen Feinoolith zunächst tiefgelbe bis bräunliche Hornsteinknauern auftreten, dann wird die Farbe des Gesteins grau, während die Ooide zum Teil noch hell bleiben, und erst weiter hinauf wird die Oolithstruktur allmählich undeutlich, bis typischer Liaskieselkalk erreicht ist.

Wie im Handstück, so ist auch im Dünnschliff der Oberrhätalk der Geiselsteinfazies ein leicht zu erkennendes, äußerst charakteristisches Gestein. Die Ooide berühren sich im allgemeinen nicht, sondern schwimmen als kugelige Massen dichter Struktur in einer klaren, auch im Handstück stark durchscheinenden Grundmasse von Calcitkörnern, deren Größe oft 0'3 mm erreicht, oft aber auch bis 0'05 mm herabsinkt. Die Größe der Ooide schwankt meist nur zwischen 0'3 und 0'5 mm. Kleinere und größere Ausführungen sind selten. Im Innern sind sie öfter von einem einzigen Calcitkristall erfüllt, den nur ein dünner Rand dichten grauen Materials umgibt. Solche Ooide zeigen mitunter auch starke Abweichungen von der Kugelform und erwecken den Eindruck, als seien sie aus Crinoidenresten hervorgegangen, was ja bei der erwähnten Verknüpfung der Feinoolithe mit Spatkalken nicht unwahrscheinlich ist. Andere Ooide zeigen konzentrisch-schaligen Aufbau. Selten sind schmale, langgestreckte Formen, deren Ursprung vielleicht in Schalenresten zu suchen ist.

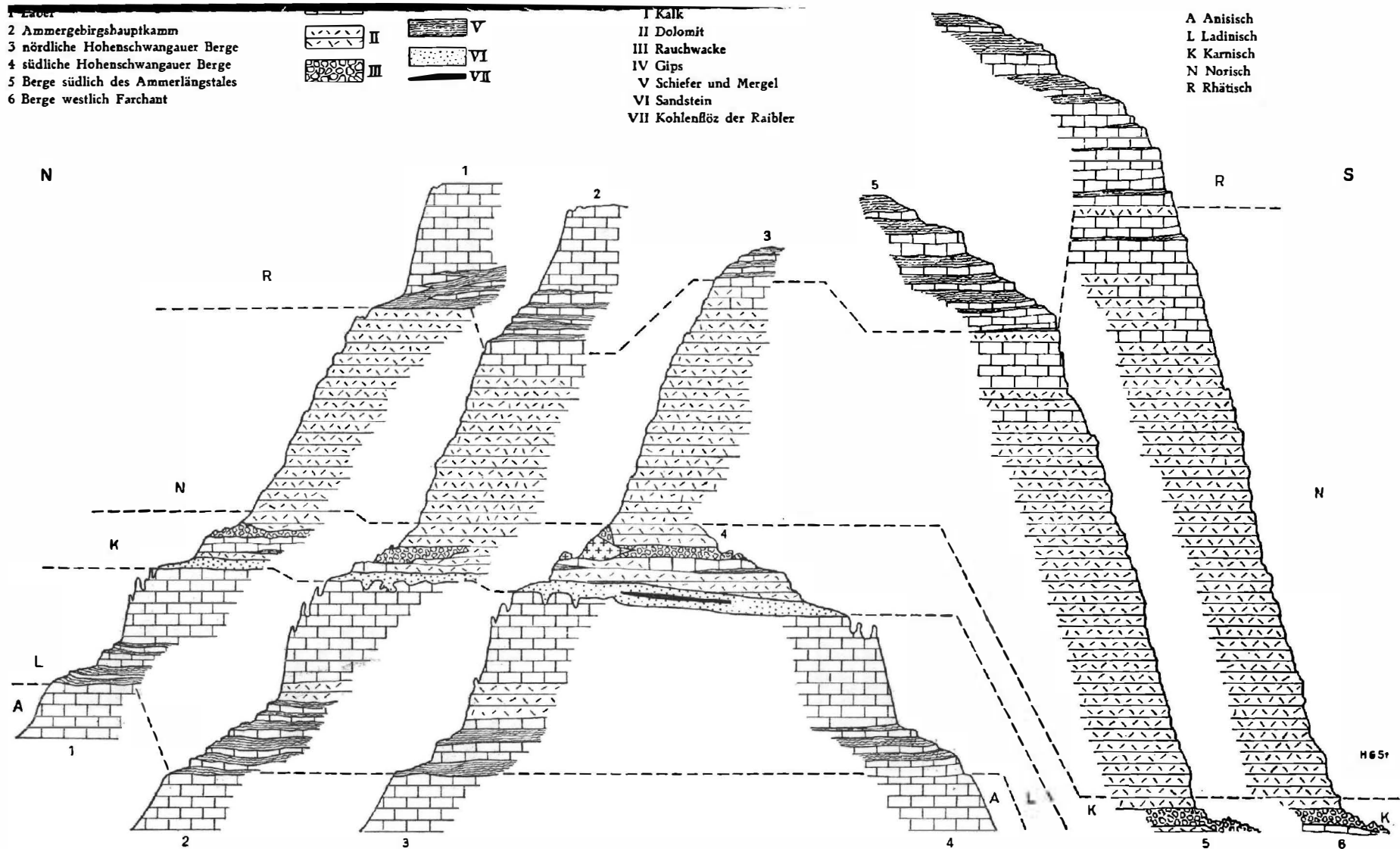


Fig. 5. Vergleichende stratigraphische Profile durch die Trias der Lechtaldecke.
 (Maßstab der Mächtigkeiten 1:10.000.)

Selbst in den Hornsteinen lassen sich noch Reste der Oolithstruktur erkennen, auch sind sie nie völlig frei von winzigen Calcitpartikeln.

Die primäre Mächtigkeit des Oberrhätalks erreicht in den Gebieten, wo er normal von Lias überlagert wird, 150 bis 200 m. Erheblich größere Mächtigkeiten, wie sie die schönen weißen Felswände des Laber ob Ettal vortäuschen, sind durch Einfallen \pm parallel zum Hang und schwache Verbiegung bedingt. Am Ostende der Ammermulde kann man die sukzessive Abnahme der Mächtigkeit von N nach S verfolgen, so daß am Großen Lober [F 33] nur noch 20 m vorhanden sind. In demselben Maße schwellen die Kössener an, und es ist kein Zweifel, daß beide Fazies seitlich ineinander übergehen. Noch weiter nach S verschwindet die Kalkfazies völlig und die Kössener herrschen allein mit großer Mächtigkeit.

An Fossilien fanden sich:

Megalodus triqueter WULF.

Thecosmilia clathrata EMMR.

Unbestimmbare Reste von Zweischalern, Crinoiden und Korallen.

Im Gelände tritt der Oberrhätalk, namentlich die Geiselsteinfazies mit prallen Felswänden und kühnen Gipfformen scharf hervor (Geiselstein, Kenzenkopf [H 13], Vorder-Scheinberg, Hundsfällköpfe [G 17], Falkenwand [F 29], Südwände des Laber, Höllkopf [E 34]). Da seine Bankung gröber und oft schlechter als die des Wettersteinkalks ist, neigt er mehr zu geschlossenen Felswänden als zu bizarren Spitzchen (Tafel I, Bild 2 und Tafel VII, Bild 14). Wo kleinere Massen im flacheren Gelände auftauchen, kommt es oft zur Bildung großer runder Felsblöcke, die den Eindruck erwecken, als wären sie abgestürzt. Andererseits aber bildet er auch wirklich, viel mehr als der Wettersteinkalk, grobblockige Schutthalden unter Wänden (z. B. Geiselstein). Im Laber sind die beiden einzigen größeren Bergstürze (südlich vom Höllkopf [E 34] und südlich von P. 1429 [E 31]) von Oberrhätalkmassen gebildet.

II. Jura.

(M. R.)

Es erscheint zweckmäßig, den Jura nicht einfach in der hergebrachten Weise nach Lias, Dogger und Malm zu beschreiben, sondern getrennt nach den Fazies, in denen er in unserm Gebiet auftritt. Bestimmend hiefür ist vor allem die Tatsache, daß die einzelnen Stufen und Abteilungen des Jura nicht scharf gegeneinander abgetrennt werden konnten, es fehlen teilweise paläontologische, teilweise auch petrographische Unterscheidungsmerkmale.

So reicht die Fazies der Fleckenmergel vom Lias in den Dogger hinein, wobei die Grenze zwischen den beiden Abteilungen durchaus unbestimmt bleibt; denn weder ändert sich die Fazies noch auch stehen Fossilien in ausreichender Weise zur Verfügung.

Ebenso unbestimmt ist auch das Alter der bunten Radiolarite, die vom mittleren oder oberen Dogger an in den Malm hineinreichen, wobei außerdem noch die Möglichkeit besteht, daß ihre Bildung im Dogger nicht überall gleichzeitig beginnt und im Malm nicht überall gleichzeitig aufhört.

Diese beiden Beispiele dürften wohl genügen, die Beschreibung des Jura nach Fazies und nicht nach Alter zu rechtfertigen.

Drei Fazies sind es im wesentlichen, in denen der gesamte Jura zwischen Lech und Loisach auftritt. Je nachdem die Sedimente aus Kalken, aus vorherrschenden Mergeln oder aus sehr kieselsäurereichen Absätzen bestehen, unterscheiden wir Kalkfazies, Mergelfazies, Kieselfazies.

Es ist klar, daß diese drei verschiedenen Fazies durch Übergänge verbunden sein müssen; es hat sich ergeben, daß jede von ihnen durch die beiden anderen ersetzt werden kann. So wird beispielsweise seitlich und vertikal der Hierlatzkalk des Lias durch Fleckenmergel oder Liaskieselkalk verdrängt oder der Malmkalk seitlich durch Aptychenschichten.

Im folgenden sei kurz der Anteil der einzelnen Fazies in unserem Gebiet erwähnt.

Im Westabschnitt zwischen Lech und dem Querkamm des Geiselsteins findet sich in der Allgäudecke fast ausschließlich die Mergelfazies, nur nordöstlich der Hornburg [F 7], nördlich unterm Schönleitenschrofen (i-Punkt der Karte) [F 10] und im Vilstalfenster zwischen Lech und Schwansee treten stellenweise Gesteine der Kalkfazies auf. Die letztere ist sonst ausschließlich in der Unteren Vilserdecke entwickelt, während in der Oberen Vilserdecke der ganze Jura durch die präcenomane Erosion entfernt ist, erst am Geiselstein stellt sich auch in der Oberen Vilserdecke der Jura ein. Die Kieselfazies findet sich nur in den Radiolariten der Allgäudecke.

Im Mittelabschnitt zwischen Geiselstein und dem Quertal der Ammer zeigt die Allgäudecke ebenfalls zum größten Teil die Mergelfazies, doch ist hier der Dogger häufig in Kalkfazies ausgebildet. Die Kieselfazies liegt nur in den Radiolariten vor. Die Lechtaldecke besitzt eine mächtige Juraserie in der Ammermulde. Hier ist das Auftreten der Kieselfazies besonders bezeichnend, wobei sogar der Malm im Gebiete des Bäckensattels [G 15] völlig in dieser Ausbildung entwickelt ist. Die Mergelfazies tritt nur stellenweise im Lias nördlich vom Kenzenkopf und Vorderen Scheinberg [G 13—15] auf, während die Kalkfazies im Lias auf den Hierlatzkalk vornehmlich des unteren Lias beschränkt ist und im Dogger mit Gesteinen der Kieselfazies wechsellagert. Im Malm kommt nur an wenigen Stellen Kalkfazies vor.

Im Ostabschnitt ist die Allgäudecke wieder vorwiegend in Mergelfazies entwickelt, nur die spärlichen Radiolarite fallen hier heraus. Die Lechtaldecke hat als Kalkfazies den Hierlatzkalk des unteren Lias am Südflügel der Labermulde und zum Teil am Nordrand der Ammermulde, während in der Ammermulde selbst linsenförmiger Hierlatzkalk an der Basis des mittleren Lias auftreten kann. Stellenweise ist auch Dogger in Kalkfazies vorhanden, ebenso findet sich dieser in Kieselfazies, meist allerdings ist der ganze Dogger bereits der präcenomanen Transgression zum Opfer gefallen. Die Kieselfazies zeigt sich weiter im Lias, wenn auch nicht mehr in dem ausgedehnten Maße wie im mittleren Abschnitt, denn die Mergelfazies, die im mittleren Teil der Ammermulde so gut wie ganz fehlt, schiebt sich im östlichen Teil vom Ammerquertal an mehr und mehr in die Kieselfazies ein.

Im Südgebiet (Lahnenwiesmulde) zeigt sich wieder fast ausschließlich die Mergelfazies, nur der Dogger ist in Kalkfazies entwickelt, während die Radiolarite die Kieselfazies repräsentieren.

A. Die Kalkfazies.

Wir gehen von der Zone aus, in welcher der gesamte Jura in dieser Fazies entwickelt ist. Es ist die *U n t e r e V i l s e r d e c k e* im Westabschnitt. Der Jura dieser Decke ist oft als spätkamerischer Echinodermen- und Brachiopodenkalk entwickelt, meist jedoch dicht, massig oder äußerst dickbankig, weshalb nur selten das Einfallen festgestellt werden kann. Rote Farben wiegen vor, doch kommen auch weiße, bräunliche und isabellfarbene Varietäten vor, die zum Teil dem Wettersteinkalk sehr ähneln. Grünlich ist zuweilen der Malmkalk.

Unter Überschiebungen ist der rote Jurakalk häufig in ein flasriges, von zahlreichen tonigen Harnischen durchzogenes Gestein umgewandelt, das nach dem Liegenden zu in die normale massige Ausführung übergeht, eine Wechselwirkung mit roten Aptychenschichten ist daher nicht möglich. Diese tektonische Fazies ist besonders schön zu beobachten beim Aufstieg zum Säuling von N über das Wildsulz [K 5] sowie im Schwarzenberg über dem Alpenrosenweg [H 2] und am Nordfuß des Thorkopfs [G 7].

Die rote Eigenfarbe dieses Jura tritt meist nur in frischen Aufschlüssen, steilen Wänden („die rote Wand“ beim Weißhaus unmittelbar westlich des Kartierungsgebietes¹⁾) hervor, sonst zeigt der Jurakalk blaue, gelb geströmte Anwitterungsfarben. Wo er dagegen in Bachbetten oder als Lesesteine in humoser Erde auftritt, ist er auch auf die Entfernung an seiner auffallenden Röte zu erkennen.

Die kaum gebankten Jurakalke bilden im Gelände senkrechte, hohe und überaus glatte Wände von enormer Griff- und Trittslosigkeit. Die Diagonalstörungen treten daher gerade dort, wo sie derartige Züge von Jurakalk verstellen, im Landschaftsbild besonders deutlich hervor. Auf ebenen Oberflächen dagegen zerfallen diese Kalke in große und kleine Blöcke, die lange an Ort und Stelle liegen bleiben.

Die genaueste Untersuchung über die Stratigraphie der Jurakalke verdanken wir ROTHPLETZ 1886, der vor allem die Doggerkalke untersuchte. Wegen der nesterweisen Verteilung der Fossilien und der sehr geringen petrographischen Unterschiede zwischen Lias- und Doggerkalk mußten beide meist mit derselben Farbe kartiert werden. Paläontologisch wurde der Dogger schon von BÖSE durch zwei Einzelfundpunkte bis fast Neuschwanstein nachgewiesen. KOCKEL konnte sicher anstehende neue Doggerkalkfundstellen nicht ermitteln, die Lesesteinvorkommen von Vilsenkalk auf der Nordseite des Sträßchens Lech—Schwansee [H 2] sind vielleicht durch Eisverschleppung zu deuten und wurden daher nicht in die Karte eingetragen.

Ebenso wie Lias und Dogger ist auch der Malm innerhalb der Unteren Vilserdecke in reiner Kalkfazies entwickelt, er zeigt aber makroskopisch und auch u. d. M. geringere Unterschiede gegenüber den bianconeartigen Malmkalen der Mergelfazies. Er führt ebenso wie die tieferen Jurakalke Echinodermentrümmer, doch läßt sich in der dichten grünlich-weißen Grundmasse auch *Calpionella alpina* LOR. nachweisen und damit das Malmsicherstellen. Tatsächlich nachgewiesen wurde so der Malmkalk aber nur am Westrand der Karte an der Landesgrenze oberhalb des Weißhauses [H 1]. Für die östlicheren, von ROTHPLETZ und BÖSE als Malmkalk kartierten

¹⁾ Die diesbezügliche Ortsbezeichnung sitzt in der Karte etwas zu weit östlich im Hauptdolomit.

Gesteine, speziell für die des Berzenkopfes [H 4], läßt sich ein Malmalter nicht sicher begründen.

Im Bennadeckensattel, wo die südlichen Teile der Unteren Vilserdecke zum letztenmal aufgeschlossen sind, konnte nur Hierlatzkalk nachgewiesen werden.

Die Mächtigkeit des Jura in Kalkfazies beträgt maximal etwa 150 m, sie findet sich so am Westrand des Kartengebietes am Weißhaus [H 1], wo Lias, Dogger und Malm nachgewiesen sind. Nach Osten nimmt sie in der Unteren Vilserdecke ziemlich kontinuierlich ab, und zwar aus tektonischen Gründen, da zunächst die Malmkalke, dann auch die Doggerkalke von der Überschiebung, die im Hangenden der Jurakalke verläuft (Obere Vilserdecke), ausgemerzt sind. Am Nordfuß des Thorkopfes und Gelbwandschrofens [G 7] ist die Mächtigkeit tektonisch auf 4 m, zuletzt sogar auf 2 m reduziert, wobei der Jurakalk oft vollkommen verdrückt und zerflasert auftritt. Noch weiter östlich, im Kesselgraben (Drehgraben) [G 8], ist überhaupt kein Jurakalk mehr anzutreffen.

Von außerordentlicher Schärfe ist die Transgression des Hierlatzkalkes, der in der Unteren Vilserdecke überall unmittelbar dem Hauptdolomit aufliegt. Ein Beweis für die Schwellenfazies dieser Kalke. Die Basalkonglomerate bestehen aus Hauptdolomitbrocken und sonstiger Obertrias mit rotem Kalkbindemittel und können eine Mächtigkeit von 10 und vielleicht noch mehr Metern erreichen. Ihre Ober- und Untergrenze ist meist unscharf, der Hauptdolomit im Liegenden zeigt sich durch Calcitäderchen verheilt und daher viel weniger grusig als gewöhnlich. (Von BÖSE wurde er deshalb am Nordfuß des Säulings [K 6] als Plattenkalk kartiert.)

Von Bedeutung ist die Transgression bei der Gipsmühle nördlich Neuschwanstein [H 6]. Hier führt der unterste Hierlatz über dem Hauptdolomit Brauneisen und Bohnerz. Im Dünnschliff zeigt sich eine grobe, kristalline, graue Kalkgrundmasse, in der Foraminiferen, Echinodermen und Schalenreste liegen. Außerdem aber finden sich auf Klüften Brauneisen sowie schalige Konkretionen von Bohnerz. Hieraus ergibt sich eine Verwitterungsperiode vor der Hierlatztransgression im Bereiche der Schwelle an der Lechtaldeckenstirn, während der das Rhät, falls überhaupt abgelagert, wieder abgetragen wurde.

Die eben hier geschilderte Einheitlichkeit der Kalkfazies, die den gesamten Jura umfaßt, ist — von einer Ausnahme abgesehen — auf die Untere Vilserdecke beschränkt und faziell für diese bezeichnend. Sonst sind durchwegs immer nur einzelne Glieder des Jura in dieser Fazies entwickelt, so daß entweder Hierlatzkalk oder Doggerkalk oder auch Tithonkalk jeweils für sich getrennt auftreten. In diesen Fällen läßt sich dann das ungefähre Alter aus den Lagerungsverhältnissen oder sonstigen Merkmalen besser erkennen als im Gebiet der geschlossenen Kalkfazies. Damit komme ich zur Besprechung des Jura in Kalkfazies außerhalb der Unteren Vilserdecke.

1. Lias in Kalkfazies.

Hierher gehören die bekannten Hierlatzkalke unseres Gebietes.

Hierlatzkalk in der Allgäudecke tritt nur im Westabschnitt auf, wo Nord der Hornburg der Mergeljura, der dem Cenoman der Höllenzzone aufgeschoben ist, von Osten nach Westen mehr und mehr in Kalkfazies übergeht: im Profil vom P. 1192 [F 8] nach N sieht man den aufgeschobenen Jura in seinem tiefen

sten Teil aus roten und gelben Kalken bestehen, die im Hangenden Fleckenmergel tragen, die weiter oben normal von den Radiolariten überlagert werden.

Noch etwas westlicher, fast unmittelbar an die Hornburg anschließend (Schäfflerseck nach BÖSE), tritt über fossilere Kössenerschichten ein zweites Mal Hierlatzkalk auf, den bereits BÖSE erkannt hat. Rote, massige und graue Kalke bilden einen Felsklotz mit sehr steiler Nordwand. Allerdings ist nur der untere Teil dieser untrennbaren Kalkserie dem Hierlatzkalk zuzurechnen, die hangendsten Glieder sind bereits Tithonkalk, die aus roten, flasrigen, Aptychen- und Crinoidenstielglieder führenden Kalken bestehen. Die Gesamtmächtigkeit dieses Kalkkomplexes beträgt zirka 50 m. Ob zwischen Hierlatzkalk und Tithonkalk auch noch Doggerkalk steckt, ließ sich nicht ermitteln, doch muß hier am Nordrand der Allgäu-Decke mit Schichtlücken gerechnet werden.

Weiter gegen Osten tritt in der Allgäu-Decke keine Andeutung der Hierlatzkalfazies mehr auf. (Die Allgäu-Decke ist wohl nicht weit genug nach N zu aufgeschlossen.) Dafür erlangt diese eine große Bedeutung in der Lechtaldecke. Abgesehen von den isolierten Vorkommen am Westhang des Geiselsteins [G 11], am Kenzenkopf [G 13] und am Vorderen Scheinberg [G 14, 15] läßt sich ein fast ununterbrochener Zug von Hierlatzkalk auf der Südseite des Ammergebirgshauptkammes vom SW der Klammspitze [F 17] an bis weit in den Laber hinein verfolgen. Am auffälligsten und mächtigsten ist dieser Hierlatzkalk in der Sefelwand [F 18], die er selbständig aufbaut, und in der steilen Felsrippe am Sonnenberg [F 26] über Graswang. Lithologisch ist der Hierlatzkalk hier ein dichter, vielfach roter oder fleischfarbener Kalk, während an anderen Stellen helle oder weiße Farben auftreten, die dann gern rötlich oder gelb geflammt sind. Die Kalke sind meist vollkommen massig und nur ab und zu läßt sich eine gewisse Bankung erkennen. Dagegen ist die Zerklüftung außerordentlich groß.

Infolge der Reinheit des Kalkes ist die Verwitterung karrig, wie sich sogar an den sonst glatten Wänden der Sefelwand beobachten läßt.

Das Liegende bildet hier überall der Hauptdolomit, über den der Hierlatzkalk mit unregelmäßiger Oberfläche hinwegtransgrediert, gelegentlich dabei in Vertiefungen im Dolomit eingreifend oder auch Brocken von diesem enthaltend. Im Hangenden geht der Hierlatzkalk sehr schnell in den Liaskieselkalk (vgl. hierzu Abschnitt Kieselfazies), nur an zwei Stellen (über der Sölleswand ob Graswang [F 25] und westlich vom Labergipfel [E 32]) direkt in den Doggerkieselkalk über.

Der Hierlatzkalk des Ammergebirgshauptkammes setzt sich im Laber fort, wo jedoch die Verhältnisse etwas komplizierter liegen.

Hierlatzkalk findet sich hier auf dem Nord- und Südflügel der Labermulde wie auch auf dem Nordflügel der Ammermulde, letzterer entspricht daher dem eben aus dem Ammergebirge beschriebenen. Während aber sonst überall in diesem Zuge der Kalk über Hauptdolomit transgrediert, sind im Laber zum Teil noch Kössener- und Oberrhätalkalk erhalten. Auf dem Nordflügel der Labermulde weist sein Vorkommen große Lücken auf, deren Erklärung nicht auf tektonischem Wege gesucht werden darf. Denn da, wo der Hierlatzkalk fehlt, transgredieren an seiner Stelle Liaskieselkalke über Hauptdolomit oder kleine Reste von Kössenerschichten, die der vorjurassischen Erosion entgingen.

Relativ regelmäßig ist der Hierlatzkalk auf dem Südflügel der Labermulde entwickelt, und von hier greift er stellenweise (Ammerquertal, Manndl bis Höllkopf [E 34]) auch noch auf den Nordflügel der Ammermulde über.

Wesentlich ist dabei, daß die Transgression nach Süden zu über immer jüngere Triashorizonte übergreift, bis sie zuletzt in der Ammermulde einem lückenlosen Übergang Oberrhät-Lias Platz macht. Gleichzeitig damit verschwindet dann die Hierlatzfazies und wird durch die Kieselfazies des Lias ersetzt.

So erklärt sich, daß in einem mittleren Streifen, der teils im Nordflügel der Ammer-, teils im dicht benachbarten Südflügel der Labermulde liegt, der Hierlatz über den ihm oft sehr ähnlichen Oberrhätkalk transgrediert. Dadurch ist hier die Abgrenzung zwischen Rhät und Lias sehr erschwert und nicht selten bis zu einem gewissen Grade willkürlich (vgl. auch KNAUER 1907, S. 78 und 81). So bilden im Mannlkind (nördlich vom Mannl [E 33], Labermulde Südflügel) brachiopodenführende, rotweiße Hierlatzmarmore und weiße Kalke mit *Megalodus triqueter* WULF einen völlig einheitlichen und nicht einmal großen Felszahn und dasselbe ereignet sich in dem auffallenden Felskopf südlich P. 1429 (Schaffelberg) [E 31], der großenteil aus Oberrhätkalk besteht und nach Osten in ein schmales Band von Hierlatzkalk übergeht.

An den Mannlköpfen wird der Oberrhätkalk nach oben zu brekziös und es treten Nester von Echinodermenbrekzie darin auf, die wahrscheinlich schon dem Hierlatz zuzurechnen sind. Ganz zweifelsfrei konnte die Transgression am Höllkopf [E 34] festgestellt werden. Hier liegt auf typischem Oberrhätkalk mit Lithodendren eine grobe Kalkbrekzie mit gelblich-rötlicher, von kleinen Crinoidenstielgliedern erfüllter Grundmasse und mehreren Zentimeter großen, kantengerundeten Kalkbrocken, unter denen gelber, feinoolithischer Oberrhätkalk die Hauptrolle spielt.

An der Kapellenwand [E 30] am Ammerquertal findet sich eine Brekzie von Hauptdolomit führende Transgressionsbrekzie über Hauptdolomit und dasselbe zeigen die untersten Hierlatzkalke gegenüber am Ölberg [E 29]. Sonst bemerkt man, wo Hierlatz auf Hauptdolomit liegt, meist nur einen gewissen allgemeinen Dolomitgehalt in seinen liegendsten Teilen und eine schmutziggelbe bis bräunliche Farbe.

Besonders im Laber sind bunte (rot, blau, grün, gelblich) Mergelhäute nicht selten. Jedoch erwiesen sich an der durch Sprengung freigelegten Hierlatzmasse im Süden der Kapellenwand die öfters auftretenden Mergelschmitzen, verbunden mit dunklen, feinschichtigen Kalken als eingeschuppte Fetzen von Kössenern, ähnlich wie am Mannl.

Die geringe Brauchbarkeit des „Ettalermarmors“ als Baustein ist daher nicht nur auf primären Mergelgehalt, sondern wohl auch vor allem auf die tektonisch bedingte starke Zerklüftung der wenig mächtigen Kalke und Eindringen von fremdem Tonmaterial auf den Klüften und Bewegungsflächen zurückzuführen.

Die Mächtigkeit der Hierlatzkalke im Ammergebirge beträgt im Durchschnitt etwa 50 m, doch steigt sie im Zuge der Sefelwand [F 18] und des Sonnenberges [F 25, 26] bis auf gegen 120 und 150 an, wobei die Frage offen bleiben muß, inwieweit diese große Mächtigkeit etwa auf interne Schuppung zurückzuführen ist. Im Laber ist die Mächtigkeit geringer, hier dürfte sie über 30 m nicht hinausgehen, während sie andererseits bis auf unter 1 m herabsinken kann.

Es ist wohl klar, daß ein derartiges Transgressions sediment, wie es der Hierlatzkalk darstellt, schon primär großen Schwankungen in der Mächtigkeit unterworfen sein muß, je nachdem, ob die Transgression früher oder später einsetzt und die Hierlatzfazies nach oben zu ihr Ende findet. Im Zusammen-

hang damit ist die Tatsache sehr interessant, daß im westlichen Teil des Labers die Oberrhätkalke zwischen Hauptdolomit und Lias von sehr wechselnder, nicht nur tektonisch verständlicher Mächtigkeit sind. Diese Erscheinung kann nur so gedeutet werden, daß die Hierlatz-Transgression nicht nur eine flache nach S geneigte, sondern auch schwach quergewellte (oder quergestörte?) Triasschichtfolge antraf. In den Quersenken blieb das Rhät, besonders der Oberrhätkalk, ein Stück weiter nach N zu erhalten, die Kössener stellenweise sogar bis in den Nordflügel der Labermulde, während dazwischen in den vorliassischen Aufragungen die Transgression des Hierlatz auf den Hauptdolomit weiter nach Süden reicht. Die dadurch schon primär bedingten Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit der einzelnen Partien haben dann natürlich bestimmend auf das Detail der späteren Tektonik gewirkt; das Kalkband wurde an seinen dünnsten Stellen zerrissen und so die vorliassisch angelegten Unterschiede besonders hervorgehoben.

Der im vorstehenden beschriebene Hierlatzkalk kann als *Basis hierlatz* bezeichnet werden, der fast durchwegs nur dem unteren Lias angehört. Denn an den meisten Stellen wird er durch Liaskieselkalke überlagert, die an zwei Stellen *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. geliefert haben, so SO der Sefelwand und südlich vom Ettaler Manndl.

An anderen Stellen dürfte der Hierlatz auch noch höher im unteren Lias emporreichen, wie aus seinen Brachiopoden hervorgeht, so am Sonnenberg [F 26] und am Ascherboden [F 28]. Ja am Sonnenberg stößt sogar auf kurze Strecke der Hierlatz unmittelbar an Doggerkalke und Kieselkalke, so daß die Möglichkeit besteht, daß er den ganzen Lias umfaßt. In Einklang damit würde seine große Mächtigkeit an dieser Stelle stehen. Leider fehlen gerade hier geeignete Aufschlüsse, durch die das Problem gelöst werden könnte.

Anschließend müssen hier noch einige Hierlatzvorkommen erwähnt werden, die eine Sonderstellung einnehmen. Denn sie treten nicht transgressiv auf, sondern sind der Fleckenmergel-, beziehungsweise Kieselfazies eingelagert; sie stellen daher eine Hierlatzbildung in höheren Abteilungen des Lias dar.

Die bedeutendste derartige Linse findet sich im westlichen Ammergebirge N und NO der Hochplatte, genauer nördlich vom Kenzenkopf und Vorderen Scheinberg. Hier folgen westlich von „Im Kessel“ [G 14, 15] auf zirka 30 m Liaskieselkalk fleischfarbene und rötliche, massige Hierlatzkalke, bis 20 m mächtig, die im Hangenden von Fleckenmergeln überlagert werden. Nördlich vom Kenzenkopf [G, H 13] sind die Kieselkalke im Liegenden über 50 m mächtig bis gegen 80 m, der Hierlatz darüber hat etwa die gleiche Mächtigkeit, während die hangenden Fleckenmergel weniger mächtig sind. Rötliche und weiße Spatkalke sowie dichte weißliche Kalke bauen hier die Hierlatzrippe auf (Tafel I, Bild 2).

Im Streichen keilen die Hierlatzlinsen zwischen Fleckenmergeln und Kieselkalcken rasch aus, wie sich „Im Kessel“ sehr schön beobachten läßt. Auf dessen Ostseite ist die Felsrippe schon nicht mehr vorhanden, hier liegen im Joch nördlich vom Hasentalkopf über den unteren Kieselkalcken helle, gelbe bis weißliche Crinoidenkalke, die deutlich gebankt sind und massenhaft kieselige Schwammnadeln enthalten. Diese Gesteine bilden den Übergang im Streichen vom Hierlatzkalk in den Liaskieselkalk, der dann weiter östlich im Hasentalgraben allein vorherrscht. Das genaue stratigraphische Alter läßt sich leider mangels brauchbarer Fossilien (es treten nur unbestimmbare Reste von Brachiopoden und Zweischalern auf) nicht eindeutig bestimmen,

lediglich in den tiefsten Lagen der Kieselkalke, also zirka 30 bis 50 m unter den Hierlatzlin sen, fanden sich Stielglieder von *Pentacrinus tuberculatus* MILL. und Fragmente von Arieten.

Wahrscheinlich gehören diese Hierlatzrippen in β oder γ hinein, und stellen eine stratigraphische Repetition der Hierlatzfazies dar, in einem Gebiet (Südflügel der Ammermulde), in dem sonst keine Kalkfazies entwickelt ist und auch der Basishierlatz fehlt. Hierbei ist auffällig, daß diese Einschaltung gerade an der Grenze zwischen Kieselkalk- und Mergelfazies liegt. Dies zeigt deutlich, wie nahe sich die einzelnen Fazies stehen.

Zwei sehr viel kleinere Linsen sind dem Liaskieselkalk eingeschaltet nördlich vom Kuchelschlag [F 23] (O Linderhof), wo wenige Meter rötlicher oder gelber Spatkalke isoliert im Liaskieselkalk auftreten und mit diesem durch einen raschen Übergang über graue Spatkalke, dann dichtere Kalke mit schwarzen Hornsteinen verknüpft sind. Auch hier liegen diese Linsen zweifellos in höheren Niveaus des Lias. Und ganz dasselbe zeigt sich im Laber in der Ammermulde, wo Linsen von Hierlatzkalk zwischen Liaskieselkalk und Fleckenmergeln auftreten (in der Sill [E 35], Spitzschlag [F 32], NW Lichtenstätt [F 31]). Das genauere Alter einer dieser Linsen ergibt sich aus dem Vorkommen im westlichen Spitzschlag, wo sich in den Fleckenmergeln hart im Hangenden des Hierlatz *Arietiferas algovianum* OPP. fand. Da diese Linsen andererseits überall von sicher unterliassischem Liaskieselkalk unterlagert werden, so dürfte ihr Alter allgemein zwischen β und δ liegen.

Dem über den Hauptdolomit transgredierenden Hierlatzkalk kommt insofern eine besondere Bedeutung zu, als er ein ausgezeichneter Indikator für die Lechtaldeckenstirn ist (Untere Vils erdecke, Nordflügel der Ammer- und Labermulde) und somit die alte geantiklinale Anlage der Lechtaldeckenstirn deutlich aufzeigt, worauf RICHTER 1923 zuerst hingewiesen hat. Am idealsten entspricht der früheren Geantiklinale die Untere Vils erdecke, in der der gesamte Jura in Kalkfazies entwickelt ist mit zweifellos kräftigen Schichtlücken.

Morphologisch treten die Hierlatzkalke sehr in die Erscheinung. Sie bilden helle, steile und glatte Mauern und Wände, am schönsten auf der Nordseite des Ammertales (Zug der Sefelwand [F 18] oder des Sonnenberges [F 25, 26] und im Laber) (Tafel XV, Bild 29).

2. Dogger in Kalkfazies.

Hier ist zunächst noch einmal auf den Dogger der Unteren Vils erdecke zu verweisen (S. 44), allerdings wurde durch Fossilien nur der untere Dogger nachgewiesen, so daß mit großer Wahrscheinlichkeit mittlere und obere Abteilung desselben fehlen. Das ist bei der Geantiklinalfazies der Unteren Vils erdecke kein Wunder.

In großer Verbreitung treten — bisher unbekannt gebliebene — Doggerkalke in der Allgäu decke — mitten im Gebiet der Mergelfazies — auf. Allerdings nicht in geschlossenen Zügen, die fortlaufend verfolgt werden können, sondern mehr sporadisch und in Form von Linsen. Bisher war ihr Auftreten vollkommen unbekannt, sie wurden zum ersten Male von RICHTER zwischen Schwabenkopf und Hennenkopf [D 21] beobachtet. Bestimmend für die Auscheidung war ihr Gesteinscharakter und ihr Auftreten im unmittelbaren Liegenden der Radiolaritserie.

In allen Fällen handelt es sich um helle, bräunliche oder gelbe Spatkalke, bisweilen treten auch gelbe dichte Kalke auf. Gelbliche oder bräunliche Hornsteine finden sich in einzelnen Putzen oder Schnüren, sie weisen bereits auf die Kieselfazies hin. Da genau dieselben Gesteine in der Lechtaldecke auf der Südseite des Ammergebirgshauptkammes in großer Verbreitung und Mächtigkeit mit Doggerfossilien auftreten, so können sie auch hier unbedenklich dem Dogger eingereiht werden. Im Einklang damit steht der mikroskopische Befund und die Tatsache, daß sie ausschließlich im Liegenden der Radiolarite auftreten und direkt in diese übergehen.

Verfolgt man diese Doggerkalke im Streichen, so macht man die Beobachtung, daß sie außerordentlich rasch sich verschmälern und schließlich ganz von echten Fleckenmergeln ersetzt werden. Diese müssen dann — im unmittelbaren Liegenden der Radiolarite — ebenso dem Dogger angehören (siehe Mergelfazies).

Im Südfügel des sattelförmig gebauten Juragebietes zwischen Lech und Schwansee liegen im Tälchen, das von W in den Schwansee mündet [H 2], zwischen Fleckenmergeln und Radiolariten Kalke, die im O noch grau, sandigspätig und fleckenkalkähnlich sind, die aber nach W rasch im Streichen in lichtbraune spätige und rote, dichte massige Kalke von einigen Metern Mächtigkeit übergehen. Ihre Lage zwischen Fleckenmergeln (N) und Radiolariten (S) verweist sie in den Dogger. (ROTHPLETZ [1886, S. 28, 29] gibt allerdings hier Funde von Mittellias an.) Im gleichen Fleckenmergelzug treten weiter östlich, nördlich vom Schönleitenschrofen [F 10], braune, zum Teil spätige Doggerkalke unterhalb der Radiolarite auf.

An Fossilien fanden sich lediglich Stielglieder von Crinoiden und vereinzelte unbestimmbare Brachiopoden.

Die Mächtigkeit dieser Kalke ist gering, sie übersteigt 20 m nicht und sinkt bis auf 0 herab. Ihre Hauptverbreitung liegt auf der Nordseite des Ammergebirgshauptkammes, nördlich der Klammspitze, bis nördlich des Sonnenberges [D 17—26]. Nördlich vom Laber sind Doggerkalke in der Allgäu- decke überhaupt nicht gefunden worden, während sie im Westabschnitt an drei Stellen in ganz geringer Mächtigkeit festgestellt werden konnten. Wie rasch diese Kalke auch quer zum Streichen auskeilen können, geht daraus am besten hervor, daß sie z. B. auf dem einen Flügel einer Antiklinale von Fleckenmergeln zwischen diesen und den darauf folgenden Radiolariten vorhanden sind, während sie auf dem anderen Flügel, der oft nur eine geringe Zahl von Metern davon entfernt ist, bereits fehlen. Oder eine Mulde von Radiolariten wird auf der einen Seite von den Doggerkalken unterlagert, auf der anderen folgen dagegen die Fleckenmergel direkt unter den Radiolariten.

Von Bedeutung ist die Zunahme der Kieselsäure nach S. So sind die südlichsten Doggerkalke der Allgäu- decke im Kälberalpfenster direkt nördlich vom Pürschlinghaus [E 24] so reich an gelben Hornsteinschnüren, daß man sie schon besser der Kieselfazies zurechnen würde. Darin liegt ein deutlicher Hinweis auf die Kieselfazies der Lechtaldecke.

In dieser ist der Dogger vorwiegend und in großer Mächtigkeit in der Kieselfazies ausgebildet, wobei allerdings nicht verheimlicht werden darf, daß auch die Kieselfazies zu einem großen Teil aus Doggerspatkalken aufgebaut wird. Und noch weiter gibt es in der Kieselfazies Zonen, die fast aus reinen Kalken der Kalkfazies bestehen, d. h. rote, braune und hellweißliche Spatkalke, und dichte rötliche Kalke, die genau wie Hierlitzkalk aussehen, treten unvermit-

telt auf. Dies hat z. B. SÖHLE dazu geführt, in den Doggerkalken der Martinswand [F 19] Hierlatz zu sehen, zumal auch das Aussehen der hochaufragenden jähnen Kalkklippe sich in nichts vom Hierlatz unterscheidet. Wir haben die Kalke der Martinswand deshalb zum Dogger gestellt, weil sie im Streichen gegen Westen sehr schnell in die Kieselfazies des Doggers übergehen.

Auch im Ostabschnitt treten innerhalb der Lechtaldecke reine Doggerkalke auf. Schon SÖHLE war das Vorkommen von Doggerkalk westlich vom Labergipfel [E 32] bekannt, dessen Schichtfolge er auch im ganzen richtig beschreibt. Nur bildet dieser Dogger nicht einen schmalen Keil im Cenoman, sondern zieht sich als ansehnlicher Streifen durch die NW-Wand des Berges. Der „braune Kalk und Dolomit“ (SÖHLE) an der Basis ist allerdings nur kalkiger Hauptdolomit, wie er im Nordflügel der Labermulde häufig vorkommt. Ebenso betrachtet STEINMANN die darauf zunächst folgenden bunten Kalke als Hierlatz, da diese weiter westlich im Labergraben von oberem Liaskieselkalk überlagert werden. Dagegen sind die grauen, gelben und rötlichen Kalke darüber echter Doggerkalk, wie er sich auch noch an verschiedenen anderen Stellen findet, hier immer über Fleckenmergeln oder Liaskieselkalken liegend.

Die Mächtigkeit der reinen Doggerkalke in der Lechtaldecke beträgt an der Martinswand zirka 50 m, im Ostabschnitt ist sie geringer, am Lober [F 33] liegen zwischen Fleckenmergeln und Aptychenschichten nur etwa 10 m Doggerkalk.

Zuletzt wäre noch auf den Dogger in der Lahnenwiesmulde einzugehen, der dort eine ungeahnt große Verbreitung besitzt. Die Liasfleckenkalke gehen in diesem Gebiet nach oben in helle, meist gelbliche oder auch rein gelbe gutgebankte Kalke über, die kaum noch Flecken enthalten. Stellenweise führen sie Schnüre und Linsen von gelben Hornsteinen. Diese

Fazies erinnert vollkommen an die Doggerkalke in der Allgäu-Decke.

Nach wenigen Metern Mächtigkeit entwickeln sich dann nach oben hellrosa, rötliche und rote Farbtöne in unregelmäßiger Verteilung und damit beginnen rosa oder hellrote, vielfach gelb oder grün gefleckte Flaserkalke. Diese wurden bei der Kartierung zuerst als rote Aptychenschichten aufgefaßt, doch stellte sich bald heraus, daß sie in sämtlichen Profilen überall zwar über dem Lias, aber unter den Radiolariten liegen und durch diese von den roten Aptychenschichten getrennt bleiben. (Fig. 6 zeigt die typische Aufeinanderfolge der Jurahorizonte im Südflügel der Lahnenwiesmulde unmittelbar westlich vom Brünstgraben bei P. 1094 [M 28].) Aus diesem Grund können die fraglichen Gesteine nur dem Dogger zugerechnet werden. Aptychen wurden darin nie gefunden, nur unbestimmbare Belemniten. Die Fazies erinnert sehr stark an die des Ammonitico rosso der Südalpen.

Weiter kommen mit den bunten Flaserkalken zusammen rote Crinoidenkalke vor, die diesen als dünne Bänke eingeschaltet sind. Lokal findet sich

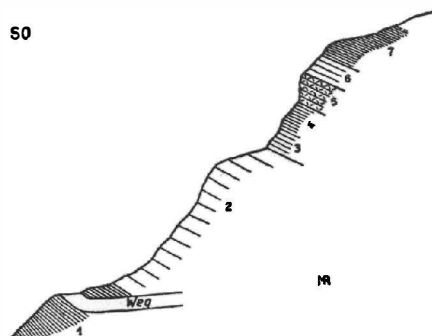


Fig. 6. Juraprofil auf der Westseite des Brünstgrabens bei P. 1094.

- 1 Kössener Schichten
- 2 zirka 20 m Liasfleckenkalk
- 3 hellgraue und gelbliche Doggerkalke, übergehend in
- 4 geflaserte hellrote Kalke und Crinoidenkalke des Doggers } 4–6 m
- 5 3–4 m Radiolarite
- 6 zirka 3 m rote Aptychenschichten
- 7 graue Aptychenschichten

am Brünstgraben bei P. 1094 [M 28] auch Eisenerz in Putzen in den roten Kalken. Am P. 1342 im Lahnenwiesgraben [M, N 26] treten gelbliche und grünliche und rosafarbene Kalke mit Schnüren von braunen und gelben Hornsteinen auf, während östlich vom Krottenköpfel [N 25] im Südflügel der Mulde der Dogger lokal fast ganz aus gelben dichten Kalken mit Putzen und Linsen von honiggelben Hornsteinen und unbestimmbaren Brachiopoden besteht, eine Fazies, die wieder vollkommen an die Allgäudecke erinnert.

Sehr typisch ist die starke Flaserung der rotgefärbten Doggerserie. Flaserung und Knollenkalkbildung sind hier allein tektonisch zu erklären und auf einen primären Wechsel von relativ dünnbankigen Kalklagen mit feinen Tonbändern zurückzuführen, so daß diese Serie für eine Flaserung bei der Faltung besonders geeignet war.

Die Mächtigkeit des Doggers in der Lahnenwiesmulde beträgt im Höchstfall 30 m, meist bleibt sie aber aus tektonischen Gründen stark darunter und ist nur wenige Meter oder noch geringer (Fig. 6 und 26). Die Ausstrichbreite mußte daher auf der Karte stark übertrieben werden.

Das Auftreten dieser südlichsten Doggerkalke ist sehr interessant für fazielle Überlegungen. Im Norden in der Allgäudecke herrscht Fleckenmergelfazies mit erster Einschaltung von geringmächtigen Doggerkalken. Dann hinter der Stirn der Lechtaldecke mächtige Doggerkalke oder überwiegend Kieselkalke; weiter im Süden wieder nur noch wenig mächtige Doggerkalke und endlich noch mehr südlich wieder reine Fleckenmergelfazies in der Lermooser Mulde.

Morphologisch haben die Doggerkalke nur da einige Bedcutung, wo sie etwas mächtiger werden, wie an der Martinswand [F 19]. Sie verhalten sich der Verwitterung gegenüber genau wie die Hierlatzkalke.

3. Malm in Kalkfazies.

Hier sind zunächst wieder die schon beschriebenen Malmkalke der Unteren Vilsederdecke zu erwähnen als Geantiklinalfazies.

In der Allgäudecke findet sich Malmkalk nur am Schäfflerseck nordöstlich der Hornburg [F 7] als roter, flasiger Knollenkalk mit Stielgliedern von Crinoiden und Aptychen, der vielleicht mit Schichtlücke unmittelbar auf Hierlatzkalk liegt. Nach O geht er in Radiolarite und bunte Aptychenschichten über. Weiter östlich treten im selben Zug im Zwirnkopf [F 10] nochmals rote Knollenkalke auf. Ein weiteres kleines Vorkommen liegt im Tobel oberhalb der „Hohen Brücke“ (P. 1114) [E 13] unmittelbar östlich vom Lobental, wo inmitten der bunten Aptychenschichten massige rote, zum Teil spätige Kalke vorhanden sind. Da sie im Südteil der Allgäudecke liegen, deuten sie vielleicht schon auf die Nähe der Lechtaldeckenstirn hin (Schwellenfazies).

In der Lechtaldecke tritt diesem Vorkommen entsprechend Malmkalk — abgesehen von der Unteren Vilsederdecke — nur an einer Stelle nordöstlich vom Bäckensattel [F, G 15] auf. Es handelt sich um rote, geflaserte Kalke von etwa 20 m Mächtigkeit, die Stielglieder von Crinoiden führen. Sie werden von Neokom überlagert und gehen im Streichen nach O in die Kieselkalke vorwiegend roter Aptychenschichten über. Wahrscheinlich vertreten sie den ganzen Malm.

Unklar — tektonisch wie stratigraphisch — ist die Stellung der roten, geflaserten Crinoidenkalke östlich der Oberalphütte [E 21], die zwischen Partnachschichten und Cenoman liegen. Wahrscheinlich sind sie ein Schubsetzen an der Basis der Lechtaldecke und gehören dem Malm an.

Im Gelände bilden die Malmkalke steilere Rippen oder felsige Stufen, die indes bei ihrer geringen Mächtigkeit nicht sonderlich auffallen.

Fossilien der Kalkfazies:

Hierlitzkalk.

- | | |
|--------------------------------------|--|
| <i>Rhynchonella plicatissima</i> QU. | <i>Waldheimia</i> sp. |
| — <i>Waterhousi</i> DAV. | <i>Spiriferina Haueri</i> SUESS |
| — <i>belemnitica</i> QU. | — <i>sicula</i> GEMM. |
| — cf. <i>triplicata</i> PHILL. | — <i>angulata</i> OPP. |
| — <i>pseudoregia</i> SÖHLE | <i>Oxytoma inaequivalve</i> SOW. |
| <i>Rhynchonellina Zitteli</i> BÖSE | <i>Pecten subreticulatus</i> STOL. |
| <i>Epithyris subovoides</i> RÖM. | <i>Ostrea arietis</i> QU. |
| <i>Waldheimia mutabilis</i> OPP. | <i>Pseudomelania turgida</i> STOL. |
| — <i>alpina</i> GEYER | <i>Trochus</i> cf. <i>laeviusculus</i> STOL. |
| — <i>subnumismalis</i> DAV. | — cf. <i>lateumbilicatus</i> d'ORB. |
| — cf. <i>perforata</i> PIETTE | Crinoidenstielglieder |

Die Fossilien treten im Hierlitzkalk nur nesterweise auf, die reichsten Fundorte liegen, wie schon SÖHLE angibt, im oberen Martinsgraben [F 19] und östlich vom Ascherboden [F 28].

Wie aus den Fossilien hervorgeht, handelt es sich nur um unteren Lias, weshalb diese Hierlitzkalke als „Basishierlitz“ den höheren Liasniveaus eingeschalteten Linsen schon oben entgegengestellt wurden (S. 48). Trotzdem ist es natürlich keineswegs ausgeschlossen, daß stellenweise auch dieser „Basishierlitz“ in höhere Horizonte hinaufreicht wie z. B. am Sonnenberg [F 26] (Südseite) und westlich vom Labergipfel, wo er unmittelbar von Dogger der Kieselfazies überlagert wird und so die Kieselfazies des mittleren und oberen Lias ersetzen muß.

Doggerkalk.

Im Ammergebirge fanden sich nur unbestimmbare Brachiopoden und reichlich Crinoidenstielglieder. Aus dem West- und Ostabschnitt unseres Gebietes haben bereits ROTHPLETZ, BÖSE und SÖHLE eine Reihe von Fossilien angeführt.

ROTHPLETZ nennt vom Weißhaus [H 1] folgende:

- | | |
|---|--|
| <i>Rhynchonella concinna</i> SOW. var. <i>ba-</i> | <i>Terebratula cuniconcha</i> OPP. |
| <i>densis</i> OPP. | — <i>albica</i> ROTHPL. |
| — cf. <i>Utinensis</i> di STEF. | — <i>bifrons</i> ROTHPL. |
| — <i>plicatella</i> SOW. | — cf. <i>longiplicata</i> OPP. |
| — <i>crinoidea</i> ROTHPL. | <i>Waldheimia inversa</i> QUENST. |
| — <i>trigona</i> QUENST. | — cf. <i>subbucculenta</i> CHAP. u. DUV. |

Hier handelt es sich also um mittleren Dogger.

BÖSE fand am Schwarzenberg [H 3] bei Hohenschwangau:

- | | |
|------------------------------------|---|
| <i>Rhynchonella mutans</i> ROTHPL. | <i>Terebratula</i> sp. |
| — <i>Lycetti</i> DESL. | <i>Waldheimia Leckenbyi</i> WALKER |
| — <i>Vigilii</i> LEPS. | — <i>Waltoni</i> DAV. |
| — <i>Chimiensis</i> FINKELST. | <i>Oxytoma Münsteri</i> BRONN |
| — <i>cymatophora</i> ROTHPL. | <i>Lima</i> cf. <i>duplicata</i> SOW. |
| — cf. <i>infirmi</i> ROTHPL. | <i>Pecten</i> cf. <i>spatulatus</i> ROEM. |
| — sp. | — <i>ambiguus</i> GOLDF. |

SÖHLE gibt aus dem Laber an:

Rhynchonella mutans ROTHPL.

— *Lyceffi* DESL.

— *Vigilii* LEPS.

Lima cf. *duplicata* SOW.

Oxytoma Münsteri BRONN

Echinidenstacheln

Die Fossilienreste vom Schwarzenberg und vom Laber verweisen im Gegensatz zum Weißhaus auf unteren Dogger.

M a l m k a l k.

BÖSE gibt hieraus *Perisphinctes* sp., einige Lytoceraten und Aptychen an vom Schäfflerseck. Hinzu kommen hier noch Stielglieder von Crinoiden.

Ebenso führt das Vorkommen nördlich vom Bäckensattel nur Crinoidenstielglieder. In den Schlifflin aus den Kalken der beiden Vorkommen zeigt sich *Calpionella alpina* LOR.

Dagegen nennt ROTHPLETZ von der Roten Wand [H 1]:

Lytoceras quadrisulcatum d'ORB.

Haploceras tithonicum OPP.

Perisphinctes carpathicus ZIET.

Aptychus punctatus VOLTZ.

Unter dem Mikroskop liefert der Jura in Kalkfazies folgendes Bild:

Der Hierlatzkalk zeigt in kristalliner grauer, mitunter auch rötlicher Kalkgrundmasse reichlich Echinodermenreste; außer diesen zahlreiche unbestimmbare Foraminiferen und Schalenreste. Vereinzelt Radiolarien finden sich in verschiedenen Schlifflin. Mitunter lassen sich auch oolithische Partien als Grundmasse beobachten. Alle Bestandteile im Gestein geben das Bild einer starken Umkristallisation.

Die Doggerkalke besitzen eine durch feinverteiltes Brauneisen gelblich pigmentierte Kalkgrundmasse, in der massenhafte Schwammnadeln mitunter ein wirres Geflecht bilden. Echinodermenreste treten vielfach auf, ebenso Foraminiferen. Radiolarien finden sich häufiger als im Hierlatzkalk, meist bestehen sie noch aus Kieselsäure (Chalzedon). Kleine eckige Quarzsplinter sind selten, aber überall zu finden. In einzelnen Schlifflin treten wenige Körner von Glaukonit auf. In einem Schlifflin vom Laberwesthang ist das ganze Gestein von feinen welligen, einander parallelen Linien durchzogen, was tektonische Flase rung oder auch primäre Feinschichtung sein kann.

Vom Hierlatzkalk unterscheidet sich das Gestein immer durch die gelbliche Pigmentierung der Grundmasse sowie durch die größere Häufigkeit der Radiolarien und deren Erhaltung durch Kieselsäure.

Der Malmkalk zeigt in seiner kristallinen Kalkgrundmasse überall *Calpionella alpina* LOR., die zur Unterscheidung gegenüber den tieferen Jurakalken dienen kann. Daneben finden sich immer Echinodermenreste. In den Kalken vom Schäfflerseck [F 7] und der „Hohen Brücke“ [E 13] treten reichlich Schwammnadeln auf; im Kalk vom Schäfflerseck außerdem zum Teil verkieselte Radiolarien, von denen sich *Cenosphaera* sp. bestimmen ließ. Die Kalke von der „Hohen Brücke“ führen kleine eckige Quarzsplinter und umkristallisierte Radiolarien.

Von den Radiolarien des Malmkalkes vom Schwarzenberg beim Weißhaus [H 1] konnten *Cenosphaera* sp. und *Eusyringium* sp. bestimmt werden. Außerdem fanden sich hier Schalenreste.

Es scheint, als ob das reichlichere Auftreten von Radiolarien vielleicht als Kennzeichen des Malmkalkes benutzt werden kann, was für solche Fälle, in denen keine Calpionellen auftreten, wesentlich sein kann (Jurakalk östlich der Oberalplhütte [E 21], vgl. S. 52).

B. Die Mergelfazies.

1. Die Fleckenmergel.

Hierher gehören die bekannten hellgrauen oder gelblichen Mergelkalke und dünnen Kalkbänke mit auffallend muschligem Bruch, für die das Auftreten dunkler, algenähnlicher Flecken so außerordentlich bezeichnend ist. Tonhäute und dunkle Mergelschiefer sind diesen Fleckenkalken eingeschaltet und bedingen so eine bezeichnende Wechsellagerung. Ferner treten in größeren Komplexen dunkle, meist graue oder schwärzliche Mergelschiefer auf, denen die Flecken fehlen. Letztere finden sich fast ausschließlich in den reineren Fleckenkalken, die in besonders reiner Ausführung mitunter dezimeterdicke Bänke bilden.

Im obersten Teil der Fleckenmergel treten, besonders im Westabschnitt, lichtgraublau, verwittert grünliche Fleckenkalke auf, die vermutlich bereits dem Dogger angehören (siehe unten).

Brekzien fanden sich — im Gegensatz zur Fleckenmergelerde weiter westlich im Allgäu — nur an einer einzigen Stelle im Westabschnitt zwischen Lech und Schwabsee [H 2], schlecht aufgeschlossen und fragliche Komponenten von Hauptdolomit enthaltend. Ebenso wenig konnten irgendwo Spuren des Manganhorizontes aufgefunden werden, der in den Allgäuer und Lechtaler Bergen eine weite Verbreitung besitzt und dem Lias ϵ angehört, wie die REISERSchen Fossilfunde ergeben haben.

Dagegen fanden sich als Seltenheit einige tiefrote Mergellagen in schwarze Mergel eingeschaltet im Wütenden Graben [G 7, 8] (nördlicher Ast) in 1190 m, nur einige Meter unter den grünlichen Fleckenmergeln, die wahrscheinlich schon dem Dogger angehören. Genau so finden sich 30 cm dunkelziegelrote, etwas schiefrige Tone mit zahlreichen dünnen, grünen Linsen zwischen schwarzen Mergeln im N und grauen, mergelarmen, flasrigen Fleckenkalken im S eingelagert unmittelbar südlich vom P. 1000 (Hölle) [F 8] im Fleckenmergelzug des Fällgrabens. Im Mittel- und Ostabschnitt unseres Gebietes ließen sich derartige rote Zonen nicht nachweisen, was aber bei den mäßigen Aufschlüssen nicht viel besagt.

Stellenweise zeigen sich in der Fleckenmergelerde bereits die ersten Anklänge und Übergänge zur Kieselfazies, so im Westabschnitt an jener Stelle, die schon ROTHPLETZ 1886 (Tafel XVI, Fig. 4) abbildet. Hier tritt unter der Überschiebung der Unteren Vilserdecke als oberstes, vielleicht verschlepptes Glied der Allgäudecke Liaskieselkalk auf, den ROTHPLETZ allerdings als Flysch bezeichnet, da er tektonisch stark mitgenommen ist. Im Text (S. 59) dagegen faßt ROTHPLETZ dieses Gestein als „Aptychenschichten“ auf. In Wahrheit sind es zerdrückte Liaskieselkalke.

Ebenso zeigt sich die Kieselfazies in der Allgäudecke nördlich vom Sonnenberg (1621, 8) am Kofelsteig [E 26] gleich nordwestlich von P. 1318. Hier treten in schmalen Sattel obere Fleckenmergel auf in Form grauer Kalke mit Flecken und eingeschalteten Linsen schwarzer Hornsteine. Südlich folgen darüber sofort graubräunlicher Doggerspatkalk, nördlich Radiolarite.

In gleicher Weise stellen sich im Ostabschnitt im Ammertalgraben [D 34] sowie im Bett der Weidachlahne bei St. Gregor [D 31] vereinzelt dezimeterdicke graublau Kieselskalkbänke ein, ja hier greift die Kieselfazies sogar lokal bis zur Flyschgrenze vor. So treten nördlich der Weidachlahne sandige pyrit-

führende Kieselkalke unter der Flyschgrenze auf. Den Fossilien nach gehören hier diese ersten Anklänge an die Kieselfazies in der Allgäudecke nördlich vom Laber in den mittleren Lias (γ — δ).

Übergänge der Fleckenmergel in die Kalkfazies wurden bereits im vorigen Abschnitt geschildert.

Vollkommene Profile durch die Serie der Fleckenmergel sind sehr selten, aus zwei Gründen: einmal sind die Aufschlüsse im Gebiete der Allgäudecke recht mäßig und zum anderen bilden die Fleckenmergel vielfach auf jüngere Horizonte aufgeschobene Sättel, so daß mitunter recht kräftige Reduktionen von unten her die Serie beschneiden.

Ehe auf die Fleckenmergel der Lechtaldecke eingegangen wird, folgen hier zunächst einige Profile aus der Allgäudecke. Eine gute Zusammenstellung der alten Profile von BÖSE findet sich bei SCHRÖDER 1925 (S. 268). Erheblich schlechtere Profile als im Westen finden sich im Mittel- und im Ostabschnitt.

Die untersten Fleckenmergel sind nur an drei Stellen im ganzen Gebiet aufgeschlossen, eine Stelle in jedem Abschnitt.

Im Westabschnitt ist es der obere Teil des Klammgrabens [F 10, 11]. Hier hat schon BÖSE 1894 (S. 16/17) das Älteste festgestellt und SCHRÖDER 1925 (S. 217) wiederholt: Hettange, Lias α . Bei der Neukartierung ergaben sich an dieser Lokalität Windbruch und kaum Aufschlüsse. Es fanden sich nur brekziöse Muschel-Brachiopodenkalke, grau und sandig, die Kössener oder unterster Lias sein können.

Im Mittelabschnitt ist die Basis der Fleckenmergel nur im Profil Steckenberg—Kolbensattel P. 1280 [D 26, 27] aufgeschlossen. Über den Mergeln und Kalken der Kössener folgen hier graue, sandige und dünnschiefrige Mergel, denen stellenweise gegen Oberammerngau zu spätige graue Kalkbänke mit *Pentacrinus tuberculatus* MILL. und *Rhynchonella plicatissima* QU. eingeschaltet sind. Außerdem fanden sich Fragmente von Arieten. Darüber folgen helle graue Fleckenkalke. Darauf hören die Aufschlüsse durch den Sattel auf, südlich davon am Kofelsteig finden sich dunkle, teilweise sandige Kalke und Fleckenkalke, über denen sofort die Radiolarite folgen.

Im Ostabschnitt liegt ein durchgehendes Profil im oberen Ammertalgraben [D 34]. Hier besteht der untere Teil der Fleckenmergel, die normal über Kössenerschichten liegen, aus grauen und grau-grünen, weichen, sandigen Mergeln. Nur selten zeigen sich Andeutungen der Flecken. Als Fossilreste fanden sich nur Schwammnadeln. Darüber folgt eine wenigmächtige Zone grauer, etwas sandig anwitternder, fester Spatkalke, die zu sandfreien, aber kalkarmen schiefrigen Mergeln überleiten. Die typischen Flecken sind hier deutlicher und Fossilien zahlreich, namentlich Ammoniten (GÜMBELs Fundpunkt in der Schlucht der unteren Weidachlahne, Lias γ — δ , gehört in diese Zone). In dasselbe Niveau fallen die oben erwähnten ersten Andeutungen der Kieselfazies. Kalkreichere Fleckenmergel bilden den Abschluß nach oben bis zu den Radiolariten. Im Profil südlich vom Wannekopf [D 31] fehlen die sandigen und kieseligen Gesteine; auf die Kössenerschichten folgen sofort normale Fleckenmergel.

Sonst ist in allen Profilen der untere Lias der Allgäudecke tektonisch entfernt und abgeschert. Hierfür einige Beispiele.

Die Fällgrabenzone [F 9] (in der Karte ohne Namen, der Fällgraben fließt von O auf P. 1000 = Hölle zu) ist auf Cenoman, beziehungsweise Gosau der Höllenzonen aufgeschoben. Dementsprechend ist in den Fleckenmergeln nichts

Tieferes nachgewiesen als Oberlias (BÖSE, SCHRÖDER). KOCKEL fand einige grobrüppige Grammoceraten und einen *Hammatoceras* sp. Daraus geht hervor, daß die Kössener am P. 1000 der Hölle nicht im Normalverband liegen, sondern ein Schubspan sein müssen.

Auch der Fleckenmergelzug Wütender Graben—Klammgraben [G 7—F 11] ist, von seinem Ostende im oberen Klammgraben abgesehen, wo Kössener auftreten, auf die jungen Schichten seiner nördlichen Nachbarschaft geschoben und dabei seiner tiefsten Horizonte beraubt worden. Meist sind die Aufschlüsse schlecht, hervorragend schön ist nur das Profil im Wütenden Graben [G 7] (nördlicher Ast in 1080 m). Hier steht unter einer Bachverbauung fossilführendes Neokom flachliegend an. 5 m höher finden sich über der Verbauung schwarze, klotzig-dickschiefrige Mergel mit Calcitadern, feinstsandig und glimmerig. Darin treten zunächst untergeordnet bis 20 cm dicke Bänke von Fleckenkalk auf, alles 55° und steiler SSO fallend. Im liegendsten Teil dieser Fleckenmergel, in den schwarzen, klotzigen Mergeln, wurde in mehreren Exemplaren *Amaltheus margaritatus* MONTF. im Anstehenden gefunden. Diese an sich häufige Ammonitenform wurde damit zum erstenmal auch in den Hohenschwangauer Bergen nachgewiesen. BÖSE nennt (1894 b, S. 712) in guter Übereinstimmung damit *Paltoleuroceras spinatum* BRUG.

Damit fehlt also Lias α — γ aus tektonischen Gründen, Horizonte, die BÖSE im gleichen Fleckenmergelzug weiter im Osten im oberen Teil des Klammgrabens nachweisen konnte. Im unteren Klammgraben ist bereits wieder Fleckenmergel auf Neokom geschoben, nach BÖSE ist allerdings hier der untere Lias erhalten geblieben. Wie die Verhältnisse im gleichen Fleckenmergelzuge zwischen Lech und Schwanssee liegen, ließ sich in Ermangelung von Aufschlüssen nicht feststellen.

Ebenso ist die Nordseite des Ammergebirgshauptkammes zum Studium der Fleckenmergel ungeeignet, da die Aufschlüsse immer nur sehr schlecht und beschränkt sind. Immerhin zeigt sich auch hier eine Aufschiebung der Fleckenmergel auf Neokom über längere Strecken.

Von noch größerer Bedeutung als die Unter- ist die Oberkante der Fleckenmergel. Denn nachdem REISER 1922 wenig weiter westlich im Allgäu nachweisen konnte, daß die Fleckenmergel keineswegs auf den Lias beschränkt sind, sondern auch beträchtlich in den Dogger hinaufgehen, lag die Vermutung nahe, überall da, wo die Fleckenmergel unmittelbar von den Radiolariten oder Aptychenschichten überlagert werden, in den obersten Fleckenmergeln eine Vertretung von Doggerhorizonten zu sehen. So war es ja schon möglich, auf Grund der lithologischen Übereinstimmung mit den sicheren Doggerkalken der Lechtaldecke, jene braunen Spatkalke zwischen Fleckenmergeln und Radiolariten dem Dogger zuzurechnen (siehe S. 49 f.). Da aber andererseits diese Kalke sehr schnell im Streichen und quer dazu in echte Fleckenmergel übergehen, so mußte in diesen obersten Fleckenmergeln ebenfalls Dogger gesehen werden.

Paläontologisch stand allerdings der Beweis dafür in unserem Gebiet zuerst noch aus. Allerdings gibt SCHRÖDER 1925 (S. 321) „aus der Klamm bei der Reiselsberger Hütte“ *Ludwigia Murchisonae* SOW. an, die SCHAFHÄUTL gefunden hat. Da aber die Reiselsberger Hütte [C 13] mitten im Flyschgebiet liegt, so muß der wahre Fundpunkt anderswo liegen. Wie sich aus den Angaben SCHAFHÄUTLs ergibt, liegt der Fundort „in der Klamm südlich der

Reiselsberger Hütte“. Die nächsten hier vorkommenden Fleckenmergel sind die des Klammgrabens [F 11], und es dürfte wohl kein Zweifel möglich sein, daß mit der Angabe „Klamm südlich der Reiselsberger Hütte“ der Klammgraben gemeint ist, da sich hier die einzigen Fleckenmergel südlich und überhaupt in der weiteren Umgebung der Reiselsberger Hütte finden. Anstatt „Klammgraben“ gibt SCHAFFHÄUTL nur „Klamm“ an. Bestätigt wird die Deutung noch dadurch, daß ferner SCHAFFHÄUTL oberliassische Ammoniten von demselben Fundpunkt mit der Bezeichnung „Reiselsberger Hütte“ versehen hat. SÖHLE hat daher verzweifelt an der Reiselsberger Hütte nach diesen Ammoniten gesucht, ohne natürlich etwas anderes zu finden als Flysch und Schotter (1899, S. 52). Auch der Fundpunkt dieser Ammoniten kann nur der Klammgraben sein, zumal das Gelände südlich des Grabens tatsächlich einfach als „Klamm“ bezeichnet wird (siehe Karte). Halten wir daher fest, daß oberer Lias und unterer Dogger in den Fleckenmergeln des Klammgrabens mit enthalten sind.

Da ist nun ein Fund von ganz besonderer Bedeutung, den KOCKEL machen konnte. Es handelt sich um ein gut erhaltenes Exemplar einer *Ludwigia concava* BUCKM. Es stammt aus den allerobersten Fleckenmergeln aus dem Anstehenden von der NW-Seite des Rohrkopfes [F 8], wo diese in inverser Lagerung über Radiolariten und roten Knollenkalken liegen (Fig. 54, S. 178). Es folgen im stratigraphisch Hangenden noch zirka 2 m schmutzig gelbliche Fleckenmergel, dann beginnt sofort die Serie der Radiolarite. Es handelt sich also bei diesen obersten Fleckenmergeln um unteren, höchstens noch um mittleren Dogger. Für den letzteren stehen die wenigen Meter zwischen Fossilstelle und Radiolariten noch zur Verfügung. Daraus geht aber weiter hervor, daß die bunten Radiolarite dem oberen Dogger, vielleicht sogar noch Teilen des mittleren angehören müssen.

Diese oberste Übergangszone der Fleckenmergel findet sich gut aufgeschlossen, aber fossilieer im Zwirnkopf [F 9, 10] und dicht östlich der Hornburg [F 7].

Etwas weiter südlich im südlichen Ast des Wütenden Grabens [G 8] treten in 1220 m in einem Sattel zwischen Radiolaritflügeln grünliche Fleckenkalke, feinspätige bräunliche Kalke und kieselreiche Fleckenkalke auf, die zweifellos dem Dogger zugerechnet werden müssen. Interessant ist hier die Verknüpfung mit den bräunlichen Kalken der Dogger-Kalkfazies, wie sie schon eingehend im Abschnitt Kalkfazies geschildert worden ist.

Auch im Mittelabschnitt treten an den Stellen, an denen das dünne Kalkband des Doggers nicht zur Ausbildung gekommen ist, unmittelbar im Liegenden der Radiolaritserie hellgelbliche oder grünliche Fleckenkalke auf, z. B. westlich vom Pürschlinghaus [E 24] oder am Weg Unterammerngau—Pürschling [E 25], die wohl ebenfalls in den Dogger gehören. Das gegenseitige Verhältnis der Kalk- zur Mergelfazies kann gut studiert werden in dem Fleckenmergelzug unmittelbar beim Pürschlinghaus, wo der zirka 30 m mächtige Doggerkalk und -kieselkalk nach W rasch auf dem Südflügel des Sattels auskeilt und durch helle, graue oder gelbliche Fleckenkalke ersetzt wird.

Im Ostabschnitt ist die obere Abteilung der Fleckenmergel nur im Ammerstalgraben [D 34] aufgeschlossen. Hier werden die Mergel gegen oben zu reicher an Bänken hellgrauer bis hellgelber Mergelkalke, die schließlich überwiegen und die typischen Flecken zeigen. Auch diese Schichten führen noch

Ammoniten des mittleren bis oberen Lias (*Arietoceras* sp., *Seguenziceras* sp.). Zwischen den obersten Lias-Fossilpunkten und den Radiolariten bleiben im oberen Ammertalgraben noch 30 m Fleckenmergel übrig, die als Äquivalente des Doggers angesprochen werden können. Der weitaus größte Teil der Fleckenmergel, mindestens 100 m, entspricht aber dem unteren und mittleren Lias bis einschließlich δ .

Zusammenfassend ergibt sich so für die oberen Fleckenmergel das Profil (vor allem West- und Mittelabschnitt)

Radiolarite und rote, flasrig-knollige Kalke
gelbliche Dogger-Fleckenmergel
grünliche, fossil- und mergelarme Fleckenmergel

SCHRÖDER 1925 (S. 249—251) nennt im Klammgraben, am Pechkopf, im Wütenden Graben, Südufer und Nordufer, und Fällgraben stets Aptychenschichten als Hangendes der Fleckenmergel des mittleren, des oberen Lias, vielleicht des unteren Dogger. Hier muß ein Irrtum vorliegen, denn das Hangende sind im Klammgraben—Weißerißkopf [F 10] die Radiolarite, die oberen Teile der Fleckenmergel sind nicht aufgeschlossen (Dogger), dasselbe gilt für den Pechkopf, den Wütenden Graben und den Klammgraben.

Im Fällgraben (östlich P. 1000) [F 9] bilden Radiolarite und ihnen eingeschaltete rote Flaserkalke das Hangende, sie sind mit den Fleckenmergeln verschuppt und geben so das Bild einer scheinbaren Wechsellagerung. Das Profil, das BÖSE aus dem Fällgraben gibt (1894 b, S. 708), wo „unmittelbar über den fossilführenden Bänken des oberen Lias in Fleckenmergelfazies Aptychenschichten“ des Untertithon festgestellt sein sollen, ist also tektonisch deformiert.

Sicher primäre Sedimentationslücken zwischen Fleckenmergeln und Radiolariten ließen sich nirgends nachweisen, Brekzien oder sonstige Transgressionssedimente sind nicht vorhanden. Es ist keinerlei Veranlassung vorhanden, nur deswegen, weil bisher Fossilien fehlen oder tektonisch deformierte Kontakte vorhanden sind oder gar jüngste Fleckenmergel mit Aptychenschichten verwechselt wurden, den Dogger in Fleckenmergelfazies zu negieren! Zumal jetzt teils der untere Dogger nachgewiesen ist, teils Doggerkalke die Mergel ersetzen und die Radiolarite mit ihren tiefen Teilen noch in den Dogger hereinreichen.

Von weit geringerer Bedeutung sind die Fleckenmergel unseres Gebietes, die außerhalb der Allgäu-Decke in der Lechtal-Decke auftreten. Hier finden sie sich einmal in der Zone der Kieselfazies, zum anderen in der Lahnenwiesmulde, wo sie schon HEIMBACH 1895 kartiert und beschrieben hat.

Verfolgt man den Südflügel der Ammermulde im Mittelabschnitt vom Geiselsteinkamm [G 11, 12], wo die Kieselfazies einsetzt, nach Osten, so zeigt sich, daß sehr bald der obere Teil des Lias in typischer Fleckenmergelfazies entwickelt ist über Hierlatzkalken, die wohl dem mittleren Lias angehören (siehe Kalkfazies [S. 48]). Die Basis des Lias wird von Liaskieselkalk gebildet. Diese Dreiteilung läßt sich bis zum Kessel [G 15] verfolgen, wo die Hierlatzfazies verlorenght. Dafür greift die Kieselfazies immer höher und durchsetzt bereits im unteren Hasentalgraben [G 16] den ganzen Lias bis zur Grenze gegen die Kieselfazies des Doggers, wenn auch gerade hier noch einzelne dickere Packen von Fleckenkalken oder Mergeln zwischen den Kieselkalkbänken auf-

treten. Noch weiter östlich sind dann auch diese verschwunden und der ganze Lias besteht aus Gesteinen der Kieselfazies bis zum Ammerquertal.

Im Ostabschnitt nehmen die Fleckenmergel eine andere stratigraphische Stellung ein, hier finden sie sich nicht im oberen, sondern im mittleren Teil der liassischen Serie. Sie werden unter- und überlagert von Lias in Kieselfazies, die Grenzen gegen diesen sind beide unscharf, der Kieselsäuregehalt verliert sich und Hornsteine und Kieselkalke machen grauen Fleckenkalken und Mergeln Platz.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Fleckenmergel ist die Ammermulde, doch reichen sie auch in einzelnen Lagen nach N in die Labermulde hinein, so namentlich nordwestlich vom Schartenkopf (P. 1636, 1) [E 31] zwischen Hierlatzkalk und oberem Liaskieselkalk, während sonst in der Labermulde fast der ganze Lias, besonders im Nordflügel, in Kieselfazies entwickelt ist. Im übrigen gibt die Karte ein Bild von der Verteilung der einzelnen Fazies.

Die typischen Fleckenmergel bestehen hier überall aus einer regelmäßigen Folge von hellgelben bis hellgrauen, ziemlich festen Mergelkalken (mit zirka 81% CaCO_3) in Bänken von 8 bis 20 cm Dicke, stets mit den bezeichnenden Flecken. Dazwischen sind dünne Lagen von grauen, weichen Mergeln geschaltet. So zeigt das Gestein eine ausgezeichnete Schichtung. Gelegentlich kommen auch reinere, sehr helle, rauh anwitternde Kalkbänke vor (südlich „An der Wand“ [E 35]) mit *Arnioceras* sp., die dann zu den in der Kalkfazies erwähnten Einlagerungen von Hierlatzkalk in Bänken und Linsen überleiten. Am Lobergipfel [F 33] ist in typischen Mergelkalk mit Flecken eine Lage reiner Echinodermenbrekzien eingeschaltet.

Die Fleckenmergel gehören hier in den mittleren bis oberen Lias, es fand sich im Liegenden in den Kieselkalken neben den Fossilien des unteren Lias auch *Arietoceras algovianum* OPP.

Zuletzt wären hier noch die Fleckenmergel aus der Lahnenwiesmulde anzuführen. Dunkle mergelige Kalkc, meist dunkelgrau oder blaugrau, finden sich hier zusammen mit dunklen oder schwarzen Mergeln, im westlichen Teil der Mulde gegen die Elmau zu treten auch grünliche Mergel mit roten Schieferzwischenlagen und graue Fleckenkalke im oberen Teil auf. Nicht selten finden sich schwarze Hornsteinschnüre, die noch an die Kieselfazies erinnern. Südlich der Enningalpe [M 25] wird die Basis dieser Fleckenmergel aus plattigen, gelben Kalken gebildet mit Resten von Aricten.

Die Kieselfazies ist also hier weiter südlich in der Lechtaldecke bereits wieder verschwunden und macht der Mergelfazies Platz. Diese herrscht dann ja ausschließlich noch weiter südlich in der großen Lermooser Mulde.

Auffallend ist die geringe Mächtigkeit der Fleckenmergel in der Lahnenwiesmulde gegenüber den weiter nördlich und südlich gelegenen Gebieten. Im folgenden einige Mächtigkeiten der Fleckenmergelserie in unserem Gebiet:

Allgäudecke 100 bis maximal 150 m für die gesamte Serie. In der Lechtaldecke werden die Fleckenmergel innerhalb der Ammermulde, wo sie stellenweise anstatt der Kieselfazies auftreten können, im westlichen Teil beim Kessel [G 14, 15] zirka 120 m mächtig; im östlichen Teil erreichen sie im Nordflügel zwischen Ammerquertal und Spitzschlag [F 32] 10 bis 150 m, im Südflügel westlich vom Großen Lober [F 33] gegen 200 m. Die Mächtigkeiten schwanken gerade hier sehr stark infolge der verschieden hoch oder tief greifenden Kiesel-

fazies. In der Ammermulde sind die Fleckenmergel im Gegensatz zur Allgäu-
decke und den weiter südlich folgenden Gebieten ausschließlich liassisch. (Die
Gesamtmächtigkeit des Lias in der Ammermulde kann bis 250 m betragen.)

In der Lahnenwiesmulde, wo die Fleckenmergel ebenfalls fast durchweg
nur liassisches Alter haben, geht die Mächtigkeit nicht über 60 bis 80 m
hinaus.

Fossilien der Fleckenmergel.

Da die Fossilien schon bei BÖSE, SÖHLE und zuletzt bei SCHRÖDER nach
Fundpunkten geordnet angegeben sind, werden sie hier aus dem ganzen Gebiet
ebenfalls in dieser Weise angeführt. Die zahlreichen, gerade im Flecken-
mergel häufigen Einzelfunde, z. B. von *Inoceramus Falgeri* MER. sowie die
S. 57/58 besprochenen Ludwigien werden nicht nochmals gesondert aufgezählt.

Allgäu decke.

Wütender Graben [G 7, 8]:

<i>Asteroceras obtusum</i> SOW.	<i>Arietoceras</i> cf. <i>retrosicosta</i> OPP.
<i>Phylloceras Partschii</i> STUR	<i>Grammoceras normannianum</i> d'ORB.
— <i>anonymum</i> HAAS	— cf. <i>Isseli</i> FUC.
<i>Amblyoceras capricornum</i>	— <i>aalense</i> ZIET.
SCHLOTH.	<i>Pecten</i> cf. <i>subalpinus</i> PAR.
<i>Amaltheus margaritatus</i> MONTF.	<i>Inoceramus Falgeri</i> MER.
<i>Paltoleuroceras spinatum</i> BRUG.	

Danach liegt mittlerer und oberer Lias vor. Das Liegende fehlt durch die
Basisstörung, das Hangende über obersten (Dogger-) Fleckenmergeln, die nicht
aufgeschlossen, sind Radiolarite.

Pechkopf [F 9]:

<i>Oxynoticeras Doris</i> REYN.	<i>Phricodoceras Taylori</i> SOW.
— cf. <i>rigidum</i> PIA	<i>Rhacophyllites libertus</i> GEMM.
— cf. <i>oenotrium</i> FUC.	<i>Nautilus</i> cf. <i>striatus</i> SOW.
<i>Amblyoceras biferum</i> QU. var. <i>annu-</i>	<i>Avicula</i> cf. <i>Kurri</i> OPP.
<i>losa</i> QU.	<i>Inoceramus Falgeri</i> MER.
<i>Vermiceras</i> cf. <i>spiratissimum</i> QU.	— <i>substriatus</i> GOLDF.
— <i>raricostatum</i> QU.	<i>Oxytoma inaequivalve</i> SOW.
— — var. <i>Quenstedti</i> SCHAFFH.	<i>Spiriferina alpina</i> OPP.
— <i>Rothpletzi</i> BÖSE	<i>Waldheimia Ewaldi</i> OPP.
— <i>bavaricum</i> BÖSE	— <i>Finkelsteini</i> BÖSE
— <i>Macdonelli</i> PORTL.	— <i>Engelhardti</i> OPP.
<i>Phylloceras Partschii</i> STUR	— <i>subnumismalis</i> DAV.

Es handelt sich also um unteren und mittleren Lias. Das Liegende und Han-
gende ist dasselbe wie beim Wütenden Graben.

Klammgraben [F 10, 11]:

<i>Coroniceras Bucklandi</i> SOW.	<i>Amblyoceras</i> cf. <i>planicosta</i> SOW.
— — — var. <i>costata</i> QU.	<i>Terebratula nimbata</i> OPP.
<i>Oxynoticeras rigidum</i> PIA	<i>Rhynchonella plicatissima</i> QU.
<i>Vermiceras raricostatum</i> ZIET.	
— — — var. <i>Quenstedti</i> SCHAFFH.	

Hier ist nur der untere Lias fossilführend erwiesen, für das Hangende gilt das bei den vorigen Fossilfundstellen Gesagte. (Außerdem gehören wahrscheinlich die Fossilien des Oberlias und Unterdogger in den Klammgraben, die SCHAFHÄUTL unter der Bezeichnung „Klamm südlich der Reiselsberger Hütte“ und „Reiselsberger Hütte“ anführt.)

Fällgraben [F 9]:

<i>Phylloceras</i> cf. <i>heterophyllum</i> SOW.	<i>Grammoceras</i> cf. <i>Thouarsense</i> d'ORB.
— <i>Nilssoni</i> HEB.	— <i>radians</i> BRONN m. var. <i>Struckmanni</i> DENK.
<i>Hildoceras</i> <i>bifrons</i> BRUG.	— cf. <i>fluitans</i> d'ORB.
<i>Harpoceras?</i> <i>bicarinum</i> ZIET.	<i>Hammatoceras</i> sp.
<i>Peronoceras</i> <i>subarmatum</i> Y. u. B.	<i>Inoceramus</i> cf. <i>ellipticus</i> RÖM.?
<i>Paroniceras</i> <i>sternale</i> BUCH	
<i>Haugia</i> <i>Reiseri</i> BÖSE	

Danach ist hier der obere bis oberste Lias vorhanden. Das Liegende fehlt durch Überschiebung, bei P. 1000 liegt ein isolierter Schubspan von Kössenerschichten. Das Hangende sind mit den Fleckenmergeln verschuppte rote Flaserkalke und Radiolarite.

Zu erwähnen wäre noch, daß ROTHPLETZ vom „Reitweg zwischen Schwanscc und Lech“ *Arnioceras ceras* HAUER und *Paltopleuroceras spinatum* BRUG. angegeben hat.

Knableite westlich Oberammergau:

Gemeint sind mit dieser Lokalität die Aufschlüsse im Bach, der zwischen Knableite und Kolben zirka 2 km westlich Oberammergau nach Osten fließt [D 28]. Bei SCHRÖDER findet sich überall irrtümlich die Schreibweise „Knappleite“.

<i>Amaltheus</i> <i>margaritatus</i> MONTF.	<i>Phylloceras</i> cf. <i>anonymum</i> HAAS
<i>Arietoceras</i> <i>algovianum</i> OPP.	<i>Harpoceras</i> cf. <i>Fellenbergii</i> HUG.
— cf. <i>Fucinii</i> del CAMP.	<i>Rhynchonella</i> <i>plicatissima</i> QU.

RICHTER fand im Kolbengraben [D 27] einen Abdruck eines *Grammoceras radians* BRONN.

Mittlerer und oberer Lias treten demnach in diesem Graben auf. Liegendes und Hangendes sind nicht aufgeschlossen.

Weidachlahne östlich Oberammergau [D 31, 32]:

<i>Nautilus</i> sp.	<i>Belemnites</i> <i>apicicurvatus</i> BLAINV.
<i>Arnioceras</i> <i>geometricum</i> OPP.	<i>Inoceramus</i> <i>substriatus</i> GOLDF.
— <i>mendax</i> FUC. var. <i>rapiplicata</i> FUC.	— <i>ventricosus</i> SOW.
<i>Amaltheus</i> <i>margaritatus</i> MONTF.	<i>Astarte</i> sp.
<i>Peronoceras</i> cf. <i>subarmatum</i> Y. u. B.	<i>Lima</i> <i>gigantea</i> SOW.
<i>Arietoceras</i> <i>successum</i> FUC.	<i>Rhynchonella</i> <i>ammergaviensis</i> SÖHLE
<i>Seguenziceras</i> cf. <i>ruthenense</i> REYN.	<i>Waldheimia</i> cf. <i>ovimontana</i> BÖSE
em. MGH.	<i>Spiriferina</i> <i>sicula</i> GEMM.
— sp.	— <i>rostrata</i> SCHLOTH.
<i>Belemnites</i> <i>paxillosus</i> SCHLOTH.	— <i>pinguis</i> ZIET.

Hier tritt demnach der ganze Lias auf. Das Liegende sind fossilere, kieselige Fleckenmergel, während das Hangende durch die Überschiebung der Wannekopfschuppe abgeschnitten ist.

Südlich vom Wannekopf [D 31] fand STEINMANN:

Arieticer sp.

Cythere sp.

Seguenzicer sp.

und im Ammertalgraben [D 34]:

Vermiceras raricostatum ZIET.

Arieticer sp.

Arnioceras sp.

Demnach liegt hier unterer Lias vor. Im Liegenden folgen sandige Fleckenmergel, im Hangenden Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenschichten.

Lechtaldecke.

Die Fleckenmergel der Lechtaldecke haben in unserm Gebiet kaum Fossilien geliefert. SÖHLE gibt vom Tiefentalgraben [F 32, 33] winzige Brachiopoden an, STEINMANN fand weiter östlich einen unbestimmbaren Zweischaler und einen *Arnioceras* sp.

In der Lahnenwiesmulde fand RICHTER nordwestlich vom Stepbergeck [M 27], südlich P. 1239 in dunklen Kalken ein

Grammoceras radians BRONN

Rhynchonella sp.

Der obere Lias bildet hier einen verquetschten Sattel, auf der Nordseite folgen Radiolarite, auf der Südseite der Fossilstelle dicht anschließend rote Kalke mit Belemniten und braune Kalke des Doggers.

Unter dem Mikroskop zeigen die Fleckenmergel das folgende Aussehen:

In feinkristalliner tonig-kalkiger Grundmasse, die vielfach durch zersetzten Pyrit bräunlich pigmentiert erscheint, liegen Foraminiferen, die allerdings gewöhnlich unbestimmbar sind. Nur in einem Schriff vom Ammertalgraben konnten *Cornuspira* sp., in einem andern aus der Lahnenwiesmulde vom P. 1094 zahlreiche *Nodosaria* sp. bestimmt werden. Der letztere Schriff zeigte außerdem Reste von Zweischalern und Echinodermen. In anderen Schriffen treten neben den Foraminiferen oder auch ausschließlich Radiolarien auf, die völlig umkristallisiert sind. (In einem Fall ließ sich *Cenosphaera* sp. bestimmen.) Fast überall finden sich reichlich Schwammnadeln. An Mineraleinschlüssen wurden nur vereinzelt Glaukonit und ebenso eckige Quarzsplinter festgestellt.

Im Gelände bilden die Fleckenmergel im Gegensatz zum südlichen Allgäu oder den Lechtaler Alpen keine selbständigen Gipfel. Sie sind in unserem Gebiet meist durch Senkenzüge und Jöcher ausgezeichnet. So z. B. „Im Kessel“—Hasentalgraben [G 16] (Tafel I, Bild 2) oder Kolbensattel, 1280 m [E 26]. Besonders im Gebiet der Allgäudecke, wo die reinen Mergel größere Ausdehnung haben, geben die Fleckenmergel vielfach Anlaß zu größeren versumpften Gebieten (Kolbenmösl [E 26], Kühalpe [D 24]).

2. Die Serie der Radiolarite.

Diese trennen überall ihr Liegendes, Fleckenmergel oder Doggerkalke, von ihrem Hangenden, Aptychenschichten). Die untere Grenze ist scharf, die obere zeigt einen allmählichen Übergang in die Aptychenschichten. Wegen ihrer Bedeutung wurden die Radiolarite auf der Karte besonders ausgeschieden.

Eigentlich müßten die Radiolarite der Kieselfazies zugerechnet werden, und man könnte es daher für inkonsequent halten, daß sie bereits hier in der

Mergelfazies des Jura besprochen werden. Es sind aber die Radiolarite so untrennbar mit dem Gebiet der Mergelfazies verbunden, daß es einer Zerreißung natürlicher Verhältnisse gleichkäme, würde man diese Serie hier heraus-schneiden. Besonders da sich die Radiolaritserie nur im Gebiete der Mergel-fazies deutlich abgrenzbar vorfindet (Allgudecke und Lahnenwiesmulde in der Lechtaldecke), denn da, wo in der Lechtaldecke Lias und Dogger sowie große Teile des oberen Jura in Kieselfazies entwickelt sind, heben sich die Radio-larite nicht besonders ab.

Die lithologische Ausbildung ist die in den nordwestlichen Kalkalpen übliche. Der Hauptbestandteil sind rote, wenige bis gegen 10 cm dicke Bänke von fast reinem Kieselsurematerial, die in viereckige, regelmäßige Stücke zerfallen, und die durch feine Tonhäute getrennt werden. Dadurch erlangt das Gestein eine außerordentliche Faltbarkeit, so daß die Radiolarite überall ihre besondere, gewöhnlich sehr energische Eigenfaltung aufweisen.

Vielfach, sogar fast immer, sind mit diesen Gesteinen verknüpft rote oder grüne Kalke mit mehr oder minder hohem Kieselsäuregehalt, der dann oft in Linsen und Schnüren von rotem oder grünem Hornstein noch besonders angereichert ist. Durch diese kalkigere Fazies können die echten Radiolarite ersetzt werden. Eine Regelmäßigkeit läßt sich dabei im allgemeinen nicht feststellen. Doch konnte in den Hohenschwangauer Bergen eine Zunahme des Kalkgehaltes in nördlicher Richtung beobachtet werden; so besteht die Radiolaritserie südöstlich der Hornburg [G 7] aus roten und grünen Kiesel-kalken von rauhem Aussehen und mit schlecht erhaltenen calcitisierten Radio-larien. Der Streifen der nördlichen Radiolarite längs der Höllenzzone [F 8, 9, 10, E 11] zeigt rote, dichte und etwas flasrige Kalke mit untergeordneten Bänken und Linsen roter, reiner Hornsteine.

Die Untergrenze der Radiolaritserie ist fast immer sehr scharf gegenüber den liegenden Fleckenmergeln oder Doggerkalken. Als Ausnahme wurde an einer Stelle beobachtet: im Rautbach, 1080 m, südlich der Schlobraut [G 7] leiten 1 bis 2 m dunkelrote Flaserkalke mit roten Hornsteinen hinüber zu den Fleckenmergeln mit spärlich eingeschalteten blutroten Mergeln, die linsen-förmig auskeilen.

Die Obergrenze ist durchaus undeutlich. Die reinen Radiolarite werden mehr und mehr durch rote Flaserkalke ersetzt, in denen sie zuletzt nur noch in einzelnen Linsen, Schnüren oder Putzen auftreten, bis auch diese endlich wegbleiben und die bunten Aptychenschichten allein übrig sind. Diese Übergangszone ist immer mehrere Meter mächtig. Sie wurde bei der Kartie-rung noch der Radiolaritserie zugerechnet.

Die Radiolaritserie verrät sich auch im schlecht aufgeschlossenen Gelände (und im Wald) durch knirschenden Boden sofort. Dabei tritt sie gern als schmale Geländerippe auf.

Im Ammergebirge gegen Unterammergau zu werden die Gesteine der Radiolaritserie auch heute noch in einer Reihe von Steinbrüchen als Wetz-steine abgebaut neben denen des Neokoms. Es werden dabei die Bänke ge-wonnen, die kalkig sind und dabei in der Grundmasse möglichst viele nicht in Kalkspat umkristallisierte Radiolarien führen, die dann als Schleifmittel dienen.

In den Hohenschwangauer Bergen liegen alle Schleifsteinbrche nur noch im Neokom, die in der Radiolaritserie sind aufgelaufen.

Die Mächtigkeit der Radiolarite beträgt meist nur wenige Meter, kann aber auf 10 m und im Ammergebirge sogar bis auf gegen 20 m anwachsen.

Das Alter der Radiolaritserie ist nicht ganz sicher. Es wird ungefähr bestimmt durch die Tatsache, daß die Fleckenmergel in ihrem Liegenden sich als unterer, beziehungsweise mittlerer Dogger erwiesen. Sie werden daher am besten in den oberen Dogger gestellt, von dem aus sie in den Malm hineinreichen können.

Dies stimmt überein mit den Verhältnissen, wie sie durch REISER im Allgäu wenig weiter westlich aufgezeigt wurden. Auch dort folgen die Radiolarite unmittelbar im Hangenden der Fleckenmergel, die sich durch ihre Fossilführung als dem unteren bis mittleren Dogger angehörig erwiesen.

Makroskopische Fossilien führen die Radiolarite fast gar nicht, in roten Kalken, die mit den Hornsteinen wechsellagern, finden sich Aptychen, denen aber der Wert als „Leitfossilien“ abgesprochen werden muß.

Reichlich tritt Mikrofauna in Form von Radiolarien auf, und zwar sowohl in den Hornsteinen selbst wie auch in den diese begleitenden roten oder grünen kieseligen Kalken. Nur sind die Radiolarien gewöhnlich derart schlecht erhalten, daß sie nur eben als Radiolarien kenntlich sind, für eine Bestimmung aber nicht mehr in Frage kommen. Dies liegt an der gewöhnlich beträchtlichen Umkristallisation, die die Radiolarien im Gestein erlitten haben.

Immerhin ließen sich folgende bestimmen:

Dictyomitra sp.

Cenosphaera sp.

und in einem graugrünlichen, etwas tonigen Radiolarit aus der Lahnenwiesmulde südöstlich P. 1239 [M 27]:

Cenosphaera sp.

Rhopalastrum sp.

Genellipsis sp.

Dictyomitra sp.

während ein kalkiger Radiolarit aus der Bleckenau [K 7] neben den Radiolarien noch reichlich *Calpionella alpina* LOR. führt.

Sonst zeigen die Radiolarite lediglich eine rötliche, pigmentierte Grundmasse von amorpher Kieselsäure. Diese unterscheidet sie scharf von den übrigen Gesteinen der Kieselfazies.

3. Die Aptychenschichten.

Die Untergrenze gegen die Radiolarite wurde schon im vorigen Abschnitt besprochen. Die Obergrenze ist ebenso unscharf gegen die neokomen Aptychenschichten (siehe Abschnitt Neokom).

Im Westabschnitt liegen in der normalen Mergelfazies über den Radiolariten zunächst wenige Meter roter und grüner flasriger Kalke, die dann in die normalen grauen Aptychenschichten überleiten. An deren Basis kommen zuunterst höchstens 10 m mächtige graue, mergelarme Kalk; darüber die Hauptmasse der äußerst reinen, fast weißen, dichten Kalke. Sie sind für unser Gebiet sehr bezeichnend und bilden bis dezimeterdicke ebenbankige Kalk mit dünnen Mergelhäuten auf den Schichtflächen und untergeordneten, häufig auf weitere Strecken durchgehenden Lagen von bis wenige Zentimeter dicken schwarzen Hornsteinen. Die reinen weißen Kalke gleichen makro- und mikroskopisch vollkommen dem Biancone der Südalpen, sogar die feinen Druckaturen, die für den Biancone so charakteristisch sind, finden sich in unseren bianconeähnlichen Kalken wieder.

Weiter nach Osten erlangen die roten und grünen Flaserkalke an der Basis eine größere Mächtigkeit, die bis zu 30 m betragen kann. Sie bilden mit größter Konstanz immer den unteren Teil der Aptychenschichten, so daß folgendes Profil überall Geltung besitzt:

graue und weiße Aptychenschichten
bunte Aptychenschichten
Radiolaritserie

Dabei greifen von den Radiolariten aus häufig die roten Hornsteine noch weit nach oben in die unteren bunten Aptychenschichten ein, die dann Linsen und Schnüre von Radiolariten enthalten. Weiter nach oben zu verlieren sich diese rasch, die intensivrote Farbe der Kalke macht einem helleren Rot, dann einem lichten Rosa Platz, bis auch dieses durch das Weiß der bianconeähnlichen Kalke verdrängt ist.

Von ganz besonderer Wichtigkeit erwiesen sich zwei Steinbrüche in dieser Zone nordwestlich vom Bremeneck [C 24] und westlich von P. 1147 [C 23, 24]. Hier fand sich inmitten der roten Kalke, die Aptychen, Belemniten und Crinoiden führen, eine Einschaltung von schwarzen und grünen Schiefen und Mergeln, die 1 m Mächtigkeit erreichen. In dieser fremden Lage stecken bis faustgroße Gerölle von schwarzen Kalken, zum Teil etwas spätig, die vollkommen gewissen Kalken aus den Kössnerschichten oder Fleckenmergeln gleichen. Daß es sich auch tatsächlich um solche Horizonte handelt, wurde durch das Vorhandensein von *Rhynchonella obtusifrons* SUESS in einem dieser Gerölle erwiesen.

In einem anderen Geröll, das vollkommen einem Kössenerkalk gleicht, fanden sich massenhaft Querschnitte von kleinen Megalodonten und Schnecken, die nach *Pseudomelania* aussehen. Ferner enthält das Gestein zahlreiche *Miliola* sp.

Hier muß daher eine Unterbrechung in der Sedimentation der roten Kalke vorliegen mit Einschwemmung von Material aus tieferen Horizonten. Es ist dabei sehr wahrscheinlich, daß das eingeschwemmte Material von Norden gekommen ist.

Leider konnte in den Steinbrüchen, die weiterhin zwecks Gewinnung von Wetzsteinen in dieser Zone angelegt sind, keine Fortsetzung dieser fremden Einschaltung gefunden werden. Trotzdem erscheint es unwahrscheinlich, in ihr nur ein lokales Ereignis zu erblicken.

Wetzsteinbrüche in den Aptychenschichten (zum Teil außer Betrieb) liegen um den P. 1028 südlich der Blauen Gumppe [C 22], auf beiden Seiten des Wachsbüchels [C 23], südwestlich der Seekapelle [C 24] und beiderseits des Scharfenköpfels [C 25], auf dessen Osthang besonders die Zeilbrüche einige Bedeutung besitzen (Tafel XVI, Bild 32).

Im Gelände bilden die Aptychenschichten Absätze und Stufen, sogar Gipfel (Auf dem Stein 1579'9 m [D 24], Krottenköpfel in der Lahnenwiesmulde, 1783 m [N 25]). Sie sind in den Gräben und Klammern stets vorzüglich aufgeschlossen, vielfach undurchkletterbare Wasserfälle und Stufen bildend. Hier zeigen sie auch immer eine sehr intensive Spezialfaltung, die infolge der regelmäßigen Schichtung häufig modellartig schön ist.

Nach N zu stellen sich in der Allgäudecke leichte fazielle Veränderungen ein. So schalten sich den hellen Aptychenschichten Bänke von Aptychen-

Lumachellen ein (z. B. Hammergraben nordöstlich des Rohrkopfs [F 8], mit bis zentimetergroßen Geröllen von Kalk und Hornsteinen, Drehgraben [F 8]). Diese größeren Brekzienlagen sind jedoch sehr untergeordnet, häufiger treten graue bis blaugraue feinsandige Bänke auf.

Ebenso schalten sich gegen N im Westabschnitt rötliche Bänke den grauen Schichten ein, ferner auch grünliche Lagen, und so ist schon am Zwirnkopf [F 10] die Grenzziehung gegen den Radiolarit und seine kalkigen Stellvertreter ebenso schwierig wie gegen das Neokom, hier gibt es bereits kaum noch die typischen hellen Aptychenschichten vom Bianconetyp.

Vollständig ist dann die Kalkfazies nordöstlich der Hornburg [F 7, 8] erreicht, wo die Grenzen der verschiedenen Jurahorizonte überhaupt nicht mehr nachzuweisen sind und wo die Aptychenschichten ersetzt sind durch die hangendsten Teile der dortigen Jurakalke mit Calpioncllen, Echinodermresten, Radiolarien usw. Der dicht südlich benachbarte P. 1192 besteht indessen noch aus normalen hellgrauen Aptychenskalken (Fig. 7).

Innerhalb der Lechtaldecke zeigt sich keine Faziesänderung gegenüber dem oben beschriebenen „Normaltyp“. Hier ist auch dieselbe Gliederung wie oben anzuwenden. Nur macht hier die Unterscheidung der bunten Aptychenschichten über den Radiolariten von den bunten Flaserkalken des Doggers u n t e r denselben mitunter beträchtliche Schwierigkeiten. Immerhin schützen dabei die Lagerungsverhältnisse (vgl. Fig. 6, S. 51) vor einer Verwechslung.

Nach oben gehen die Malm-Aptychenschichten in das Neokom über, die Grenze ist außerordentlich unscharf und mangels nötiger Fossilien nicht eindeutig zu fixieren, so daß ein größerer Spielraum zur Grenzziehung übrig bleibt. So wurde im Mittelabschnitt die Grenze gegen das Neokom durchwegs etwas tiefer angenommen als im Westabschnitt, es handelt sich dabei um einen Unterschied von vielleicht 15 bis 20 m. (Näheres über die Grenze Malm/Neokom zu Beginn des Neokomabschnittes.)

Die Mächtigkeit der Aptychenschichten ist verschieden, wobei diese Verschiedenheit zum Teil sicher auf tektonische Ausdünnungen und Verquetschungen zurückgeführt werden kann. Während die bunten Aptychenschichten bis zu 30 m mächtig werden können, erreichen die grauen eine Mächtigkeit zwischen 30 und 100 m, ihr auf der Karte so großer Ausstrich ist durch die intensive Eigenfaltung bedingt.

Die geringste Verbreitung besitzen die Aptychenschichten im Ostabschnitt. Hier treten sie in der Allgäudcke nur südlich von Hochplanken

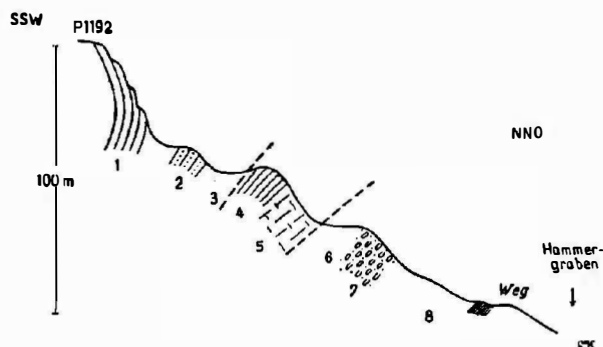


Fig. 7. Profil vom P. 1192 nach Norden.

- 1 bianconeartige Aptychenschichten
- 2 Radiolarit, 30—60° SW fallend
- 3 Fleckenmergel, Elnfallen nicht erkennbar
- 4 Rote und gelbe, etwas flaserige Kalke, 45° S fallend, übergehend in
- 5 massige rote Kalke
- 6 schlecht aufgeschlossene Gosamergerel
- 7 Cenomankonglomerat, bis nußgrob
- 8 Gaultmergel, unten am Weg anstehend.

[D 34] in mehreren, bis 10 m mächtigen Schuppen auf. In der Lechtaldecke sind sie im Lauer überall präcenoman abgetragen.

Der Fossilinhalt besteht überwiegend aus Aptychen, die sich überall reichlich finden, dann Belemniten, Calpionellen und Radiolarien. BÖSE führt an:

Perisphinctes cf. *Richteri* ZITT.

Aptychus *Beyrichi* OPP.

— sp.

— *gracilicostatus* GIEB.

Aptychus lamellosus VOLTZ

Belemnites cf. *Zeuschneri* OPP.

— *punctatus* VOLTZ

— sp.

SÖHLE meldet außerdem einen *Perisphinctes contiguus* CATULLO vom „Katzenberg“ [E 12] am Weg Kenzen—Reiselsbergcr-Hütte. Er dürfte demnach aus den Schichten bei der Hohen Brücke stammen. Ferner fand RICHTER Bruchstücke von *Perisphinctes* in den roten Aptychenschichten der östlichen Lahnwiesmulde südlich P. 1239 [M 27] sowie verdrückte Belemniten im selben Horizont südlich der Enningalpe [M 25].

Zu der von BÖSE angeführten Fauna ist zu bemerken, daß sie vorwiegend aus den Wetzsteinbrüchen der obersten Aptychenschichten stammt und daß dadurch die tieferen Horizonte des Malm paläontologisch zu kurz kommen. Vorhanden sind diese zweifellos, sie stecken wahrscheinlich in den bunten Aptychenschichten, vielleicht sogar in den obersten Teilen der Radiolarite.

Mikroskopisch liefern die grauen Aptychenschichten folgendes Bild: Die Grundmasse ist in allen Fällen dichte, reine, graue Kalksubstanz. Meist liegen in dieser reichlich *Calpionella alpina* LOR. eingestreut und ebenso finden sich überall umkristallisierte Radiolarien. Die Grenze zwischen eingelagerten Hornsteinschnüren und der Kalkgrundmasse ist bei starker Vergrößerung nicht völlig scharf, die letztere wird durch die Kieselsäure vom Rande her leicht angefrassen.

Die bianconegleichen Aptychenschichten sind ein reines Kalkschlamm-sediment.

Die roten Aptychenschichten besitzen eine rötlich pigmentierte, dichte Kalkgrundmasse, die massenhaft Calpionellen, seltener Radiolarien enthält.

C. Die Kieselfazies.

Die Kieselfazies ist vorwiegend geknüpft an das Gebiet der langen Ammermulde und ihrer Teilmulde im NO, der Labermulde. Wohl greift sie untergeordnet auch hinaus über die Stirn der Lechtaldecke in die Allgäudecke, so besonders im Dogger (Vilseralpen nördlich Tannheim und Ammergebirge) oder in hervorragendem Maße in der Radiolaritserie, aber ihr unumschränktes Gebiet ist doch die Ammermulde hinter der Stirn der Lechtaldecke, wo sie ihre schönste Entfaltung zwischen Geiselsteinkamm und dem Ammerquertal erlangt. Im Westabschnitt ist der gesamte Jura vorcenoman beseitigt und ähnliches gilt für den Ostabschnitt, wo nur der Lias und Teile des Doggers dem präcenomanen Wegschnitt entgangen sind. Außerdem stellt sich hier im Osten die Fleckenmergelfazies des Lias inmitten der Kieselfazies ein.

1. Lias in Kieselfazies (Lkk).

Verfolgt man den Verlauf der Lkk-Entwicklung auf der eben geschilderten Strecke von W nach O, so lassen sich folgende Profile erkennen: im W, nördlich unterm Geiselstein [G 11, 12] nur Lkk; nördlich vom Kenzenkopf [G 13]

und Vorder-Scheinberg [G 14] unterer Lkk — Hierlatzkalk — Fleckenmergel; auf der Strecke vom Sägetal [G 13] an bis zum Ammerquertal [F 29] Hierlatzkalk — Lkk im Nordflügel, nur Lkk im Südflügel; im Laber in der Ammermulde unterer Lkk — Fleckenmergel — oberer Lkk; im Nordflügel der Labermulde teilweise Hierlatzkalk — Lkk, mitunter auch nur Lkk.

Die Untergrenze des Lkk ist von Interesse: das Liegende ist Oberrhätkalk, Hierlatzkalk oder Hauptdolomit. Der erstere bildet das Liegende auf dem ganzen Südflügel der Ammermulde. Zwischen ihm und dem Lkk läßt sich ein rascher, aber normaler Übergang feststellen. Nur stellenweise ist es zu lokalen Gleitbewegungen zwischen beiden gekommen, so am Nordfuß des Geiselsteins, der als Block über den Lkk vorgepreßt wurde. (Fig. 40.) Hier fand sich in der stratigraphisch tiefsten Bank unmittelbar unter der Gleitfläche gegen den Oberrhätkalk *Rhynchonella plicatissima* QU.

Sehr gut aufgeschlossen ist die Übergangszone nördlich der Hundsfällköpfe [G 17], zu denen aus dem Sägetal ein neuer Jagdsteig emporführt. (Er beginnt zwischen P. 1073 und 1120 auf der Südseite des Sägerbaches zirka 50 m über dem Bach, am besten steigt man das untere Gchänge empor, bis man auf den Weg trifft.) Der fast ungebankte obere Oberrhätkalk von heller Farbe wird gut gebankt, dunkler und nimmt Schnüre und Putzen von braunen Hornsteinen auf. Aber immer ist auch hier die oolithische Struktur bezeichnend. Dann wird die Farbe der Kalke grau-braun, zuletzt grau (mit Schwammnadeln) und gleichzeitig stellen sich Lagen schwarzer Hornsteine ein. Damit ist der Lkk erreicht. Die ganze Übergangszone vom echten ungebankten und hellen Oberrhät bis zum dunklen Lkk beträgt zirka 20 m. Diese Art des Überganges ist ebenso für den Südflügel der Ammermulde im Laber bezeichnend.

Auf dem Nordflügel der Ammermulde ist das Liegende des Lkk meist der Hierlatzkalk. Zwischen beiden ist der Übergang sehr viel rascher. Gute Aufschlüsse in dieser Zone finden sich nicht selten, so z. B. im obersten Martinsgraben südwestlich unterm Brunnenkopphaus [F 19]. (Fig. 8.) Hier steht massiger ungebankter Hierlatzkalk an, der nach oben (Süden) rote und fleischfarbene Hornsteine aufnimmt. Daran legen sich helle und dunkle, graue, 20 bis 30 cm dicke, Kalkbänke mit roten, braunen und schwarzen Hornsteinen, zuletzt überwiegen die dunklen Farbtöne. Nach zirka 4 m ist diesem schon typischen Lkk als stratigraphische Repetition noch einmal eine 1 m mächtige weißrote Bank von Hierlatz mit schwarzen Hornsteinen eingeschaltet, auf die dann sofort wieder normale Lkk folgen.

Noch rascher ist der Übergang im obersten Dreisäulergraben [F 20] am Wasserfall unterhalb der Alphütte. Hier besteht der oberste Hierlatz aus dichten weißlichgrauen und gelben Kalken mit rötlichen Adern und stellenweise oolithischer Struktur. Diese nehmen plötzlich graugrünliche dichte Kalk-

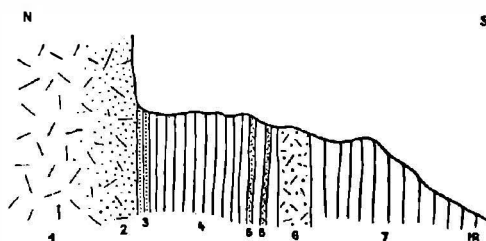


Fig. 8. Übergang Hierlatzkalk—Liaskieselskalk im oberen Martinsgraben.

- 1 massiger heller Hierlatzkalk
- 2 mit fleischfarbenen kleinen Hornsteinputzen
- 3 zirka 30 cm helle und dunkle Kalkbänke mit roten, braunen und schwarzen Hornsteinen
- 4 zirka 4 m typischer dunkler Liaskieselskalk
- 5 dünne, hierlatzähnliche, helle Kalkbänke
- 6 zirka 1 m weißroter Hierlatzkalk mit schwarzen Hornsteinputzen
- 7 Liaskieselskalk.

partien und grünliche Mergelschlieren auf. Dann wird der Kalk graubräunlich, geschichtet, zuletzt dunkelgrau; damit ist der Lkk erreicht. Der gesamte Übergang vollzieht sich innerhalb eines halben Meters.

Die obersten Hierlatzkalke mit den braunen und rötlichen Hornsteinen könnten sehr leicht mit den Doggerkalcken, beziehungsweise -kieselkalcken verwechselt werden, wenn nicht ihre geringe Mächtigkeit von höchstens wenigen Metern und die Lagerungsverhältnisse davor schützen würden.

Die Grenze zwischen Hierlatz und Lkk ist in manchen anderen Fällen wieder tektonisch beeinflusst, so z. B. auf der Südseite des Ettaler Manndl und teilweise auch der Manndlköpfe.

Im Nordflügel der Labermulde liegen die Lkk auf wenig mächtigem Hierlatz, vielfach fehlt dieser auch und dann transgredieren die Lkk unmittelbar über den Hauptdolomit hinweg, wo sie oft maucrartig (bis 50 m mächtig) zwischen diesem und dem über sie selbst hinweggreifenden Cenoman aufragen.

Die Lkk bestehen aus einer wechsellvollen Serie von helleren oder dunkleren grauen Kalcken mit Flecken, die meist durch reichliche Schwammnadeln einen erheblich höheren Kieselsäuregehalt aufweisen als die normalen Fleckenkalcke der Mergelserie. Auch schwärzliche Kalcke und dunkle Echinodermenkalcke fehlen nicht. Bezeichnend ist dann aber die Führung von Hornsteinen, die entweder als Putzen in den Kalcken auftreten oder aber in geschlossenen mächtigen Bänken, so daß oft die reinen Hornsteinbänke zusammen mehrere Meter mächtig werden. Die Farbe dieser Hornsteine ist immer schwarz. Der Grad der Verkieselung schwankt, so daß einmal mehr kieselige Kalcke, das andere Mal mehr reine Hornsteine überwiegen.

Die Hornsteinbänke sind durch die Faltung häufig zerbrochen und zu einer tektonischen Brekzie umgewandelt; eine derartige wird aber auch durch die Verwitterung vorgetäuscht, wenn kalkigere Partien an- oder ausgelaugt sind und die Hornsteinputzen zurückbleiben. In all diesen Fällen hat SÖHLE die Gesteine der Kieselfazies (für den Dogger gilt das gleiche) als Cenoman kartiert, sowohl im Ammer- wie im Labergebirge. So hat er den ganzen mächtigen Kieseljura auf der Südseite des Ammergebirgs-Hauptkammes für Cenoman gehalten. Ebenso ist der „graue bis schwarze, splitterige, kieselsäurereiche Kalk“, mit dem im Laber nach SÖHLE das Cenoman beginnen soll, ganz offenbar oberer Lkk. Nie fand sich im primären Kieselkalk dieses Aussehens eine *Orbitolina*, außerdem läßt die Überlagerung dieses Gesteins durch Dogger (westlich vom Labergipfel [E 32], unterm Holzkopf [E 34]) keinen Zweifel an dem tiefjurassischen Alter. Davon abgesehen, geht es Schicht für Schicht aus Fleckenmergeln hervor und stößt da, wo der Dogger fehlt, mit Faziesprung oder gar deutlichem Transgressionskontakt (Lichtenstättgraben! [F 31]) gegen die cenomanen Sandsteine ab.

Als letzter Beweis für das Juraalter der fraglichen Gesteine sei noch erwähnt, daß die Liasbrachiopoden und die Doggerechinodermen- und Crinoidenkalcke sich schlecht mit dem cenomanen Alter, an das SÖHLE geglaubt hat, vereinigen lassen. Bereits bei dem ersten Aufstieg durch diese Gesteine von Graswang zum Zahn [F 26] im Sommer 1924 konnte RICHTER an Stelle des Cenomans von SÖHLE Dogger und Lias erkennen, während noch 1923 BODEN dieselben Schichten für „kieselige Cenomanschichten“ hält (1923 c), ebenso spricht er die Lkk des untersten Dreisäulergrabens [F 21] nordwestlich Linderhof für cenomanen Kieselkalk an, obwohl gerade diese nach ihm „sehr stark gewissen Liaskieselkalcken gleichen“.

Im Laber, wo die Fleckenmergelfazies wieder innerhalb der Liaskieselfazies einsetzt, läßt sich vielfach eine Aufspaltung dieser letzteren erkennen, so daß dann der Lias das Profil: Unterer Lkk — Fleckenmergel — oberer Lkk zeigt. Das ist genau dasselbe Profil, wie es auch EDER 1923 weiter im Osten im Hcuberggebiet festgestellt hat, worin allerdings nur eine zufällige Übereinstimmung zu erblicken sein dürfte. So zeigen namentlich die Gräben „in der Hölle“ [E 34] sowie die Gegend südlich „An der Wand“ bis „Hohe Graben“ [E 34, 35] diese Schichtfolge in beiden Flügeln der Ammermulde. Im Südflügel verschwinden dann nach Westen zu die oberen Lkk unter der Cenomanstransgression, während im Nordflügel im mittleren Teil die Fleckenmergel, im westlichen die unteren Lkk fehlen. Aber auch in diesen Fällen zeigen die übrigbleibenden beiden Glieder dasselbe Lagerungsverhältnis. Ganz selten fehlen die oberen Lkk primär, so nordöstlich vom Holzkopf [E 34] und am Westhang des Großen Lober [F 33], wo die Fleckenmergel lückenlos in helle Doggerkalke übergehen.

Im Laber läßt sich der untere Lkk deutlich vom oberen unterscheiden durch einen erheblich geringeren Kieselsäuregehalt. Der CaCO_3 -Gehalt des ganzen Gesteins ist 60 bis 70%. Hornsteine treten nur in kleinen Putzen und in dünnen Schnüren auf, niemals bilden sie ganze Bänke. Nach oben verschwinden die Hornsteine, der Kieselsäuregehalt wird geringer und es stellen sich Mergellagen ein. Damit ist die Grenze zu den hangenden Fleckenmergeln erreicht.

In deren oberstem Teil treten die Kalkbänke zurück, die Mergel werden eintönig grau und bald setzt ein Maß von Verkieselung ein, das dasjenige der unteren Lkk bei weitem übersteigt. Mächtige Partien bestehen fast ganz aus Hornsteinbänken, zwischen denen nur spärliche gutgeschichtete Bänke von kieseligem Kalk liegen, während die Hornsteine vielfach schichtungslos sind.

Die Mächtigkeit der Lkk schwankt natürlich in weiten Grenzen, je nachdem, wieviel des ganzen Lias durch die Kieselfazies eingenommen wird. Im Westen erreicht der untere Lkk bis gegen 100 m. Im Gebiet der geschlossenen Kieselfazies steigt die Mächtigkeit bis 250 m. Im Laber wird der untere Lkk am „Hohen Graben“ [E 35] 250 m, am Großen Lober [F 33] 100 m mächtig und sinkt nach W bis auf 0 m herab. Die oberen Lkk erreichen im Nordflügel der Ammermulde 70 bis 100 m, im Südflügel nur im O 20 bis 30 m, im W sind sie von der präcenomanen Erosion weggenommen.

Die meisten Fossilien fanden sich im unteren Lkk im Laber:

Schlotheimia angulata SCHLOTH.

Arietoceras algovianum OPP.

Rhynchonella plicatissima QU.

— *fascicostata* UHL.

— *belemnitica* QU.

Waldheimia perforata PIETTE

— *indentata* SOW.

Terebratula punctata var. *Andleri*
OPP.

Spiriferina brevisrostris OPP.

ferner unbestimmbare Zweischaler und Schwammnadeln.

Demnach handelt es sich hierbei um unteren bis mittleren Lias.

Außerdem fand SÖHLE in der unteren Abteilung der Lkk südlich der Hasentalalpe [G 15] einen Ammoniten, der nach SCHRÖDER 1925 sehr wahrscheinlich zu *Microderoceras Steinmanni* HUG. gehört (unterer bis mittlerer Lias). Endlich gibt SCHRÖDER ein *Vermiceras nodotianum* D'ORB. von der Sefelwandalpe [F 19] an (unterer Lias).

Im Dünnschliff zeigt sich, daß der Lkk ausschließlich ein Schwammnadel-sediment ist. Seine Hornsteine sind echte Spongite.

Die Grundmasse ist kristallin-kalkig oder kalkig-tonig und enthält massenhaft Schwammnadeln. Radiolarien finden sich häufig, aus Chalcedon bestehend, ebenso wie die meisten Schwammnadeln. Bei einzelnen zeigt sich sekundäre Verdrängung durch CaCO_3 . Echinodermenreste treten auf, wo sie zahlreicher werden, führen sie zu Echinodermenkalken über. Ebenso kommen Foraminiferen vor, als Füllmasse mitunter Glaukonit enthaltend. Stellenweise liegen in der Grundmasse kleine Quarzsplitter. Die Hornsteine treten in Putzen und Schnüren auf und bestehen aus kristallisierter SiO_2 , die Kalkgrundmasse wird durch sie angefressen und vielfach aufgezehrt. Reste davon liegen noch häufig in den Hornsteinen. Ein gebänderter Hornstein, westlich der Sulz, P. 1390 [F, G 18, 19], zeigt, daß die Bänderung durch tonigere Partien, die Schichtung bedeuten, hervorgerufen wird. Die Tonpartien enthalten massenhaft Schwammnadeln, die mit ihrer langen Achse alle in der Schichtungsebene liegen. Angefressene Flecken und Putzen als Reste einer kalkigen Grundmasse finden sich auch hier vereinzelt in der Kieselsäuremasse.

2. Dogger in Kieselfazies (Dkk).

Gleich dem Lkk spielt auch der Dogger in Kieselfazies in der Ammermulde eine bedeutende Rolle, besonders im Ammergebirge. Dabei sind die Dkk an das Verbreitungsgebiet der Lkk gebunden.

An der Grenze zwischen beiden zeigt sich ein allmählicher Übergang. Die grauen Kalke nehmen helle, dann gelbliche und braune Farben an und ebenso werden die schwarzen Hornsteine hellgrau, dann bräunlich, zuletzt honiggelb. Gerade diese massenhaften und häufig bankweise auftretenden honiggelben Hornsteine sind bezeichnend für die Dkk. Die Übergangszone ist häufig nur etwa 3 m mächtig.

Die Verteilung zwischen kieseligen Kalken und Hornsteinen ist ungefähr dieselbe wie bei den Lkk, es wechseln bräunliche oder gelbe Kieselkalke, die dünne Schnüre oder Putzen von Hornsteinen führen, mit geschlossenen mächtigen Paketen reiner Hornsteine ab. Daneben treten aber auch anscheinend regellos braune, gelbe und rote Spatkalke auf, deren angewitterte Schichtenflächen mit Crinoidenstielgliedern besät sind. Vielfach führen auch diese reineren Kalke noch Batzen und Nester von gelben Hornsteinen. Zuletzt können sich auch die Kalke, die gewöhnlich nur bankweise auftreten, zu mächtigeren geschlossenen Kalkmassen zusammenschließen, in denen relativ ungeschichtete rötliche und gelbe Spatkalke und dichte Kalke vorherrschend sind. Damit ist bereits die oben besprochene Kalkfazies des Doggers erreicht, wie sie am schönsten die Martinswand [F 19] aufbaut. Petrographisch ist dies Gestein ungefähr dasselbe wie beim Hierlatzkalk, mit dem es auch von SÖHLE an der Martinswand verwechselt wurde. Und es ist auch weiter nichts anderes als eine Repetition der Hierlatzfazies im Dogger.

Gewöhnlich erreichen aber die reinen Kalkpartien innerhalb der Dkk nur geringere Mächtigkeiten und wechseln immer rasch wieder mit echten Dkk und Hornsteinen ab. Die Fazies des Dkk ist so genau dieselbe wie die des Lkk, nur an Stelle der dunkeln und schwärzlichen Farben treten helle und bräunliche oder gelbe auf. Vielfach sind auch violette Farbtöne recht bezeichnend. Für die Art ihres Auftretens, der Verwitterung usw. gilt daher auch das schon bei den Lkk Gesagte.

Die Hauptverbreitung erreichen die Dkk im Ammergebirge, wo sie vom Geiselsteinkamm ab nach Osten zu immer größere Mächtigkeit erlangen. Sie bilden hier einen geschlossenen Zug vom N des Geiselsteins bis zur Martinswand nordwestlich Linderhof, vielfach mit außerordentlicher Spezialfaltung (Kesselwände [G 14]). Ebenso gehören die hellen steilen Wände südlich unterm Pürschling und Sonnenberg (Tischlahner Wand [F 24], Sölleswand [F 25], Hohe Wand [F 26]) den Dkk an und bilden hier einen besonderen Reiz in der Waldlandschaft des Ammertales. Die Mächtigkeit in diesen Gebieten beträgt 100 bis 150 m. Gegen das Ammerquertal nimmt sie dann aber, hauptsächlich als Folge der präcenomanen Abtragung, schnell ab; so sind in der Umgebung der Rappenköpfe [E 28] nur noch 30 bis 40 m vorhanden.

Ebenso treten die Dkk im Laber nur noch in wenig mächtigen, zerrissenen Streifen im Anschluß an die oberen Lkk unter der Cenomantransgression hervor. Daß sie aber früher erheblich größere Verbreitung hatten, ist unter anderem daraus zu schließen, daß die gelben Doggerhornsteine und Spatkalke einen großen Anteil an den cenomanen Brekzien und Konglomeraten haben. Die Mächtigkeit dieser Dkk im Laber beträgt nur noch 20 bis 30 m.

Der Fossilinhalt der Dkk ist recht gering. Das einzige Fossilnest südlich der Sefelwand [F 18] hat bereits SÖHLE ausgebeutet, er meldet hier:

- | | |
|---|--|
| <i>Rhynchonella cymatophora</i> ROTHPL. | <i>Rhynchonella trigonella</i> ROTHPL. |
| — <i>prava</i> ROTHPL. | — cf. <i>Lycetti</i> DESL. |
| — <i>trigona</i> QU. | — cf. <i>mutans</i> ROTHPL. |
| — <i>obsoleta</i> SOW. | — cf. <i>mutans</i> var. <i>depressa</i> ROTHPL. |

Es ist also der ganze Dogger vertreten, was damit in Einklang steht, daß das Liegende des fossilführenden Doggers Lkk, das Hangende Malm in Kieselfazies ist. Auch anderwärts finden sich vielfach in den kalkigeren Bänken Reste von Brachiopoden und massenhaft Crinoidenstielglieder.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Hornsteine des Doggers genau dieselbe Zusammensetzung haben wie die des Lias. Auch die Dkk sind damit eine Schwammnadelfazies, in der daneben Echinodermenkalke eine große Rolle spielen.

Die Kalke aus der Dkk-Serie besitzen eine bräunlich pigmentierte Kalkgrundmasse von meist grobkristalliner Struktur. Reste von Echinodermen und Schwammnadeln treten massenhaft auf. Stellenweise finden sich Brachiopodenschalen, mitunter auch Foraminiferen. Glaukonit ist selten. Radiolarien sind häufig und bestehen wie auch die Schwammnadeln aus Chalcedon. In den reinen Echinodermenkalken ist dieser meist durch CaCO_3 verdrängt. Die Kieselsäure tritt in Putzen und Schnüren auf und ist kristallisiert, in anderen Fällen füllt sie Lücken zwischen Echinodermenresten usw. aus, sie besteht dann meist aus Chalcedon.

Das Verhältnis zwischen Kalkgrundmasse und Kieselsäure ist das gleiche wie bei den Lkk.

3. Malm in Kieselfazies.

Diesem kommt die geringste Bedeutung infolge seiner geringen Ausdehnung zu. Er findet sich nur im westlichen Teil des Ammergebirges in der Ammermulde in einem Streifen südlich vom Bäckensattel [G 15], dann in schon auseinanderfallender Fazies nördlich der Bäckenalpe [F 16] in der Fortsetzung dieses Streifens sowie westlich der hinteren Sefelwandalpe [F 18].

Grüne und rote Hornsteine, dann graue, grünliche und rote, stark kieselige Kalke sind hier bezeichnend. Die Hornsteine treten meist nicht in geschlossenen Bänken auf, sondern finden sich in Linsen, Schnüren (bis mehrere Zentimeter dick) oder einzelnen Putzen in den kieseligen Kalken. Wie Dünnschliffe zeigen, ist der Kieselreichtum der Kalke fast ausschließlich auf massenhafte Radiolarien zurückzuführen, die fast alle noch aus Kieselsäure bestehen. Schwammnadeln sind dagegen völlig verschwunden.

Insofern unterscheidet sich der Malm in Kieselfazies grundlegend von den Dkk und Lkk, die fast reine Schwammnadelsedimente sind.

Die Untergrenze gegen den Dogger ist nicht ganz scharf, immerhin ist sie durch das plötzliche Einsetzen der dunkelroten Radiolarite ohne weiteres zu erkennen.

Die Obergrenze ist nur nördlich der Bäckenalpe zu sehen, wo das Neokom noch eingemuldet ist. Denn vom Bäckensattel nach W wird der

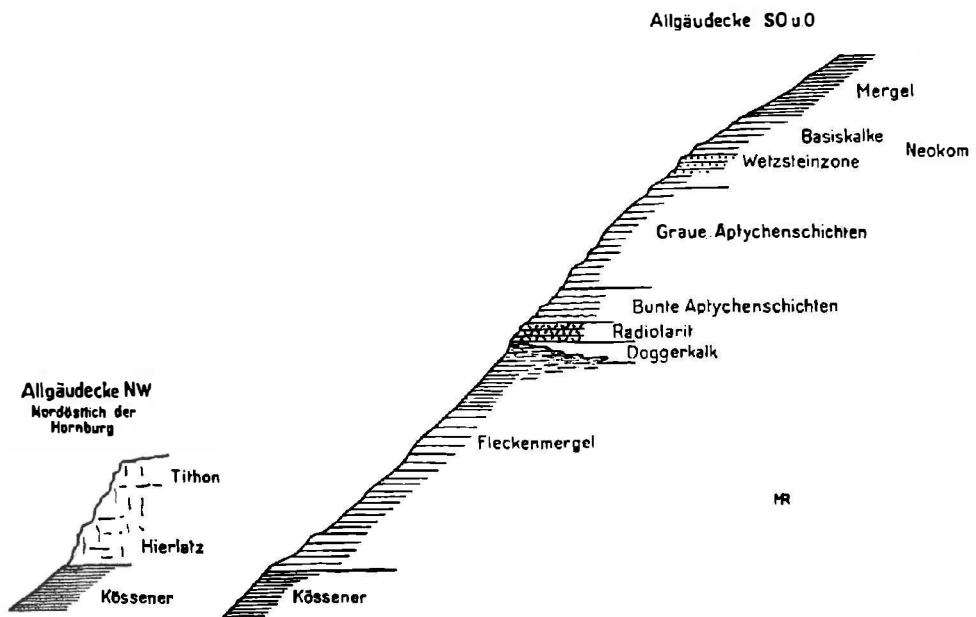


Fig. 9. Schichtprofil des Jura und der Unterkreide der Allgäu-Decke. 1: 7500.

Malm mehr und mehr von der Cenomantransgression abgeschnitten. Nördlich der Bäckenalpe liegen über den Gesteinen der Kieselfazies noch etwa 30 bis 50 m helle Aptychenschichten in Form der bianconeartigen Kalke.

Daraus geht aber hervor, daß es sich bei der Kieselfazies des Malms tatsächlich nur um eine fazielle Fortsetzung der Radiolaritserie handelt, die hier lokal in höhere Niveaus des Malms emporsteigt.

Einer scharfen Reduktion des ganzen oberen Jura dieser Gegend muß noch gedacht werden, da sie sehr auffallend ist. Unmittelbar westlich der Zauschethütte [F 16] beträgt die ganze Mächtigkeit des Malms zwischen Dkk und Neokom nur 20 bis 30 m, dabei finden sich an der Basis die Radiolarite und in der oberen Hälfte die hellen Aptychenschichten. Hier kann es sich nur um eine tektonische Reduktion handeln, denn wenig weiter westlich ist die Mächtigkeit schon erheblich größer.

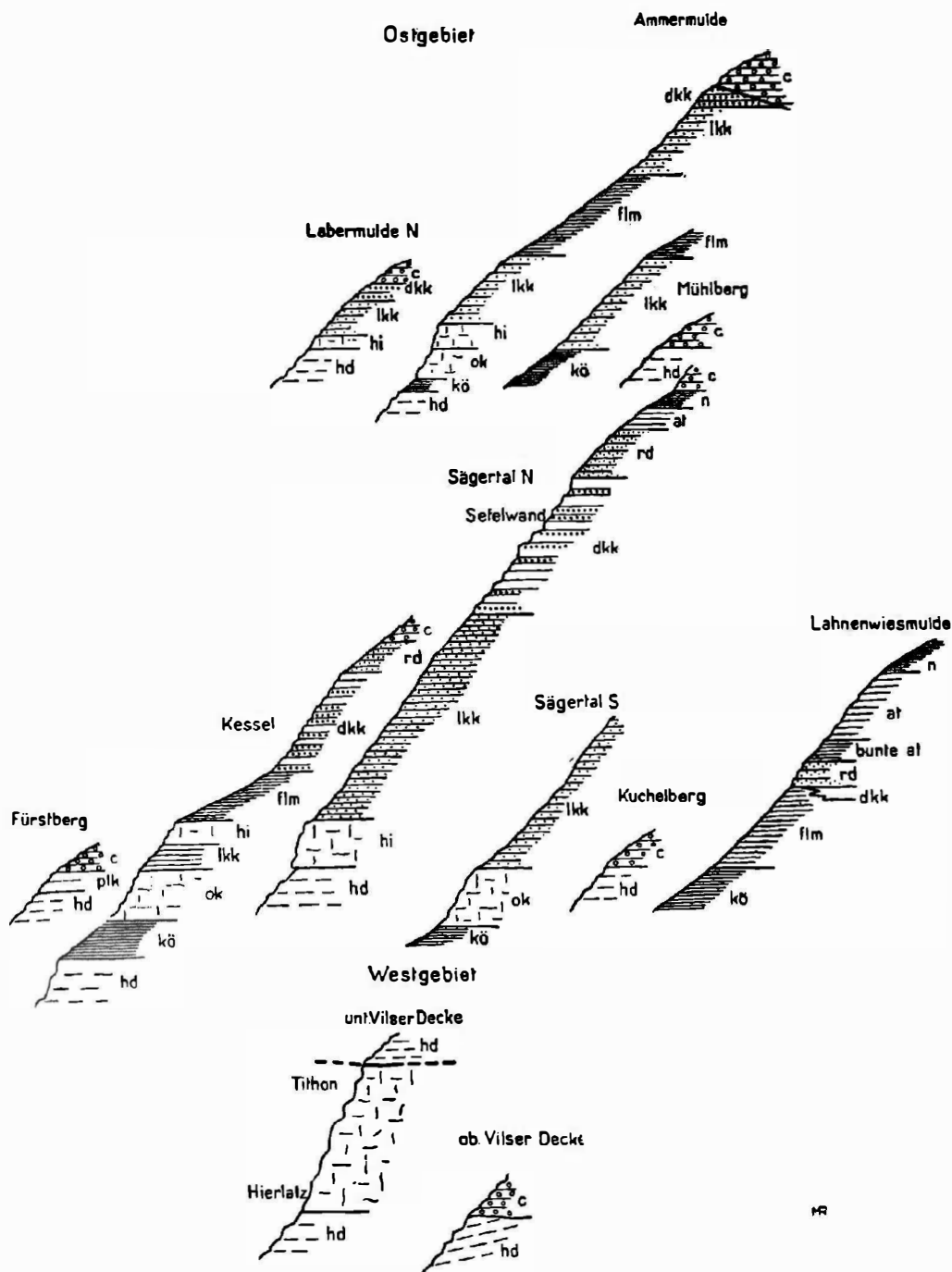


Fig. 10. Schichtprofil des Jura und der Unterkreide der Lechtaldecke. 1:7500.

hd Hauptdolomit
 plk Plattenkalk
 kö Kössener Schichten
 ok Oberhättkalk
 hi Hierlatzkalk
 flm Fleckenmergel
 lkk Liaskieselkalk

dkk Doggerkieselkalk und Doggerkalk
 rd Radiolarite
 at Aptychenschichten
 n Neokom
 c Cenoman
 punktiert: Kieselfazies.

Für den Malm in Kieselfazies kann eine Mächtigkeit von 50 bis höchstens 80 m angenommen werden. Im Vergleich mit der Mächtigkeit der Mergelfazies ergibt sich, daß die Sedimentation der Radiolarien-Kieselsedimente sehr viel langsamer vor sich geht als die der Mergelsedimente.

An Fossilien fanden sich südlich vom Bäckensattel [G 15] in einigen Bänken massenweise Aptychen und *Rhynchoteuthis* sp. Außerdem sind die Radiolarien in den kieseligen Kalken meist recht gut erhalten, so daß sich einige wenigstens der Gattung nach bestimmen ließen. Es fanden sich:

Cenosphaera sp.

Rhopalastrum sp. sp.

Cenellipsis sp.

Triactoma sp.

Staurosphaera sp.

Theosyringium sp.

Staurodoras sp.

Dictyomitra sp.

Daneben massenhaft lose Stacheln.

Die Juragesteine der Kieselfazies bilden steilere Waldberge (z. B. Sulz und Rosseck westlich Linderhof [F, G 19, 20]), vor allem aber hohe Wände und Stufen. So werden die steilen hellen Wände nördlich vom Ammertal zwischen Linderhof und Graswang (Tischlahnerwand, Sölleswand, Hohe Wand [F 24 bis 26]) von Doggerkieselkalken aufgebaut, ebenso die steilen Kesselwände südlich vom Bäckensattel [G 14] (Tafel I, Bild 2). Im Walde oder auf Wiesen ist die Kieselfazies durch den unter dem Fuß knirschenden Boden leicht kenntlich. Der Gehängeschutt in diesen Gebieten besteht aus kleinstückigen, eckigen Brocken und Fragmenten.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

Betrachtet man die Faziesverteilung des Jura in unserem Gebiet, so scheint beim ersten Eindruck eine gewisse Unregelmäßigkeit zu bestehen. Diese macht jedoch beim genaueren Zusehen einer geordneten Gesetzmäßigkeit Platz. So ergibt sich beim Querprofil in der Richtung NW—SO im Westabschnitt und N—S im Mittel- und Ostabschnitt die Faziesreihe Kalkfazies—Mergelfazies—Kieselfazies für die Allgäudecke (Fig. 9) und anschließend: Kalkfazies—Kieselfazies—Mergelfazies für die Lechtaldecke. (Fig. 10.)

In dieser Anordnung tritt scharf die Stirn der Lechtaldecke heraus mit ihrer Kalkfazies, wie diese am schönsten in der Unteren Vilsederdecke entwickelt ist. Dabei ist das Fehlen von Kössnerschichten und Oberrhätalkalk eben für diese Stirnzone außerordentlich bezeichnend. Es bildet sich so eine Schwellenzone an der Stirn der Lechtaldecke heraus, die auch den Jura hindurch ihren Charakter als Schwellenzone bewahrt. Und beiderseits reiht sich daran die Zone der Kieselfazies an, die weiter nach N in der Allgäudecke und weiter nach S in der Lechtaldecke in die Mergelfazies überleitet. Heute dominieren in der Allgäudecke die Gesteine der Mergelfazies vollkommen.

Noch weiter im N gehen diese dann in der Allgäudecke in Kalkfazies über, wie das gerade noch nordöstlich der Hornburg zu sehen ist und wie das noch viel ausgesprochener etwas weiter im W in den Pfrontener Bergen der Fall ist. Hierin zeigt sich die Schwellennatur auch der Allgäudeckenstirn.

Die Kieselfazies erscheint so als lokale Bildung im N und S der Lechtaldeckenstirn und nur zur Bildungszeit der Radiolarite (oberer Dogger — unterer Malm) dringt die Kieselfazies ganz energisch in das Gebiet der Mergelfazies nach N und nach S vor und breitet sich über den ganzen westlichen Teil des kalkalpinen Sedimentationsraumes aus. Dabei darf aber nicht vergessen

Faziesverteilung des Jura zwischen Lech und Loisach.

NW	Westabschnitt.	Mittelabschnitt.	Ostabschnitt.
		Allgäudecke.	
	Kalkfazies im westlichen Teil der Höllenzzone NO der Hornburg. (Noch ausgesprochener weiter im W in den Pfrontener Bergen.)		Kalkfazies nicht aufgeschlossen.
	Reine Mergelfazies.	Reine Mergelfazies.	Reine Mergelfazies.
	Kieselfazies (angedeutet, vielleicht größtenteils durch die Überschiebung der Lechtaldecke verhüllt).	Kieselfazies im S sich einstellend, besonders im Dogger, größtenteils aber durch die Überschiebung der Lechtaldecke verhüllt.	Kieselfazies (angedeutet, größtenteils durch die Überschiebung der Lechtaldecke verhüllt).
Lechtaldecke.			
	Kalkfazies (Schwellenfazies) in der Unteren Vilserdecke und z. T. in der Oberen Vilserdecke.	Kalkfazies (Hierlatzkalk, z. T. Dogger- und Malmkalk) auf dem Nordflügel der Ammermulde schnellstens übergehend in	Kalkfazies (vorwiegend Hierlatzkalk). Vorgreifen der Kieselfazies bis zum Nordrand der Labermulde.
<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-size: small; margin-right: 5px;">vorne man benötigt bis an Geiselssteinquerkamm</div> <div style="font-size: 3em; margin-right: 5px;">{</div> <div style="font-size: 2em;"> <p>Kieselfazies in der Oberen Vilserdecke.</p> </div> </div>		Kieselfazies der Ammermulde.	Kieselfazies in Lias und Dogger der Ammermulde, im Lias durch mächtige Fleckenmergel aufgespalten.
	Reine Mergelfazies im SO der Hohenschwangauer Berge.	Reduzierter Jura der Lahnenwiesmulde in Kalk- und Mergelfazies.	
		Reine Mergelfazies weiter im Süden.	

werden, daß die Kieselfazies dieser Radiolarite mit ihren Radiolarien etwas anderes darstellt als die Kieselfazies der Lkk und Dkk, die ein reines Schwammnadlsediment sind. Aber auch in dieser Zeit bleiben zwei Gebiete reiner Kalkfazies bestehen: der Nordrand der Allgäudecke (Hindelang—Hornburg) und die Untere Vilsedercke.

Man kann in den Gesteinen der Kalkfazies Flachwasserabsätze erblicken, daher sind hier auch die meisten und größten Schichtlücken; die Gesteine der Kieselfazies sind in etwas tieferem und die der Mergelfazies in noch tieferem Wasser abgelagert. Faunistisch erhält man so eine Reihe: Brachiopoden (Kalkfazies) — Schwämme/Echinodermen (Kieselfazies) — Ammoniten (Mergelfazies).

Das Schema S. 77 zeigt die Faziesverteilung des Jura in unserem Gebiet, weitere Angaben im Zusammenhang mit Trias und Kreide finden sich im Abschnitt über die Entwicklungsgeschichte (S. 214 ff.).

III. Kreide.

(M. R.)

Unterkreide.

Neokom konnte in erheblicher Ausdehnung sowohl in den Hohenschwanger Bergen wie auch im Ammergebirge nachgewiesen werden, wo es zum erstenmal von RICHTER 1924 aufgefunden wurde. BÖSE und SÖHLE hatten die neokomen Ablagerungen teils als Fleckenmergel, teils als Aptychenschichten kartiert, trotzdem beiden die meist grünen Fleckenkalke oder Mergel in den „Aptychenschichten“ aufgefallen waren.

Schon seit langem bekannt ist dagegen das Vorkommen von Gault (Albien) im Schleifmühlgraben [F 8] („Höllc“), weitere Vorkommen konnten nicht aufgefunden werden.

Im Laber fehlen Absätze der unteren Kreide überhaupt, sie sind bereits der präcenomanen Erosion zum Opfer gefallen, Neokom der Allgäudecke liegt möglicherweise noch unter der Lechtaldecke begraben.

A. Neokom.

Die Grenzzone zwischen dem obersten Jura und dem Neokom ist, wie fast überall in den nördlichen Kalkalpen, vollkommen unscharf. Es ist daher außerordentlich schwierig, eine auch nur annähernd genaue Grenzziehung vorzunehmen. Denn es helfen hierbei weder der lithologische Charakter der Sedimente noch auch etwaige Fossilien, die gerade in der Grenzzone, von Aptychen abgesehen, völlig fehlen.

So ist das Neokom aufs engste mit den bianconegleichen Kalken der oberen Aptychenschichten verknüpft, woraus sich ergibt, daß eine Schichtlücke zwischen Jura und Unterkreide in unserem Gebiet nicht existiert. Es müssen daher auch die unteren Teile unseres Neokoms den tiefen Stufen desselben (Valendis zum mindesten) entsprechen.

Lithologisch kann das Neokom der Allgäudecke, in der es die größte Verbreitung hat, in drei Abteilungen zerlegt werden. Zuunterst liegt eine Gruppe von Kalken, die sich von den oberen Aptychenschichten nur durch die grünen und z. T. roten Farben und durch auftretende dunkle Flecken unterscheiden. Diese werden nach oben zu allmählich unreiner und mergeliger und leiten so zu der mittleren Abteilung grüner, mitunter auch dunkler schmieriger

Mergel über, denen, besonders im Liegenden, dünne Bänke grüner Fleckenkalke eingeschaltet sind. Abgeschlossen wird die ganze Serie dann durch einige Meter dunkelroter und grüner Mergel, die wahrscheinlich dem obersten Neokom angehören.

a) Die Basiskalke. Die Grenze gegen die liegenden Aptychenschichten wurde im Ammergebirge da angenommen, wo die weißlichen oder hellgrauen biancone gleichen Kalke grüne Farbtöne und den Charakter von Fleckenkalcken annehmen. Dies steht in Übereinstimmung mit der Grenze, die REISER 1922 bei Hindelang zwischen den Aptychenkalken des Malms und denen des Neokoms gezogen hat. Ebenso konnte NÖTH 1926 die grauen Fleckenkalke über den Aptychenschichten des Hochfellngbiets durch Fossilien als sicheres Neokom belegen.

Die grünen Farben dieser Basiskalke stellen sich so allmählich ein, daß eine nur angenäherte Grenzziehung möglich war.

Etwas höher wurde die Grenze Malm—Neokom in den Hohenschwangauer Bergen gezogen. Obwohl dies auf das Kartenbild nur geringen Einfluß hat, sei hier doch darauf verwiesen.

Im Gebiet Rohrkopf [G 8]—Pechkopf [F 9]—Weißerißkopf [F 10]—P. 1346 [F 11]—Schleifmühle im Lobental [E, F 11] ist der Übergang fast derselbe wie der eben aus dem Ammergebirge beschriebene. Auch hier gehen die biancone gleichen Aptychenschichten nach oben in mehrere Zehner von Metern mächtige grüne und rote, mergelarme Fleckenkalke über, die dann weiter oben in die mittlere Mergelgruppe überleiten. Hier wurde die Grenze nicht sofort mit dem Auftreten der grünen Kalke gezogen, sondern etwas höher in der Wetzsteinzone, die diesen Kalken eingelagert ist und etwa 20 bis 30 m unter der mittleren Mergelgruppe liegt. Diese Wetzsteinzone wird gegenwärtig allein ziemlich energisch abgebaut und zeigt auf den ersten Blick manche Ähnlichkeiten mit der Radiolaritserie. Es treten in ihr etwas kieselige, aber hornsteinfreie rote und grüne Kalke auf, die ebenbankig und bis 20 cm dick sind. Sie führen Mergelbestege und Aptychen, die Mächtigkeit beträgt wenige Meter.

Derartige Wetzsteinbrüche sind heute an folgenden Stellen in Betrieb: Grat zwischen Hammer und Drehgraben [F 8], Pechkopf WSW-Seite, Nordhang des Weißerißkopfs (Quellbäche des oberen Fällgrabens) und am Lobental ONO von P. 1346 bei der „Schleifmühle“.

Dieselbe Wetzsteinzone tritt auch im Ammergebirge auf, hier ebenfalls durch eine Reihe im Betrieb befindlicher Steinbrüche angezeigt. Allerdings fehlen die roten Kalke darin vollkommen, nur in den Steinbrüchen südöstlich vom Schartenköpfel [C 25] fand sich in den grünen Fleckenkalcken auch eine rote Mergellage von 20 bis 30 cm Dicke, die vielleicht als Analogon zu den roten Kalken der Hohenschwangauer Berge gedeutet werden kann. Hier wurde die Grenze nicht durch den Wetzsteinhorizont gelegt, sondern an die Basis der grünen Kalke, von der die Wetzsteine noch zirka 15 bis 20 m entfernt liegen. Um diesen Betrag differiert daher die Grenzziehung im Ammergebirge und den Hohenschwangauer Bergen.

Steinbrüche im Wetzsteinhorizont des Ammergebirges, die ebenfalls alle in kräftigem Abbau stehen, finden sich: im oberen Klausenbach [C, D 21], auf der Nordseite des Lauskopfs [D 22], auf der Ostseite des Wachsbüchels [C 23, 24] und südlich der Seekapelle [C 24], zuletzt eine Steinbruchsreihe südöstlich vom Schartenköpfel [C 25] (Tafel XVI, Bild 32). (Nördlich von der

letzteren liegt die lange Reihe der „Zeilbrüche“ in den grauen und roten Aptychenschichten.)

Die Eignung gewisser Schichten zu Wetzsteinen besteht darin, wie der Schliff zeigt, daß in dichter Kalkgrundmasse massenhafte Radiolarien, regelmäßig verteilt, liegen, deren Schalen noch aus SiO_2 bestehen. Reine Hornsteine oder Kalke mit geringerem Gehalt an Radiolarien sind ungeeignet.

Faziell etwas anders ist die Grenzzone im südlichsten Teil der Hohenschwangauer Berge südlich des Sattelzuges Klammgraben—Wütender Graben [G 7—G 9] entwickelt. Hier findet sich folgendes Profil: Über den bianconegleichen Kalken folgen zunächst unreinere, grünliche Kalke, dann grünliche oder graue Fleckenkalke von zusammen zirka 20 m Mächtigkeit. Über ihnen liegen gegen 10 m mächtige dunkelgraue Kalke mit schwarzen Hornsteinen, die sehr fleckenmergelähnlich sind und von BÖSE auch als Fleckenmergel karaktiert wurden. Dieselben schwarzgrauen Schichten liegen auch am Rehhüttl [G 8] im tieferen Neokom und zeigen hier wie dort die größte Übereinstimmung mit dem durch ROTHPLETZ 1886 bekannt gewordenen unteren Neokom vom Kühalpenbach bei Vils. Dieser Horizont geht dann rasch in grüne, immer dünnbankiger werdende Kalke über, die mehr und mehr von graugrünen schmierigen Mergeln ersetzt werden.

Die letzteren entsprechen der weiter oben geschilderten mittleren Abteilung unseres Neokoms, während die 20 bis 30 m mächtige, kalkigere Serie darunter der unteren Abteilung entspricht.

Die mit dem Vilser Neokom übereinstimmenden Schichten der unteren Abteilung fehlen nördlich des Sattels Klammgraben—Wütender Graben vollständig, während umgekehrt die Zone der Wetzsteine, die ihnen etwa entsprechen dürfte, sich im Süden nicht nachweisen ließ.

Im Ammergebirge läßt sich ein derartiger Faziesgegensatz nicht feststellen.

Wesentlich ist das Auftreten von Brekzien innerhalb des Wetzsteinhorizontes im Ammergebirge. Allerdings wurden sie nicht anstehend festgestellt, sondern nur im abgesprengten Schutt. Südöstlich des Schartenköpfels treten reine Aptychenbrekzien mit einzelnen lauchgrünen Partien auf. Das Bindemittel besteht aus dichter Kalkgrundmasse mit massenhaft *Calpionella alpina* LOR. und vereinzelt Radiolarien.

Nordöstlich vom Wachsbüchel P. 1365 [C 23] finden sich grobe Brekzien, die vorwiegend aus Hornsteinen des Lias, Doggers und der Radiolarite sich aufbauen und deren Größe mitunter 2 bis 3 cm erreicht. Diese Brekzien deuten auf die ersten mittelkretacischen Bewegungen hin; das Material stammt von S aus der Lechtaldecke (Kieselfazies des Jura).

Im Gelände verhalten sich die Basiskalke genau wie die Aptychenschichten des oberen Jura.

b) Die Zone grüner Mergel. An ihr ist das Neokom am leichtesten und sichersten zu erkennen. Die Hauptmasse wird durch gewöhnlich intensiv grüne, meist schmierige Mergel eingenommen. Dunkle Flecken finden sich häufig. Eingelagert treten dünne Bänke grünlicher Fleckenkalke auf, die vielfach Bänder oder Linsen grüner Hornsteine führen und reichlich Aptychen enthalten.

In den Hohenschwangauer Bergen sind dieser Abteilung mitunter Brekzienbänke eingeschaltet. So treten im Wütenden Graben [G 7] bis zu einigen Zentimetern grobe, aus grünlichen dichten Kalkgeröllen mit graumergeligem Bindemittel bestehende Bänke auf, die lokal in Aptychen-Belemnitenbrekzie

mit locker mergeligem Bindemittel überleiten. Ebenso finden sich hier weniger gut gerollte, nicht so gleichförmige Brekzien aus bis zu 3 cm großen, grünen und dichten Kalkbrocken; außerdem wurden hier Bänke eines dichten, grünen Kalks mit eingesprengten crbs- bis nußgroßen lauchgrünen Partien beobachtet.

Am Zusammenfluß von Dreh- und Remsgraben [F 8] und am Rohrkopf-NW-Grat [F, G 8] sind diese Neokombrekzien teils typisch, teils auch enthalten sie bis zu 5 cm große Gerölle von grauem kieseligen und spätigen Kalk (? Jura) und erinnern schon etwas an das Cenoman.

Im Ammergebirge wurden außer den oben erwähnten Brekzien in tieferen Teilen des Neokomprofils keine weiteren mehr beobachtet, lediglich auf der Ostseite des Lauskopfs [D 22] fanden sich in den Mergeln und Kalken der mittleren Abteilung eingeschaltet dunkelgraue, ziemlich grobe Sandkalkbänke. Sie bestehen aus massenhaften eckigen Quarzkörnern, etwas Glaukonit und einigen Fetzen von Biotit. Pyrit ist reichlich vorhanden und färbt diese Bänke bei der Verwitterung schmutzigbraun.

Da die mittlere Abteilung des Neokoms vorwiegend aus schmierigen Mergeln besteht, so bildet sie im Gelände (ähnlich wie die Fleckenmergel) gern feuchte Senken im Waldgebiet, so beim Ilg-Mösle [G 8] und Pechkopf-Südgrat [G 9] im Westabschnitt und auf dem Wachsbüchelkamm [C 23] und in den obersten Spitzgräben [D 24] im Ammergebirge.

c) Die obersten bunten Mergel. Die höchsten Neokomhorizonte werden von grünen und roten Mergeln eingenommen, die allerdings meist nur schlecht aufgeschlossen sind. An der Quelle nordöstlich P. 842 SW der Hornburg [G 6] finden sich tiefrote Mergel mit einzelnen grünen Flecken zusammen mit grünlich-rötlichen Kalken, grünlich-schwarzen Hornsteinen und dichten grünen Kalken. Die roten Mergel enthalten massenhaft *Globigerina cretacea* d'ORB.

Das bestaufgeschlossene Profil findet sich im Ammergebirge längs des oberen Klausenbaches [C, D 21], wo über grünen Mergeln die rote Serie in einer Mächtigkeit von einigen Metern liegt. Das alleroberste Neokom wird hier von schwärzlichgrünen weichen Mergeln eingenommen, die bereits sehr gaultähnlich aussuchen und an der Grenze zu diesem stehen müssen, ja ihm sogar vielleicht angehören. Fossilien wurden nicht darin gefunden. Über ihnen folgen normal feine Kalkbrekzien des Cenomans als Flyschbasis.

Dieselben Schichten sind auch in den Hohenschwangauer Bergen auf der Thorkopf-N-Seite [G 7] unter der Basis der Lechtaldecke erschlossen, wo als jüngstes Neokom über den grünen Mergeln tiefrote und schwarzgrüne weiche Mergelschiefer auftreten.

Der Fossilinhalt des Neokoms beschränkt sich fast ausschließlich auf Aptychen. Außer den gewöhnlichen fanden sich weiter

Aptychus angulicostatus PICT. u. LOR. und *Duvalia* sp.

Erstere finden sich besonders an der Hornburg-NO-Ecke [F 7] und im Wütenden Graben in 1075 m Höhe, auch die *Duvalia* wurde dort von KOCKEL gefunden.

Bei „Auf dem Stein“ [D 24] fand RICHTER eine *Oppelia* sp.

Wie die Dünnschliffe zeigen, geht die *Calpionella alpina* LOR. in die Basis-kalke des Neokoms hinein bis zur Höhe des Wetzsteinhorizontes, wo sie noch vereinzelt auftritt. Mit dem Beginn der mittleren Mergelabteilung verschwindet sie sofort. Dieses Verschwinden kann, abgesehen von dem jün-

geren Alter dieser Abteilung, auch durch den Wechsel der Fazies erklärt werden. Umgekehrt tritt die *Globigerina cretacea* d'ORB. erst in den roten Mergeln des oberen Neokoms auf. (Nach REISER geht sie in den Hindclanger Bergen bis zur Basis des Neokoms hinab, während dafür umgekehrt Calpionellen fehlen.) Dagegen gehen Radiolarien in gleicher Weise durch das ganze Neokom hindurch. Meist sind sie allerdings umkristallisiert und daher unbestimmbar. Nur in Schliffen aus dem Wetzsteinhorizont südöstlich vom Schartenköpfel war eine Bestimmung möglich, hier fanden sich:

Cenosphaera sp.

Hagiastrum sp. sp.

Triactoma sp.

Stichiformis sp.

Rhopalastrum sp.

Stichocapsa sp.

Sonst zeigen die Schliffe nur eine dichte oder auch feinkristalline, graue Kalkgrundmasse, in der vereinzelt kleine eckige Quarzsplitter liegen. Die eingeschalteten Hornsteinlinsen sind durch allmählichen Übergang mit der Kalkgrundmasse verbunden und bestehen aus massenhaften umkristallisierten Radiolarien.

Fast dasselbe Neokomprofil hat NÖTH 1926 aus dem Hochfells-Hochkienberggebiet beschrieben mit einer reichlichen Fauna. Aus der Gleichheit der Profile kann vielleicht auf eine gewisse Übereinstimmung des Alters geschlossen werden. Auch in dem Gebiete von NÖTH ist ein allmählicher Übergang der Aptychenschichten des Malm in die des Neokoms festzustellen, zuunterst treten Fleckenkalke auf, die nach oben in Fleckenmergel übergehen. Nach der Fauna dieser beiden, die anscheinend unserer unteren und mittleren Abteilung entsprechen, handelt es sich um Ablagerungen der Valendis- bis Barrémestufe. Dann folgen darüber graue und rote Mergel, die eine Fauna des unteren und mittleren Apt enthalten. Und genau wie in unserem Gebiet treten zuoberst schwarze Mergel auf, die dem Gault sehr ähnlich sind und Fossilien des oberen Apt (Gargasien) führen.

Wir nehmen daher auch für unser Gebiet das gleiche Alter des Neokoms an, das demnach vollständig von unten bis oben erhalten ist. Die Mächtigkeit kann bis zu 150 m betragen.

Das „Normalprofil“ des Neokoms der Allgäu-Decke zeigt Fig. 9 (S. 74).

Erheblich geringere Verbreitung hat das Neokom in der Lechtaldecke. Hier findet es sich nur im Ammergebirge nordwestlich vom Bäckensattel [G 15] in Form grüner Kalke mit Linsen schwarzer Hornsteine und einzelnen dünnen Mergellagen. Weiter tritt Neokom im Kern der Lahnenwiesmulde auf, der gerade noch im S in das Kartengebiet am Reitweg zur Enningalpe [N 24] hereinragt. Hier stehen grüne Mergel und Mergelkalke an, die weiter nach SW — schon außerhalb des Kartengebietes gelegen — sehr gut aufgeschlossen sind am neuen Weg aus der Elmau nach Garmisch. Dort besteht das Neokom überall aus grünen und grauen schmierigen Mergeln, denen die Inntaldecke des Kramers aufgeföhren ist.

B. Gault (Albien).

Ein Zusammenhang des Gault, der nur im Schleifmühlgraben bei der Hölle [F 8] sicher nachgewiesen ist, mit den im vorigen Abschnitt beschriebenen schwarzgrünen Mergeln des obersten Neokoms besteht nicht. Der Gault ist in der Hölle auf eine längere Strecke gut aufgeschlossen und geht nach Süden in Cenoman über, während er im Norden unmittelbar an Flysch (Höllensandsteine) mit einer Störung grenzt. Es fehlt daher eine sichtbare Liegendgrenze,

so daß über den Zusammenhang zwischen Gault und Neokom nichts ausgesagt werden kann.

Petrographisch handelt es sich um schwarzgrüne, polyedrisch zerfallende, auf den Klufflächen braune Eisen- und Manganhäute zeigende feine Mergel. Weiße Calcitadern wittern erhaben heraus. Der Gault der Hölle ist dem von Vils sehr ähnlich, doch kommen im Gegensatz zu diesem auch glimmerige, etwas schiefrige Mergel mit eingelagerten, bis 10 cm dicken Bänken von glaukonitisch-kalkigem Sandstein vor. Diese Gesteine finden sich sowohl im W, wo der Schleifmühlgraben die OW-Richtung verläßt, als auch im O bei P. 1000, wo er in diese Richtung einschwenkt.

Die Mächtigkeit ließ sich nicht ermitteln.

Der Gault der Hölle ist bereits seit OPPEL bekannt (cit. nach BÖSE 1894, S. 23). Der Fossiliste von BÖSE (S. 24) konnte nichts Neues zugefügt werden.

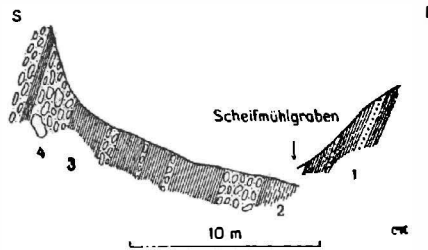


Fig. 11. Übergang Gault—Cenoman in der Hölle (Schleifmühlgraben).

- 1 Glaukonit sandstein, Platten, eingeschaltet in
- 2 Gaultmergel
- 3 Cenomanmergel
- 4 Cenomankonglomerat, bzw. Brekzie.

Nach liebenswürdiger Mitteilung von Herrn Prof. DACQUÉ lassen sich die Bestimmungen der in München liegenden Exemplare im wesentlichen aufrechterhalten. Es fanden sich:

<i>Lytoceras Agassizianum</i> PICT. u. LOR.	<i>Parahoplites Milletianus</i> d'ORB.
<i>Schloenbachia</i> cf. <i>Roissiana</i> d'ORB.	<i>Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus</i>
<i>Hamites Nerthensis</i> MATH.	LEYM.
<i>Ptychoceras</i> sp.	<i>Douvilleiceras mammilare</i> SCHLOTH.
<i>Desmoceras (Puzosia) Mayorianum</i>	<i>Belemnites</i> sp.
d'ORB.	<i>Inoceramus</i> sp.

Außerdem Fischzähne und -schuppen sowie Pflanzenreste.

Die meisten der Fossilien gehören dem unteren Albien an (Zone IV nach Jakob), nur *Desmoceras (Puzosia) Mayorianum* d'ORB. weist auf oberes Albien.

Die Fossilien liegen alle in den schwarzgrünen feinen Mergeln und zeigen gewöhnlich noch die weiße, etwas opalisierende Schale.

Von ganz besonderer Bedeutung ist die Tatsache, daß der Gault der Hölle nach oben allmählich in das Cenoman übergeht, ohne daß eine auch nur annähernd genaue Grenze zu finden wäre (Fig. 11 und Tafel II, Bild 3). Von einer präcenomanen Faltung ist hier keine Spur zu sehen. Im nächsten Abschnitt wird hierauf noch näher eingegangen.

Oberkreide.

Schon lange ist die große Verbreitung cenomaner Ablagerungen in unserem Gebiet bekannt. Allerdings ist diesen auf den früheren Karten vielfach eine zu große Ausdehnung gegeben worden, so bei GUMBEL 1858 oder auf der Ammer- und Labergebirgskarte von SÖHLE 1897, 1899. Im Gegensatz dazu stehen wenige, mehr sporadische und zusammenhanglose Vorkommen von Gosauschichten. Es ist das Verdienst von SÖHLE, diese entdeckt und durch Auffinden von Fossilien dem Alter nach sichergestellt zu haben. Zur Gosau wurden ferner noch einige weitere Vorkommen gerechnet, die allerdings nicht durch Fossilien belegt werden konnten.

C. Cenoman.

Aus paläogeographischen Gründen wird zuerst das Cenoman der Allgäu- decke, dann dasjenige der Lechtaldecke beschrieben.

1. Allgäu- decke. Das Cenoman greift in dieser nicht tiefer als auf Fleckenmergel (in der südlichsten Allgäu- decke). Weiter im Norden liegt es auf Radiolariten, Aptychenschichten oder auch Neokom. Überall tritt es aber deutlich transgredierend auf. Nur eine Zone fällt heraus: die Höllen- zone [F 8] im Westabschnitt. Hier entwickelt sich das Cenoman ganz all- mählich aus dem Albien. Wegen der Bedeutung dieser Zone sei sie im fol- genden etwas eingehender geschildert (vgl. Fig. 11).

Geht man in der Hölle von N nach S, so finden sich in den feinen Gault- mergeln zunächst einige vereinzelt, nuß- bis apfelgroße Gerölle sowie Kohle- stückchen eingestreut, weiterhin reichern sich diese Gerölle lagenweise an und treten schließlich zu Konglomeratbänken zusammen. Diese wechseln immer noch mit schwarzgrünen Mergeln vom Typ der Gaultmergel ab, be- sitzen aber bereits völlig das Aussehen des Cenomankonglomerates. So er- folgt ganz unmerklich der Übergang von mergeligem Gault in konglomerati- sches Cenoman (Tafel II, Bild 3).

Im Gebiet der Hölle geht also das Cenoman konkordant und allmählich aus seinem Liegenden hervor.

Das Höllencenoman ist vorwiegend konglomeratisch entwickelt (bis 10 m mächtige Konglomeratbänke) und läßt sich nach SW in der Richtung auf die Hornburg zu noch ein Stück weiter verfolgen. Überall sind die Konglomerate von der Hornburg bis zum Sperenmösl [E 10] aufgeschlossen. Teilweise wer- den sie sehr grob, so läßt sich in der Hölle z. B. eine 2×3 m große Platte von Liaskieselkalk darin beobachten. Die Komponenten der Konglomerate stam- men zum größten Teil aus dem Jura, am meisten fallen die schwarzen Lias- kieselkalke und die braunen Doggerkieselkalke auf. Ferner finden sich bräun- liche Doggerspatkalke, Fleckenmergel, Aptychenschichten (teils grau, teils rot), Hierlatzkalke mit Brachiopoden. Schließlich kommen auch bis kopfgroße Blöcke von grobem Cenomansandstein darin vor. Unter den Komponenten finden sich also nicht wenige Gesteine, die es anstehend in der Nähe heute gar nicht gibt, sondern die sich erst weiter östlich und südöstlich im Ammergebirge in der Lechtaldecke auf primärer Lagerstätte finden (Jura in Kieselfazies). Das Bindemittel der Konglomerate ist sandig- tonig, im Gegen- satz zu den gewöhnlichen cenomanen Konglomeraten ist es nicht rot gefärbt, sondern grau oder grünlich.

Mit den Konglomeratbänken wechseln schwarze, selten auch dunkle rote Mergel ab, denen feinkonglomeratische Bänke und Sandsteine eingeschaltet sind. Nach Osten zu tritt diese Ausbildung mehr in den Vordergrund.

Das normale Hangende des Höllencenomans ist nur im Hammergraben [F 8] erhalten (Gosau), sonst ist der Kontakt stets eine Überschiebung.

An Fossilien fand sich nur im Hammergraben *Orbitolina concava* LAM. Die Mächtigkeit des Höllencenomans mag zirka 50 m betragen, im Hammergraben noch weniger.

Nur in der Höllenzzone ist primäre Konkordanz des Cenomans mit seiner Unterlage und Übergang in diese vorhanden, schon in der ganzen übrigen Allgäudecke liegt es überall transgressiv auf seiner Unterlage. So in den Hohenschwangauer Bergen teils auf Neokom, teils auf Malm-*Aptychen*-schichten. Das Cenoman besteht hier aus Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten. Die Komponenten dieser werden bis faustgroß und sind meist schlecht gerollt. Genau wie in der Höllenzzone treten reichlich Gesteine des Kieseljura auf, daneben aber auch Oberrhätkalk.

Im Bennadoppelfenster [K 7] fand KOCKEL ebenfalls Oberkreide in der Fazies von Kreidenschiefeln, grobglimmerig und Pflanzenhäcksel führend. Das genaue Alter und die Verbandsverhältnisse zum Liegenden (wahrscheinlich Neokom) sind nicht restlos zu klären, Konglomerate fehlen hier völlig. (Ähnliche Kreidenschiefer kommen in den Vilser Alpen in der Allgäudecke derselben Zone vor, doch sind ihnen dort Konglomeratbänke eingeschaltet. Im Schlift zeigt das Gestein die größte Ähnlichkeit mit den Foraminiferen führenden Mergeln der Gosau vom Schrecksee südlich Hinterstein. Möglicherweise sind diese Gesteine daher zur Gosau zu stellen.)

Im Ammergebirge findet sich Cenoman in der Allgäudecke nur an zwei Stellen: zwischen Neokom und Flysch vom Klausenbach [C 21] an nach Osten und in der weiteren Umgebung des Hennenkopfs [E 21, 22], hier einen ausgedehnten Flächenraum einnehmend.

Nördlich vom Klausenbach tritt sicher nachweisbares Cenoman über den schwärzlichgrünen Mergeln des obersten Neokoms als unmittelbares Liegendes der Reiselsberger Sandsteine auf. Es finden sich hier graue Sandkalk und feine Kalkbrekzien, die, wie die Untersuchung der Schliffe ergeben hat, Orbitolinen führen. Nach dem Hangenden zu gehen sie rasch in Reiselsberger Sandsteine über. Es ist anzunehmen, daß auch diese noch teilweise dem Cenoman angehören (siehe Flyschabschnitt). Die Mächtigkeit der Sandkalk beträgt höchstens etwa 30 m.

Größere Ausdehnung besitzt das Cenoman im Kälberalpfenster rund um den Hennenkopf. Hier transgrediert es im Norden über *Aptychen*-schichten, im Süden über Radiolarite oder Fleckenmergel (Tafel II, Bild 4). Es besteht fast ausschließlich aus groben Konglomeraten und Brekzien, seltener sind grobe Sandsteine. Mergel finden sich in einem Zuge südlich vom Hennenkopf und Laubeneck-Ostgipfel [E 23]. Die Komponenten des groben Cenomans sind: Hauptdolomit, der aber gegenüber den übrigen Komponenten stark zurücktritt; ebenso sind Kössenerschichten nicht sehr häufig; Hicrlatzkalk findet sich mitunter in einzelnen Partien massenhaft, südlich unter dem Hennenkopf kommen ganze, bis $\frac{1}{2}$ m große, eckige Blöcke vor; die Hauptbestandteile aber sind Liaskieselkalke und Doggerkalke, beziehungsweise Kieselkalke, die bis kopfgroße Gerölle und Brocken bilden. Ebenso häufig

finden sich Radiolarite, stellenweise in eckigen Blöcken bis $\frac{1}{2}$ m Größe auftretend, und Aptychenschichten.

Die Mächtigkeit des Cenomans im Hennenkopfgelände läßt sich nur ungenau angeben, sie mag aber 200 m übersteigen.

Im Laber ist Cenoman der Allgäu-Decke nur an einer einzigen Stelle südlich vom Ammertalgraben [D 34] erhalten. Zwischen Moräne und Gehängeschutt tauchen in einem kleinen Fleck anstehende Sandsteine mit Orbitolinen auf. Im Liegenden finden sich Fleckenmergel und Radiolarite, im Hangenden, jenseits einer Lokalmoräne, der Wettersteinkalk der Lechtaldecke.

2. Lechtaldecke. Noch interessanter, wenigstens was das präcenomane Relief anlangt, ist das Cenoman innerhalb der Lechtaldecke östlich vom Geiselsteinkamm und Lobental. Hier scheiden sich scharf drei W—O verlaufende Zonen voneinander: die nördliche folgt dem Stirnrand der Lechtaldecke, hier transgrediert das Cenoman auf Hauptdolomit. Die mittlere Zone folgt der Ammermulde, hier liegt das Cenoman überall auf den verschiedenen Schichten des Jura, beziehungsweise auf Neokom im Kern der Ammermulde. Die dritte, südliche Zone im Südflügel der Ammermulde zeigt überall wieder das Cenoman auf Hauptdolomit. Noch weiter südlich — schon in der Lahnenwiesmulde — ist dagegen Jura und Neokom von der präcenomanen Abtragung verschont geblieben. Daraus ergibt sich ohne weiteres die schon vorcenomane Anlage der Hauptmulden und -sättel in unserem Gebiete.

Entsprechend der eben skizzierten Verbreitung werden im folgenden die cenomanen Ablagerungen behandelt. Bemerkenswert ist das völlige Fehlen von Cenoman in der Unteren Vilsederdecke, obwohl der Schichtbestand in dieser lokal bis zum Malm hinaufreicht.

In der Oberen Vilsederdecke enthält der Falkensteinzug westlich des Kartierungsgebietes am Weißenseeufer auf Hauptdolomit transgredierendes Cenoman in folgender Reihenfolge:

Süd

Hauptdolomit

wenige Dezimeter Brekzie, die in grobe fossilführende Sandsteine übergeht

zirka 50 m Mergel

zirka 50 m Konglomerate

Nord

Dieses hangende Konglomerat setzt sich größtenteils aus Juramaterial (Kalk- und zurücktretende Kieselfazies) sowie aus Oberrhätalkalk zusammen. Zuweilen ist rotmergeliges Bindemittel vorhanden (sogenannter „B e n k e n e r M a r m o r“).

Im Gebiet unserer Karte konnte dieses zum Falkensteinzug gehörige Cenoman nur an einer Stelle ziemlich sicher nachgewiesen werden: der aus Hauptdolomit bestehenden westlichen Klippe des Falkensteinzuges zwischen Roß- und Sperenmösl [E 10] ist nördlich Cenomankonglomerat vorgelagert, das sich faziell stark vom Allgäu-Deckencenoman der Höllenzonen unterscheidet, dagegen die größte Ähnlichkeit mit dem oben beschriebenen Weißenseecenoman besitzt. In Lesesteinen und einzelnen Blöcken konnte in der Nachbarschaft der

östlichen Klippen des Falkensteinzuges ebenfalls Cenoman vom Typus Weißensee und, was sehr wesentlich ist, vom Typus des Benkener Marmors nachgewiesen werden, das sich ohne weiteres von dem dort relativ autochthonen Höllencenoman unterscheiden läßt.

Genau wie im Falkensteinzug transgrediert auch das Cenoman in der Oberen Vilserdecke der Hohenschwangauer Berge und längs der Stirnzone der Lechtaldecke im Ammergebirge auf Hauptdolomit. An der Südseite des Branderfleckens, P. 1622 [H 9] beginnt die Oberkreide mit 4 bis 5 m leidlich gebankten Brekzien, die mitunter durch eine bis 1 m mächtige Aufbereitungszone mit dem Untergrund verbunden sind. Darüber folgen mehr oder minder grobe Sandsteine, in denen sich massenhaft Orbitolinen finden, und frisch blaugraue Sandkalke. Nach oben schließen sich in größerer Mächtigkeit tonige, rötlichbraune Glimmersandsteine an, dann dünnplattige graue und grünliche Sand-schiefer, rote, braune und grüne feinsandige Mergel mit plattigen Kalksandsteinen und vereinzelt dezimeterdicken Kalkbänken.

Weiter gegen N nehmen die Konglomerate und Brekzien auf Kosten der Mergel mehr und mehr zu. So ist die Konglomeratserie an der Basis des Cenomans am Brandersehofen [H 8] 100 m oder mehr mächtig. Die wohlausgebildeten Konglomeratbänke von 1·5 m Dicke bilden steil gestellt den Gipfel des Brandersehofens selbst. Nur auf dessen Südseite treten verhältnismäßig spärliche Mergel auf, auch hier das stratigraphisch Hangende bildend. Die Zusammensetzung der Konglomerate ist relativ einförmig. In den hangenden Bänken kommen zwar auch hier Juragesteine vor, aber die liegenderen Bänke bestehen so gut wie ausschließlich aus Hauptdolomit und vereinzelt Brocken von Plattenkalk. Schon ganz nahe der Basis stellen sich außerdem schon Gerölle von Cenomansandstein ein.

Eine Gliederung des Cenomans weiter östlich läßt sich am Nordrand der Lechtaldecke im Ammergebirge nirgends durchführen. Grobe und feinere Bildungen vertreten sich überall wechselseitig. Nur in der Fortsetzung der Branderfleckenmulde nördlich unter dem Geiselstein gegen den Bockstall [G 12] zu bilden die Mergel das Hangende im Muldenkern. Hier zeigt sich folgendes Profil:

Nord

Hauptdolomit

zirka 150 m Konglomerate und Brekzien, vorwiegend aus Hauptdolomit bestehend

zirka 50 m Mergel

zirka 100 m Brekzien, vorwiegend aus Doggerkieselkalken und Hornsteinen bestehend

Doggerkieselkalk

Süd

Im Streichen dieser Mulde keilen die groben Konglomerate und Brekzien gegen Kenzen [G 14] und den Bäckensattel [G 15] zu aus, ebenso die Mergel des Muldenkerns. In der Umgebung von Kenzen und dem Bäckensattel besteht das Cenoman vorwiegend aus Sandkalken mit reichlich Orbitolinen und aus Feinbrekzien, deren Komponenten vorwiegend aus Hornsteinen des Lias und Doggers bestehen. So folgen westlich von Kenzen unmittelbar auf den Hauptdolomit graue Sandkalke mit Orbitolinen und feinen Hornsteinbrekzien, Kon-

glomerate fehlen. Nördlich davon, in der Fürstbergmulde, liegen über Hauptdolomit, beziehungsweise Plattenkalk der „Hinteren Gruben“ [E 14] und des Fürstberggipfels [F 14] wenige Meter Konglomerate, die fast ausschließlich aus Hauptdolomit, beziehungsweise Plattenkalk bestehen. An sie schließen sich unmittelbar Sandsteine und fossilführende graue Mergel an, die auf dem Südflügel dem Plattenkalk auflagern.

Eine Berichtigung sei hier noch angefügt: SÖHLE erwähnt und zeichnet auf seiner Karte Cenoman am Grubenkopf und bei den „Vorderen Gruben“ [F 15]. Er hat hierbei offenbar die beiden Scharfen westlich und östlich vom Grubenkopf miteinander verwechselt, denn in Wahrheit findet sich das Cenoman in den „Hinteren Gruben“ westlich vom Grubenkopf.

Ähnliche Verhältnisse wie am Branderschrofen zeigen sich im Gebiet um den Brunnenkopf [E 19], der auch morphologisch die meiste Ähnlichkeit mit dem Branderschrofen besitzt. Im Nordflügel der Brunnenkopfmulde treten mächtige bunte Konglomerate in einer Mächtigkeit von 150 bis 200 m auf, denen im Südflügel nur zirka 20 m mächtige einförmige Brekzien, die fast ausschließlich

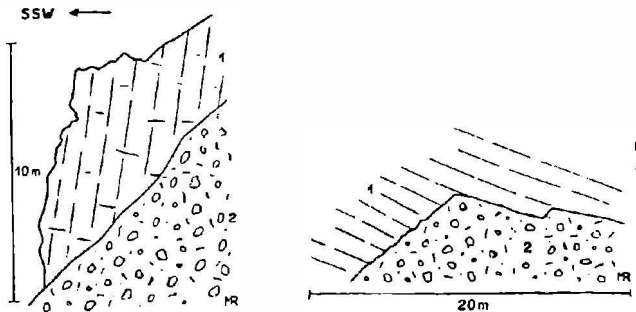


Fig. 12.

Cenomantransgression östlich unter der Kleinen Klammspitze.

Links Ansicht, rechts Grundriß.

1 Hauptdolomit

2 Cenomanbrekzie

aus Hauptdolomit bestehen und in diesen ganz allmählich übergehen, gegenüberstehen. Zwischen beiden schalten sich Sandsteine und Mergel ein. Die mächtigen bunten Konglomerate des Nordflügels enthalten neben Rhät und anderem Juramaterial massenhaft Blöcke von Hierlatzkalk, so liegt bei P. 1569 ein solcher von 2 m Länge.

Im Streichen gegen W werden die Mergel und die Hauptdolomitlekzien des Südflügels durch dieselben bunten Konglomerate ersetzt, die auch im Nordflügel auftreten.

Gegen die Klammspitze zu sieht man, wie dabei vielfach Bänke des Hauptdolomits durch die Transgression abgeschnitten werden (Fig. 12).

Im östlichen Teil des Ammergebirges, etwa vom Brunenberg [E 27] an, tritt wieder Cenoman der Lechtaldeckenstirn auf. Zuerst genau wie im W noch auf dem Hauptdolomit des Brunnenberges transgredierend (siehe unten). Dann aber geht die Transgression gegen das Ammerquertal zu und im Laber an der Stirn der Lechtaldecke weniger tief, da hier präcenoman und zum Teil auch schon präjurassische Abtragung nicht so weit hinabgreifen wie weiter im W in den bisher beschriebenen Gebieten. So liegt das Cenoman von den Rappen-

köpfen [E 28] an nach O fast nur noch auf Hierlatz, Liaskiesel- oder Doggerkieselkalk. Dieses Gebiet wird im folgenden zusammen mit dem Cenoman der Ammermulde behandelt.

Als Ausgangspunkt diene wieder die Branderfleckenmulde vom Geiselsteinkamm ab nach O. Bereits oben ist das Profil zwischen Bockstall und Geiselstein angegeben worden. Dort transgrediert im Nordflügel dieser Mulde das Cenoman über den Hauptdolomit des Bockstalls, auf dem Südflügel über Doggerkieselkalk des Geiselsteinfußes, hier mit Brekzien, die der unmittelbaren Unterlage entnommen sind. Im Streichen nach O schieben sich dann Aptychenschichten, beziehungsweise Malm in Kieselfazies als Liegendes des Cenomans ein. Am Bäckensattel hört das Cenoman im Kern der Ammermulde zunächst auf.

Es findet sich wieder im Dreisäulergraben [F 20] nordwestlich Linderhof. Im oberen Teil dieses Grabens besteht das Cenoman aus groben Konglomeraten, deren Komponenten aus schlechtgerollten bis kopfgroßen Geröllen von Liaskieselkalk, Doggerkalk und Doggerkieselkalk bestehen. Einzelblöcke werden bis über $\frac{1}{2}$ m groß. Die angegebenen Bestandteile der Konglomerate finden sich in gleichmäßiger Mischung. Diese Serie wird in der unteren Hälfte des Tobels überlagert von feinen graugrünen Mergeln und grünlichen Sandsteinen. Auch hier treten noch vereinzelte Blöcke von Liaskieselkalk wie auch kleine Geröllchen von diesem auf. (Diese Serie gehört wahrscheinlich schon zur Gosau.)

Von Graswang [G 26] an tritt das Cenoman in zwei Muldenzügen auf, in welche die bis dahin einheitliche Ammermulde ausläuft. Es ist die Labermulde im N und die eigentliche Ammermulde im S. In beiden greift das Cenoman über verschiedene Stufen des Jura (Lias und Dogger) hinweg. Südwestlich vom Hinteren Rappenkopf ist folgendes Profil erschlossen:

Nord

Hauptdolomit

feine Hornsteinbrekzien

grobes Blockmaterial von Lias- und Doggerkieselkalk (eine Scholle von Doggerhornstein erreicht z. B. eine Größe von 2×3 m)

grobe Sandkalke und Brekzien aus Kieseljurakomponenten

Liaskieselkalk

Süd

Bei dem groben Blockmaterial handelt es sich zweifellos um Sedimentation an einer steil aufragenden Küste.

Im Dickenwald enthält die vom Ammertal gegen den P. 1131 [F 29] zu aufsteigende Felswand grobe, scharfkantige Blöcke von Liaskieselkalk, die eine Größe von 80×40 cm erreichen können. Daneben finden sich aber auch ganz kleine sowie bis kindskopfgroße, ausgezeichnet gerundete Gerölle von Hornsteinen aus dem Liaskieselkalk, die nur durch Küstenversetzung neben das grobe, eckige Material gelangt sein können.

Im Laber herrschen ganz ähnliche Verhältnisse, nur daß sich hier das Cenoman besser untergliedern läßt als im Ammergebirge. Die einzelnen Gesteinstypen halten eine größere Regelmäßigkeit ein.

So bildet eine wechselnde Serie von Sandsteinen, Brekzien und Konglomeraten in ungestörten Profilen stets den liegenden Teil der Cenomanserie,

während die Mergel den hangenden einnehmen. Möglicherweise folgen an wenigen Stellen (östlich P. 1429 [E 31] der Labermulde, Achse der Ammermulde zwischen Lichtenstätt und Spitzschlaggraben [F 31, 32]) im Hangenden der Mergel nochmals Sandsteine, jedoch läßt sich ein Beweis dafür nirgends erbringen. Wahrscheinlich ist der mehrfache Wechsel Mergel/Sandstein an diesen Stellen nur der intensiven Spezialfaltung und Schuppung zuzuschreiben. Alles deutet darauf hin, daß die Schichtfolge: grobes Material unten, feines Material oben, im Laber wesentlich eine einmalige ist. Sie wiederholt so die Folge vom Branderschrofen oder vom Bockstall-Geiselstein und stimmt mit den Verhältnissen dort, wie auch mit denen südlich Linderhof im Südflügel der Ammermulde (siehe unten S. 92) ausgezeichnet überein.

In Wahrheit treten freilich die Mergel in den Cenomanmulden oft sehr einseitig auf und kommen dann gelegentlich auch mit älteren Gesteinen der Muldenflügel in unmittelbare Berührung. Das ist z. B. im Südflügel der Labermulde durch den ganzen Kern des Gebirges vom obersten Labergraben an bis über das Seelein [E 31—33] hinaus nach O der Fall. Doch hängt dies stets nur mit einseitigem tektonischen Bau zusammen. Ein Querprofil in der Nähe des Labergipfels [E 32] ergibt z. B. etwa folgendes Bild:

Nord

Hauptdolomit, Lias, Dogger

Transgression

zirka 80 m Sandsteine und Feinbrekzien

zirka 20 m grobe Konglomerate

zirka 50 m Sandsteine und Feinbrekzien

3 bis 20 m Mergel (Muldenachse)

Quetschzone aus Cenomansandsteinen, Lias, Rhät, Hauptdolomit

Hauptdolomit des folgenden Sattels

Süd

An einer noch stärker gestörten Stelle, am Paß südlich P. 1429 [E 31], zeigt der Cenomankern der Labermulde folgendes Bild:

Nord

Hauptdolomit (P. 1429)

Störung

Sandstein und Feinbrekzie, vorwiegend aus Kieseljura

Mergel

Störung

Hauptdolomit

Grobe Cenomanbrekzie, vorwiegend aus Hauptdolomit

Mergel

Sandstein und Feinbrekzie, vorwiegend aus Kieseljura

Bergsturz

Oberrhätalk

Süd

Noch weiter nach W, gegen die Kapellenwand [E, F 30] zu, läßt sich dagegen mehrfach beobachten, wie die Mergel einen normalen Muldenkern zwischen Flügeln aus Sandstein bilden.

In der Ammermulde sind grobe Konglomerate nicht ganz so selten wie in der Labermulde, doch bilden sie auch hier eine bestimmte, eng begrenzte Partie innerhalb der Sandstein-Feinbrekzien-Serie. Im unteren Spitzschlaggraben und westlich davon [F 32] tritt diese Konglomeratpartie wandbildend hervor. Auch hier bilden die Mergel überall das normale Hangende der Sandsteine. Wo sie, wie im Tieftal oberhalb P. 1082 [F 33], einmal mit dem Jura des Südflügels in Berührung treten, handelt es sich wieder um spezielle tektonische Verhältnisse. Die Sandsteine, die diese Mergel nördlich begleiten, fallen normal nach Süden unter sie ein.

Die Komponenten der Brekzien und Konglomerate sind im Laber dieselben wie weiter westlich, sie reichen vom Hauptdolomit aufwärts bis zu den Radio-lariten. Die der Menge nach bei weitem überwiegenden Feinbrekzien bauen sich vorwiegend aus Kieseljura auf. In den gröberen Gesteinen treten auch die anderen Komponenten mehr hervor, zugleich zeigt sich zunehmende Neigung zur Zurundung der einzelnen Brocken. In solchen Konglomeraten finden sich als Seltenheit Quarzbrocken bis über Haselnußgröße. Vom Untergrund zeigt sich das Gestein nur beschränkt abhängig. Östlich Ettal, wo das Cenoman auf Hauptdolomit transgrediert, ist dieser freilich überwiegender Bestandteil eines Basiskonglomerates.

Neuerdings ist der liegende Teil der Cenomanserie trefflich aufgeschlossen worden durch den Neubau der Straße Ettal-Oberammergau an dem Köpfchen westlich Lichtenstätt im N-Flügel der Ammermulde [F 30]. Am N-Ende dieses Köpfchens folgen sich wiederholt mehrere Meter mächtige Partien von grober Blockpackung und von Feinbrekzie. In beiden überwiegt Kieseljura; an einer Stelle ist ein Bankstück von Doggerkieselskalk von mehr als 2 m Länge und 30 cm Dicke einsedimentiert, ohne auch nur annähernd der Schichtfläche des Cenomans parallel orientiert zu sein. Es kann sich hier also nur um Bildungen der Brandungszone an einer Felsküste handeln. Nach oben (S) zu wird das Konglomerat weniger grobkörnig und seltener, auch legen sich Mergelbänkchen zwischen die nun vorherrschenden Feinbrekzien und Sandsteine.

Im übrigen kann man nicht sagen, daß die größten Gesteine im Laber stets an der Basis des Cenomans liegen, diese wird im Gegenteil oft von feinen Brekzien oder Sandsteinen eingenommen, denen höchstens einzelne Brocken des unmittelbaren Liegenden beigemischt sind. Diese Ausbildung kann hier als charakteristisch für die Transgression des Cenomans betrachtet werden.

Die Mächtigkeit der Sandsteingruppe im Laber beträgt 80 bis 150 m, ist aber häufig tektonisch reduziert.

In den Spezialfalten des Lichtenstättgrabens [F 31] läßt sich der lithologische Übergang von den Sandsteinen durch graue Brekzienkalke und Brekzienmergel in sandige und endlich fast sandfreie Mergel verfolgen. An vielen anderen Stellen ist aber der Übergang von den Sandsteinen viel schroffer und die Berührungsflächen zwischen Sandsteinen und Mergeln scheinen meist stark tektonisch mitgenommen. Gerade diese Übergangsschichten führen die meisten Fossilien, ihre gute Ausbildung im Lichtenstättgraben dürfte den Ruhm dieses klassischen Fossilfundpunktes begründen.

Auch in den höheren Teilen der meist grauen Mergel treten sandige Lagen auf, in denen man oft mit bloßem Auge die gelben und schwarzen Hornsteine des Jura erkennen kann. Von den Sandsteinen unterscheiden sie sich durch ihre große Weichheit. Auch Fossilbrekzien finden sich in diesen Lagen.

Die Mächtigkeit der Mergel im Laber kann bis über 100 m betragen. Da das Hangende nirgends erhalten ist, läßt sich ihre wahre Mächtigkeit nicht bestimmen.

Genau wie das Cenoman nördlich der Ammermulde (im westlichen und mittleren Teil) fast durchaus auf Hauptdolomit oder Plattenkalk transgrediert, so greift es auch südlich dieser Mulde über ältere Gesteine hinweg. Hier sind vor allem die neu aufgefundenen Vorkommen von Cenoman südlich Linderhof zwischen Ammerlängstal und dem Kuchelbergmassiv [I, K 18—20], beziehungsweise auf dessen Nordseite, zu erwähnen. In der Fortsetzung dieser Zone liegen die ebenfalls neu aufgefundenen Vorkommen auf der Südseite des Längstales zwischen der Elmau und dem Ammerquertal. Am instruktivsten sind die Aufschlüsse südwestlich Linderhof im Gebiet des Lindermoos [H 21], der Höllgräben [H 22] und der „G'hörigen Köpf“ [I 20] sowie in der Nordwand des Kuchelbergkopfes [K 19]. In dieser ganzen Zone transgrediert das Cenoman von N nach S über immer ältere Schichten. Dabei gleicht die lithologische Ausbildung und Gliederung am meisten der eben aus dem Laber beschriebenen, das Cenoman beider Gebiete geht ja auch glatt ineinander über.

Im Lindermoos transgrediert das Cenoman über den Oberrhätalkalk des Kirchenkopfs [H 20] und Rinnelecks [H 21], im unmittelbaren Anschluß daran über Kössenerschichten, die den Oberrhätalkalk heute überlagern (Spitzgraben, untere Höllgräben). Auf der Südseite des Kirchenkopfs beginnt das Cenoman mit groben Konglomeraten von wenigen Metern Mächtigkeit, darüber folgen sofort graue Mergel.

An den „G'hörigen Köpf“ [I 20] liegt es bereits über Plattenkalk, an der Basis besteht es hier aus bis gegen 100 m mächtigen Konglomeraten, deren Komponenten auffallend gut gerundet sind und in der Mehrzahl aus Hauptdolomit bestehen, Plattenkalk tritt dagegen zurück. Die Größe der Komponenten geht bis zu Faustgröße. Dieser Konglomeratzug läßt sich weiter nach O verfolgen, er streicht durch den oberen Spitzgraben [I 20, 21] in etwa 1250 m Höhe, dann nördlich vom P. 1362 vorbei, hier aus bis kopfgroßen Geröllen bestehend, es kommen sogar Brocken von 2×3 m Größe vor. ÖNO dieses Punktes wird er an einer Störung um zirka 200 m nach S zurückversetzt und läuft dann durch die ganzen oberen Höllgräben durch, hier mit einem schmalen Sattel von Hauptdolomit im Kern, an den sich beiderseits aus Hauptdolomit bestehende Brekzien und Konglomerate anschließen. Dieser Sattel verbindet sich zuletzt mit dem Hauptdolomit des Kuchelbergs ÖNO von P. 1609'5 (Brunnenköpfel [I 22]).

Ein weiterer Konglomeratzug streicht durch die unteren Höllgräben (östlicher Teil des Lettenwalds [H 22]) bis zum Elmautal, auch hier finden sich sehr grobe Brekzien und Konglomerate, die aus Hauptdolomit bestehen und vielfach einen ganz ungeschichteten Eindruck machen.

Im Muldenkern dieser Mulden liegen überall graue und grünliche Mergel, die vielfach schmierig und weich, an anderen Stellen bei höherem Kalkgehalt auch härtere Bänke bilden können. Eingeschaltet sind ihnen graue Kalkbänke, Sandkalke und Sandsteine, die Pflanzenhäcksel führen. Schwarze Mergel treten in den unteren Höllgräben auf.

Im Südflügel dieses Muldensystems transgrediert das Cenoman auf Hauptdolomit. Hier werden die untersten Lagen des Cenomans meist von Sand-

steinen oder feineren Brekzien, die ausschließlich aus Hauptdolomit-Komponenten bestehen, eingenommen.

Das südlichste, sich mit dem eben beschriebenen vereinigende Cenoman tritt in einem schmalen Streifen in den Nordwänden des Kuchelbergmassivs auf. Es besteht aus festen graugrünen Mergeln und grauen Kalken voller Orbitolinen, denen feine Brekzien eingeschaltet sind, deren Komponenten merkwürdigerweise nun nicht mehr Hauptdolomit, sondern vorwiegend schwarze Hornsteine des Liaskieselskalks sind. Die Mergel enthalten häufig Pflanzenreste. Dieses Cenoman wird vom Kuchelbergkopf an nach O von Hauptdolomit überschoben.

Aus der östlichen Fortsetzung dieses ausgedehnten Cenomans seien noch folgende Angaben gemacht. Mitten aus der postglazialen Aufschüttung der Elmau [H 23] ragen zwei kleine Hügel, die sich als anstehendes Cenoman entpuppten. Der nördliche besteht in seinem Nordteil aus Konglomeraten, deren Komponenten sich aus verschiedenen Bestandteilen zusammensetzen. Die Südseite wird dagegen von Brekzien gebildet, die fast ausschließlich aus Hauptdolomit bestehen. Orbitolinenführende Kalke sind hier eingeschaltet. Der zweite südliche Hügel zeigt auf seiner N- und W-Seite ebenfalls vorwiegend grobe Hauptdolomitbrekzien, auf den anderen Seiten dagegen brekziöse Kalke mit unbestimmbaren Korallenresten.

In der Fortsetzung dieser Zone liegen dann fort und fort Aufschlüsse auf der Südseite des Ammertales bis gegen das Ammerquertal zu und im weiteren Verlauf am Mühlberg östlich Ettal [G 33] und zuletzt südwestlich von Eschenlohe [D 38]. Überall treten hier Kalksandsteine, glaukonitische Sandkalke und Mergel auf, die im Ammertal stellenweise über sich noch Gosau tragen und vom Hauptdolomit des Dreierköpfels [H 24] überschoben werden. Die Vorkommen südlich von Dickelschwaig [G 27] bestehen vorwiegend aus feinen Brekzien, ebenso das östlichste Vorkommen dieser Art beim P. 852 südlich der großen Ammerquellen [G 28]. Dieses leitet bereits zu dem Cenoman der Ammermulde im Laber über, wo sich ja fast dieselben Verhältnisse zeigen wie in der eben besprochenen Südzone.

An vielen Stellen transgrediert hier das Cenoman im Südflügel der Ammermulde über Hauptdolomit hinweg, entsprechend dem Cenoman auf der Nordseite des Kuchelbergs. So am Mühlberg wenig südlich des Mühlberggrabens und bei Eschenlohe. Wenig nördlich vom Mühlberg liegt dagegen das Cenoman bereits auf Plattenkalk und weiter auf Kössenerschichten, entsprechend der Zone der „G'hörigen Köpf“—Lindermoos.

Als wesentlichstes Resultat ergibt sich so eine präcenomane Anlage und Entstehung der Ammermulde. Nördlich von dieser folgte vorcenoman der Sattel der späteren Lechtaldeckenstirn, südlich davon die Sattelzonen Kuchelberg—Dreierköpfel—Noth (Nordseite)—Mühlberg. In den beiden Sattelzonen liegt im allgemeinen das Cenoman auf Hauptdolomit, dazwischen in der Ammermulde auf jüngeren Schichten bis Neokom einschließlic. So ergibt sich die vorcenomane Ammermulde. Südlich der Sattelzone Kuchelberg—Mühlberg schalten sich rasch die fehlenden Schichtglieder wieder ein: zunächst unter dem Kieneck [I 24, 25] und der Karspitze [H 29, 30] Plattenkalk und Kössenerschichten, dann in der Lahnenwiesmulde eine Schichtenfolge bis zum Neokom aufwärts. Cenoman ist hier nirgends mehr erhalten. Dieses tritt dann erst

wieder in den Lechtaler Alpen in großer Ausdehnung auf, von wo es AMPFERER 1911 bekanntgemacht hat, aber hier überall auf Jura liegend.

Die Einzelheiten der präcenomanen Tektonik werden im nächsten Abschnitt dargestellt.

Eine Diskordanz zwischen Cenoman und Untergrund ergab sich exakt an zwei Stellen: an der Ahornspitz (östlich unter dem Branderflecken) [H 9],

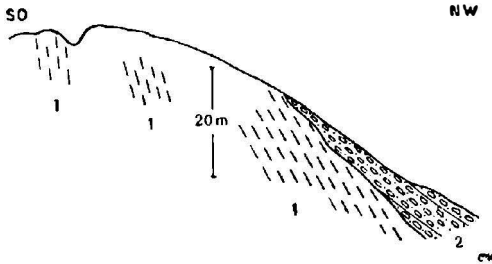


Fig. 13a. Cenomandiskordanz an der Nordseite der Ahornspitz.

- 1 Hauptdolomit, saiger bis 55° N fallend
- 2 Cenomanbrekzie, 45° NNW fallend.

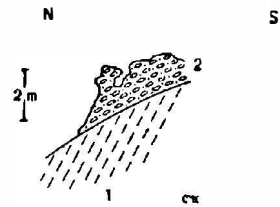


Fig. 13b. Cenomandiskordanz an der Nordseite der Ahornspitz.

- 1 Hauptdolomit
- 2 Cenomanbrekzie.

wo eine Winkeldiskordanz von 10° prachtvoll aufgeschlossen ist (Fig. 13). Die andere Stelle liegt südwestlich unter dem Brunberggipfel (P. 1529') [F 27], hier beträgt die Winkeldiskordanz sogar 20 bis 25° (Fig. 14). Sonst wird durch postcenoman, intensive Faltung meist eine völlige Parallelität von Unterlage und Cenomanbasis vorgetäuscht.

Die Gesamtmächtigkeit des Cenomans kann bis gegen 250m betragen.

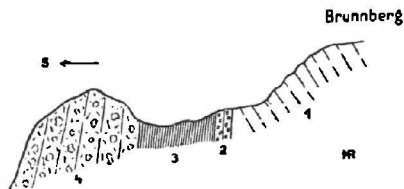


Fig. 14.

Cenomandiskordanz in 1410 m südwestlich unter dem Brunberggipfel.

- 1 Hauptdolomit
- 2 2-3 m Cenomanbrekzie, vorwiegend aus Hauptdolomit-Komponenten
- 3 zirka 15 m graue sandige Cenomanmergel
- 4 feine Cenomanbrekzien, vorwiegend aus Doggerkieselskalk.

Der Fossilinhalt ist mitunter beträchtlich, die reichste Fundstelle ist die durch SÖHLE bekannt gewordene, neuerdings durch SCHLOSSER 1924 revidierte im Lichtenstättgraben bei Ettal.

Etwas außerhalb des Kartengebietes haben die fossilführenden Sandsteine des Weißensees folgende Fauna geliefert:

Nautilus sp.
Cerithium sp.
Natica sp.
Venus faba SOW.

Cyprimeria sp.
Unicardium sp.
Cardium cenomanense d'ORB.
Crassatella sp.

Pectunculus cf. *marrotianus* d'ORB. *Ostrea* aff. *hippododium* NILSS.
Arca Galliennei d'ORB. *Terebratula phsedina* LAM.
Neithea quadricostata SOW. *Orbitolina concava* LAM.
Ostrea diluviana LAM.

BÖSE führt vom Branderschrofen [H 8] *Exogyra columba* LAM. und vom Branderflecken [H 9] *Neithea aequicostata* LAM. sowie Orbitolinen an.

In den Mergeln zwischen Bockstall und Geiselstein [G 12] fanden RICHTER und KOCKEL

Neithea aequicostata LAM. *Orbitolina concava* LAM.
Pecten orbicularis SOW.

und aus der Fortsetzung dieser Zone geben BÖSE und SCHLOSSER vom Kenzenköpfel [G 13] *Cidaris vesiculosa* GOLDF. an.

RICHTER fand in den Mergeln der Hinteren Gruben [F 14] beim Fürstberg

Turritella granulata SOW. *Pecten* sp.
Cerithium sp. *Lima* sp. sp.
Protocardium hillanum SOW. *Plicatula* sp.
Cardium sp. *Orbitolina concava* LAM.
Venus faba SOW. sowie schlecht erhaltene, unbestimm-
Neithea aequicostata LAM. bare Korallen.
Neithea longicauda d'ORB.

und in den Mergeln südwestlich unter dem Laubeneck [E 23] (Cenoman der Allgäudecke) das Bruchstück eines *Scaphites aequalis* SOW.

Zuletzt wäre die reiche Fauna des Lichtenstättgrabens [F 31] hier anzuführen:

<i>Nautilus laevigatus</i> SHARPE	<i>Trochus Geinitzi</i> REUSS
<i>Acanthoceras Mantelli</i> d'ORB.	<i>Fissurella depressa</i> GEIN.
<i>Hoplites curvatus</i> MANT.	<i>Dentalium medium</i> SOW.
— <i>falcatus</i> MANT.	<i>Neaera caudata</i> NILSS.
<i>Desmoceras Mayorianum</i> d'ORB.	<i>Corbula angustata</i> SOW.
<i>Hamites armatus</i> SOW.	<i>Pholadomya cenomanensis</i> SÖHLE
<i>Turritites tuberculatus</i> SOW.	<i>Goniomya designata</i> GOLDF.
<i>Phylloceras</i> aff. <i>Velledae</i> d'ORB.	<i>Panopaea</i> cf. <i>Gurgitis</i> BRONG.
<i>Cinulia incrassata</i> SOW.	<i>Thracia</i> aff. <i>royana</i> d'ORB.
<i>Terebra cingulata</i> SOW.	<i>Siliqua Petersi</i> REUSS
<i>Lispedesthes Schlotheimi</i> RÖM.	<i>Cyprimeria discus</i> MATH.
— <i>Parkinsoni</i> MANT.	<i>Venus faba</i> SOW.
<i>Harpagodes marginatus</i> d'ORB.	— cf. <i>rhotomagensis</i> d'ORB.
— <i>tuberosus</i> BRIART.	<i>Cardium cenomanense</i> d'ORB.
<i>Dimorphosoma calcaratum</i> SOW.	— cf. <i>productum</i> SOW.
<i>Turritella granulata</i> SOW.	<i>Protocardium hillanum</i> SOW.
<i>Eulima amphora</i> d'ORB.	<i>Eriphila</i> cf. <i>striata</i> SOW.
<i>Natica</i> cf. <i>lyrata</i> SOW.	<i>Lucina</i> div. sp. <i>indet.</i>
— <i>rotundata</i> SOW.	<i>Opis bicornis</i> GEIN.
<i>Solarium Reussi</i> NOETL.	<i>Astarte</i> cf. <i>similis</i> MÜNST.
<i>Neitopsis costulata</i> RÖM.	<i>Cardita</i> aff. <i>granigera</i> GUMB.

Nucula cf. Renauxiana d'ORB.

— *pectinata* SOW.

Leda semicircularis v. BUCH

Pectunculus obsoletus GEIN.

Cucullaea glabra SOW.

Arca Galliennei d'ORB.

— *carinata* SOW.

Modiola carditoides GEIN.

Pinna cretacea SCHLOTH.

Inoceramus mytiloides MANT.

Gervillia solenoides DEFR.

Neithea aequicostata LAM.

— *quadricostata* SOW.

— *quinquecostata* SOW.

Pecten orbicularis SOW.

Spondylus hystrix GOLDF.

— *latus* SOW.

— *striatus* SOW.

Plicatula inflata SOW.

Anomia papyracea d'ORB.

Exogyra conica SOW.

Platycyathus Orbigny FROM.

Flabellum cretaceum SÖHLE

Cycloseris cenomanensis E. u. H.

Aspidiscus cristatus LAM.

Leptophyllia patellata E. u. H.

— *cenomana* FROM.

Trochosmilia cenomanensis FROM.

— *complanata* GOLDF.

Astrocoenia decaphylla E. u. H.

Heliastrea corollaris E. u. H.

Synastraea Toucasi FROM.

— *splendida* FROM.

Siderastrea cretacea SÖHLE

Dendrophyllia granosior SÖHLE

Litharaea cretacea SÖHLE

Orbitolina concava LAM.

Hinzuzufügen sind hier noch Zähne von *Lamna* sp. sowie Pflanzenstengel.

Nahe dem Labergipfel fand STEINMANN *Trochosmilia cenomanensis* FROM.

Orbitolina concava LAM. findet sich überall, sowohl in den Mergeln wie auch in den Sandsteinen und feineren Brekzien. Gerade in den letzteren kommen die größten Exemplare vor bis zu 5 cm Durchmesser, während in den Mergeln nur kleine Exemplare auftreten. Der Hauptfossilreichtum des Cenomans liegt in den Mergeln; in den Sandsteinen und Feinbrekzien finden sich nur Orbitolinen und gelegentlich einmal Korallen.

In Schliffen fanden sich außerdem noch in den Mergeln und Kalksandsteinen nicht selten Globigerinen, Textularien und andere unbestimmbare Foraminiferen sowie häufig auch Radiolarien, die umkristallisiert sind und aus Chalcedon bestehen. Aus letzterem bestehen auch Schwammnadeln, die sich in manchen Schliffen nicht selten finden. Außerdem liegen in verschiedenen Schliffen (oberster Remsgraben [F 9] und nördlich Klausenbach [C 21]) Reste von Lithotamnen. Endlich wären noch Echinodermenreste anzuführen.

Lithologisch ist zu erwähnen, daß die Sandsteine neben den schon bei der makroskopischen Beschreibung angeführten Komponenten der Umgebung noch reichlich eckige Quarzkörner, ferner Muskovit, vereinzelt Biotit, dann Glaukonit und Pyrit enthalten. Die Mergel zeigen in einer meist durch Brauneisen bräunlich pigmentierten Kalkgrundmasse als Einstreulinge Quarzsplitter und Glaukonit.

Im Gelände bilden die Konglomerate unvermittelt aus dem Gras aufsteigende steile Bänke, Wände und Türme mit bezeichnend holperiger Oberfläche und in Bächen stets Wasserfälle. Als typisch sind hier zu nennen der Branderschrofen [H 8], der Brunnenkopf [E 19] und die Umgebung des Hennenkopfs [E 21, 22]. Wenn sich Mergel einschalten, ergeben sich steile grasige Hänge (Tafel I, Bild 1) mit hier und da herausschauenden Konglomeratbänken, die vielfach Steigeisen erfordern (Bockstall-Nordseite [F, G 12],

Hennenkopf-Nordseite). In den Zonen vorherrschender Mergel treten feuchte Almwiesen und steile Mergelabrisse auf (Branderflecken-Ostseite [H 9], Hirschwang [F 15], Cenoman nördlich vom Kuchelberg [I 20, 21], Tiefental—P. 1338—in der Hölle [F 33]). Die meist mürben Sandsteine treten im Gelände selten hervor. Nur ausnahmsweise (Labergipfel!) ist ihr Bindemittel so kieselreich, daß sie einen selbständigen Bergrücken aufbauen.

D. Cenomantransgression und vorcenomane Gebirgsbildung.

Von ganz besonderer Bedeutung ist das Cenoman als Indikator für die seiner Ablagerung vorangehende Gebirgsbildung. So sind seine Absätze typische Transgressionssedimente, deren Basis vom Neokom bis zum Hauptdolomit abwärts greift. Es ist uns durch eingehende Aufnahme gelungen, die präcenomane Gebirgsbildung in ihren Ausmaßen und ihrer Erscheinungsweise für unser Gebiet herauszuschälen. Insofern ist das Studium der cenomanen Absätze von einer ganz besonderen Bedeutung.

Das präcenomane Relief der Allgäudecke war im Gebiet der Hohenschwangauer Berge einfach. Denn überall liegt das Cenoman auf recht jugendlichen Schichten. Der Untergrund muß fast ausschließlich aus flachliegendem Neokom bestanden haben, demgemäß finden wir nicht nur das Cenoman im Gebiet von Rohrkopf und Pechkopf [F 8, 9] auf Neokom, sondern auch noch viel weiter südlich in der Bleckenau [K 7] (Bennafenster), wo das Liegende ebenfalls noch Neokom ist. Daß aber trotzdem gewisse tektonische Unregelmäßigkeiten vorhanden waren, erhellt aus der Tatsache, daß nördlich des Zuges Rohrkopf—Pechkopf im vorcenomanen Relief bereits die Bianconekalke der Aptychenschichten anstanden, während noch weiter nördlich das Cenoman sich aus dem Gault der Hölle [F 8] ganz normal ohne Schichtunterbruch entwickelt (Tafel II, Bild 3).

Deshalb wird aber das kleine Gebiet zwischen Hölle und Pechkopf in bezug auf das unmittelbare Präcenoman zu einem der wichtigsten in der ganzen Allgäudecke. Denn während durch die tektonischen Bewegungen zwischen Oberneokom und Cenoman das Meer fast völlig nach Norden verdrängt wurde, konnte es sich in einzelnen mehr oder minder isolierten Punkten am äußersten Nordrand der Allgäudecke noch halten. Und während wir sonst im ganzen Gebiet zwischen Lech und Loisach eine schwache Zusammenfaltung in der Allgäudecke während des „Gault“ beobachten, so daß bereits unmittelbar südlich der Höllenzzone das Cenoman dann über verschiedene Gesteine hinweggreift, haben wir zu gleicher Zeit in der Höllenzzone ununterbrochene Sedimentation vom Gault ins Cenoman¹⁾ (Fig. 11, S. 83).

Der Sandgehalt der Gaultsedimente kann aber trotz der zarten tektonischen Bewegungen nicht von Süden kommen, denn dort werden keine Sandmassen frei, sondern kann nur von Norden bezogen werden. Dagegen läßt sich der Kalkschlamm der Gaultmergel recht gut aus dem Süden, aus der Abtragung des Neokoms z. B. nördlich des Pechkopfs, erklären, wo ja das Cenoman über obere Aptychenschichten transgrediert. Das unmittelbar vor

¹⁾ Ebenso scheint auch weiter im W im Gebiet zwischen Hindelang und Unterjoch in der Randzone der Allgäudecke derselbe Übergang von Gault in Cenoman vorzuliegen (Nordseite vom Spiesser und Hotzenberg) wie in der Hölle.

Beginn der Cenomantransgression bestehende Relief kann daher nur wie in Fig. 15, 2 skizziert dargestellt werden.

Etwas mehr differenziert ist das präcenomane Relief weiter im Osten. Hier läßt sich folgendes feststellen:

Am Nordrand der Allgäudecke zeigen die Aufschlüsse am Klausenbach [C 21], daß hier das Cenoman ebenfalls über den jüngsten Schichten liegt, in diesem Fall auf oberem Neokom.

Weiter südlich, in der Umgebung der Oberen Alpe [E 20] und der Kleckelalpe [E 21], greift es bereits auf Aptychenschichten (Bianconekalk) hinab und noch etwas weiter südlich, im Kälberalpfcenster, auf Radiolarite (Tafel II, Bild 4) und Fleckenmergel. Der heutige Sattel der Kälberalpe [E 23] hebt sich dabei bereits im vorcenomanen Relief recht deutlich heraus. Denn wenn nördlich dieses Sattels das Cenoman über oberen Jura und Neokom transgrediert, im Sattel selbst aber auf Radiolarit oder Fleckenmergel, so ergibt sich daraus eben

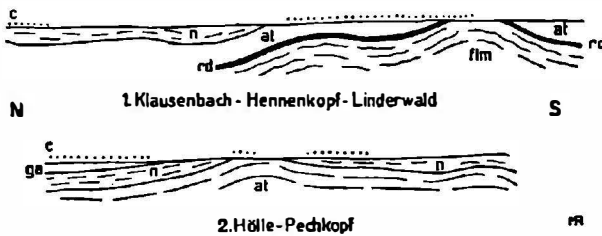


Fig. 15. Präcenomane Profile durch die Allgäudecke.
Zirka 1:75.000.

c heutige Verbreitung des Cenomans	at Aptychenschichten
ga Gault	rd Radiolarite
n Neokom	flm Fleckenmergel

ganz eindeutig, daß der Sattel als solcher bereits vorcenoman angelegt ist. Dies geht noch weiter daraus hervor, daß auch südlich der Fleckenmergel bereits wieder Radiolarite und Aptychenschichten anstehen ohne Cenoman.

Ebenso lassen sich aber schon axiale Schwankungen ganz gut ablesen. So transgrediert auf der Nordseite desselben Fleckenmergelzuges das Cenoman auf beiden Seiten des Sattels im Streichen im Westen über Aptychenschichten, dann fortschreitend nach Osten über Radiolarite, dann über Fleckenmergel, dann wieder über Radiolarite (nordwestlich der Kälberalpe), noch etwas östlicher über untere Aptychenschichten.

Auf der ganzen Südseite der Fleckenmergel sind dann bereits die Radiolarite und Aptychenschichten erhalten, ohne daß sich zwischen diesen und der unteren Trias der Lechtaldecke nochmals das Cenoman einstellen würde. Immerhin zeigt sich daraus, daß südlich des Kälberalpsattels wieder junge Schichten das vorcenomane Relief bilden. Fig. 15, 1 veranschaulicht diese Verhältnisse.

Im Laaber können keinerlei Schlüsse auf das vorcenomane Relief der Allgäudecke gezogen werden, da dort nur an einer Stelle etwas Cenoman in der Nähe von Fleckenmergel, Radiolariten und Aptychenschichten erscheint.

Werfen wir zuletzt noch einen Blick auf die Sedimentationsweise des Cenomans innerhalb der Allgäudecke, so ergibt sich etwa folgendes: Fast das ge-

samte klastische Material muß von Süden gekommen sein. Der Anteil des Materials, das von Norden gekommen sein mag, ist relativ gering. Hierzu gehören wohl die Quarze der Sandsteine sowie die in diesen auftretenden Glimmer. Alles übrige kommt von Süden, was damit übereinstimmt, daß das Cenoman in der Allgäudecke ja nach Norden zu über immer jüngere Horizonte transgrediert.

Eine direkte Abhängigkeit des groben Materials vom Untergrund zeigt sich nur in wenigen Fällen, so z. B. vom Pürschlinghaus bis zum Laubeneck [E 23, 24] hin, wo das Cenoman über Radiolarit liegt und auch vorzugsweise aus dessen Trümmern besteht.

Sonst hat das Material einen weiteren Weg zurückgelegt. Es finden sich Komponenten vom Hauptdolomit an aufwärts bis zum aufgearbeiteten cenomanen Sandstein selbst. Den größten Anteil haben Komponenten aus der Serie der Lias- und Doggerkieselkalke, den geringsten Hierlatzkalke, Kössenschichten und Hauptdolomit, besonders letzterer ist sehr selten. Da erhebt sich die Frage nach der Herkunft dieser Komponenten, da daraus weitere Schlüsse auf das vorcenomane Relief der Allgäudecke, das heute unter der Lechtaldecke begraben liegt, gezogen werden können.

Es läge nahe, besonders den massenhaften Jura in Kieselfazies, dem der größte Anteil in der Zusammensetzung des Allgäudeckencenomans zukommt, von der Lechtaldecke zu beziehen, wo heute diese Gesteine auch tatsächlich eine große Verbreitung im Ammergebirge besitzen. Trotzdem dürfte dieser Schluß nicht zutreffen. Denn da an der Stirn der Lechtaldecke das Cenoman über Hauptdolomit transgrediert und die Basis des Lechtaldeckencenomans nur Komponenten aus Hauptdolomit führt, so hätte das Material von Süden einen beträchtlichen Weg über die Geantiklinale hinwegnehmen müssen, die die Stirn der späteren Lechtaldecke vorzeichnete. Dafür ist aber kein Anhaltspunkt gegeben.

So liegt es näher, dieses Material in der Allgäudecke aus dieser selbst abzuleiten, d. h. von deren Südrand. Denn hier war ja aller Wahrscheinlichkeit nach, wie schon in Abschnitt II ausgeführt wurde, der Jura in der Kieselfazies entwickelt. Für diese Annahme der Herkunft des Materials spricht auch, daß der Hauptdolomit so außerordentlich selten im Allgäudeckencenoman ist. Wenn das Juramaterial von der Lechtaldecke abzuleiten wäre, dann müßte doch in erster Linie auch der näherliegende Hauptdolomit der Lechtaldeckenstirn mit abgetragen und nach Norden in die Allgäudecke verfrachtet worden sein.

Daraus ergibt sich aber, daß auch während der cenomanen Sedimentation Allgäu- und Lechtaldecke voneinander geschieden waren wie zuvor im Jura.

Auf den ersten Blick kompliziert, bei näherem Zusehen aber von einfacher Großzügigkeit, liegen die Verhältnisse innerhalb der Lechtaldecke. Viel klarer als in der Allgäudecke tritt hier ein breiter Falten- und Schollenbau heraus.

Ganz einfach ist der westlichste Teil unseres Gebietes, wo innerhalb der Oberen Vilsedercke lediglich der Hauptdolomit das präcenomane Relief einnahm. Nördlich der heutigen Ahornspitze [H 9] fielen dessen Schichten mit 10° nach N. ein. Präcenoman muß daher das dortige Gebiet der Oberen Vilsedercke ein Hochgebiet gebildet haben, von dem die höheren Trias- und Juraschichten gerade bis zum Beginn der cenomanen Transgression abge-

tragen worden waren. Dies erweist sich von erheblicher tektonischer Bedeutung, denn alle Teile des Gebietes, in denen Cenoman auf Hauptdolomit transgrediert, erweisen sich so einwandfrei als dieser Zone, d. h. der Oberen Vilsederdecke, angehörig, damit also auch der Klippenzug des Falkensteins.

Die Frage, weshalb gerade dieses westliche Gebiet der Oberen Vilsederdecke als Hochgebiet angelegt war, kann wohl nur so beantwortet werden, daß bereits vorcenoman die Obere auf die Untere Vilsederdecke hinaufbewegt war. Das würde außerdem sowohl die vorcenomane Erhaltung der Jurakalke als auch das völlige Fehlen von Cenoman im Gebiet der Unteren Vilsederdecke erklären.

Schreitet man von den Hohenschwangauern nach Osten zu fort, so zeigt sich deutlich die Einschaltung eines vorcenomanen Muldenzuges mit junger Schichtfüllung, der auch heute noch in gleicher Weise unsere Nordzone von der Südzone trennt. Genau wie heute wurden auch vorcenoman schon die Muldenflügel im Norden und Süden von älteren Gesteinen gebildet und Schritt für Schritt kann die Transgression über immer jüngere Schichten nach dem Muldenkern zu verfolgt werden.

Der Nordflügel der Mulde ist die heutige Stirn und vorcenomane Geantiklinale der Lechtaldecke. Hier transgrediert fast überall das Cenoman über Hauptdolomit oder gering mächtigen Plattenkalk. Erst weiter im Osten, beiderseits des Ammerquertales, schalten sich auch geringmächtige Lagen verschiedener Juraglieder zwischen Cenoman und Hauptdolomit ein, die in queren Senken und Dellen von der vorcenomanen Abtragung eben verschont blieben.

Der Schwellencharakter der Stirn der Lechtaldecke hat somit von der oberen Trias an bis zur cenomanen Transgression fort und fort bestanden.

Geht man von der Lechtaldeckenstirn nach Süden, so bilden zunächst Schritt für Schritt immer jüngere Schichtbänder das Liegende des Cenomans. Daraus ergibt sich ein vorcenomanes Einfallen der ganzen Serie von der Schwelle weg nach Süden (südlich vom Brunenberg fiel der Hauptdolomit 20 bis 25° nach S ein). Ein tektonisches Bild, wie es genau in derselben Weise auch heute noch auf der Karte zum Ausdruck kommt. Entsprechend findet sich das Cenoman über Hierlatzkalk, weiter südlich über Lias- und Doggerkieselskalk, ja im Gebiet des Bäckensattels [G 15] sogar über Aptychenschichten und Neokom. Und ganz entsprechend greift das Cenoman vom Kern der Mulde aus nach Süden wieder über immer ältere Bildungen über, wie sich am schönsten in der Gegend von Linderhof nachweisen läßt. Während noch bei Linderhof selbst die Liaskieselskalke den vorcenomanen Untergrund bildeten, standen zu Beginn des Cenomans etwas weiter südlich bereits Oberrhätalkalk und Kössenschichten an. So transgrediert im Lindermoos [H 21] Cenoman über Oberrhätalkalk, etwas südlicher im Spitzgraben und Lettenwald [H 20, 21] schon über Kössenschichten. Dann westlich der „G'hörigen Köpf“ [I 20] über Plattenkalk und anschließend sogar über den Hauptdolomit des Kuchelbergmassivs [K 19, I 20, 21].

Es hebt sich somit ein zweiter Streifen heraus, in dem zu Beginn des Cenomans das Relief durch Hauptdolomit gebildet wurde und von dem aus die Schichten vorcenoman nach N fielen. Dieser Streifen läßt sich ganz deutlich verfolgen vom Kuchelbergmassiv an in die Hauptdolomitwände unmittelbar südlich des Ammertales und weiter zum Mühlberg [G 33] im Laber und nach Eschenlohe.

Überall transgrediert in diesem Streifen das Cenoman auf Hauptdolomit, und daß es sich bei diesem um einen vorcenomanen Sattel handelt, geht daraus mit Sicherheit hervor, daß weiter südlich sofort wieder jüngere Schichten vorhanden sind. So Plattenkalk zwischen Kreuzspitz und Kuchelbergkopf [L 18], Plattenkalk und Kössenerschichten unter dem Kieneck

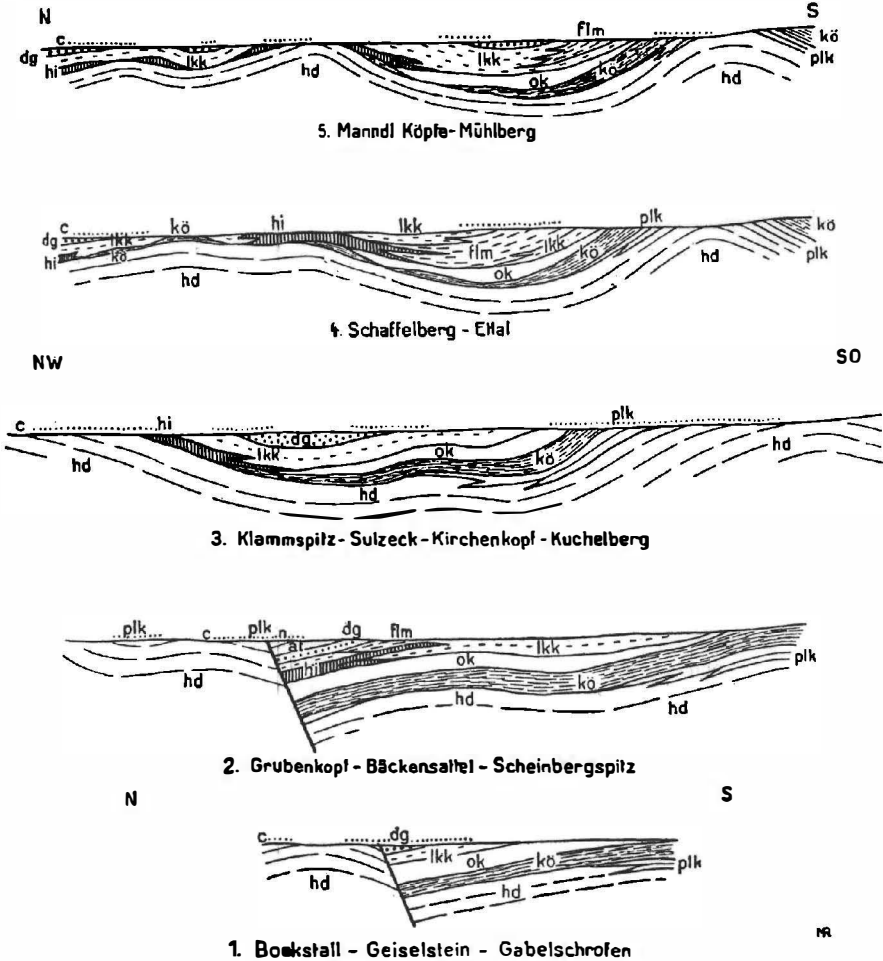


Fig. 16. Präcenomane Profile durch den großen Muldenzug der Lechtaldecke. Zirkla 1: 75.000.

c heutige Verbreitung des Cenomans	dg Dogger	ok Oberrätikalk
n Neokom	lkk Liaskieselkalk	kö Kössenerschichten;
at Aptychenschichten	flm Fleckenmergel	plk Plattenkalk
	hi Hierlatzkalk	hd Hauptdolomit.

[I 24—26] und der Noth [H 28—30], endlich die Schichten des Jura und Neokoms in der Lahnenwiesmulde. Allerdings ist hier nirgendwo mehr Cenoman selbst erhalten geblieben. Erst viel weiter südwestlich in den Lechtaler Alpen tritt es wieder über Aptychenschichten oder Neokom auf.

Daraus ergibt sich deutlich die vorcenomane Anlage unserer großen tektonischen Elemente innerhalb der Lechtaldecke: Stirnrand der Lechtaldecke, großer Muldenzug; Nordrand des Südgebietes; Lahnenwieszone (Fig. 16).

Soweit die großen Züge. Geht man näher auf Einzelheiten im vorcenomanen Relief unseres Gebietes ein, so sieht man bald, daß sich die vorcenomanen Bewegungen nicht nur auf eine leichte Faltung erstreckten, sondern auch sich in einer gewissen Schollentektonik äußerten. Denn es hat sich gezeigt, daß präcenomane Quer- und Diagonalstörungen vorhanden sind, über die das Cenoman hinweggreift. Nur einiges sei hier zum Beweis angeführt.

Zweifellose vorcenomane Querstörungen treten z. B. im Gebiete des Vorderen Rappenkopfes [E, F 28, 29] auf. Unmittelbar westlich von diesem liegen (direkt neben P. 1408) die Kieselkalke des Lias und Doggers nebeneinander, durch eine gut aufgeschlossene Störung voneinander getrennt. Diese besitzt vorcenomanes Alter, denn sowohl über als auch unter der kleinen Felsstufe greift das Cenoman über die Störung ungestört hinweg. In diesem Gebiet sind noch eine Reihe von weiteren Störungen vorcenoman, doch läßt sich deren Alter nicht so gut nachweisen wie bei der erwähnten.

Auch der Sattel, der in diesem Gebiet die Laber- von der Ammermulde trennt, ist schon vorcenoman angelegt, denn es greift südlich und südöstlich vom Brunberg [F 27, 28] das Cenoman vom Doggerkieselkalk auf seinen Flügeln bis auf den Lias seines Kerns hinab (Fig. 17).

Die bedeutendste vorcenomane Störung konnte in der Umgebung von Kenzen [G 14] nachgewiesen werden. Am schärfsten war die WSW—ONO verlaufende Störung am Bäckensattel [G 15] entwickelt. Dort greift das Cenoman bei einem Horizontalabstand von nur wenigen Metern im Norden auf Plattenkalk, im Süden auf Neokom über, wenige Meter südlich des Plattenkalkes sind daher unter dem Cenoman gegen 1000 m Sediment vom Abtrag verschont geblieben.

Die Schichten unseres großen Muldenzuges stoßen hier an einer erheblichen vorcenomanen Störung gegen das Geantiklinalgebiet im N ab, so daß der ganze Nordflügel der Mulde präcenoman abgetragen wurde bis auf Plattenkalk. Diese WSW streichende Störung schneidet schräg durch den ganzen Muldenzug hindurch und dessen junge jurassisch-unterkretazische Füllung gegen NNW ab. Da die Störung die Mulde schief durchschneidet, so werden die O—W streichenden Schichtbänder gegen W nacheinander vom Nord- bis zum Südflügel weggeschnitten. Als letztes ist westlich unterm Geiselstein Hierlatzkalk des Muldensüdflügels erhalten (Fig. 18). Weiter nach W ist der präcenomane Muldenzug zwar auch als solcher ausgebildet (präcenoman 10° nordfallender Hauptdolomit auf der Nordseite der Ahornspitze), das Ganze ist jedoch so stark gehoben und abgetragen, daß das Cenoman überall auf Hauptdolomit transgrediert. Dabei wäre im Sinne der oben (S. 100) gegebenen Deutung nordnordwestlich der präcenomanen Störung unter der Oberen Vilsröckle die bereits überfahrene Untere Vilsröckle zu denken.

Diese vorcenomane Störung wurde von der späteren Faltung über 1 km weit vom Bäckensattel an bis unter den Feigenkopf [F 15, 16] als Rücküberschiebungslinie nach S. benutzt (s. S. 162, Fig. 42).

Es ergeben sich aus dem vorcenomanen Relief die engsten Beziehungen zur späteren tertiären Tektonik. Alle tektonischen Grundelemente der späteren Faltung sind vorcenoman bereits ganz deutlich entwickelt.

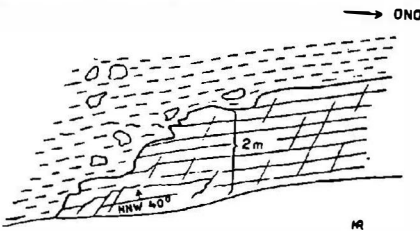


Fig. 17. Transgression von Cenoman über Liaskieselkalk südöstlich unter dem Brunberg.

Werfen wir noch einen Blick auf die Sedimentationsverhältnisse, so zeigt sich eine starke Abhängigkeit vom Untergrund. Überall, wo z. B. Cenoman über Lias- oder Doggerkieselkalken liegt, bestehen auch die Komponenten der Brekzien und Konglomerate aus deren aufgearbeitetem Material. Die mitunter metergroßen Blöcke zeigen, daß die Komponenten gewöhnlich keinen weiteren Transport erfahren haben. Man kann daraus schließen, daß erhebliche Unregelmäßigkeiten noch im cenomanen Relief vorhanden waren, aufragende Klippen oder Inseln usw., an denen das Cenomanmeer brandete. Sicher wird diese Annahme südlich der großen Mulde, wo z. B. unter den „G'hörigen Köpf“ [I 20] bei Linderhof das Cenoman aus wohlgerundeten Komponenten von Plattenkalk und vor allem Hauptdolomit besteht. Man kann sie nur als Brandungsgerölle an der cenomanen Nordküste der südlich anschließenden Hauptdolomitsattelzone auffassen.

Eine deutliche Abhängigkeit der cenomanen Sedimente vom Untergrund zeigt sich vor allem auch im Gebiet der Geantiklinale der Lechtaldeckenstirn,

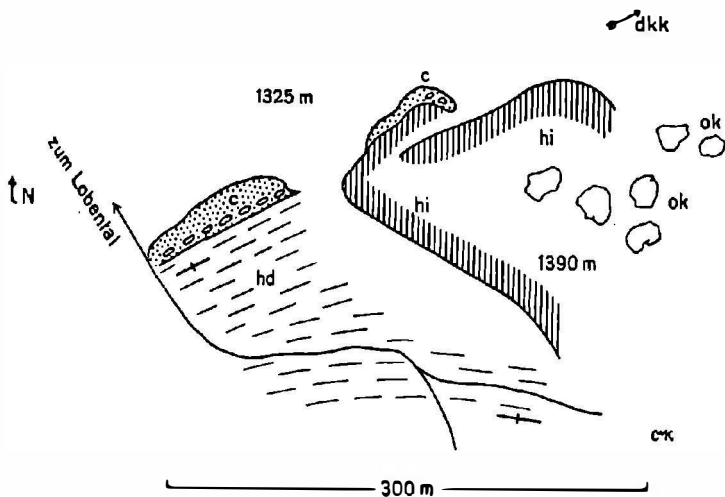


Fig. 18. Kartenskizze vom Geiselstein-Westhang.

- hd Hauptdolomit
 hi Hierlatzkalk, ein kleines Plateau bildend
 c Cenoman, saiger, reich an Kieseljura-Material
 ok bis hausgroße Sturzblöcke aus Oberthätalk, vom Geiselstein herabgekommen
 ↗ dkk in zirka 200 m Entfernung beginnt Doggerkieselkalk, auf dem dann auch das Cenoman transgrediert.

wo das Cenoman in fast allen Fällen mit mächtigen Brekzien beginnt. Das Cenomanmeer brandete hier ohne Zweifel an steiler aufragenden Inseln von Hauptdolomit. Daß dabei stellenweise auch noch Hierlatzkalk angestanden hat, beweisen die bis 2 m großen eckigen Blöcke von Hierlatzkalk, die in der Brunnenkopfmulde inmitten der sonst fast nur aus Kieseljura bestehenden Konglomerate liegen. Auch an der Basis des Eschenloher Cenomans [D 38] finden sie sich.

Da aber zweifellos im Laufe des Cenomans unser ganzes Gebiet von cenomanen Sedimenten eingedeckt wurde, so ergibt sich, daß die cenomane Transgression an verschiedenen Stellen zu verschiedenen Zeiten eingesetzt hat, daß daher auf der Karte die cenomane Untergrenze keineswegs eine stratigra-

phische Grenze darstellt, sondern wahrscheinlich vom Innern des großen Muldenzuges nach seinen beiden Flügeln zu ansteigt.

E. Gosau.

Sicher nachgewiesen ist das Auftreten von Gosau [F 18, 19] durch SÖHLE im Neuweidgraben [F 14] und bei der Sefelwandalpe [F 18, 19]. Da sich die Sedimente, die sich durch ihre Fossilführung als Gosau erwiesen haben, lithologisch in nichts von den cenomanen Gesteinen unterscheiden, so ist die Abgrenzung beider gegeneinander außerordentlich schwierig. Bei der Sefelwand treten schwarzgrüne sandige Mergel, feine Kalkbrekzien und eingeschaltete grobe Konglomerate auf, die dieselben Komponenten wie die Cenomankonglomerate führen.

Dagegen besteht ein Unterschied gegenüber dem Cenoman: in den Gosauergeln der Sefelwandalpe liegen einzelne exotische Gerölle eingestreut, und zwar schwarze und rote Quarzporphyre. Da derartige exotische Gerölle dem sicheren Cenoman in unserem Gebiet vollkommen fehlen, haben wir alle Vorkommen, die durch das Führen von exotischen Geröllen ausgezeichnet sind, der Gosau zugerechnet, zumal sie auch fast immer über sicherem Cenoman liegen.

So werden die folgenden Vorkommen in unserem Gebiet als Gosau betrachtet: Schwärzlichgrüne Mergel im Hammergraben [F 8] über Cenoman. Sie führen exotische Gerölle, unter anderem einen düsterroten Porphyre, ferner ein Geröll fossilen, brennbaren Harzes. An steil südfallender Störung wird hier die Gosau von Jura überschoben.

Im Neuweidgraben [F 14] finden sich graue Mergel, in denen SÖHLE eine Gosaufauna fand, lithologisch gleichen sie den cenomanen Mergeln.

Die Gosau der Sefelwandalpe wurde oben schon erwähnt, hier fand sich als exotisches Geröll derselbe düsterrote Porphyre wie im Hammergraben.

Im unteren Dreisäulergraben [F 20, 21] treten dunkelgraugrüne Mergel auf mit vereinzelt exotischen Geröllchen, auch grünliche Sandsteine finden sich. Ein weiteres isoliertes Vorkommen liegt südlich der Martinswand [F 19].

Endlich wäre hier noch ein Vorkommen im Tobel nördlich vom Dreierköpfl P. 1549 (SO Linderhof [H 24]) zu nennen. Hier liegen über orbitolinführenden Mergeln und Sandsteinen glaukonitische Sandkalke, die reichlich Pflanzenhäcksel führen, dann graue Mergel mit Kalk und exotischen Geröllen. Wieder wäre der auffallende düsterrote Porphyre hervorzuheben. Diesen Mergeln eingeschaltet fand RICHTER an einer Stelle eine aus Kalken und exotischem Material bestehende Brekzie mit reichlichen Bruchstücken von Inoceramen. Auch rote Mergel sind vorhanden.

Dieses Profil ähnelt außerordentlich dem Gosauprofil, wie es sich im östlichen Allgäu beispielsweise in der Umgebung des Schrecksees vorfindet.

Gegen oben wird die Gosau durch die Aufschiebung des Hauptdolomites vom Dreierköpfl überdeckt (Fig. 30, S. 149).

Die exotischen Gerölle werden bis faustgroß.

Die Mächtigkeit der Gosau übersteigt meist nicht 50 m, nur im Hammergraben kann sie gegen 100 m betragen. Irgendwelche Anzeichen für eine Diskordanz zwischen Cenoman und Gosau fanden sich nirgends.

Neue Fossilien konnten leider nicht aufgefunden werden, die folgende Liste besteht aus den von SÖHLE entdeckten vom Neuweidgraben, der Sefelwandalpe und dem Dreisäulergraben.

- Stenosmilia brevicaulis* FROM. *Thamnastraea agaricites* GOLDF.
 ? *Placocoenia irregularis* REUSS — *media* MICH.
Phyllocoenia sculpta MICH. — *composita* SOW.
Cladocora tenuis REUSS — *confusa* REUSS
Heliastraea sulcato-lamellosa MICH. *Dimorphastraea fungiformis* REUSS
 — *pseudolepida* SÖHLE *Centrastraea insignis* FROM.
 — *Edwardsi* REUSS *Trochosmilia inflexa* REUSS
 — cf. *exsculpta* REUSS *Placosmilia cuneiformis* E. u. H.
 — aff. *lepida* REUSS *Astrocoenia decaphylla* E. u. H.
Isastraea morchella REUSS — *magnifica* REUSS
Favia Ammergensis SÖHLE — *ramosa* E. u. H.
 ? *Favia irregularis* REUSS — *reticulata* GOLDF.
Baryphyllia turonensis FROM. — *tuberculata* REUSS
Maeandrina pseudo-Michelini SÖHLE *Columnnastraea striata* GOLDF.
Hydnophoropsis thecalis SÖHLE *Actinacis Martiniana* d'ORB.
Cyclolites depressa SCHAFFH. *Porites stellulata* REUSS
Latimaeandra astraeoides REUSS *Heliopora Partschii* REUSS
 — *ataciana* MICH. *Polytremacis Blainvilleana* d'ORB.
 — *duplex* FROM. *Hippurites gosaviensis* SÖHLE

SÖHLE führt weiterhin von der Sefelwandalpe noch einige Korallen an, bei denen es sich auch im Gelände nicht entscheiden läßt, ob sie noch dem Cenoman oder schon der Gosau angehören.

- Phyllocoenia exclusa* FROM. *Actinacis elegans* REUSS
Cyphastraea Orbignyana REUSS *Synastraea splendida* FROM.
Astrocoenia minima FROM.

Letztere Form findet sich auch im Cenoman des Lichtenstättgrabens bei Ettal.

Morphologisch hat die Gosau wegen ihrer geringen Mächtigkeit und des sporadischen Auftretens keine Bedeutung, ihre Sedimente schließen sich vollkommen und unauffällig denen der cenomanen Mergel an.

IV. Flysch.

(M. R.)

Annähernd die Hälfte der den Kalkalpen im Ammergau vorgelagerten Flyschzone fällt noch in den Bereich unserer Kartenaufnahme. Das Flyschgebiet zwischen Lech und Ammer bezeichnen wir als „Trauchgauflysch“, der die Trauchgauer Flyschberge aufbaut, die noch recht beträchtliche Höhen erreichen (Hohe Bleick 1639 m, Niederbleick 1590 m, Hoch-Wildfeuerberg 1542 m). Zwischen Ammer und Loisach bildet die Flyschzone in der östlichen Fortsetzung des Trauchgauflysch die Flyschberge der „Hörnle-Aufackergruppe“ (Hörnle 1548 m, Großer Aufacker 1542 m).

Auf den Karten von BÖSE und SÖHLE blieb der Flysch unseres Gebietes ungegliedert und wurde nur mit einer einzigen Farbe bezeichnet. HAHN 1914 war der erste, der den Flysch der Hörnle-Aufackergruppe gliederte, seiner Gliederung sind wir im wesentlichen gefolgt. 1924 hat RICHTER dieselbe Gliederung auch auf den Flysch der Trauchgauer Berge angewandt.

Schon außerhalb des Kartengebietes liegt das Vorkommen von Eozän bei Unternogg an der Halbammer, das schon GÜMBEL 1861 bekannt war, dann später von BODEN 1923 und RICHTER 1925 seiner Zugehörigkeit nach erkannt und kurz beschrieben wurde. Da es nur wenig außerhalb des Kartengebietes liegt, wird es im folgenden noch mitbeschrieben. So lassen sich insgesamt vier verschiedene Horizonte in unserem Flyschgebiet unterscheiden:

Unternoggschichten
Zementmergel
Bunte Zwischenschichten und Höllensandstein
Reiselsberger Sandsteine

Da die Kartierung völlig einwandfrei das höhere Alter der Reiselsberger Sandsteine gegenüber den Zementmergeln ergeben hat, wird auf eine Diskussion dieser Streitfrage im folgenden verzichtet.

1. Die Reiselsberger Sandsteine.

Die Basis des Flysch wird durch einen mächtigen Horizont von meist groben Sandsteinen, Feinbrekzien und Feinkonglomeraten eingenommen, denen GÜMBEL 1861 den Namen „Reiselsberger Sandstein“ gegeben hat. Der Reiselsberg [D 14] besteht aus den waldigen Abhängen östlich vom Lobental, die neben sehr viel Gehängeschutt nur Aptychenschichten, aber keinen Flysch zeigen. Da aber die Reiselsberger Hütte [C 13] nördlich vom Reiselsberg wenigstens inmitten von Reiselsberger Sandsteinen liegt, so kann der Name bestehen bleiben, zumal er in die Literatur bereits seit einiger Zeit übergegangen ist.

Die Reiselsberger Sandsteine sind außerordentlich typisch. Auffallende Gleichheit der Sedimente ist bezeichnend. Diese bestehen überwiegend aus meist dickbankigen, recht groben, in frischem Zustand grauen oder blaugrauen Kalksandsteinen. Fast immer sind diese feinbrekziös oder feinkonglomeratisch, mächtige Teile der Reiselsberger Sandsteine sind in dieser Weise entwickelt. Die Komponenten dieser groben Fazies bestehen in erster Linie aus Quarz, dann aus kalkalpinen Komponenten. Sehr bezeichnend ist die große Menge von Muskovit in den Sandsteinen. Die Größe der Komponenten schwankt, sie beträgt durchschnittlich 0·2 bis 0·6 mm. Der Muskovit erreicht dabei dieselbe Größe.

Stellenweise schwillt die Größe der Komponenten bis auf über 1 cm an, so daß richtige Konglomeratlagen in den Sandsteinen auftreten. Besonders im Schwarzenbach [C 14, 15] haben solche grobe Lagen eine weite Verbreitung. Neben Quarz und Muskovit bestehen sie vor allem aus Kalken und Hauptdolomit.

Besonders zu erwähnen sind vom obersten Halblech feinkörnige Quarz-Muskovitsandsteine, die große abgerollte Fetzen von schwarzen und grünen, sehr weichen Phylliten enthalten. Ihre Größe beträgt bis zu 4 cm. Ferner finden sich eckige Grünschieferfetzen, bis 3·5 cm groß, sowie bis 5 cm große graue eckige Kalkbrocken. Von erheblicher Bedeutung dürfte das Auftreten kleiner, bis 0·5 cm großer Serpentinbrocken sein (vgl. Ende des Flyschabschnitts).

Überall nicht selten treten Reste von kohligem Pflanzenhäcksel auf, ferner stellenweise, auch in den feineren Sandsteinen, bis zu 0·3 cm große Bröckchen von Kohle. Chloritische Mineralien und Biotit sind relativ selten.

Sehr bezeichnend ist die schmutzig- bis schokoladebraune Verwitterungs- farbe der Sandsteine, die auf den reichlichen Pyritgehalt zurückzuführen ist. Nur an einer Stelle im Tiefenbach [C, D 11] wurden rote Farbtöne beobachtet. Hier zeigen die Reiselsberger Sandsteine auch deutliche Rippelmarks, die sonst recht selten sind.

Von außerordentlicher Bedeutung ist, daß die Reiselsberger Sandsteine im östlichen Ammergebirge auf eine Strecke von 3 km mit anscheinend normalem Kontakt an die Kalkalpen anstoßen und diesen aufliegen. So vom oberen Klausenbach [C 21] an bis zum Ammerquertal. Auf diese ganze Strecke folgen die Reiselsberger Sandsteine über nordfallendem obersten Neokom. Am oberen Klausenbach liegen an ihrer Basis zirka 30 m mächtige Kalk- brekzien, die Orbitolinen führen und sich so als Cenoman erweisen; sie wurden bereits im Cenoman besprochen. Durch diese Verhältnisse wird der eindeutige Beweis geliefert, daß der Flysch vor dem Ostalpenrand zu der oberostalpinen Decke als Vortiefensediment zugehört.

Ähnlich sind die Dinge noch in der östlichen Fortsetzung dieser Zone öst- lich des Ammerquertales nördlich der Weidachlahne [D 31, 32] bei Ober- ammergau. Hier liegen auf etwa 300 m Länge die Sandsteine auf Flecken- mergeln, beide flach nach N fallend. Trotzdem ist sehr wahrscheinlich, daß die Grenze zwischen beiden tektonisch ist, denn die ganzen Reiselsberger Sandsteine haben hier nur eine Gesamtmächtigkeit von zirka 30 m. Der Sand- stein ist in verschiedenen Lagen feinkreuzig und enthält als Komponenten Quarz, Feldspat und Brocken von Kieselkalk und dunklen Mergeln (Flecken- mergel?). Als Exotika fand STEINMANN ein kleines Geröll eines weißlich- grünen Quarzits sowie einen über eigroßen, roten Quarzporphyr.

Fossilien hat der Reiselsberger Sandstein, wenn man von den Orbitolinen im untersten Teil am Klausenbach absieht, nicht geliefert. Immerhin zeigt dieser Fund ganz deutlich, daß die Reiselsberger Sandsteine mit dem Ceno- man beginnen und es wird dadurch die schon vor einigen Jahren geäußerte Auffassung von RICHTER 1924 bestätigt. Damit ist die Frage nach dem Ver- bleib des in den Kalkalpen so mächtigen Cenomans geklärt, dieses bildet gewissermaßen die mehr litorale Buchten- und Strandfazies zu den Vortiefen- sedimenten der Reiselsberger Sandsteine. Ob diese letzteren auf das Cenoman allein beschränkt sind oder noch höher in die obere Kreide hinaufreichen, kann wegen nicht vorhandener Fossilien nicht entschieden werden.

Die Mächtigkeit der Reiselsberger Sandsteine beträgt höchstens 500 m, sie scheint nach Süden ab- (Übergang in alpines Cenoman?) und nach N zuzu- nehmen.

Sedimentpetrographisch wäre aus den Schlibfbildern noch folgendes nach- zutragen:

In grauer oder durch Zersetzung des Pyrits häufig mehr oder minder bräunlich pigmentierter Kalkgrundmasse liegen die bereits oben angeführten Komponenten. Neben diesen fanden sich Brocken von Liaskieselskalk und grünlichen Radiolariten. Die Quarze sind meist stark undulös und zerbrochen. Ferner treten Chlorit und selten auch abgerollter Granat auf. Pyrit ist überall häufig.

2. Die bunten Zwischenschichten.

Ein auffallender Horizont bildet fast überall die Grenze zwischen Reisel- berger Sandsteinen und Zementmergeln, sehr bezeichnend sind die bunten

Farbtöne sowie ein beträchtliches Schwanken der Mächtigkeiten über kurze Strecken.

Ausgezeichnete Aufschlüsse in den bunten Zwischenschichten finden sich im Tiefenbach [C, D 12]. Es folgen dort, mit Sandkalken beginnend, über den Reiselsberger Sandsteinen zunächst einige Meter weiche, grünliche, schiefrige Mergel, denen vereinzelt dünne, tiefrote, schmierige Schiefer und Lettenlagen eingeschaltet sind. Außerdem treten eingelagert ebenbankige, dichte, grüne und tiefrote, splittrige Kalke auf in Bänken bis zu 5 cm Dicke. Sie schließen sich besonders im unteren Teil des Tiefenbachs zu einer lebhaft bunten, geschlossenen Serie von vielleicht 15 m Mächtigkeit zusammen. Das Hangende dieser Schichten sind mächtige, weiche, grüne Mergel, denen selten härtere, dünne Bänke von dichtem Kalk eingeschaltet sind. Nach oben gehen sie rasch in Zementmergel über. Die Mächtigkeit dieser oberen Serie beträgt zirka 50 m. Sie ist gut aufgeschlossen „im Laich“ [C 12, 13], wo an ihrer Basis noch rote Mergel auftreten, am Abhang des Hennenkopfs [D 10] gegen den Tiefenbach zu und an der W-Seite des Buchbergs [C 10].

Östlich vom Lobental geht die Mächtigkeit der Zwischenschichten sehr zurück, sie beträgt hier höchstens noch einige Meter. Die roten Mergel fehlen vielfach, nur die grünen sind vorhanden. Wo auch diese fehlen, wie in verschiedenen Aufschlüssen, kann ein sehr rascher Übergang der Reiselsberger in die Zementmergel beobachtet werden. An manchen anderen Stellen wieder scheinen die bunten Zwischenschichten tektonisch unterdrückt zu sein.

Ebenso nur einige Meter mächtig sind sie östlich von Unterammergau im oberen Rehbreingraben [A 30, 31].

Von dieser eben beschriebenen Fazies abweichend sind die bunten Zwischenschichten an drei Stellen unseres Gebietes entwickelt. So besonders ein drucksvoll im Ostabschnitt entlang der Ommilaine [B 33, 34], die in den Zwischenschichten ganz hervorragende Aufschlüsse geschaffen hat. Hier werden die Reiselsberger Sandsteine zunächst überlagert von einer Schichtfolge, die hauptsächlich durch feinkörnige Glaukonitsandsteine und schwarze sowie stumpfgrüne Schieferlagen gekennzeichnet ist. Besonders den schwarzen Schiefen sind dicke Bänder eines schwarzgrünen Glaukonitquarzites eingeschaltet. Ebenso treten in den schwarzen Schiefen auch schwärzliche, gebänderte Quarzite auf.

Im Joch P. 1379 [B 33] wird diese Serie von den Reiselsberger Sandsteinen durch wenige Meter roter und grüner Mergel, wie sie für die bunten Zwischenschichten bezeichnend sind, getrennt. Nach oben zu gehen die schwarzen und grünlichen Schiefer unter Wechsellagerung mit Kalkbänken, die rasch die Oberhand gewinnen, nach wenigen Metern in die Zementmergel über.

Die hier beschriebene Fazies der bunten Zwischenschichten bildet eine große Linse, die im Streichen nach W und O bald auskeilt, beziehungsweise in die normale Fazies der Zwischenschichten überleitet. So sieht man bereits in der unteren Ommilaine, von etwa 1100 m Höhe an abwärts, typische dünne Kalkbänke der Zementmergel in Wechsellagerung mit grünen Schiefen der oben beschriebenen Serie. Noch etwas tiefer, in etwa 970 m, wechsellagern dickere Kalkbänke der Zementmergel mit grünen und schwarzen Schiefen und Mergeln. Darunter folgen die bezeichnenden roten und grünen Mergel der bunten Zwischenschichten, die normal von Reiselsberger Sandsteinen unterlagert werden.

Daraus geht aber eindeutig hervor, daß die Sonderfazies der bunten Zwischenschichten nach Osten zu allmählich durch die untersten Zementmergel ersetzt wird. Die bunten Zwischenschichten steigen daher stellenweise linsenförmig in höhere stratigraphische Niveaus hinauf.

Ebensogut läßt sich das Auskeilen der versandeten bunten Zwischenschichten und der untersten Zementmergel nach W gegen den Hinteren Rehbreingraben und den P. 1357 [A 31] zu verfolgen.

Im Westgebiet finden sich dieselben Verhältnisse an zwei Stellen. So treten unmittelbar nördlich der Höllenzzone (beste Aufschlüsse im Schleifmühlgraben) [F 8], diese nach O bis gegen das Lobental zu begleitend, dieselben Gesteine wie an der Ommilaine auf. Im Schleifmühlgraben bilden harte, feinkörnige und dunkelgrüne Sandsteine in Bänken von 0,5 bis 2 m eine kleine Klamm. Eingeschaltet sind ihnen dünnplattige Sandsteine, knallgrüne Mergel und schwarze Schiefer. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt zirka 10 m. Der Kontakt gegen den südlich anstoßenden Gault ist tektonisch. Damit steht in Einklang, daß die südlichsten Sandsteine dieser Zone reichlich wellige Harnische zeigen.

Nach N zu schalten sich reichlicher grüne und violette Mergel zwischen die harten grünen Quarzite und Sandsteine ein. Weiterhin folgen wenige Meter dickbankige, grobglimmerige Sandsteine, dann dunkle Mergel, die nach N zu rasch in die normalen blaugrauen Sandkalke der Zementmergel übergehen.

Die Serie der Quarzite und Sandsteine haben wir als „Höllensandstein“ bezeichnet und auf der Karte besonders ausgeschieden.

Ein weiteres Vorkommen der Höllensandsteine liegt an der Achmühle [D, E 2, 3] nördlich Füssen. Hier tauchen, anscheinend sattelartig, aus dem Zementmergelgebiet dick- und dünnbankige, äußerst harte, feinkörnige Glaukonitquarzite und Sandsteine auf. Sie werden von sandigen, schwarzen und grünen Schiefern überlagert. Die Gesteine gleichen außerordentlich denen der Hölle und der Ommilaine.

Die Mächtigkeit der ganzen Höllensandsteine und Schiefer beträgt im Gebiet der Ommilaine gut 100 m.

In Schliften zeigt sich folgendes:

Die normalen Höllensandsteine erweisen sich als Quarz-Glaukonitsandsteine mit kalkigem Bindemittel. Die Quarze sind zerbrochen, meist eckig und fast alle gleich groß, meist 0,1 mm. Die grünen Schiefer enthalten in der tonigen Grundmasse nicht selten Radiolarien, deren Gitter in Brauneisen umgewandelt sind. Es ließen sich bestimmen:

Cenosphaera sp. sp.

Rhopalastrum sp.

Staurolonche sp.

Anthocyrtis sp.

Dorydictyum sp.

Dictyomitra sp.

Die grünen Gesteine der Höllensandsteinzone erreichen an der Rautlaine [B 34, 35] fast die Talsohle des Murnauer Mooses und sind hier von HAHN 1914 a fälschlich für helvetischen Gault gehalten worden.

3. Die Zementmergel.

Mergel, Sandkalke, Kieselkalke und untergeordnet auch Feinbrekzien bilden die mächtige Serie der Zementmergel. In regellosem Wechsel folgen Mergel und Sandkalke aufeinander, beiden sind Partien von Kieselkalk zwischen-

geschaltet. Typisch für die ganze Serie sind die in frischem Zustand blaugrauen, mitunter fast hellblauen Farbtöne.

Das bezeichnendste Gestein sind hellblaugraue Mergel mit auffallend muschligem Bruch, die in mehr oder minder dicken Paketen den Sand- oder Kieselkalcken eingeschaltet sind. Im Handstück ist die Schichtung gewöhnlich nicht zu erkennen, im Aufschluß aber deutlich sichtbar.

Die Kieselkalke treten gewöhnlich als einzelne Bänke zwischen Mergeln auf, an manchen Stellen herrschen sie über die Mergel vor. Meist sind sie mit Sandkalcken innig verknüpft. Die Kieselkalke sind frisch dunkelgrau, bei der Verwitterung überziehen sie sich mit einer festen braunen, rauhen Kruste, in der deutlich das Kieselskelett sichtbar ist.

Besonders bemerkenswert ist eine Schichtserie von roten und grünen Mergeln, die zirka 100 m über der Basis der Zementmergel auftritt. Sie findet sich im Laich [C 12, 13], dann im unteren Rötchenbach [B 14], zieht von da über den Birnweg zum Heinzenmoos [B 16], wird bei „Auf dem Sitz“ [A 16] an einer Querstörung zurückversetzt und findet sich zum letztenmal südlich von P. 1097 am Angstbach [B 17]. Eingeschaltet sind den Mergeln am Rötchenbach als auffallendster Horizont feine Brekzien mit Bruchstücken von Inoceramen. Die ganze Serie hat eine Mächtigkeit von etwa 50 m, wir bezeichnen sie als „Rötchenbachserie“. Sie wurde in anderen Profilen, so in den guten Durchschnitten des Halblech und der Halbammer, leider nicht mehr aufgefunden. (Über die Brekzien siehe weiter unten.)

Irgendeine Gliederung konnte in den Zementmergeln nicht aufgestellt werden. Im Profil des Rötchenbachs ließ sich folgendes feststellen:

Liegendes: Reiselsberger Sandsteine und
bunte Zwischenschichten, beide nordfallend,
zirka 100 m blaugraue, dünnbankige Kalke,
zirka 50 m Rötchenbachserie,
zirka 100 m blaugraue Kalke und Sandkalke in dickeren Bänken,
übergehend in etwa 150 m typische hellblaugraue, blätterige und muschelige
Zementmergel,
wenige Meter grau Kieselkalke und schwarze Hornsteine,
darüber Sandkalke, Glaukonitsandkalke und feine Quarz-Glimmerbrekzien;

letztere bilden das Südgehänge des Kammes vom Görgleck zum Hochrißkopf [A 13].

Auch diese Gliederung hat nur eine rein lokale Bedeutung.

Die Mächtigkeit der Zementmergelserie beträgt mindestens 600 m.

Lithologisch wäre folgendes zu bemerken: Schiffe durch die typischen blaugrauen Zementmergel zeigen, daß diese vorwiegend ein Schwammnadelnsediment sind. In allen Schriffen sind die Schwammnadeln reichlich, vielfach über ein Viertel des Gesteins einnehmend. Daneben liegen in der mergeligen Grundmasse gewöhnlich reichlich kleine Textularien und Globigerinen. Es konnten bestimmt werden:

Globigerina cretacea d'ORB.
Oligostegina laevigata KAUFM.
Textularia globulosa EHRENB.
Pithonella ovalis LOR.

Discorbina canaliculata REUSS
Nodosaria sp.
Bolivina sp.

Ferner treten in der Grundmasse vereinzelte winzige Quarzsplitter sowie Glaukonit und häufig Pyrit auf.

Die Kieselkalke zeigen ein etwas anderes Bild. Sie besitzen eine kalkig-kieselige Grundmasse, in der neben Foraminiferen zahlreiche Schwammnadeln, die vielfach verkieselt sind, sowie reichlich Radiolarien, die ebenfalls aus Kieselsäure bestehen, liegen. Die Kieselsäure ist Chalcedon. Stellenweise enthalten die Kieselkalke nicht selten Glaukonit, Muskovit und Biotit, meist auch reichlich Pyrit.

Die Bruchstücke von Inoceramen führende Brekzienbank aus dem Rötenschbach enthält als Bestandteile in kalkiger Grundmasse stark undulöse und zerbrochene Quarze, die teils eckig, teils gerundet sind, eckige Kalkbrocken, kleine rote Orthoklase, vereinzelt Plagioklas, Biotit, Muskovit und gerundete Brocken von Serpentin. Außerdem treten sehr dicken-schalige und große Exemplare von *Discorbina canaliculata* REUSS in der Grundmasse auf.

Die Komponenten dieser Brekzie deuten ganz deutlich auf die im N des Flyschbeckens gelegene Schwelle hin, die „ostalpine Geantiklinale“. Aus den Quarzen, roten frischen Orthoklasen und Biotit-Muskovit ergibt sich, daß im Bereich dieser auch kristalline Gesteine im Bereich der Abtragung anstanden.

Daher war ein Fund von ganz besonderer Bedeutung, den RICHTER 1929 im Lähngraben westlich von Unternogg (außerhalb der Karte) machen konnte, innerhalb derselben nördlichen Zementmergelserie, der auch die Rötenschbachserie angehört. Hier fanden sich wieder Brekzienlagen ganz vom Aussehen der Rötenschbachbrekzie. Bezeichnend sind zahlreiche Bruchstücke von Inoceramen, daneben fand sich ein schlecht erhaltener Zweischaler, möglicherweise *Cardium* sp. Die Grundmasse der Brekzie ist ein glaukonitischer Kalksandstein, die Komponenten sind: 1. Granit in Brocken bis 1 cm Größe. Dieser besteht aus rotem Orthoklas, weißem Plagioklas, Quarz und Biotit. Die Brocken sind eckig oder nur kantengerundet. 2. Grüne und schwarze, sehr weiche Schieferfctzen, die bis zu 3 cm Größe erreichen. Außerdem treten Kalkbrocken, lose Feldspäte, Quarze und Glimmer auf.

Bemerkenswert ist die große Frische der granitischen Bestandteile. Die Zusammensetzung der Brekzie ist also dieselbe wie im Rötenschbach. Ob es sich um dasselbe stratigraphische Niveau handelt, konnte noch nicht festgestellt werden. Die roten Granite gleichen sehr dem bekannten roten Granit des Buchdenkmals in Niederösterreich, der ja auch derselben Zone, d. h. dem Bereich der ostalpinen Geantiklinale angehört.

Gegenüber den fast ausschließlich klastischen Sedimenten der Rciselsberger Sandsteine erweisen sich die Zementmergel als feinere, größtenteils rein organogene Kalkschlammablagerung, die sich ungestört von tektonischen Bewegungen in Ruhe bilden konnte. Das Alter wird durch die Foraminiferen als Turon-Senon aufgezeigt. Sie sind daher als Äquivalent der Gosau innerhalb der Kalkalpen zu betrachten.

Mit einer einzigen Ausnahme sind die Zementmergel das jüngste Schichtglied unseres Kartengebietes. Sie füllen die Mulden des Flyschgebietes aus, nur an einer Stelle am Nordrand des Trauchgauflysches werden sie von Eozän überlagert. Es liegt außerhalb der Karte, doch wird hier wegen der Wichtigkeit dieses Vorkommens näher darauf eingegangen.

4. Die Unternoggschichten.

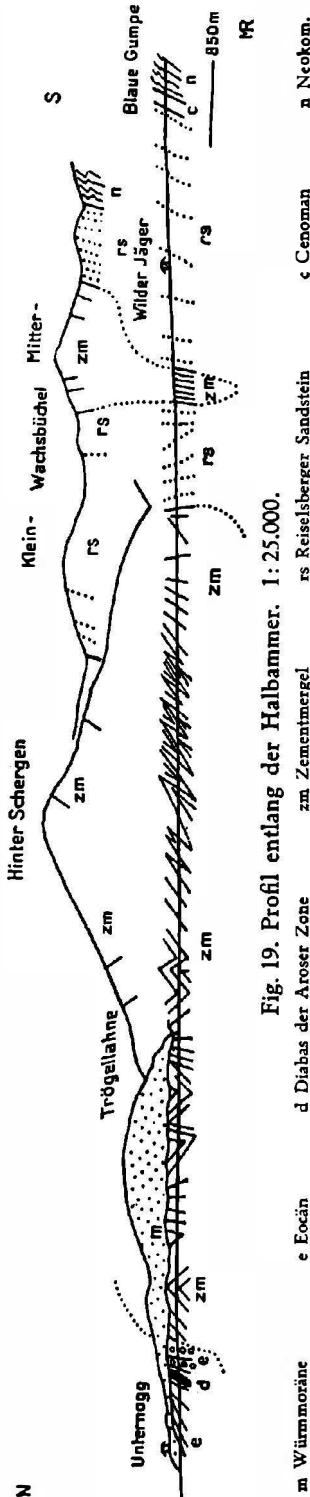


Fig. 19. Profil entlang der Halbammer. 1:25.000.

Schon auf der Karte von GUMBEL 1858 ist am Nordrand des Trauchgauflysches an der Stelle, wo die Halbammer das Flyschgebirge verläßt, ein Vorkommen von Eozän verzeichnet. Außerdem erwähnt GUMBEL sowohl im „Bayrischen Alpengebirge“ 1861 wie auch in der Geologie von Bayern 1894 die nummulitenführenden Schichten unterm „Hohen Stich“.

HAHN 1914 a stellte das Vorkommen zum Helvetikum, ebenso verfuhr LEUCHS, obwohl in zwischen BODEN 1923 und RICHTER 1925 die Stellung des Eozäns von Unternogg erkannt hatten.

Daß dieses nicht zum Helvetikum gehören kann, geht allein schon aus der einen Tatsache zwingend hervor, daß sich in Konglomeraten und Brekzienbänken unter andern Komponenten solche der Allgäu- und Lechtaldecke aus dem Ammergebirge in großer Menge finden. Ebenso wie auch der ostalpine Flysch muß das Eozän von Unternogg ostalpin sein. Hinzu kommt, daß die Unternoggschichten gänzlich verschieden sind gegenüber dem helvetischen Eozän vom Grunten, von Tölz und den andern Orten des Alpenrandes.

Leider ist der Kontakt zwischen Zementmergeln und Eozän nicht aufgeschlossen. Im folgenden wird das Profil, soweit es aufgeschlossen ist, angeführt (von S nach N):

- zirka 3 m bunt zusammengesetzte Konglomerate, Komponenten bis Haselnußgröße, darunter sehr viel Quarze und Phyllitbrocken,
- zirka 6 m mürbe Glaukonitsandsteine,
- zirka 3 m glaukonitische Sandschiefer,
- 1 m grobe Konglomeratbank mit faustgroßen, stellenweise kopfgroßen Geröllen, im Liegenden in Glaukonitsandsteine mit Nummuliten übergehend. Im Bachbett der Halbammer steht dasselbe Konglomerat in 1½ m Mächtigkeit an. Die Komponenten bestehen aus: Kössenschichten, Fleckenmergel, Hierlatzkalk, Liaskieselkalk, Doggerkieselkalk, Radiolarit, roten und hellen Aptychenschichten,
- zirka 6 m graue, schmierige Schiefer,
- 2 m glaukonitische Sandsteine

(unter diesen liegen Blöcke von Olivindias, die nicht von Moränen stammen können, sondern als aus der Flyschbasis aufgeschuppt betrachtet werden müssen; sie bestehen aus serpentinisiertem Olivin, Andesin, Calcit, Chlorit, Magnetit),

5 + x m Glaukonitsandkalke und Glaukonitquarzite

(bis hierhin steht alles saiger oder fällt steil N)

(auf der anderen, linken Seite der Halbammer folgen hierüber:

5 bis 6 m grüne, schmierige Schiefer,

5 m übereinander aufgeschlossen schwärzlichgraue, glatte, bröckelige Schiefer und Mergel mit einzelnen, bis 40 cm dicken, polygenen Brekzienbänken, deren Komponenten aus kalkalpinem Material, beiden Glimmern und Glaukonit bestehen, Fallen 30° NNW),

zirka 50 m Schuttunterbruch,
einige Meter Glaukonitsandsteine,

zirka 5 m Schuttunterbruch,

zirka 8 m grüne Schiefer, darüber ½ m graue Sandkalke, N 60° fallend,

zirka 60 m Schuttunterbruch

rote und grüne Schiefer, zirka 50 m vor dem Wehr der Halbammer schlecht aufgeschlossen.

Weiter gegen Norden zu setzen die Aufschlüsse leider aus. Ebenso lassen sich die Unternoggschichten im Streichen nicht weiter verfolgen, doch ist es möglich, daß sie am Nordrand des Trauchgauflysches gelegentlich einmal in einem der Tobel aufgefunden werden. Allerdings sind sie im tiefen Lähntobel westlich Unternogg zwischen der unteren Meeresmolasse und dem nördlichen Zementmergelzug bereits nicht mehr vorhanden.

Möglicherweise gehören hierher auch die „mürben, stark verwitterten Sandsteine und schwärzlichen Plattenkalke mit grünlichen und schwarzen Lettenzwischenlagen“, die HAHN 1914 a vom Nordfuß des Hörnle nahe P. 878 bei Großenast beschreibt.

Nummuliten konnten nur im untersten Teil der Serie aufgefunden werden, sie finden sich in recht groben Quarzsandsteinen, die reichlich Glaukonit und Muskovit sowie auch kleine Kalkbröckchen enthalten. Seltener sind die Nummuliten in den mürben feineren Quarz-Glaukonitsandsteinen.

Die Nummuliten sind alle kleine Formen, große Nummuliten und Assilinen fehlen überhaupt völlig. Die Unternoggschichten werden daher in das Obereozän gestellt. Sie sind wohl in Parallele zu setzen mit dem Obereozän von Hallturm, Reichenhall und Obcraudorf (Priabon).

Unrecht hat BODEN mit seiner Auffassung, daß die nummulitenführenden Schichten mit typischen Gesteinen der Zementmergelserie wechsellagerten. Ebenso wenig handelt es sich um die Grenzschichten zwischen Reiselsberger Sandsteinen und Zementmergeln, wie das von BODEN als wahrscheinlich hingestellt wurde.

Die Unternoggschichten haben weder mit den Reiselsberger Sandsteinen noch auch mit den Zementmergeln irgend etwas zu tun.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Unternoggschichten beträgt etwa 80 m, wieviel sie in Wahrheit betragen mag, läßt sich mangels von Aufschlüssen leider nicht ermitteln.

Es bleibt noch übrig, einiges zusammenfassend über das Flyschgebiet zu sagen.

Die Herkunft des Materials läßt sich relativ genau ermitteln. Deutlich scheiden sich hier zwei Richtungen: Alle kalkigen Komponenten stammen aus den Kalkalpen. Es sind vor allem zu nennen Hauptdolomit, Rhätkalk, Lias- und Doggergesteine und Radiolarite.

Das sämtliche übrige Material stammt dagegen ebenso deutlich von Norden. Hierunter fallen vor allem die Quarze der Reiselsberger Sandsteine und der Brekzien in den Zementmergeln, dann die große Masse der Muskovite. Endlich gehören als besonders wichtig die Phyllitbrocken und Serpentinsetzen in den Reiselsberger Sandsteinen des Halblechs und die roten Granite, Feldspäte, Serpentinbrocken und Phyllitsetzen der Inoceramenbrekzien in den Zementmergeln des Rötenbachs und Lähnbachs hierher, weiter die Phyllitbrocken in den Unternoggschichten.

Die von Norden stammenden Komponenten kommen zweifellos von einer Schwelle her, die aus alten und vielfach auch aus kristallinen Gesteinen bestand. Diese Schwelle schloß den ostalpinen Sedimentationsraum nach N zu ab. Ihrem Bereich entstammen auch die Serpentinsetzen, die sich von Serpentin der „Arosen Schuppenzone“ ableiten lassen. Diese Schwelle ist die „ostalpine Geantiklinale“.

Der ostalpine Flysch selbst ist eine Vortiefenbildung des ostalpinen Sedimentationsraumes während der oberen Kreide. Ihm entsprechen Cenoman und Gosauabildungen innerhalb der Kalkalpen in Allgäu- und Lechtaldecke.

Landschaftlich ist das Gebiet der Flyschzone sehr bezeichnend. Breite, gerundete Berge, intensiv mit Wald bestanden, stellen mit ihren wenig steilen Hängen eine Mittelgebirgslandschaft dar (Tafel XIII). Typisch sind Sumpfgebiete — als „Moos“ auf der Karte bezeichnet — und ein beträchtlicher Wasserreichtum. Halblech und Halbammer sind mit ihren zahlreichen Seitenbächen ziemlich scharf in das Gebirge eingerissen. Das Gekriech spielt in den Flyschbergen eine große Rolle, stellenweise treten auch größere Rutschungen auf.

V. Diluvium.

(H. G. St.)

Da unser Gebiet noch völlig innerhalb der alpinen Gebirgszone liegt und keine größeren Becken aufweist, so fehlen Ablagerungen des Tertiärs mit Ausnahme des Eozäns von Unternogg. Ebenso wenig lassen sich präglaziale Bildungen nachweisen oder Ablagerungen, die sich mit Bestimmtheit einer der drei älteren alpinen Eiszeiten zuordnen ließen. Abgesehen von spärlichen Interglazialbildungen besteht das Diluvium unserer Gegend nur aus Bildungen der Würmeiszeit.

A. Interglazial.

Die bekannten Vorkommen von interglazialen Kohlen am Nordrand der Alpen bei Sonthofen an der Iller und bei Großweil westlich vom Kochelsee werden verbunden durch einen Fundpunkt bei Berghof und Pfefferbichl nordwestlich von Buching, wo nach PIETZSCH 1925 (S. 123) interglaziale Braun-

kohle in durchschnittlich 2 m Mächtigkeit gefunden wurde. Der Punkt liegt jedoch schon außerhalb unseres Kartengebiets.

Schotter von sicher interglazialen Alter finden sich an einer einzigen Stelle der Karte, nämlich in den Wahrbüheln nördlich Oberammergau [C 29]. Diese inmitten des Ammertalgrundes aufragende Hügelgruppe besteht aus einer meist wohlverkitteten harten Nagelfluh von löcherigem Aussehen mit teils eckigen, teils abgerundeten Komponenten. Das Gestein ähnelt der allgemein für interglazial gehaltenen Nagelfluh der Wanne östlich Eschenlohe, aus der z. B. das Eschenloher Kriegerdenkmal besteht. Es handelt sich offenbar um ein Erosionsrelikt, dessen Südrand von der Weidachlahne, dessen Westrand von der Ammer angeschnitten worden ist. Die Komponenten entstammen anscheinend nur der nächsten Umgebung und bieten das bunte Bild, das deren Aufbau entspricht. Festgestellt wurden: Partnachkalk, Hauptdolomit, Kössenerkalk, Fleckenmergel, Jura-Kieselkalk, Cenoman, sowie ein heller, reiner Kalk, der Hicrlatz- oder Wettersteinkalk sein kann. An der Oberfläche wittern die Gerölle heraus und bedecken die Felder, während andererseits in den obersten Teilen der Nagelfluh nur das Bindemittel erhalten bleibt, das dann ein rauchwackenähnliches Aussehen annimmt. Die Schichtung ist meist un- deutlich, immerhin gerade soweit zu erkennen, daß sie die Annahme einer Moräne, etwa der Rißeiszeit, ausschließt. Hiergegen spräche allerdings auch der völlige Mangel an ortsfremden, besonders kristallinen Geschieben.

Über das Alter dieser Nagelfluh lassen sich nur Vermutungen anstellen. Die Höhenlage, das Anschneiden durch die heute schotterliefernden Bäche, die starke Verkittung in einem sonst nicht zu junger Verfestigung neigenden Schottergebiet sowie auch ihre weitgehende Zerstörung in einer Umgebung, die das Relief der Würmeiszeit sonst recht gut erhalten hat, lassen ohne weiteres auf höheres Alter schließen. Sicher bewiesen wird dieses dadurch, daß die Nagelfluh von zirka 1½ m Fernmoräne mit grobkörnigen und kristallinen Geschieben überlagert wird. Außerdem fand RICHTER in den Endmoränen des α -Stadiums bei Altenau Geschiebe einer löcherigen Nagelfluh, die dem ganzen Aussehen nach nur von den Wahrbüheln stammen kann. Die Wahrbühel-Nagelfluh gehört demnach einer Interglazialzeit, wahrscheinlich wie die Eschenloher der letzten an. Gleiches Alter sucht KNAUER 1928 (S. 303) für ähnliche Nagelfluhen des Ammerseebeckens wahrscheinlich zu machen. Dagegen sind die älteren Schotter, die HEIMBACH von der Westflanke des Loisachtals angibt (1895, S. 21 f.), kein Interglazial, sondern lokaler Schutt einer Rückzugsphase der Würmeiszeit, der sich oft in der verschiedenartigsten Weise mit der Fernmoräne verbindet.

B. Ablagerungen der letzten Eiszeit.

Sie beherrschen das diluviale Bild unserer Gegend vollkommen und zeigen eine Gliederung, einmal nach den einzelnen Phasen der Würmeiszeit, andererseits nach ihrer Bildungsart. Eine genaue Chronologie wird sich erst nach Besprechung der einzelnen Vorkommen durchführen lassen. Wir gliedern daher vorläufig nach der Entstehung in: 1. Fernmoränen der großen Talgletscher, 2. Staubbildungen der Talgletscher (Schotter und Bändertone), 3. Lokalmoränen. Alle drei Bildungen sind in ausgezeichneten Studien durch v. KLEBELSBERG 1913—14 dargestellt worden. Unsere Beschreibung wird daher näher nur auf die Punkte eingehen, für die unsere Untersuchungen zu Ergänzungen

oder Berichtigungen des Bildes führten, das v. KLEBELSBERG von der Vergletscherung unseres Gebiets entworfen hat.

1. Fernmoränen.

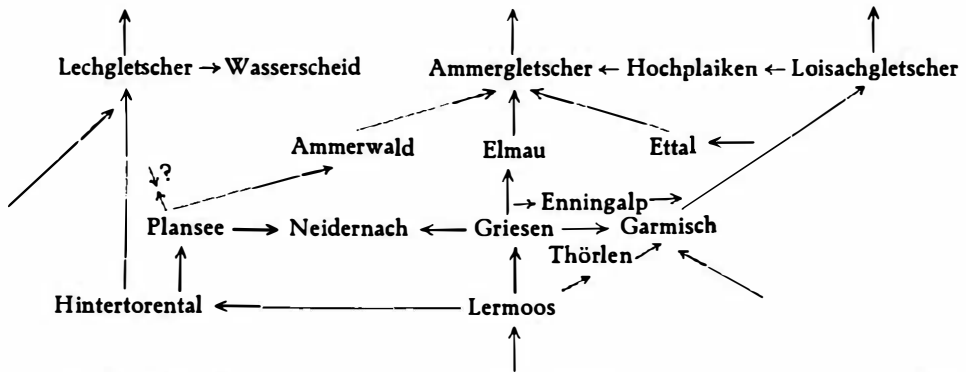
In drei großen Strömen quoll das inneralpine Eis während der Würmeiszeit in unserem Gebiet ins Vorland hinaus. Wir bezeichnen sie im folgenden als Lech-, Ammer- und Loischgletscher. Von ihnen drang der Loischgletscher nicht nur am weitesten ins Vorland hinaus (Ammersee), sondern er hatte auch nachweisbar am Gebirgsrande selbst die größte Eishöhe. In beiden Beziehungen war der Ammergletscher am meisten benachteiligt, während der Lechgletscher die Mitte hält. v. KLEBELSBERG führt dies richtig darauf zurück, daß die Stärke des Eisstroms am Alpenrand ganz wesentlich durch den jeweiligen Zufluß an zentralalpines Eis bedingt war. Auch den absoluten Höhenzahlen für die Eisoberfläche, wie sie aus v. KLEBELSBERGs Kartenskizzen (S. 226 und Tafel VII) hervorgehen, können wir uns im wesentlichen anschließen.

Der Lechgletscher empfing zentralalpines Material, abgesehen von schwachen Transfluenzen in seinem oberen Teil (Kaisertal, Almejurtal, Bsclabstal), nur durch die relativ schmalen Eisströme des Tegespases und des Hintertorentals. Wenn diese Geschiebe auch weiter talaus vorwiegend seiner rechten Ufermoräne, die allein in unser Gebiet fällt, zugute kamen, so sind doch auch in ihr zentralalpine Gesteine nicht allzu häufig, jedenfalls erheblich seltener als in den Ammer- und Loischmoränen. Kalkalpine Gesteine sind kaum als leitend für Fernmoränen anzusehen, da ja die Hohenschwangauer Berge so gut wie alle in Betracht kommenden Horizonte selbst führen. Jedenfalls spricht das Vorkommen von Radiolariten nicht notwendig für Ferntransport, wie v. KLEBELSBERG (S. 228), gestützt auf BÖSEs Karte, annehmen konnte.

Der Ostrand der Lechmoräne wird von einer Linie Pilgerschrofen—Neuschwanstein—Hornburg—Zwirnkopf—Hennenkopf—Mühlschartenkopf gebildet, längs deren sich der Eisrand etwa von 1500 m bis auf 1200 m senkte. Daß z. B. die Höhe von 1300 m, die v. KLEBELSBERG dem Eis nordwestlich vom Jagdberg gibt, sicher nicht zu hoch gegriffen ist, ergibt sich aus kristallinen Geschieben, die KOCKEL im obersten Tiefenbachtal [E 11] bis 1290 m Meereshöhe fand. Auch von der Sohle des Lechgletschers kennen wir seine Grundmoräne von solchen Punkten, die heute noch über die alluviale Aufschüttung emporragen, so von den Flyschhügeln westlich der Achmühle [D, E 2, 3] und beim Orte Schwangau (hier ein metergroßer kristalliner Block).

Auf die Verhältnisse in den abgeriegelten und aufgestauten Seitentälern, namentlich dem Halblechtal, wird später einzugehen sein. Zur Zeit seines höchsten Standes überschritt das Lecheis jedenfalls nach O die Wasserscheide zwischen Halblech und Halbbammer (1085 m), jedoch nur sehr wenig. Südlich der Stelle „beim Ochsenkopf“ [C 17] fand RICHTER die letzten Reste in 1070 m und einen deutlichen Moränenwall etwas südlicher in 1100 bis 1150 m.

Wiederholt, so namentlich von LEVY 1920, ist auf die weitgehende Zerlegung des Berglandes zwischen Lech und Loisch in einzelne Gebirgsstöcke hingewiesen worden, die auf der gitterförmigen Anordnung durchgehender Talzüge mit niedrigen, oft recht zufällig bedingten Talwasserscheiden beruht. Die Folge davon war in der Hocheiszeit die Anlage eines verzweigten Netzes von Talgletschern, die ihren Ursprung vom Inngletscher an der Lücke des Fernspases nahmen. Die einzelnen Zweige seien hier noch einmal kurz zusammengestellt:



Die Höhe des Eisstromes an den einzelnen Stellen ergibt sich, wenn man die höchstgelegenen Fundpunkte zentralalpiner Geschiebe miteinander verbindet. In lithologisch einförmigen Gebieten können auch morphologische Merkmale, Unterschneidung der Hänge und besonders Rundschliff des Felsbodens hinzugenommen werden. Das letztgenannte Merkmal läßt sich z. B. im Gebiet östlich der Noth und des Brünstelskopfes [I, L 28—30] trefflich verwenden. Dazwischen bleiben nun die höheren Teile des Gebirges vom großen Eisstrom frei und werden meist Quellen lokaler Vergletscherung. Vor allem gilt das für den größten Block, die Hohenschwangauer Berge und den Ammergebirgshauptkamm, deren Massiv zwischen Lechgletscher und Ammerwalder Gletscherarm nirgends vom Eis überflutet wurde. Daneben bildeten Kreuzspitzgruppe, Kienjochgruppe, Kramermassiv und Hochlaber kleinere Inseln im Eisstrom.

Der vom Plansee kommende Arm des Ammergletschers betritt unser Gebiet bei Ammerwald [M 13]. Seine Moräne trifft man zum erstenmal nordöstlich der Hundinghütte [L 16] am Zusammenfluß von Fischbach und Neualpbach. Hier liegt unter Bachschottern kristallinreiche Grundmoräne (Fig. 21). Daß die hangenden Schotter nicht, wie AMPFERER 1907 annahm, interglazial sind, sondern dem postglazialen Schuttkegel des Fischbachs angehören, hat bereits LEVY (S. 103) richtig erkannt. Es handelt sich also um eine junge Moräne vermutlich der Hochwürmeiszeit. Die von LEVY ammertalabwärts erwähnten Moränen sind infolge der starken jungen Talverschüttung so unsicher, daß sie auf der Karte nicht ausgeschieden werden konnten.

Gewaltig sind dagegen dann die Moränen und Verbauungserscheinungen, die sich von der Gegend der „Drei Brunnlein“ [H, I 19] bis über Linderhof hinaus verfolgen lassen. Sie wurden zum erstenmal genau durch v. KLEBELSBERG, dann wieder durch LEVY beschrieben. Die Moräne hat zunächst das Haupttal abgesperrt und so die nacheiszeitliche Epigenese der Ammer nördlich der „Drei Brunnlein“ verursacht. Hier reicht die Moräne beiderseits bis zirka 1100 m hinauf, während sie weiter östlich im Lindermoos noch 1200 m erreicht. Ebenso weist die durch v. KLEBELSBERG (S. 234 f.) trefflich beschriebene Verbauung des Sägetals auf ein Maximalniveau von 1200 m hin (Fig. 20). Dagegen liegen die höchsten Moränen am Drei-Säulergraben [F 20] und Drei-Säulerbach wieder nur in 1100 m. Diese einheitlich geringe Höhenlage stimmt mit den Gletscherhöhen der Hocheiszeit, wie wir sie durch einzelne Funde kristalliner Geschiebe feststellen können, so schlecht überein, daß RICHTER die ganzen Bildungen von den „Drei Brunnlein“ bis Linderhof

nicht der Hocheiszeit, sondern einer ersten großen Rückzugsphase (α -Stadium der TROLL'schen Einteilung) zuordnet. Eine Trennung der Moränen in hoch-eiszeitliche und stadiale, wie LEVY sie durchführen will, findet in der Geschlossenheit und Einheitlichkeit dieser Bildungen keine Stütze. Dagegen ist dieser völlig im Recht, wenn er die intensive Verbauung gerade dieses Stückes des Ammertals der gegenseitigen Stauwirkung zweier Eisströme zuschreibt, die vom Plansee und von der Elmau herkommend in dieser Gegend zusammenstießen. Ein derartiger Stau ist jedoch nur für das α -Stadium wahrscheinlich. Zur Hocheiszeit fanden beide Gletscherarme ihren gemeinsamen Abfluß durch das Ammerquertal.

Weiter östlich finden sich kristallinführende Moränen zwischen Kuchelschlag und Rauhühel [G 26] in 870 bis 950 m, sowie östlich Graswang auf der Schulter „im Schciblitiz“ [F 28] in 970 bis 1000 m, einzelne kristalline Geschiebe auch noch östlich Ascherboden [F 28] in 1050 m.

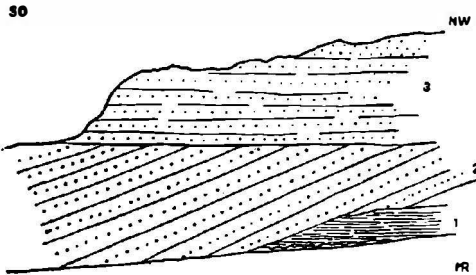


Fig. 20. Die Verbauungserscheinungen im unteren Sägertal.

- 1 Bänderton, an der Basis gestaucht
- 2 Schotter
- 3 Schotter, nach oben in Moräne übergehend.
Länge zirka 15 m.

Hier, wie in der Elmau hat es wohl die außerordentliche Steilheit der Talgehänge nicht zur Ausbildung größerer dauerhafter Moränen kommen lassen. Daß aber das Elmautal hoch hinauf von zentralalpinem Eis erfüllt war, beweist das Vorkommen kristallinführender Moräne bis über 1500 m hinauf westlich der Enningalpe [M 25] (v. KLEBELSBERG; RICHTER fand in 1510 m vereinzelt Amphibolite). GUMBEL gibt kristalline Erratica auch von der

Stepbergalpe in 1580 m an. Es ist wahrscheinlich, daß beide Pässe von schwachen Eisströmen noch oben überschritten worden sind, die ihren Weg nach dem Lahnenwiesgraben nahmen.

Im Loisachtal gibt v. KLEBELSBERG die Eishöhe im Garmischer Becken mit 1650 bis 1700 m an. Dem entspricht, daß STEINMANN auf der Kramerschulter (1443 m) [N 30] kristalline Geschiebe fand. Von hier aus drang das Loisaheis nach W in den Lahnenwiesgraben vor, den es bis 1500 m hinauf erfüllte. Namentlich der obere Teil dieses Tales bis 1500 m unterhalb der Enningalpe hinauf ist stark mit Moräne verstopft, die ihre Entstehung nicht der schwachen Transfluenz von der Elmau her, sondern dem mächtigen Zustrom des Eises von O verdankt. Auch am Nordrande des Tales fand v. KLEBELSBERG kristalline Geschiebe am Fuß des Brünstelskopfes [K, L 28] bis 1500 m hinauf. In gleicher Höhe liegt in dem nur aus Hauptdolomit bestehenden Osthang des Brünstelskopfes ein scharfer morphologischer Schnitt zwischen glazial zugerundeten und spitzfelsigen Geländeformen, und etwa 100 m tiefer beginnt die Überstreuung des Kamms mit einzelnen Geschieben und Moränenresten, die im Plateau um P. 1308 [K 28] sehr auffallend ist. Dem entspricht, daß man im Gießenbachtal bis zur Roßalpe (1344 m) [K 29] hinauf Erratica findet, wenn auch keineswegs die ganze Talverbauung aus Moräne besteht, wie später zu erörtern sein wird. Im Ostkamm der Noth ist in der Tat, wie schon v. KLEBELSBERG vermutete, die Nothalpe [H 31] vom Eis überschritten worden, wenigstens konnte STEINMANN ein

Kristallingeschiebe hier noch in 1350 m finden. Nördlich der Bresche von Ettal finden sich an flacheren Stellen der Laberhänge Erratica häufiger bis 1250 m, vereinzelt auf der Südseite bis 1350 m. Die Paßhöhe von Hochplaiken (1165 m, ohne Namen) [C, D 33, 34] zwischen Laber und Aufacker ist vom Eise wohl noch eben überschritten worden.

Zwischen dem eben beschriebenen Westufer des Loisachgletschers und der Sohle des Loisachtals breitet sich namentlich im Umkreis von Werdenfels und Farchant eine Anzahl verschiedenartiger glazialer Bildungen aus: Lokale End- und Ufermoränen, langgestreckte Wälle von Loisach-Seitenmoräne und endlich Auskleidungen von Nischen im Untergrund mit Grundmoräne. Der Hocheiszeit können aber nur die tiefsten Lokalmoränen am Nordfuß des Kramers [M 29, 30] und südlich vom Reschberg [L 29, 30] sowie die reinen Grundmoränen z. B. nordwestlich vom Grubenkopf [L 31] und bei P. 1119 [L 29] angehören. Über die Einordnung der anderen Vorkommen wird weiter unten zu sprechen sein. Auch die komplizierte Verbauung des Ettaler Passes ist wohl in ihrer Anlage hocheiszeitlich, doch spielen Moränen darin eine untergeordnete Rolle.

Zur Hocheiszeit und auch noch im α -Stadium drang das Eis vom Loisachtal in geschlossener Masse über den Ettaler Paß hinweg, vereinigte sich mit dem oben beschriebenen Graswanger Gletscherarm und floß als Ammergletscher durch die Pforte zwischen Laber und Ammergebirge in den Ammergau hinaus. Hocheiszeitliche Ufermoränen greifen im Brunnberggraben [E 27] WSW Oberammergau bis auf 1150 m hinauf und auch im Weidachlahntal östlich Oberammergau lassen sich kristalline Geschiebe bis zur gleichen Höhe verfolgen. Daß sich am steilen Westabsturz des Laberkamms die Moräne südöstlich der Kapellenwand [F 30] nur bis 1050 m hinauf findet, kann nicht wundernehmen. Bei Unterammergau reicht die Fernmoräne nach SW in der Schleifmühlaine bis 1120 m, während sie nach W zu die Berghänge bis 1170 m überzieht. Um das Köpfel (1197 m) [B 25] herum greift der Moränenschutt mit einzelnen kristallinen Geschieben in das Tal der Scherenauer Laine über die Seckapelle [B 24] bis zirka 1100 m hinein. Weiter nördlich liegt das Rabenmoos und die Sumpfreion unterhalb der Waldalpe [A 24] in ihrem Bereich. Südöstlich der Waldalpe beschreiben diese Ufermoränen sanft geschwungene, nach NO offene Wallbögen. Wir müssen also dem hocheiszeitlichen Ammergletscher auch bei Unterammergau noch ein Maximalniveau von nahezu 1200 m zusprechen, das sich bei Oberammergau bereits auf 1250 m gesteigert haben dürfte (Tafel III, Bild 6). (v. KLEBELSBERG kommt hier zu etwas niedrigeren Ansätzen.) Dennoch ist ganz offensichtlich, daß der Ammergletscher beim Passieren der Pforte südlich Oberammergau stark an Höhe verlor, wenn wir die Oberammergauer Eishöhe etwa mit den oben angegebenen von der Nothalpe und dem Laber-Südhang vergleichen. Der Laber-Ammergebirgskamm wirkte auf das Eis als Wehr, das der Gletscher in schmalem, steilem Durchlaß überwand. Es ist wahrscheinlich, daß hier ein Eisbruch bestanden hat. Durch die Stauwirkung des Hauptkammes war die Eishöhe im S wohl etwas höher, als es sonst normalerweise gewesen wäre.

Das Gesteinsmaterial, das diese Ferngletscher ins Gebiet brachten, besteht aus kalkalpinen und kristallinen Komponenten in äußerst wechselndem Mischungsverhältnis. Im ganzen nimmt der zentralalpine Einschlag nach O immer mehr zu, aber auch innerhalb von Ablagerungen desselben Gletscher-

arms wechselt die Menge kristalliner Geschiebe oft stark. So gibt es am Ettaler Paß Stellen, in denen fast die Hälfte aller größeren Geschiebe aus Kristallin besteht, während dieses an anderen Stellen vor dem Material der nächsten Umgebung zurücktritt. Von zentralalpiner Gesteine ist Amphibolit am häufigsten. Daneben treten Granitgneise, Paragneise, Glimmerschiefer, Epidotschiefer auf. Als Seltenheit fanden sich grüner Quarzit, Granathornblendeschiefer, Serpentin, Juliergranit.

2. Schotter und Bändertone.

Im Südteil unseres Gebiets ging zur Hocheiszeit allenthalben die Lokalvergletscherung unmittelbar oder höchstens durch kleine Moränenwälle getrennt in den großen Ferneisstrom über. Nach N zu sank einerseits die Oberfläche der Ferngletscher, andererseits erreichten die Lokalgletscher wegen der durchschnittlich geringeren Gipfelhöhen nicht mehr so große Tiefen. So klappte zwischen Lokaleis und Ferneis eine nach N immer breiter werdende eisfreie Zone, die in den Seitentälern der Ferneiswege Gelegenheit zu mächtigen Verbauungen und Aufschüttungen gab. Namentlich ist es die Nordseite des nördlichen Hauptkamms vom Säuling bis zum Laber, in deren Tälern sich diese Absätze finden. Sie soll daher zunächst betrachtet werden.

Wie der Vorgang der Aufstauung und Verbauung dieser an sich eisfreien Seitentäler durch die Eis- und Schuttmassen des Haupttals im Grunde immer wieder der gleiche ist, so weisen auch die Profile dieser Terrassensedimente, wo sie in günstigen Aufschlüssen zugänglich sind, meist eine bemerkenswerte Übereinstimmung auf. Als klassisches Beispiel betrachten wir zunächst die Verbauung des Halblechtals und seiner Seitentäler durch den Lechgletscher, der schon v. KLEBELSBERG 1913 (S. 228 ff.) eine eingehende Darstellung gewidmet hat. Im ganzen überschätzt v. KLEBELSBERG, was das Material der Verbauung angeht, den Anteil der Moräne auf Kosten der Schotter und Bändertone. Hierzu kann man bei ungenügenden Aufschlüssen leicht verleitet werden, da die Fernmoräne oberflächlich über die Terrassensedimente weit nach O hinausgreift. Nur im NW (Zone Mühlhartenkopf, Buchberg) [B 11] besteht die Terrasse ganz aus Moräne. Die daran nach O anschließenden Schotter leiten sich freilich zunächst wohl gleichfalls vom Lechgletscher her, da sie zahlreiche gekritzte Geschiebe enthalten. KOCKEL fand Bändertone und gut geschichtete Schotter noch im ganzen Tiefenbachgebiet und im Halblechtal „in den Rohrecken“ [C 12], also noch unterhalb der Lobentalmündung. Die Serie dieser Terrassensedimente besteht im ganzen Halblechtal-Lobentalgebiet an der Basis aus gelegentlich hervortretenden Schottern, darüber aus blaugrauen, schmierigen, bis über 15 m mächtigen Bändertonen. Diese finden sich vorwiegend in dem Teil des alten Stausees, der von Gerölleinschwemmungen zunächst verschont blieb, nämlich von der Geigersau [F 11, 12] über die Lettenflecke (Name! mächtigste Aufschlüsse, flach NO fallend) zur Leiteraue [D 11, 12], zum Altenhüttengraben [D 12] (15° NNO fallend, parallel zum Hennenkopffhang) und unter dem Wasserfilz [C 11, 12] zu den Rohrecken hinüber (30° S fallend, wohl parallel dem Nordhang des ersäufte alten Halblechtals). So läßt sich geradezu das alte Seebodenrelief feststellen.

Über den Bändertonen folgen stets mächtige Schotter, und zwar im Nordteil sofort ebenschichtige Schotter, so an den Lettenflecken bei 1085 m. Im

S dagegen haben vorher transportkräftige Seitenbäche (Lobentalbach, Bockstallbach) kreuzgeschichtete Deltas in den Bändertensee hineingebaut, ehe alles von Flußschottern überzogen wurde. v. KLEBELSBERG's Angaben hierüber (1913, S. 233) seien durch folgendes Profil von der Geigersau, etwas nördlich P. 1104 [F 11], ergänzt:

Oberkante 1100 m
 horizontale Schotter (Flußschotter)
 Diskordanz etwa in 1090 m
 kreuzgeschichtete Schotter
 1060 m
 Bändertone

Die Zahl 1090 m für den Seespiegel, die v. KLEBELSBERG angibt, ist demnach hier durchaus zutreffend, ob auch weiter abwärts der See dieses hohe Spiegelniveau erreicht hat, ist nicht ganz sicher. Seine Absätze sind hier nämlich, namentlich in der Gegend der Leiterau, von Lechmoräne überdeckt, und es ist durchaus möglich, daß der See im Lobental zu seiner vollen Höhe erst aufgestaut wurde, als das Lecheis über den inzwischen zugeschütteten tieferliegenden See des Halblechtals hinaus nach O bis zur Wasserscheide [C 16] vordrang. In dieselbe Zeit des Eishöchststandes dürfte auch die Bildung eines kleinen Sees im Roßbach [E 9, 10], zwischen Jagdberg und Hennenkopf in fast 1200 m, fallen. Dort finden sich am Jagdbergs Ostfuß bis 35° O-fallende Bändertone.

Die Absätze des Halblechgebiets erlauben also folgende zeitliche Gliederung der Vorgänge:

1. Basale Flußschotter, erste Stauwirkung des herannahenden Eises.
2. Bändertone und, vor allem im S, Deltaschotter als Bildungen im Stausee.
3. Ausbreitung ebenschichtiger Flußschotter über das Gebiet des zugefüllten Sees.
4. Vorstoß des Lechgletschers bis zu seinem Maximalstand, vielleicht verbunden mit der Bildung kleinerer, höher liegender Teilseen.
5. Allmählicher Rückzug des Eises und Bildung kleinerer Rückzugsmoränenwälle auf den Terrassensedimenten.

Durch diese Moränenwälle ist die einst ebene Terrassenoberfläche in ein Hügelland mit zwischenliegenden Mooren gegliedert worden (besonders Leiterau) [D 11, 12]. Diese Moränenformen sind jedoch den fluviatilen Bildungen nur eben aufgesetzt.

Nach dem Rückzug des Eises haben sich die Bäche ihre Täler wieder neu gegraben. Da aber die Oberfläche der Verbauung nach N und zum Teil O flach abgedacht war, so ist es nicht erstaunlich, daß dieses Neueinschneiden nicht in der Achse der alten Täler, sondern ganz vorwiegend nördlich (Halblechklamm) und zum Teil auch östlich davon (Rötenbach) erfolgte. So entstanden eine ganze Reihe epigenetischer Schluchten im Flysch, deren Lage im einzelnen der Karte zu entnehmen ist. Einige davon hat schon v. KLEBELSBERG angeführt.

Grundsätzlich ähnlich wie im Halblechtal liegen die Verhältnisse im Halbamertal. Auch hier ist nur der unterste Teil des Tals bis etwas über die Trögellahne (schon außerhalb der Karte) hinaus nach S von Grund-

moräne mit reichlich kristallinen Geschieben verbaut. Kurz südlich davon beginnen die ersten Schotter und ziehen sich von da nach S in das Kartengebiet hinein. Die Terrassensedimente liegen am Kartenrand auf etwa 960 m und erreichen in der Gegend des Zusammenflusses der Quellbäche der Halbammer 1000 m. Hier bilden sie auf sämtlichen Spornen, namentlich aber zwischen Klamm bach und Eschenbach [B 20, 21] ausgezeichnet ebene Terrassen (Tafel III, Bild 5). Weiter talauf lassen sie sich im Angstbachtal bis zum Rundmoos, 1070 m [B 18], südlich vom Eschenbach bis auf die weite Fläche des Bläßling- und Lobbergmooses (1080 m) [C 19, 20] verfolgen. Ebenso greifen sie im Hengstbachtal bis zur Blauen Gumpe [C 22] und von da im Klausenbachtal bis gegen 1100 m hinauf. Wir haben also große Schotterkegel vor uns, die aus den einzelnen Seitentälern herauswachsen und sich im Halbammertal auf maximal 1020 m vereinigen. Der Südteil der von W und S kommenden Schottermassen führt kalkalpines Material, dementsprechend die Schotter der nördlicheren Bäche (Weißenbach und Angstbach) nur Flyschgerölle. Von zwei Punkten im S melden HAHN und v. KLEBELSBERG Kristallingeschiebe, die aus dem Lechgebiet über die „Wasserscheid“ hergebracht sein müssen.

Auch im Halbammertal ist die Verschotterung hocheiszeitlich, wie sich ebenso aus ihrer Beziehung zur hocheiszeitlichen Moräne des Trögellahngebiets wie aus dem stellenweisen Übergang der Schotter in die Endmoränen der Lokalvergletscherung ergibt. Ihr innerer Aufbau weist jedoch nicht die schöne Gliederung der Halblechverbauung auf. Immerhin konnte RICHTER an einer Stelle Bändertone feststellen, nämlich im unteren Angstbach [B 19], bei P. 1011, in einer Mächtigkeit von 6 bis 8 m. Auch sie werden von Schottern überlagert. Die Basalschotter finden vielleicht ein Äquivalent in einer Lage großer Blöcke von Reischlsberger Sandstein, die weiter unten am Klamm bach [B 20] die Basis der Terrasse bildet.

Auch die Epigenesen des Halblechtals finden sich an der Halbammer wieder. So liegen die Schluchten des Eschenbachs und Klamm bachs oberhalb ihres Zusammenflusses größtenteils im Flysch, während die Verschotterung ihres alten Betts zwischen diesen beiden Schluchten unangetastet blieb. Ebenso sind der Hengstbach und unterhalb seiner Mündung die Halbammer bis zur Trögellahnmündung aus ihrem früheren Bett nach O abgedrängt und laufen in epigenetischen Schluchten, größtenteils im Flysch.

Von kleineren Gewässern dieser Nordzone hat namentlich die Pöllat nahe ihrer Mündung weitgehende Umgestaltungen ihres Laufs durch das Eis erfahren. Zwei alte Mündungen des Pöllaltals sind durch Moräne verbaut worden: 1. die zwischen Gassenthomaskopf und Marienbrücke-Jugend P. 985 [H 5] (Tafel VI, Bild 11), und 2. die zwischen Marienbrücke-Jugend und Neuschwanstein. Da diese zweite Mündungsschlucht wohl erst nach Verbauung der ersten, aber sicher nicht in glazialer Zeit angelegt wurde, so müssen wir wohl annehmen, daß die älteste Schlucht am Fuß des Gassenthomaskopfs bereits in einer früheren Eiszeit verbaut und die zweite zwischen Jugend und Neuschwanstein schon interglazial angelegt worden ist. Die heutige Schlucht östlich Neuschwanstein ist eine postglaziale Epigenese. Von der Neuschwansteiner Mündungsstufe ziehen sich Terrassenreste mit Schottern talauf und steigen dabei von 1050 m (Wasserreservoir von Neuschwanstein) bis 1120 m (nördlich des Bleckenauhauses) an. Bändertone sind darin nur untergeordnet entwickelt, zudem die Aufschlüsse schlecht. Erwähnt seien die schönen, heute

zerschnittenen Schuttkegel des Tegelberggrabens und des Deutenhausener Bachs [I 7], die auf die Terrassenoberfläche eingestellt sind.

Schon die geringe Meereshöhe des Unterendes dieser Terrasse zeigt, daß sie nicht hocheiszeitlicher Entstehung sein kann, denn der Lechgletscher überschritt bei Hohenschwangau während seines Höchststandes die Höhe von 1400 m. Mit 1050 m Mündungshöhe entspricht die Pöllatverbauung sehr gut der Eismächtigkeit während des α -Stadiums und muß daher diesem zugerechnet werden. Daß wir keine Spuren des hocheiszeitlichen Lechgletschers im Pöllatal finden, ist eine Folge seiner intensiven Eigenvergletscherung (siehe unten S. 126).

Noch weiter südlich war das Gebiet des Bächgrabens [M 8] gleichfalls verschottert. Die dortigen Verhältnisse lassen sich jedoch nur im Zusammenhang mit der Vergletscherung des Beckens von Reutte deuten und sollen daher hier außer Betracht bleiben. Dagegen zeigt der kleine Schleifmühlgraben [F 8] gleichfalls eine deutliche Verschotterung von gegen 50 m Mächtigkeit, deren Höhenlage jedoch nicht so genau festzulegen ist. Von 1050 m über der Hölle steigt sie rasch auf 1250 m südlich der Drehalpe [F, G 8].

Unbedeutend sind auch die Verschotterungen in den Tälern der Scherenaue^r und Schleifmühlaine bei Unterammergau, die sich an die oben beschriebenen Moränen des Ammergletschers talcinwärts anlehnen. Auch in den Gräben der Aufacker-Südseite finden sich Reste derartiger Verbauungen, namentlich im Laine graben [B 31] zwischen 1100 und 1160 m und in der Graflaine [C 32] von 1120 bis 1180 m. Eine nähere Betrachtung erfordern noch die Verhältnisse im Tal der Weidachlaine („Große Laine“ der Karte) [D 31—C 33] östlich Oberammergau.

Im wesentlichen gleicht das Bild in verkleinertem Maßstab dem des Halblechtals: Die Talmündung durch Fernmoräne des Ammergletschers verbaut, dahinter eine mächtige Zufüllung aus Bändertonen und Schottern, das Ganze bis weit hinauf von Moräne bedeckt und dann postglazial zerschnitten, wobei an zwei Stellen, nämlich an der Talumbiegung nordnordöstlich P. 1186 [C 33] und nahe der Mündung, der neue Lauf nach N aus dem alten Tal in das anstehende Gebirge abgedrängt wurde. Einige Umstände jedoch sind auffallend: Bändertone finden sich schon sehr weit unten im Tal, nämlich in der 300 m oberhalb St. Gregor mündenden linken Seitenschlucht, also in einem Gebiet, in dem sonst reine Moräne dominiert. Auch weiter oben bei P. 998 [D 32] sind sie gelegentlich zu sehen, doch sind die Aufschlüsse schlecht. Andererseits kommen noch auf der Aiplealpe zahlreiche zentralalpine Geschiebe vor, und erst in der Gegend nördlich P. 1186 werden sie so selten, daß man sie der schwachen Transfluenz vom Loisachgletscher her zuschreiben kann. Sehr auffallend ist auch das Verhalten der Terrassenoberfläche. Sie steigt von 1030 m nahe der Mündung langsam und gleichmäßig auf zirka 1070 m östlich der Aiplealpe. Dann wird ihr Gefälle plötzlich größer, ohne daß die Terrassenfläche, die mit scharfer Kante gegen die junge Schlucht absetzt, als solche aufhörte. So erreicht sie nordnordöstlich P. 1186 1160 m und steigt nun wieder ganz langsam in den Himmelreichgraben hinein bis oberhalb P. 1176. Zugleich setzt sie sich auch ganz eben nach SO fort in die sumpfige Paßfläche von Hochplaiken [C 33].

Die fast ausschließlich aus Flyschgeröllen bestehende Schotterterrasse des Himmelreichgrabens [C 33] entspricht nach Höhenlage und Ausbildung ganz den erwähnten Schottern der Graflaine und des Laine grabens. Sie ist also hocheiszeitlicher Entstehung, und der Ammergletscher hat sie nie, der Loisach-

gletscher über Hochplanken weg nur gerade eben noch überdeckt. An ihrer Bildung ist das Loisachtal jedoch insofern beteiligt gewesen, als es einen Abfluß des Wassers durch den Ammertalgraben nach O verhindert hat. Dagegen müssen die Bändertone im unteren Tal und ihre ebene Oberfläche bis östlich Aiplealpe schon vor dem Höchststand des Eises entstanden sein. Wir kommen also zu folgender Chronologie der Vorgänge:

1. Verbauung nur der Talmündung bei St. Gregor durch Moräne und Eis, Aufstau eines Bändertonsces mit einem Spiegel von zirka 1030 m.
2. Zuschüttung dieses Sees mit Bändertonen und Schottern.
3. Anwachsen des Eisstroms zu seinem Höchststand (1250 m bei Oberammergau, 1180 m in der Graflaine, 1160 m am Ostende nahe P. 1186). Überkleidung der früheren Absätze mit Grundmoräne und Bildung der höchstgelegenen Verschotterungen (Graflaine, Himmelreichgraben).
4. Rückzug des Eises, Zerschneidung der Terrassen..

Es bleibt noch die Frage zu klären, weshalb die Verbauung im Himmelreichgraben nach Rückzug des Eises nur wenig zerschnitten wurde, so daß ihr Zusammenhang durch ein zwar steileres, aber immer noch breites Talbodenstück mit der Terrasse der Aiplealpe und des unteren Talstücks erhalten blieb. Wenn dies schon bei der Graflaine nicht möglich war, so ist daran nicht nur der Unterschied in der Entfernung von der Erosionsbasis schuld, sondern vor allem der Umstand, daß sich dem Abfluß des Himmelreichgrabens von S her der mächtige Lokalmoränenwall des Bärenbads (P. 1186) entgegenstellte. Er hat die Verschotterung des Talstücks südlich P. 1176 zwar nicht bewirkt, aber ihre Zerstörung ganz wesentlich verzögert.

Wie man sieht, gleichen sich die Vorgänge im Weidachlahntal und im Halblechtal weitgehend. In beiden Fällen war die Hauptverbauung fertig, bevor der Gletscher zu seinem Höchststand vorstieß. Dasselbe finden wir nun endlich auch an der letzten großen Scitentalverbauung unseres Gebiets, an der Mündung der interglazialen Ammer ins verbreiterte Loisachtal, westlich Oberau. Hier hat außer v. KLEBELSBERG namentlich PENCK 1922 eine eingehende Beschreibung geliefert, die im wesentlichen mit unseren Ergebnissen an anderer Stelle übereinstimmt. Das interglaziale Ammertal reichte, wie schon PENCK beobachtete, bei „im Kessel“ [H 32, 33] bis auf 720 m herab, denn schon in dieser Höhe lassen sich an der nördlichen Talflanke Reste grober, aber wohlgerundeter Ammerschotter nachweisen. Daß auch weiter westlich in 800 m der alte Talboden noch keineswegs erreicht ist, wie v. KLEBELSBERG annahm, bewies aufs deutlichste der Stollenbau der Firma Kienzerle in Oberau. Er querte das verschüttete Ettaler Tal in 800 m Meereshöhe und traf dabei vom Dolomit des Nothmassivs bis zu dem des Mühlbergs auf einer Länge von nicht weniger als 180 m nur Kies an. Diese Schlucht wurde nun — wie wir im Gegensatz zu PENCK annehmen — erst beim Herannahen des Loisachtalgletschers durch die erwähnten groben Schotter der Ammer, weiter oben dann durch Bändertone und zuletzt durch feinere Lokalschotter aufgefüllt. Erst darüber folgen Schotter und Moränen, die an kristallinen Geschieben reich sind — wie man sieht, genau das gleiche Bild, wie wir es vom Halblech und von der Weidachlahne kennen. Auch hier quoll der Gletscher erst zuletzt über die fertige Verbauung hinweg und bedeckte sie mit Moräne. Zum Unterschied von jenen beiden Stellen aber wurde der Ettaler Paß infolge seiner Lage dicht am mächtigsten Eisstrom des

Gebiets nicht gleich nach der Hocheiszeit vom Gletscher wieder geräumt, und wir werden ihm deshalb bei der Besprechung der stadialen Bildungen nochmals begegnen.

Im übrigen sind südlich der großen Kammlinie Säuling—Laber hocheiszeitliche Talverbauungen selten. Daß die Verbauung des Sä g e r t a l s westlich Linderhof dem α -Stadium angehört, wurde schon oben bei Besprechung der Moränen erwähnt (Fig. 20). In den südlichen Gebietsteilen schließen dann allenthalben Eigen- und Fernvergletscherung so eng zusammen, daß für aquatische Absätze zur Hocheiszeit kein Raum blieb. Eine kurze Betrachtung verdienen aber noch die Verhältnisse im G i e ß e n b a c h t a l südwestlich Oberau [K 28—H 33], da sie in manchen Punkten anders liegen als die bisher besprochenen. Zunächst ist eine Verbauung des Talausgangs oder gar dessen epigenetische Verlegung nicht mehr nachweisbar, denn die Moränenkappe auf der Schulter nördlich des Rabenkopfs [H, I 33] in 870 bis 880 m verstopft keinesfalls einen alten Talausgang, sondern wird allenthalben in geringer Tiefe von anstehendem Dolomit unterlagert. Auch beginnen größere Verbauungen erst oberhalb der Talenge bei P. 1060. Vorher finden sich nur kleine Reste bei der Oberauer Holzer-Hütte [I 31] (400 m südwestlich P. 890) sowie (hier deutlich als Schotter ausgebildet) auf den scharfen Anrissen der Raiblerschichten 300 m ostnordöstlich P. 1060. Sowie sich nun aber oberhalb der Enge das Tal erweitert, erweist es sich ständig und zum Teil sehr mächtig erfüllt von eigenartigen Schuttmassen, die bis zum höchsten Talboden auf 1400 m hinaufreichen. Ihr Material bilden zum größten Teil scharfkantige oder schwach gerundete Stücke von Hauptdolomit, deren an sich regellose Packungen durch Einschaltung lehmigerer Lagen im großen geschichtet sind. Ortsfremdes Material fand sich im Innern dieser Ablagerung nicht, wohl aber ist das Ganze ähnlich wie bei Halblech und Weidachlahne überdeckt mit Grundmoräne, deren Reste gleichfalls bis über 1400 m hinaufreichen. Stellenweise, so namentlich auf dem Sporn westnordwestlich P. 1176 [K 29] läßt die Oberfläche Moränenwälle erkennen. An anderen Stellen, so nördlich und östlich der Roßalpe, treten scharfe Terrassenkanten auf, meist aber ist die Bildung zu stark zerstört, um eine deutliche Oberflächengestaltung aufzuweisen. Mit dem alten Talboden, dessen Reste sich als Felsterrasse von der erwähnten Schulter nördlich des Rabenkopfs bis gegen P. 1176 zu verfolgen lassen, steht sie in keinerlei Beziehung.

Die Überkleidung mit Fernmoräne beweist, daß auch im Gießenbachtal der größte Teil der Verbauung in die Zeit vor dem Höhepunkt der Würmeiszeit fiel. Die Lehmlagen entsprechen wohl den Bändertonen anderer Vorkommen. Die dauernde reichliche Zufuhr scharfkantigen Dolomitschutts von den steilen Flanken des sehr schmalen Stausees ließ es nicht zur Ausbildung echter Bändertone kommen. Der See hat wohl nur so lange bestanden, bis die steigende Eisflut den südlich benachbarten Schafkopfkamm überwältigte und nun nicht nur von unten, sondern auch von der ganzen rechten Flanke aus in das obere Gießenbachtal eindrang.

Andern Ursprungs sind die diluvialen Schotter des mittleren und unteren Lahnenwiesgrabens. Sie werden nicht mehr von Moräne überlagert, sondern haben diese selbst aufgearbeitet, sind also spätglazialen Alters. Sie haben einmal die Talweitung südlich P. 1094 [M 28], dann aber besonders den großen Kessel der Reschbergwiesen [L, M 30, 31] erfüllt. Die ungeheure Zufuhr von Material, wie sie namentlich die Zuschüttung der Reschbergwiesen verlangt,

kann nur den Verhältnissen unmittelbar nach Schwinden des Eises zugeschrieben werden. Daher ist für die beiden ältesten der Reschbergterrassen, nämlich für die nördlichste und für die größte um P. 852'4 herum, noch diluviales Alter anzunehmen. Die tieferen Terrassen, die ihre Entstehung nicht weiterer Materialzufuhr, sondern nur der zunehmenden Vertiefung der Mündungsschlucht des Lahnenwiesgrabens verdanken, sind ins Alluvium gestellt.

Gleichfalls dem jüngsten Diluvium dürften die Terrassenschotter und Sande von Mühlberg [D, E 6] nordöstlich Füssen, am Nordrand unserer Karte, angehören. Es sind etwa 8 m Sand, überlagert von etwa 4 m bis apfelgroßen Geröllen. Ihre Oberfläche ist sehr eben und scheint in gleichem Niveau (800 m) auch sonst im Gebiete der Füssener Bucht ziemlich weit verbreitet zu sein. Es muß sich hier um einen spätglazialen Terrassenrest handeln.

3. Die Moränen der Lokalglletscher.

Setzen wir für unser Gebiet die Höhe der Schneegrenze in der Hochwürmeiszeit zu 1300 m bis 1350 m an, so wird leicht verständlich, warum ausgedehnte Spuren der Lokalvergletscherung, ebenso wie ausgedehnte Terrassen sich vorwiegend auf der Nordseite des Ammer-Laberhauptkammes finden. Nur hier war nämlich einerseits die Gipfelhöhe (1600 bis 2000 m) genügend, um größere Firnmassen entstehen zu lassen, andererseits der inneralpine Eisstrom nicht mehr so hoch, daß er die Entwicklung der Lokalglletscher hemmte. Die Lokalmoränen der Berge südlich des Ammerlängstals sind daher vorwiegend stadialen Alters. Aber selbst am Westende des nördlichen Hauptkammes, im Pöllattal, hat der Lokalglletscher zur Hocheiszeit den Lechglletscher noch erreicht. Seine Moräne finden wir gratbildend noch zwischen Älpeleskopf und Gassenthomaskopf [I 5] bis zu einer Höhe von 1350 m. Wohl mehr als Grundmoräne war sie auch an der erwähnten Verbauung des Pöllattals bei Neuschwanstein beteiligt. Dagegen lassen die schlechten Aufschlüsse weiter oben, im Gebiet der großen Pöllatterrasse, die basale Würmmoräne unter den stadialen Terrassensedimenten nicht erkennen.

Einen Übergang zwischen diesem mit dem Ferneis noch vereinigten Gletscher und den ganz selbständigen Lokalglletschern weiter östlich bildet der Gletscher des Lobentals [H 10—F 11]. v. KLEBELSBERG's Hypothese, daß er in dem erwähnten Stausee des Lobentals sein Ende gefunden habe, ist sehr wahrscheinlich. Nicht nur das völlige Fehlen seiner Stirn- oder Endmoräne ist kaum anders zu erklären, sondern wenn man nach dem Beispiel der Nachbarglletscher die vermutliche Endlage des Lobentalglletschers berechnet, so kommt man tatsächlich genau in das Gebiet, das uns durch seine Stauseesedimente, namentlich durch mächtige Deltaschotter, schon bekannt geworden ist. Nicht ganz so tief reichte der Gletscher in dem östlichen Seitental des Lobentals, dem ebenen Kessel des Wank [G 12, 13]. Seine Endmoränen finden sich in 1140 m als undeutliche Wälle und Reste am Weg nach Kenzen sowie nördlich vom „Loch“. Talauf folgt eine doppelte Trogstufe, die beiden Gumpenkare, von denen das obere (1620 bis 1640 m) mehrere parallele Blockwälle von Wettersteinkalk aufweist. Ihre Anlage geht wohl auf ein Rückzugsstadium zurück, doch können sie sich auch heute noch fortbilden, denn das obere Gumpenkar ist bis weit in den Sommer hinein von einem Firnfeld erfüllt, über das die von den Wänden der Krähe und Hochplatte abstürzenden Blöcke bis zu jenen Wällen herabrollen. Auch im Kenzentale findet sich

westlich der Diensthütte ein Wall von Ufermoräne, während jüngere Moränen im ganzen Einzugsgebiet des Kenzenbachs fehlen.

Während nun weiter der kleine Trog des westlichen Roßstall [E 14] infolge seines beschränkten Einzugsgebiets seine schönen Endmoränenwälle schon auf 1320 m liegen hat, reichen die Ufer- und Endmoränen des Krottensteingletschers (Lainbachtal) [D 15] in trefflicher Erhaltung von 1300 m bis unterhalb 1100 m hinab und umschließen das Zungenbecken des Krottensteinmooses. Von den höherliegenden Talstufen der Baumgartenalpe (1300 m) und der Vorderen Gruben (Kar in 1560 m) [E 15] trägt wiederum nur die obere einen Wall ähnlich dem des oberen Gumpenkar.

Es folgt nun nach O der größte Gletscher dieses Gebirgskamms, der Kronwinkelgletscher, zugleich der einzige, dem es gerade noch gelang, die Sohle des Halbammertals zu erreichen. Dadurch wurde das breite Tal bis hart an die Kronbachhütte (1041 m) [C 18] zugebaut, und der Wassergraben, der es durchfließt, gezwungen, nach N in einer schönen Umfließungsrinne bis zum P. 1041 auszubiegen. Das Zungenbecken des Kronwinkelmooses [D 17] wird von mehreren Moränenwällen umschlossen, die sich dann beiderseits in Ufermoränen bis 1400 m hinauf fortsetzen. Die beiden deutlichen Karnischen, Ochsenanger und Gamsanger (1660 m) [F 16, 17], sowie die tiefere Stufe des Roßstalls (1340 m) [E 17], die unterirdisch entwässert, weisen keinerlei Moränen auf. Geringer war der östlich folgende Spürckgletscher [D 18], dessen Endmoräne bis 1120 m hinabreicht. Seine westliche Ufermoräne ist mit der östlichen des Kronwinkelgletschers verschmolzen, die östliche dagegen deutlich zu erkennen. Rückzugsmoränen fehlen auch hier.

Ein ähnlich ungleiches Zwillingspaar bilden dann die Gletscher des Baierbachs [C, D 20] und des Klausenbachs [D 20, 21]. Auch hier zieht sich der westliche bis 1070 m herab, viel ausgedehnter als der östliche, dessen Endmoräne nur bis 1200 m reicht. Ungewöhnlich mächtig ist die linke Ufermoräne des Baierbachgletschers; setzt sie doch den ganzen Kamm des Lobbergs zusammen und überhöht so den Gletscherboden um mehr als 100 m. Erst in 1400 m schließt sie an das Gebirge an, während die gegenüberliegende, mit dem Klausenbachgletscher gemeinsame Ufermoräne an der Steller-Leiten nur 1300 m erreicht. Trefflich sind auch die beiden Zungenbecken südwestlich vom Seitzenthal und südwestlich vom Schwabenkopf entwickelt, letzteres von einem inneren Endmoränenkranz in 1230 m umschlossen. Während nun aber die höheren Stufen des Baierbachgletschers, namentlich die der Klebalpe (1320 m) [E 19] moränenfrei sind, tragen die beiden deutlichen Karnischen des Klausenbachtals, nämlich bei der Oberen Alpe [E 20] in 1440 m und nordöstlich Dreisäulerkopf in 1420 m kleine Endmoränen, die wohl dem α -Stadium angehören. Selbst der kleine Lausbachgletscher, der weiter östlich folgt, hat seine Moränen bis 1040 m hinabtreiben können, wohl eine Folge des sehr steilen Gefälles des Lausbachtals. Dagegen fehlen ihm Stadialmoränen. Noch kleiner war der vom Teufelstättkopf nach N herabziehende Hengstbachgletscher [D 23], dessen äußerster Moränenwall denn auch nur bis 1270 m herabreicht. An sie schließt sich eine östliche Ufermoräne, während die westliche vom Hengstbach zerschnitten ist. Oberhalb eines kleinen Walles in 1330 m finden sich dann hier keine Moränen mehr.

Bedeutender war der Gletscher, der sich auf der Ostseite des Teufelstättkopfs von der Steigalm [E 24] herab entwickelte und zwei hohe Wälle von Ufermoränen schuf, die zu beiden Seiten des Kurztalgrabens bis 1130 m

herabreichen und hier über der Moränenverbauung der Schleifmühlaine endigen. Dem Stau der rechtsseitigen Ufermoräne verdanken die Moorböden der Längentalalpe [E 25] und der Altemutter ihre Entstehung. Ein kleiner Wall liegt im Kar der Steigalm auf 1400 m. Dagegen trug nördlich dieses Gebietes die Kühalpe (1363 m) [D 24] ein eigenes kleines Firnbecken mit undeutlichen Endmoränen in 1300 bis 1270 m.

Während der Rest des Ammergebirgskamms vom Pürschling bis zum Ammerquertal keinen größeren Eigengletscher mehr geliefert hat, entfloß der Hochregion des Labergebirges ein ziemlich kräftiger Eisstrom, dessen Endmoräne den prächtigen Doppelbogen des Bärenbads (P. 1186) [D 33] bildet. Sie setzt sich rückwärts in zwei Ufermoränen fort, die, durch den Rücken des Wettersteinkalks unterbrochen, nach S als hohe Wälle weiterziehen, den Talkessel der Soilaalpe [E 33] einschließen und sich an den Höllkopf und das Ostende des Labergipfelkamms anlehnen. Nördlich und südwestlich der Soilaalpe liegen kleine Wälle in 1315 und 1360 m, während der Cenomanriegel, der das „Seelein“ im N begrenzt (1410 m), nur eine lose glaziale Blockstreu trägt. Im Bärenbad berührten sich, wie schon erwähnt, Lokalgletscher und Ferngletscher, nur durch den Moränenwall voneinander getrennt. Noch weiter östlich liegt in der Nordwand des Schoberwaldes (P. 1380'6) [D 34] eine reizvolle kleine Karnische in 1160 m, nach N durch eine kleine Blockmoräne abgesperrt.

Sehr spärlich sind dagegen die Spuren der Lokalvergletscherung auf der Südseite des Hauptkamms gegen das Ammerlängstal. Nur der Martinsgraben westnordwestlich Linderhof [F 19] ist mit kalkalpiner Grundmoräne zwischen 1300 und 1050 m verstopft. Der zugehörige Gletscher muß aus dem Winterkar und dem obersten Martinsgraben herabgekommen sein und während der Hocheiszeit das Ferneis am Eindringen in die höheren Teile des Martinsgrabens verhindert haben. Moränen eines kleinen Lokalgletschers finden sich endlich östlich vom Ettaler Mandl im Höllgraben [F 34] bis 1000 m herab. Auch dieser Gletscher muß sein kleines Gebiet erfolgreich gegen das Eindringen des Loisacheises verteidigt haben. Etwas leichter hat es dabei wohl das Firnfeld gehabt, das, vom Südkamm des Großen Lober herabkommend, den kleinen Moränenwall des Aiplebodens (1190 m) [F, G 34] im obersten Loberlaintal schuf.

Die meist stadialen Moränenbildungen im Gebietsteil südlich des Ammerlängstals und in den Hohenschwangauer Bergen sind mit ihrer Höhenlage unmittelbar der Karte zu entnehmen. Auf einige von ihnen wird zuletzt bei der Chronologie noch hinzuweisen sein.

4. Chronologische Einordnung der Vorkommen.

Die Chronologie der Würmeiszeit, deren Grundlagen von PENCK stammen, ist durch die Arbeiten von TROLL 1925, LEYDEN 1925 und zuletzt von KNAUER 1928 abgeändert und genauer festgelegt worden. Danach gestaltet sich das Bild der Vorgänge während der Würmeiszeit folgendermaßen:

- I. Vorrückungsphase (Wessobrunner Phase KNAUERs, von TROLL als Singener Phase für ein Rückzugsstadium gehalten).
- II. Hochwürmeiszeit.
 - a) Äußerste Randlage (Stoffener Phase KNAUERs).
 - b) Schaffhausener Phase TROLLs = Reichlinger Phase KNAUERs.
 - c) Diessenhofener Phase TROLLs = St. Ottilienphase KNAUERs.
- III. Rückzugsstadien.
 - a) α -Stadium TROLLs = Weilheimer Stillstandslage.

- b) β -Stadium TROLLs = Bühlstadium PENCKs z. T. = Krünnstadium LEYDENs.
- c) Gschnitzstadium.
- d) Daunstadium.

Diese Gliederung ist nicht nur die zurzeit wahrscheinlichste, sondern die Vorkommen unseres Gebiets lassen sich ihr auch ziemlich zwanglos einordnen. Zunächst ist klar, daß sowohl der Höchststand des zentralalpinen Eises wie auch die Reihe kräftiger Lokalmoränen am Nordabfall des Gebirges in 1050 bis 1200 m der Zeit II (Hocheiszeit) angehört. Daß beide gleichzeitig sind, läßt sich zudem unmittelbar beweisen. Die Endmoräne des Baierbachgletschers sowohl, wie die des Soilagletschers geht nämlich nach unten unmittelbar in die höchsten Teile der Stauschotter über. Die drei Phasen der Hocheiszeit liegen auch bei den großen Vorlandgletschern so wenig auseinander, daß man bei unseren kleinen Lokalgletschern ihre Spuren nicht einzeln erwarten kann. Immerhin sind auch hier die eigentlichen Endmoränenwälle häufig gedoppelt (s. o. S. 127 f., Kronwinkelgletscher, Klausenbachgletscher, Soilagletscher).

Von kleinen Gletschern, die mit ihrer Zunge den Ferneisstrom noch erreichen, aber dennoch eigene Moränen schufen, gehören hierher die erwähnten kleinen Gletscher der Lober-Ostseite sowie kleine Lokalgletscher der Seitentäler des mittleren und unteren Lahnenwiesgrabens, deren Moränenwälle der Karte zu entnehmen sind.

Spuren der Wessobrunner Vorrückungsphase sehen wir vor allem in der eigenartigen Ausbildung der meisten Talverbauungen. Immer wieder (Halblech, Weidachlahne, Gießenbach) erkennen wir, daß zunächst ein Bänder-ton- und Deltaschottersee aufgestaut wird, daß dieser dann Zeit hat, sich völlig mit Sediment zu füllen, und daß erst dann das Eis erheblich weiter vorrückt und die aquatischen Absätze mit Moräne überzieht. Bei gleichmäßigem Vorrücken des Gletschers bis zum Höchststand wären diese Profile kaum zu verstehen. Die Zeit der tiefer liegenden und bedeutenderen Bänder-tonseen unseres Gebiets entspricht offenbar der Wessobrunner Phase.

Während wir für die Hocheiszeit die Lage der Schneegrenze auf 1300 bis 1350 m annehmen müssen, lag sie während des ersten großen Rückzugsstadiums schon bedeutend höher, nämlich auf 1450 bis 1500 m. Dementsprechend lag auch die Oberfläche der Ferneisströme tiefer, bei den großen Talgletschern etwa 250 bis 300 m; jedoch erreichten Lech- und Loisachgletscher noch das Vorland. Der Lechgletscher erfüllte jedenfalls noch das Füssener Becken und erreichte Pfronten, während der Loisachgletscher sich bis zum Weilheimer Moränenzug erstreckte. Für den Ammergletscher hat TROLL 1925 die schönen Endmoränen von Altenau dem α -Stadium zugewiesen. Sie liegen zwar nur zirka 4 km hinter denen von Saulgrub, die Troll noch der Hocheiszeit zurechnen möchte, dennoch ist an ihrem stadialen Alter nicht zu zweifeln. Wenn hier eine Unstimmigkeit vorliegt, so könnte sie nur das hocheiszeitliche Alter der Saulgruber und Baiersoiener Moränen betreffen, die PENCK ja gleichfalls dem Weilheimer Gletscherhalt zuweisen wollte. Doch liegt diese Frage außer dem Rahmen unserer Arbeit.

Die Altenauer Moränen (außerhalb der Karte nördlich von Scherenau [A 26]) bilden in 830 bis 850 m eine ausgedehnte Region zahlreicher, hintereinander liegender Moränenwälc. An sie schließt sich westlich, namentlich aber östlich der Ammer Ufermoräne an, die bis Unterammerrgau hin auf knapp

900 m ansteigt. Wir können hier also die Eishöhe im α -Stadium auf 900 m, d. h. auf 250 bis 300 m weniger als zur Hocheiszeit festlegen. Dem entspricht, wie schon erwähnt, sehr gut die Höhendifferenz, die sich in der Hohenschwangauer Gegend für den Lechgletscher aus dem α -stadialen Alter der Pöllatterrasse ergibt. Für den Loisachgletscher in der Gegend von Oberau kämen wir dann auf eine Eishöhe von mindestens 1200 m, woraus folgt, daß damals der Ettaler Paß noch immer von einer über 300 m mächtigen Eismasse überschritten wurde. Auch das Ammerlängstal war von Ferneis erfüllt, und wir dürfen die tieferen Moränen des ganzen Ammertals dem α -Stadium zurechnen, wie das oben schon für die Region Drei Brunnlein—Linderhof wahrscheinlich gemacht wurde.

Die geringere Höhe des Ferneisstroms erlaubte nun auch den Lokalgletschern im Südtteil unseres Gebiets freiere Entfaltung. Von ihnen gehören dem α -Stadium an: die großen Wälle von Ufermoräne, die östlich der Kühälpe (südlich Graswang) ein Zungenbecken in 1370 m [K 26] umschließen, wenn auch ihr Zusammenschluß zur Endmoräne, wohl durch erosive Erniedrigung, heute erst in 1300 m liegt. Weiter der große Moränenwall südsüdöstlich vom Brünstelskopf [L 28], der in zirka 1370 m in N—S-Richtung hinzieht, aber wohl nur den Rest einer tiefer greifenden, bogenförmigen Endmoräne darstellt, die den Brünstgraben einmal abgeschlossen hat. Ebenso steht die Großkaralpe [H 29] nordöstlich der Karspitze in 1373 m auf einem Schuttwall, der zwar heute keine Moränenform mehr zeigt, aber doch wohl das Ende des α -stadialen Nothkargletschers andeutet. Von den Rückzugsmoränen auf der Nordseite des nördlichen Hauptkammes gehören dem α -Stadium an die kleinen Wälle im Klausenbachtal (1420 und 1440 m) [E 20] sowie auf der Steigalm [E 24] und endlich der Moränenwall südlich der Soilalpe (1360 m) [E 33].

Auch in den Hohenschwangauer Bergen hat das α -Stadium lokale Endmoränen hinterlassen, so am Mühlberger Älepe (1412 m) [F 9], am Älepe [I 5, 6] am Nordfuß des Säuling (mehrere Bögen in 1300 m und niedriger), nördlich der Bennaköpfe (1270 m), auf der Vorgesäßalpe [L 7] am Nordfuß des Zundernkopfs (1400 m) und an der Rothmoos-Westseite (1350 m) [L 7, 8]. Auch die Wälle dicht über dem Schützensteig, südöstlich des Jägerhüttls, nahe der Paßhöhe (zirka 1450 m) [L 11] soheinen trotz ihrer etwas höheren Lage hierher gerechnet werden zu müssen. Noch höher liegt der Doppelwall südöstlich vom Schlagstein [L 9] (1500 m); da er aber nicht die Endlage des Gletschers angibt, sondern als Ufermoräne aufzufassen ist, so muß auch er dem α -Stadium zugerechnet werden.

Nach diesen Vorkommen müssen wir die Höhe der Schneegrenze während des α -Stadiums in unserem Gebiet auf 1450 bis 1500 m annehmen, also 150 m höher als in der Würmeiszeit. Das entspricht nicht den Angaben PENCKs für das Bühlstadium, das dieser denn auch neuerdings durchaus dem β -Stadium TROLLs gleichordnet (1925, S. 366). An derselben Stelle aber rechnet er auch heute noch die Weilheimer Moräne dem Bühlstadium zu. Die Befunde in unserem Gebiet sprechen dafür, daß es eine Rückzugsphase gegeben hat, deren Schneegrenze nur etwa 150 m über der der Hocheiszeit lag. Wir bezeichnen sie nach wie vor als α -Stadium und halten es für wahrscheinlich, daß ihr die Altenauer und wohl auch die Weilheimer Moränen zuzurechnen sind.

Suchen wir nun aber die Schneegrenze für das nächstjüngere Rückzugsstadium in der Eigenvergletscherung unsres Gebiets, so finden wir sie mit

1600 bis 1650 m aufs trefflichste mit PENCKs Angaben über das Bühlstadium (β -Stadium) zusammentreffend.¹⁾ Hierher gehören aus dem südlichen Gebiet die kleinen, schon von v. KLEBELSBERG erwähnten Wälle östlich des obersten Elmautals, nämlich auf der Nordwestseite des Krottenköpfels [M 24, 25] in 1500 bis 1550 m und auf der Paßhöhe der Enningalpe in 1550 m. Auch RICHTER konnte in diesen Moränen nur kalkalpines Material finden; so führt der Wall auf der Enningalpe vor allem den Plattenkalk des Windstierkopfes. Eben dahin müssen wir weiter östlich den Moränenwall in 1460 m [M 26] aus Plattenkalkschutt und die kleine Moräne am Südfuß des Brünstelskopfs [L 28] in 1400 m rechnen. Auch das Kühalpental zeigt in den beiden Karen „in den Gruben“ [L 25] (1530 m) und im „Wank“ [L 26] (1500 m) Wälle, deren Lage auf die Schneegrenze des β -Stadiums hinweist. Endlich sei die Moräne auf dem obersten Talboden des Nothkars [H 29] in 1500 m erwähnt, die gleichfalls hierher gehört. Im Nordgebiet finden sich sichere Moränen des β -Stadiums nur in den Hohenschwangauer Bergen: Auf der Nordseite des Branderschrofens (1520 m) [H 9] und auf der Hirschwangalpe (1566 m) [L 11]. Auch die Wälle auf der Niederstraußbergalpe (1600 m) [I 10], im Schwangauer Kessel (1620 m) [I 10] und im oberen Kählebachtal (1620 m) [I 11] scheinen hierher zu gehören.

Schwieriger ist die Frage zu beantworten, wie sich während des β -Stadiums die Talgletscher verhalten haben. Wie das Lechtal bei Pinswang, so scheint damals das ganze Ammertal von Eis schon völlig frei gewesen zu sein. Das wird leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß das Sinken des zentralalpinen Eisstroms nach dem α -Stadium sehr schnell zwei von den drei Zuflüssen des Ammergletschers zum Versiegen brachte. Nur über den Ettaler Paß konnten sich Eismassen noch einige Zeit ins Ammertal herüberschieben. Über die Höhe des Eises im Loisachtal während des β -Stadiums sind wir nicht genau informiert. LEYDEN 1925 glaubt bei Eschenlohe das seinem Krünnstadium entsprechende Ende des Loisachgletschers gefunden zu haben. Wenn das Krünnstadium der großen Talgletscher existiert, was PENCK ja bezweifelt, so kann es nur der eben behandelten Rückzugsphase unserer Lokalgletscher mit einer Schneegrenze in Höhe von 1600 bis 1650 m entsprechen. Diese Schneegrenze trifft aber genau mit PENCKs Bühls (= β -) Stadium zusammen. Es scheint uns demnach sicher, daß die mit dem Namen β - und Krünnstadium bezeichnete Phase zum mindesten in der kalkalpinen Lokalvergletscherung deutlichen Ausdruck fand. Und es ist nun nicht einzusehen, warum diese Stillstandslage an den Taleisströmen spurlos vorübergegangen sein soll. Auch ist es schwer, die mehrfachen Wälle von Ufermoräne, die sich am Westhang des Loisachtals von Garmisch bis an den Lahnenwiesgraben in Höhen von 780 bis 880 m erstrecken, anders zu verstehen, als durch die Annahme einer Stillstands-

¹⁾ Die Tatsache, daß sich unsere stadialen Lokalmoränen so glatt in scharf voneinander getrennte Phasen einordnen lassen, steht scheinbar in Widerspruch mit den Ergebnissen STADELMANNs 1923. Warum wir die Methoden STADELMANNs für unser Gebiet ablehnen müssen, wird im morphologischen Abschnitt zu besprechen sein. Unsere Berechnungen gründen sich in keiner Weise auf Glazialmorphologie, sondern nur auf sicher nachgewiesene Endmoränen. Daß sich bei dieser Methode die einzelnen Rückzugsstadien scharf herausheben, im Gegensatz zu STADELMANNs Statistik der Trogformen, die nur eine ganz vage Bestimmung der Schneegrenze zuläßt (a. a. O. S. 136 f.), ist uns ein nachträglicher Beweis für die Überlegenheit des geologischen gegenüber dem rein morphologischen Verfahren.

lage, in der das Garmischer Becken noch bis zirka 850 m mit Eis erfüllt war. Eine Gletscherstirn in der Gegend von Eschenlohe ist aber dann durchaus wahrscheinlich. Während also im β -Stadium das übrige Gebiet bis auf kleine Lokalglätscher frei von Eis war, lag eine Gletscherzunge noch immer im Loisachtal, wenn sie auch nicht mehr imstande war, ins Ammertal hinüberzudringen.

Durch diese Annahme werden auch die schwierigen Verhältnisse auf der Höhe des Ettaler Passes [H 32] etwas verständlicher. Hier wird nämlich die oben (S. 124) besprochene Talverbauung gekrönt durch zwei NW \rightarrow verlaufende Wallmoränen, die an der Höhe des Ettaler Passes ansetzen, und die durch ihren Reichtum an kristallinen Geschieben auffallen. Sie sind nicht in ihrer ganzen Länge erhalten. Im SO hat junge Erosion zur Loisach ihr Ende zurückverlegt, im NW haben die Wasser- und Schuttmassen von den Flanken, namentlich vom Laber her, zerstörend gewirkt. Der nördliche Wall findet nach Unterbrechung durch den Tiefentalbach eine Fortsetzung westlich vom Kloster Ettal, wo sich die Moräne auch morphologisch noch deutlich vom Gehänge abhebt, z. B. am Kaffee „Blaue Gams“ [G 31]. Eine Fortsetzung des südlichen Walles kann man vielleicht in der Fernmoräne erblicken, die zwischen Ettaler Mühle und P. 846 den Fuß der Noth umsäumt [G 29, 30].

Die Entstehung dieser Wälle ist nicht leicht verständlich. Sie können nicht Seitenmoränen eines vom Loisachtal herüberdringenden Gletscherarms sein, denn an ihrem Südostende, wo dieser Arm am breitesten gewesen sein müßte, liegen sie so dicht zusammen, daß nur eben die Fahrstraße zwischen ihnen hindurch den Talboden von Ettal erreichen kann. Von W kann das Eis nicht gekommen sein, denn das Ammerlängstal mit seinen hohen Talwasserscheiden war dem Ferneisstrom viel weniger zugänglich als das Loisachtal. Vielleicht kommt man der Wahrheit am nächsten, wenn man die ausgezeichnete NW \rightarrow fallende Schrägschichtung, die man an der Kreuzung der alten und neuen Straße nahe P. 853 beobachten kann, auf die ganzen Wälle überträgt. Es würde sich dann überhaupt nicht mehr um echte Wallmoränen, sondern vielmehr um wallförmige Anordnung fluvioglazialer Schotter, mithin um eine äsarartige Bildung handeln. Die Stücke westlich vom Kloster und westlich der Ettaler Mühle müßte man dann wohl allerdings abtrennen, da sie echte Moränenstruktur zeigen. Sie wären den früher beschriebenen hoch-eiszeitlichen oder α -stadialen Moränen im Ammerlängstal zuzuordnen.

Die Schotterstruktur und der Reichtum an kristallinen Geschieben in den Wällen am Ettaler Pass zwingen zusammengenommen jedenfalls zu der Annahme, daß es eine Stillstandslage gegeben hat, in der die Eishöhe bei Oberau den Ettaler Paß zwar gerade noch überragte, aber nicht mehr ausreichte, um das Eis selbst bis ins Ammertal hinüberzuschieben. Das bedingt aber, daß der Loisachgletscher hier eine Oberflächenhöhe von ziemlich genau 900 m besessen haben muß. Das ist für das α -Stadium sicherlich zu wenig, für das β -Stadium, wenn wir dieses durch die Ufermoränen am Pflegersee und durch ein Gletscherende bei Eschenlohe bestimmt denken, etwas zu viel. Eine sichere Erklärung dieser Unstimmigkeit läßt sich aus unserem Gebiet allein nicht geben, vielleicht handelt es sich um einen vorübergehenden Halt zwischen α - und β -Stadium. Natürlich wäre diesem Halt nur die Bildung der äsarartigen Wälle zuzuschreiben; die tieferen Teile der Verbauung werden ebenso wie die Moräne von Untermberg [H 33] hocheiszeitlich, in ihren höheren Teilen auch α -stadial sein.

Der Tatsache aber, daß das Eis im Loissachtal viel länger aushielt als im Ammertal, verdanken wir die restlose Erhaltung des Riegels am Ettaler Paß. Der Loissachgletscher war so imstande, sein Werk gegen die zerstörende Wirkung der Ammergewässer so lange zu verteidigen, bis diese sich nördlich von Unterammern einen neuen und bequemeren Ausgang aus dem Gebirge geschaffen hatten. Inzwischen muß, worauf auch LEYDEN und v. KLEBELSBERG hinweisen, der ganze Ammergau von Graswang und Ettal an von einem See erfüllt gewesen sein. Freilich glauben wir nicht, daß dieser See, der ja erst nach Abschmelzen des α -stadialen Gletschers entstehen konnte, seinen nördlichen Staudamm noch immer an der alten Molassewasserscheide bei Saulgrub (s. S. 208 f.) gehabt habe. Diese muß vielmehr schon durch den hoch-eiszeitlichen Gletscher erniedrigt, durch die Schmelzwässer des Altenauer Rückzugsstadiums durchbrochen worden sein. Tatsächlich reicht auch der ebene Moorboden des Ammergaus, der jenem See entstammt, mit seiner fast konstanten Meereshöhe von 830 bis 850 m nur bis zum Altenauer Moränenwall. Vor ihm liegt schon westlich Altenau eine ziemlich breite Schotterplatte, die mit dem See nichts zu tun hat. Wenn wir annehmen, daß die Ammer nur den Altenauer Moränenrücken zu durchbrechen hatte, um einen Abfluß ins Vorland zu gewinnen, so können wir eher verstehen, daß sie sich schon un-widerruflich auf einen Abfluß nach N festgelegt hatte, bevor das Eis seine Verteidigungsstellung am Ettaler Paß aufgab. Wie wenig widerstandsfähig der Ettaler Riegel in Wahrheit ist, wird im folgenden Abschnitt noch zu besprechen sein.

Das Alter dieses Sees muß ziemlich genau dem β -Stadium oder dem etwas früheren der Ettaler Paßhöhe entsprechen. Seine Spiegelhöhe können wir anfangs zu 860 m annehmen, er hat sich dann sicherlich bis Graswang erstreckt und ist dort erst allmählich durch die Anschwemmungen der Ammer und des Kühälpenbachs zurückgedrängt worden. Zugleich wurde dann sein Spiegel infolge der Zerschneidung der Altenauer Moränen tiefer gelegt, und zwar ziemlich schnell bis auf etwa 840 m, dann aber nur sehr langsam. Von dieser Höhe an (Ammerlängstal bei Ettaler Mühle [G 30]) zieht sich durch den ganzen Ammergau hindurch ein einheitliches Moorplanum von sehr geringem Gefälle bis auf zirka 827 m nördlich Scherenau (Tafel XV und XVI). Wir können es nur verstehen, wenn wir annehmen, daß von hier ab der ganze See von S aus durch Vermoorung verlandete, abgesehen natürlich von den Schuttkegeln der Seitenbäche. Während der langen Zeit, die diese Verlandung von der Ettaler Mühle bis zum Kochelfilz nördlich Scherenau in Anspruch genommen haben muß, hat sich der Seespiegel nur noch um zirka 13 m gesenkt.

Auffüllende Sedimente dieses Sees sind südlich Oberammern aufgeschlossen, wo zwischen Kofel und Osterbühl die Schotter einer kleinen Terrasse in einer Grube entblößt sind [E 29]. Die Meereshöhe von 850 m spricht dafür, daß die Bildungen der ältesten Zeit des Sees angehören.

Zur Zeit des G s c h n i t z s t a d i u m s waren die Täler unseres Gebiets völlig eisfrei, nur die allerhöchsten Gipfel trugen noch kleine Gletscher. Aus der Nordkette können hierher die kleinen Wälle im Gumpenkar (1620 m) [H 12] und in den Vorderen Gruben (1560 m) [F 15] gestellt werden, aus der Kreuzspitzgruppe das Kreuzkar [L 19] nordöstlich der Kreuzspitze mit einem Endmoränen in 1800 m und das Geiskarle [N 22] östlich vom Frieder in 1630 m mit mehreren Wällchen. Die besprochenen Vorkommen weisen auf eine

Schneegrenze von zirka 1800 m hin, etwas tiefer als den PENCKschen Angaben für das Gschnitzstadium entspricht. Die Moränen im Alpekar (1600 m) [I 25] und im Wank (1570 m) [L 26], beide im Gebiet des Kühalpenbachs (Tafel XIV, Bild 28), entsprechen einer noch niedrigeren Schneegrenze (zirka 1700 m) und können daher nicht mehr mit Sicherheit dem Gschnitzstadium zugeordnet werden.

Die kleinen Schneeflecken, die im *Daunstadium* an den höchsten Gipfeln vielleicht persistierten, konnten keine dauernden Spuren hinterlassen.

VI. Postglazial und Alluvium.

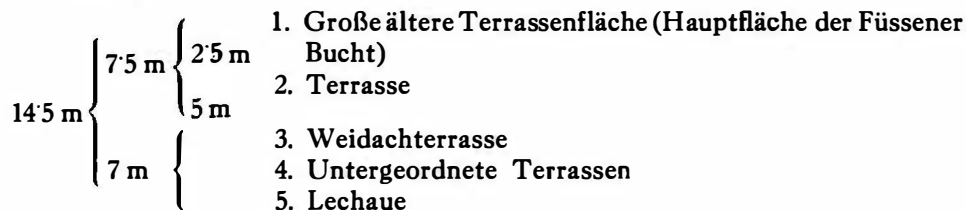
(H. G. St.)

In diesem Abschnitt werden alle die Bildungen besprochen, die nach dem Rückzug des Eises aus unserer Gegend entstanden sind. Zeitbestimmungen lassen sich dabei meist kaum vornehmen, deshalb war auch die Zusammenfassung aller nacheiszeitlichen Bildungen notwendig. Aber selbst so ist ihre scharfe Trennung vom Diluvium noch einigermaßen willkürlich. Es ist durchaus wahrscheinlich, daß z. B. die Verschotterungsvorgänge, die im folgenden zu schildern sind, in den tieferen Teilen des Gebiets schon einsetzen, während in den Bergen noch die Firne des Gschnitzstadiums lagen. Das *Daunstadium* vollends rechnet in unserem Gebiet schon völlig zum „Postglazial“.

An zwei Stellen, im Lechgebiet und im Lahnenwiesgraben [M 30], kann man beobachten, wie die Zerschneidung spätglazialer Schotterterrassen zur Herausbildung eines ganzen Systems jüngerer Terrassen Anlaß gab. In der Füssener Bucht folgt unter dem oben (S. 126) erwähnten spätglazialen Schotterniveau in ± 800 m zunächst eine sehr ausgedehnte und wohlerhaltene Terrassenfläche, die von 785 m am Nordrand der Karte auf etwas über 790 m bei Hohenschwangau ansteigt. Auf diese Fläche sind nun fast alle jungen Abtragungs- und Sedimentationserscheinungen in der östlichen Füssener Bucht eingestellt, so zunächst sehr flache Schuttkegel des Lech (in Füssen 798 m erreichend) und der Pöllat, die durch eine flache Depression, etwa vom Schwansee zum Bannwaldsee laufend, voneinander getrennt sind. Aber auch die anderen Schuttkegel, ebenso wie die epigenetischen Schluchten von Halblech und Schleifmühlgraben [E 7, 8], haben diese Terrassenfläche als lokale Erosionsbasis. Sie entspricht also einer länger andauernden Stillstandslage in der erosiven Tieferlegung des Lechbetts, die ihrerseits von der Zerschneidung des Molasseriegels nördlich der Füssener Bucht abhängig war. In das gleiche Niveau fallen nun auch die Spiegel der Restseen der Füssener Bucht (Bannwaldsee 787 m, Schwansee 790 m, Weißensee 787,8 m, Hopfensee 784 m). Diese Seen haben ihre einst größere Ausdehnung verloren, und zwar die im SO gelegenen vorwiegend durch Zuschotterung von den Gebirgsgewässern her, die weiter nordwestlich ins Vorland hinein gelegenen mehr durch Vermoorung.

Diese ausgedehnte Fläche ist nun erst in sehr junger Zeit zerschnitten worden, und zwar fast ausschließlich durch den Lech selbst, während die Nebenflüsse noch keine Zeit hatten, sich von der neuen, tieferen Erosionsbasis aus erheblich nach rückwärts einzuschneiden. So zerschneidet z. B. die Weißenseer Ach das Moorgebiet im Nordwestwinkel unserer Karte heute

noch nicht. Die Eintiefung des Lechbetts ist nun wieder etappenweise erfolgt, so daß man zwischen der beschriebenen großen Fläche und der Lechaue bis zu drei Terrassen unterscheiden kann (am besten bei Horn [F 3]), von denen aber nur eine größere Ausdehnung gewinnt, die Weidachterrasse (z. B. im Wort „Füssen“ der Karte). Folgendes Schema veranschaulicht die Höhenverhältnisse:



1 trägt die alten Siedlungen, auch 3 wird heute in Ackerbau und Besiedlung einbezogen, 4 trägt Wiesen, 5 Weidenbuschwerk. Nordöstlich Füssen ist der Absturz von 1 nach 3 so steil, daß eine ganze Reihe auf Fläche 3 erbaute Häuser einen direkten Ausgang aus dem Oberstockwerk auf Fläche 1 hat.

Es liegt nahe, mit dieser jungen Eintiefung des Lech bei Füssen den Lechfall unterhalb Weißhaus [G 1] in Verbindung zu bringen. Doch geht es nicht an, ihn einfach als das augenblickliche zufällige Ende dieser jungen rückschreitenden Erosion anzusprechen, denn einmal ist er ganz offensichtlich an den widerständigen Wettersteinkalkzug gebunden, und dann hat der Lech auch oberhalb des Falls am Weißhaus eine alluviale Schotterterrasse schon 6 m tief zerschnitten. Die Dinge liegen also vielmehr so, daß der Riegel des Wettersteinkalks den Anlauf der Rückwärtserosion aufgefangen und nur abgeschwächt nach oben weitergegeben hat.

In völlig anderer Umgebung und in viel kleinerem Maßstab zeigt der untere Lahnenwiesgraben bei Farchant [M 30] grundsätzlich ähnliche Erscheinungen: eine kleinere und dann eine größere Aufschüttungsfläche, die in jüngster Zeit in mehrere Stufen zerschnitten wurde. Die Rolle des Molasseriegels nördlich der Füssener Bucht spielt hier der Plattenkalkzug Grubenkopf—Schloßwald [M 31], nur ist das dahinter liegende Becken der Reschbergwiesen niemals völlig zusedimentiert worden. Es war aber unmittelbar nach Rückzug des Eises von einem kleinen See erfüllt, da sein alter Abfluß, etwas nördlich des jetzigen gelegen, durch Moräne verstopft war. Aber noch ehe dieser See völlig mit Sediment zugefüllt war, hatte der Lahnenwiesbach einen neuen Abfluß an der Stelle des heutigen, nur bedeutend höher, gefunden, und auf diesen stellte sich die große Hauptterrassenfläche ein, die P. 852'4 trägt. Im vorigen Abschnitt wurde ausgeführt, warum wir ihr noch jungglaziales Alter zuschreiben. In dem Maße nun, in dem die epigenetische Schlucht des untersten Lahnenwiesgrabens sich vertiefte, wurde auch die große schuttkegelförmige Schotterfläche der Reschbergwiesen zerschnitten, und es entstanden im ganzen drei übereinanderliegende scharfe Terrassenkanten bis zum heutigen Bachbett hinab. Die tiefste dieser alluvialen Terrassen zieht sich nördlich des Bachs, wo die Flächen überhaupt deutlicher sind als auf der Südseite, talaufwärts bis an den Beginn der Schlucht südlich vom Sulzle. In diesem oberen Stück treten zwischen ihr und dem Bach häufig anstehende Kössenschichten hervor, ein Zeichen, daß in dieser Strecke die Erosion schon heute die frühere Akkumulation überwunden hat. Zwischen diesem

Stück und der jungen Schlucht des Unterlaufs bleibt aber noch ein Abschnitt von 600 bis 700 m, in dem der Bach auch heute noch seine früheren Anschwemmungen nicht völlig durchschnitten hat.

Einfacher liegen die Verhältnisse im unteren Elmautal [G 24, H, I 23], das durch einen riesigen postglazialen Schuttkegel aus dem Kuchelbachtal stark umgestaltet worden ist. Der Schutt besteht fast ausschließlich aus schlecht abgerollten, meist kleinen Hauptdolomitstücken, die nur stellenweise fester verbacken sind. Daß hier der Schutt des Seitentals den des Haupttals so deutlich überwiegt, kommt wohl daher, daß der wasserreiche Kuchelbach fast ganz in enger Schlucht zwischen sehr hohen und steilen Hauptdolomitwänden verläuft und somit viel mehr Schutt talab schaffen konnte als der schwache Elmaubach, dessen breiter Talboden den größten Teil des Schutts von den seitlichen Bergen aufnahm. So kommt es, daß der Kegel von seiner höchsten Stelle an der Mündung des Kuchelbachtals (zirka 1030 m) nicht nur talab, sondern auch etwas Elmautalauf abfällt, und daß hier im Elmautal ein weites, ebenes und zum Teil versumpftes Talstück bis P. 1036 hin folgt. Dieser Talboden kann nur als Stauregion hinter den Kuchelbachschottern begriffen werden. Dem entspricht auch, daß an seinem Nordrand südlich des schlecht geschichteten und gerollten, kleinstückigen Hauptdolomitmaterials grobe, wohl gerollte Schotter auftreten, die zu 60 bis 80% aus Plattenkalken und Juragesteinen des Enninglahngebietes bestehen. Von der Mündung des Kuchelbachs an fällt der Schuttkegel flach talaus bis an die Ammer, und die

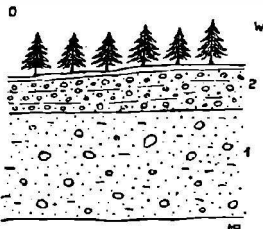


Fig. 21. Fischbachprofil.

- 1 10—12 m lehmige Grundmoräne der Würmeiszeit mit einzelnen kristallinen Geschieben
- 2 ca. 6 m postglazialer Bachschuttkegel des Fischbachs mit schlecht gerollten Komponenten.

schlecht kenntliche Schichtung der Schotter macht dieses N-Fallen der Oberfläche mit. Dem unteren Teil entragen zwei Rundhöcker aus Cenoman. Der Elmaubach hat sich bis zu 30 m tief in diese Schuttmasse eingeschnitten und dabei nur an einer kurzen, klammförmigen Stelle nordöstlich P. 975 anstehenden Hauptdolomit erreicht. An seiner Mündung wird vor dem alten Schuttkegel des Kuchelbachs die Ammer nach N abgedrängt.

Von den anderen Seitenbächen des Ammerlängstals sind namentlich die aus groben Schottermassen bestehenden Schuttkegel des Fischbachs [K 16] und Neualpbachs [K, L 16] zu erwähnen. Auch sie sind heute schon 10 bis 20 m tief zerschnitten (Fig. 21).

Noch jünger, wenigstens in ihren obersten Teilen, sind nun die zahllosen Bachschuttkegel, die sich in allen größeren Tälern an der Mündung fast jedes Seitenbachs vorfinden. Die der Pöllat und des Halblech (schon außerhalb der Karte) wurden bereits erwähnt. Ihnen schließt sich der des Schleifmühlgrabens [E 7, 8] an. Auf ihm steht der Bannwald, dessen Name schon auf das Andauern der Verschotterung in historischer Zeit hinweist. Auch das Aufsetzen all dieser Schuttkegel auf einer älter alluvialen Fläche bedingt für sie kein höheres Alter, denn jene Fläche ist auch heute noch lokale Erosionsbasis dieser Gebirgsbäche. Ähnliches läßt sich im Kleinen an den eben besprochenen postglazialen Schotterflächen des Ammerlängstals beobachten; auch auf ihnen sitzen offensichtlich rezente kleine Bachschuttkegel der Nebentäler allenthalben auf. Überhaupt ist das obere Ammerlängstal eine Region, in der der Talboden in jüngster Zeit sehr stark vom Schutt der benachbarten Berge eingedeckt wurde, so stark, daß die Ammer mit diesem Schutt durchaus

nicht mehr fertig werden kann und zum großen Teil unterirdisch unter ihm dahinfließt.

In trefflicher Entwicklung zeigen sich dann diese Schuttkegel im Gebiet des ehemaligen Ammergausees, so schon am Kühalpenbach südöstlich Graspwang [G 27, 28]. Die beiden Orte Oberammergau und Unterammergau liegen auf und am Fuße solcher Schuttkegel (der Weidachlahne und der Schleifmühlaine), die ihre wirtschaftliche Existenz in der Moorebene des Ammergaus erst ermöglichten (Tafel XVI). Ähnlich hat das Kloster Ettal seinen Platz an dem vereinigten Schuttstrom des Spitzschlag-, Tiefental- und Mühlberggrabens gefunden (Tafel XV, Bild 30), der freilich nur in seinem untersten Teil, südlich und südwestlich vom Kloster, sich kegelförmig entfalten konnte. Er ist dabei bis an die gegenüberliegende Talwand vorgedrungen und hat zwischen sich und den Wällen des Ettaler Passes eine kleine abflußlose Senke [H 32] geschaffen, die sich in längeren Regenperioden mit Wasser füllt. Der Bach, der diesen Kegel erzeugte, fließt heute vom Ostende des Klosters nach SSO und speist bei genügender Wasserführung unmittelbar jenen See. Dann kann dessen Spiegel so weit steigen, daß er nach W überfließt und oberflächlich Wasser an die Ammer abgibt. In weniger feuchten Zeiten aber verschwindet der ganze Bach östlich und südöstlich vom Kloster im Schutt; über seinen Verbleib kann kein Zweifel sein, wenn man die starken Quellen bedenkt, die in zirka 800 m Höhe an der Ostseite der Ettaler Paßverbauung entspringen und sich mit dem Gießenbach vereinigen. Das Wasser der Labergräben sickert also bei geringem Wasserstand völlig, bei hohem zum großen Teil durch die höheren, lockeren Teile der Paßverbauung durch und tritt erst über den tieferen, lehmreicheren wieder zutage. Die Paßhöhe südöstlich von Ettal funktioniert also heute bereits nicht mehr als Wasserscheide (Tafel XV, Bild 30). Die Gräben, die sich östlich von Ettal vereinigen, entwässern vielmehr zur Loisach. Nur wenn die Kiesmassen der Paßhöhe ihr Wasser nicht mehr zu fassen vermögen, fließt der Überschuß der Ammer zu. Dieser Zustand müßte ohne Eingriff des Menschen in verhältnismäßig kurzer Zeit zur Beseitigung der Talsperre und zu einer Wiederanzapfung der Ammer durch die Loisach führen.

Von den Schuttkegeln des Loisachtals sei vor allem der klassisch schöne an der Mündung des Lahnenwiesgrabens [M, N 32] genannt. Auch der Gießenbach besitzt zwischen Untermergberg und Oberau [H 34] eine junge, schwach abfallende Schuttfläche, die wegen der trichterförmigen Talmündung nur einen schmalen Sektor eines Schuttkegels darstellt. Die Loisach hat sie hart östlich Oberau angeschnitten und so eine terrassenähnliche Kante erzeugt. Reste einer etwas älteren Terrasse beobachtet man bei Untermergberg, OSO P. 695, am Fuß des Moränenhügels. Dem Loisachtal dagegen fehlen echte Terrassen gänzlich, es scheint hier in alluvialer Zeit nie mehr zur Erosion gekommen zu sein. Die Loisach selbst zeigt einen flachen, aber sehr deutlichen Schuttkegel da, wo sie aus dem Engpaß von Eschenlohe in das weite Murnauer Moos eintritt. Bei der exzentrischen Lage dieser Eintrittsstelle in der Südostecke des Mooses ist freilich dieser Schuttkegel völlig einseitig ausgebildet, wie man aus den Isohypsen der Positionsblätter leicht entnehmen kann. Dieser Schuttkegel ist bei Schwaigen [C, D 36] von dem des Ammertalgrabens und von dem Sporn des Apfelbichls nur noch durch eine schmale Rinne getrennt, der denn auch naturgemäß der Wasserlauf der Ramsach folgt. Erst bei

Braunau weichen die Aufschüttungen von O und W her so weit auseinander, daß das Moorplanum zwischen ihnen etwa 1 km Breite erreicht. Es ist wahrscheinlich, daß der Eschenloher Kegel sich als Delta der Loisach in den See vorschob, der im Postglazial das Becken des Murnauer Moores erfüllte. Die Geschichte dieses Sees und seiner Verlandung liegt außerhalb des Rahmens unserer Arbeit. — Auf die trefflichen Beobachtungen KÖGELS 1920 an den Schuttkegeln unseres Gebiets sei hier zur Ergänzung hingewiesen.

Über den *Gehängeschutt* ist wenig zu sagen. Seine Verbreitung ist eher noch größer, als die Karte angibt, im übrigen natürlich stark vom Gestein abhängig (Hauptdolomit!). Nur selten besitzt er Neigung zu festerer Verkittung, dann namentlich im Gebiet der Raiblerschichten. Solche Gehängebrekzien, die wegen ihrer Ähnlichkeit mit Rauchwacken schon in der Triasstratigraphie Erwähnung fanden (siehe S. 18), bilden z. B., aus kleingrusigem Raiblerdolomit aufgebaut, eine mehrere Meter hohe Felswand auf anstehenden Gipsmergeln in der Pöllatschlucht südöstlich unter Neuschwanstein. Ähnlich, jedoch mit Wettersteinkalk als Hauptkomponente, ist die Gehängebrekzie, die westsüdwestlich vom Niederstraußbergköpfel [I 9] eine schöne Höhle bildet. Kleinere Vorkommen der Art in den Raiblern des Gießenbachs [K 29, I 31] und anderswo. Höheres Alter als diese offensichtlich jungen Bildungen hat vielleicht die Gehängebrekzie, die im Gebiet der Partnachmergel am Nordfuß des Hohen Straußbergs [I 9] vorkommt. Doch fehlt es an Beziehungen zu anderen Bildungen, aus denen man ihr Alter erschließen könnte.

Die auf der Karte verzeichneten *Bergstürze* scheinen im allgemeinen recht jungen Alters zu sein. Sicher ist dies für den Bergsturz, der die Wasserscheide zwischen Ammer und Erzbach [L 15, 16] bildet, da er auf den postglazialen Schottern des Fischbachs aufliegt. Die meisten anderen ruhen allerdings auf älteren Bildungen, so der an den Katzenberggruben [E 12] im Lobental auf den Schottern der Würmeiszeit, die Oberrhätkalkstürze des Labergebirges auf anstehendem Mesozoikum. Auch der Bergsturz, dem die heutige Talwasserscheide der Elmau ihre Entstehung verdankt [N, O 23], ist älter als der oben beschriebene (S. 136) Schuttkegel des Kuchelbachs. Denn hinter diesem liegen bereits die Schotter der Enninglahne gestaut, die erst durch den Bergsturz zur Entwässerung nach N gezwungen wurde (S. 207). Ganz rezent ist der große Bergschliff, der sich vor wenigen Jahren nördlich vom Roßstallköpfel [D 13] zur „Klamm“ im Lobental ergoß. Auch gegenwärtig sind hier die Rutschungen im Gebiet der Aptychenschichten nicht zum Stillstand gekommen, sondern greifen langsam immer tiefer nach S ins Gebirge ein.

Die *Moores* unseres Gebiets sind pollenanalytisch noch nicht durchforscht, es ist daher auch nicht möglich, eine genaue Chronologie ihrer Entstehung zu geben.¹⁾ Von den großen Seemooren der Füssener Bucht, des Ammergaus (Tafel XV und XVI) und des Murnauer Moores bis zu den kleinsten Moorstreifen zwischen den Endmoränenwällen der Lokalgletscher kommen sie in allen Größen vor. Besonders erwähnt sei die eigentümliche, schwach sumpfige Region in zirka 1425 m nordöstlich vom Ettaler Mandl [E 33], ein Hochplateau, das meterhoch mit Lehm bedeckt ist, und auf dem alles Wasser in dolinenartigen Trichtern verschwindet.

¹⁾ Eine Arbeit von PAUL über unser Gebiet steht in nächster Zeit zu erwarten.

Von den gegenwärtig noch vorhandenen Seen sind die Restseen der Füssener Bucht schon erwähnt worden. Ähnliche, doch kleinere Bildungen trägt auch das Murnauer Moos. Von den Gebirgsseen ist namentlich die tiefe Hohlform des Alpsees von Interesse, deren glaziale Entstehung auch dann nicht plausibel zu machen wäre, wenn man dem Eis an sich solche Erosionswirkungen zutrauen wollte. Auch eine tektonische Erklärung, wie beim Walchensee, scheint zu versagen. Dagegen ist es möglich, die Entstehung dieser Hohlform auf Auslaugung ausgedehnter Raiblergipse zurückzuführen. Der See ist heute abflußlos, sein Wasser erreicht unter der Schwelle von Schloß Hohenschwangau hindurch in Gestalt von starken Quellen an deren Nordfuß den Schwensee. Auch dieser ist häufig ohne oberirdischen Abfluß; liegt nämlich der Wassertalgraben trocken, so muß all dies Wasser unmittelbar in den Grundwasserstrom der Kiese der Füssener Bucht übergehen.

Auch das „Seelein“ zwischen Laber und Ettaler Mandl [E 33] ist oberirdisch abflußlos, sein Umfang ist aber in der letzten Zeit dauernd zurückgegangen, teilweise durch Absinken des Spiegels, vorwiegend aber durch Zuschwemmung von SW her aus dem Gebiet der leicht beweglichen Cenomanmergel.

Daß der Pflgersee [M, N 30] bei Garmisch durch eine hauptsächlich lokales Material führende Ufermoräne des β -stadialen Loisächgletschers abgedämmt wurde, ist schon erwähnt. Er verlandet vorwiegend durch Vermoorung.

Tektonischer Teil.

(C.W. K.)

Einleitung.

Es ist zur Darstellung der tektonischen Verhältnisse außer der geologischen Karte eine Serie von farbigen Profilen¹⁾ und eine tektonische Übersichtskarte gewählt worden. Zum Verständnis der Profilsreihe sei hinzugefügt, daß die dargestellten Falten nicht schematisiert sind, soweit es der angewandte Maßstab irgend zuließ.

In diesem Kapitel soll im wesentlichen zunächst der heute vorliegende Bau beschrieben werden; auf die genetischen Verhältnisse wird nur soweit notwendig eingegangen, und dann ein kurzer Rückblick über die tektonischen Allgemeinergebnisse gegeben werden. Eine zusammenfassende Darstellung der ganzen Entwicklung, auch der Tektonik, bleibt dem letzten Abschnitt der ganzen Arbeit vorbehalten.

Manches, was hier gesagt wird, wird den, der die tektonischen Anschauungen über die Kalkalpen etwa seit 1910 verfolgt, nicht prinzipiell neuartig anmuten. Bei einer monographischen Bearbeitung eines Teils der bayrischen Alpen erscheint jedoch eine erschöpfende Darstellung aller tektonischen Erscheinungen notwendig, auch wenn sie nur ein Analogon zu ähnlichen Bildern sind, wie sie anderswo schon früher beschrieben wurden. Außerdem ist es aus vielen Gründen vorteilhaft, den Beweis für die Tektonik womöglich im

¹⁾ Die im folgenden Text angeführten Profilnummern beziehen sich auf die farbigen Profile der Profiltafel.

Arbeitsgebiet selbst zu führen; entsprechende Verhältnisse in der Nachbarschaft erscheinen dann nicht als einzige Stütze der Deutung, sondern als willkommene Bestätigung.

Die Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach sind ein Teil des nordalpinen Deckenlandes, auf dessen Überschiebungsbau in Südbayern F. F. HAHN 1911 als erster hinwies. Sie stellen einen recht günstigen Ausschnitt dieses Gebiets dar, denn der Deckenbau ist hier aus morphologischen und tektonischen Gründen ausgezeichnet nachzuweisen, ebenso kommen viele andere, für den Nordrand der Nordalpen besonders charakteristische Erscheinungen sehr gut zum Ausdruck. Darauf haben wir in verschiedenen kleineren Arbeiten 1924, 1925, 1926, 1927 schon hingewiesen, auch hatte Herr Professor K. LEUCHS die große Liebenswürdigkeit, 1927 einige Ergebnisse bereits in sein Buch (S. 191 ff.) aufzunehmen.

Beschreibung.

In den bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach hat sich dieselbe Deckengliederung nachweisen lassen wie im Allgäu (AMPFERER, HAHN). Es sind von unten nach oben folgende bei der Kettengebirgsbildung der Alpen übereinandergeschobene tektonische Elemente nachweisbar:

Die *Helvetische Zone*. Sie ist in unserem Kartengebiet der Betrachtung nicht zugänglich, aber unmittelbar nordöstlich davon in den Kögeln des Murnauer Mooses seit HAHN 1914 a bekannt.

Schubfetzen *Unterstalpinen* Charakters treten ebenfalls erst außerhalb des Bereichs unserer Karte, bei Unternogg, an der Flyschbasis auf.

Die *Allgäu decke*, der die schmale *Höllenzone* im NW der Karte zugehört, samt (südbayrischer = „oberostalpin“) *Flyschzone*.

Die *Lechtaldecke*. Sie ist an ihrem Nordrand mehrfach in Teildecken gespalten; im W unseres Gebiets besitzen *Untere* und *Obere Vilsersdecke* als Teildecken der Lechtaldecke eine große Bedeutung, ihre Trennung und Benennung ist ursprünglich aus den Vilsener Alpen übernommen (AMPFERER 1921, KOCKEL-RICHTER 1924). Im Ammergebirgshauptkamm treten regional weniger weit verbreitet, aber im einzelnen sehr auffällig, die *Teufelstätter* und die *Hennenkopfteildecke* auf.

Die *Kramermasse*, die nach RICHTER 1929 a der Inntaldecke angehört.

Die Verbreitung der genannten Decken und Teildecken ist aus der beigegebenen tektonischen Übersichtskarte (Tafel XVII) klar ersichtlich. Sie ist bedingt durch tektonische Faktoren verschiedener Art, die das gesamte zur Darstellung kommende Deckenland in eine Anzahl wohl charakterisierter Zonen gliedern. Bewegungen, die teils der Deckenüberschiebung vorangingen, teils ihr folgten, sowie fazielle Besonderheiten lassen folgende Komplexe im Kartenbereich von S nach N hervortreten:

I. Die *Kramermasse*.

II. Das *Hauptdolomitgebiet des Südens*, in dem jüngere und ältere Schichten an Bedeutung stark zurücktreten.

III. Der nach O untertauchende, vom Säuling [K 6] zur Hochplatte [I 12, 13] ziehende B e n n a d e c k e n s a t t e l.

IV. Der große Muldenzug, der sich im W an den Bennadeckensattel, im O an das Hauptdolomitgebiet des Südens nördlich anschließt und viele junge Schichten (Jura-Kreide) enthält. Er läuft vom Alpsee [I 3, 4] bis nach Eschenlohe [D 38] und fällt auf lange Erstreckung mit dem Ammerlängstal zusammen.

V. Der kompliziert gebaute Nordrand des großen Muldenzuges vom Schwarzenberg über Schönleitenschrofen, Ammergebirgshauptkamm bis zum Nordhang des Labergebirges, zugleich größtenteils Nordrandzone der Lechtaldecke.

VI. Das Gebiet der Allgäu-decke bis zum Flyschrand mit dem Falkensteinzug.

VII. Die Flyschzone, soweit sie in den Kartenbereich hineinfällt.

I. Die Kramer-masse.

Wenn man das Kramer-massiv von O betrachtet, fällt ins Auge (Fig. 22), daß es sich hier um ein in sich schwach gefaltetes, tektonisch höheres Element

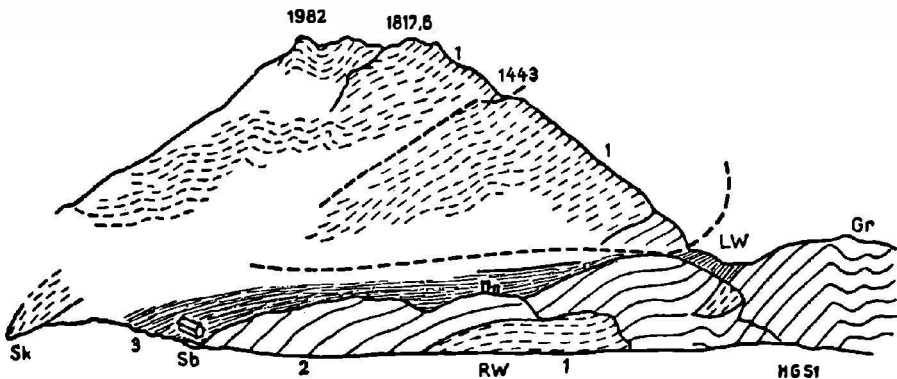


Fig. 22. Ansichtsskizze der Kramer-Ostseite.

RW Ruine Werdenfels	1 Hauptdolomit
Sb Sonnenbichl	2 Plattenkalk
Sk Sonnenkeller bei Garmisch	3 Kössenerschichten
LW Lahnenwiesgraben	Maßstab zirka 1 : 25.000.
Gr. Grubenkopf.	

handelt, das durch eine Überschiebung von seiner Unterlage, dem übrigen Hauptdolomitland, getrennt ist. Der Kramer wird, wie Karte und Profile (Prof. 8 bis 10) zeigen, von Hauptdolomit aufgebaut, und namentlich in seinen südlichen Teilen zeigt er normalen Überschiebungsbau: Hauptdolomit seiner Basis liegt auf Kössenerschichten der wohl der Lechtaldecke zuzurechnenden Unterlage. Weiter im N, westlich der Ruine Werdenfels [N 30, 31], ist die Überschiebung des Kramer auf seine Unterlage durch Schutt verhüllt, das südwestliche Einfallen von überschobenem Hauptdolomit und Kössenerschichten der vielleicht noch zur Lechtaldecke zu ziehenden Schloßwaldmasse [M, N 31] (S. 144) beweist aber ebenfalls die Überschiebung.

Am Nordostrand schließlich sehen wir den inzwischen verdoppelten Hauptdolomit (Fig. 22) des Kramers nach unten störungslos in invers gelagerte Plattenkalke übergehen. Daraus ergibt sich, daß zumindest die untere Hälfte der Kramer-*masse*, die Seleswand-*masse*, invers lagernd den Kössenerschichten der Unterlage aufgeschoben ist (Fig. 24 und 25). Denn ein Normalkontakt zwischen dem Plattenkalk der Seleswandbasis und den Kössenerschichten kommt nicht in Frage. Einmal nämlich wechselt die Mächtigkeit dieses Plattenkalks auf kürzeste Entfernung um enorme Beträge, andererseits geben die Spezialprofile, die man am Kontakt sowohl am Ostausgang der mittleren Lahnenwiesenschlucht südlich P. 1005 [M 29], wie besonders in den Runsen südlich P. 858 [M 30] gewinnt, das Bild (Fig. 25) eines einwandfreien tektonischen Kontakts.

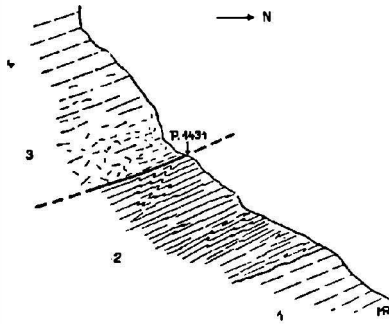


Fig. 23.

Profil über den Königstand (P 1431) auf der Nordseite des Kramer-*massivs*.

- | | |
|-------------------------|--|
| Seleswand- <i>Masse</i> | { <ul style="list-style-type: none"> 1 Hauptdolomit 2 zirkum 50 m gestauchter Hauptdolomit mit Asphaltchiefer-Zwischenlagen 3 zirkum 20 m schlecht gebankter brekziöser Hauptdolomit 4 Hauptdolomit. |
| | |
| | |
| | |

[N, O 30] in zirkum Nordnordwestrichtung hinauf zur Kramerschulter und biegt dann nach WNW um. Ihr weiterer Verlauf ist nicht überall deutlich. Vom Königstand [N 29] an scheint ihr die große N 50—55° W streichende, saigere Störung zu entsprechen, die HABER 1927 als Königstandsprung beschrieb. Die Asphaltchieferzone jedenfalls, die die ganze Nordwand des Kramer, meist als scharf ausgeprägte morphologische Stufe, durchzieht, liegt einwandfrei über, bzw. südlich dieser Störung und gehört demnach der normal liegenden Haupt-*masse* des Kramer an. Nur am Königstand (P. 1431) [N 29] ist lokal der höhere Hauptdolomit auf die Asphaltchiefer aufgeschuppt. (Fig. 23.) Vor die Nordostfront dieser Haupt-*masse* ist also die inverse Seleswand-*masse* mit einer steil SW-fallenden bis saigeren Störung angelagert. Ziehen wir noch in Betracht, daß die inversen Plattenkalke an der Basis der Seleswand-*masse* nach N zu in die Höhe biegen, so dürfen wir diese wohl als eine erosiv beschädigte aber noch gut erkennbare Stirneinrollung an der Überschiebungstirn einer Decke ansprechen, wie sie uns AMPFERER zuerst aus den westlichen Lechtaler Alpen kennen gelehrt hat (1914).

Nach alldem drängt sich der Gedanke auf, daß es sich beim Kramerrand um den Ausbiß einer bedeutenden kalkalpinen Überschiebung handelt, und zwar käme dafür nur die Inntaldecke in Frage. Schon 1927 wurde von RICHTER und STEINMANN einer solchen Vermutung Ausdruck gegeben, und kurz darauf äußerte HABER (1927, S. 234), der ganz unabhängig von uns Untersuchungen

Die Grenze zwischen der invers liegenden Seleswand-*masse* und der normalen Kramer-*gipfelmasse* läuft als deutlich erkennbare Störungszone unter der Schwarzen Wand

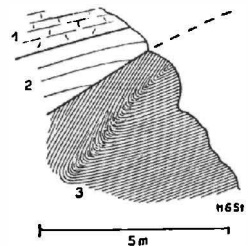


Fig. 24. Überschiebung der basalen Kössenerschichten durch die inverse Hauptdolomit-Plattenkalk-Serie der Seleswand-*Masse* in der ersten Runse westlich Seleswand in 1000 m.

- 1 Hauptdolomit
- 2 Plattenkalk
- 3 Kössenerschichten.

im Kramergebiet anstellte, die Anschauung, daß das Kramermassiv „vielleicht die nördlichste Scholle des Wettersteins darstellt“.

Diese an sich hocheufreuliche Übereinstimmung konnte jedoch noch nicht zu einer endgültigen Klärung des Inntaldeckenproblems führen. Dessen vollständige Lösung liegt außerhalb unseres Arbeitsgebiets, und man wird über den gegenwärtigen Stand dieser Frage sich am besten bei RICHTER 1929 a informieren.

Auch weiter im W liegt die Kramermasse tektonisch deutlich höher als ihre nördliche und westliche Nachbarschaft. Übereinstimmend fassen RICHTER und HABER den Hauptdolomit und Plattenkalk des Hirschbühels [N 25] mit den ihm auflagernden Kössenerschichten der Stepbergalpe [O 26] als tiefere Teilschuppe der Kramerüberschiebung auf. Diese Kramerüberschiebung zeigt auch am Westrand eine recht bedeutende Förderweite. Die Hirschbühelschuppe, beziehungsweise der Kramer liegen hier auf sehr jungen Schichten (bis Neokom), die auf der Nordwest-, West- und Südwestseite (Prof. 10 bis 14)

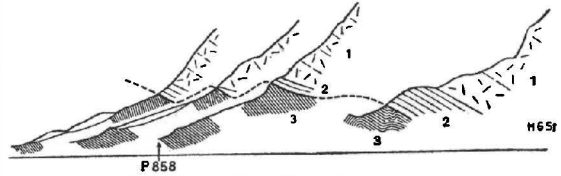


Fig. 25. Kulissenprofile durch den Kramernordfuß zwischen Seleswand und dem Tobel östlich der Alpelehne. 1:25.000.

1 Hauptdolomit 2 Plattenkalk 3 Kössenerschichten.

herumgreifen. Es handelt sich dabei um das ausgedehnte Gebiet des obersten Lahnenwiesgrabens [N 24—27], das Neokom des Elmaupasses (1 cm südlich des Kartenrandes) und schließlich auf der Südwestseite das Neokom im Brandgraben ostnordöstlich Griefßen (ebenfalls südlich des Kartenrandes). Aus allen diesen Befunden ergibt sich bei S—N-Schub für den isoliert betrachteten Kramer eine aufgeschlossene Mindestförderweite von 3 bis 4 km.

So zeigt der Ostteil der Kramermasse mit seiner Stirnrollung, der inversen Seleswandmasse, einen anderen Bautypus als der Westteil mit der normal liegenden Basisschuppe des Hirschbühels. Noch komplizierter liegen die Verhältnisse im Mittelstück des Nordrandes. Seleswandmasse und Hirschbühelschuppe reichen von O und W einander nicht die Hand, sondern keilen aus. Überdies sind hier die Überschiebungsflächen durch eine ONO-streichende, später eingehender zu beschreibende Blattverschiebung, die Neuwaidstörung, weitgehend umgestaltet (siehe unten S. 147, 186).

II. Das Hauptdolomitgebiet des Südens.

Hauptdolomit mit obernorischem Plattenkalk und Kössenerschichten, in der höchsten Sattelzone vereinzelt Raiblerschichten, setzen in der Hauptsache das Hauptdolomitgebiet des Südens zusammen. Es handelt sich um verhältnismäßig einfache, nordüberkippte Falten, die zum Teil bis zu Schuppenbildung gesteigert sind. Indessen ist der Bau doch bei weitem nicht so ruhig wie weiter im O. Das dort auftretende Jachenau-Audorf-Synklorium (HAHN 1914 b, BODEN 1916, 1930, LEUCHS 1927, OSSWALD 1925) findet wohl in gewissem Sinne seine streichende Fortsetzung in unserem Hauptdolomitgebiet des Südens, von seinem großzügig-einfachen, breit-muldenförmigen Bau ist jedoch bei uns nicht mehr viel zu erkennen.

Obendrein sind die Falten durch vorwiegend NO-streichende Blattverschiebungen gestört. Diese späten, in den Profilen mit einem L gekennzeichneten Diagonalstörungen, die Loisachstörungen, werden in einem besonderen Abschnitt (siehe unten S. 185) behandelt werden.

Hier sollen zunächst von S nach N fortschreitend die einzelnen Falten- und Schuppenelemente beschrieben werden, in die unser Teilgebiet zerfällt.

A. Die Unterlage des Kramers.

Auf der Ost- und Nordostseite wird die auf S. 142 beschriebene, invers liegende Seleswandscholle des Kramers von Kössenerschichten, Plattenkalk und Hauptdolomit der Schloßwaldmasse unterlagert. Nördlich der Ruine Werdenfels [M, N 31] und im untersten Lahnenwiesgraben (Prof. 8) ist die Schloßwaldmasse von einer Schuppenüberschiebung begrenzt, ihr Hauptdolomit ist dort auf den Plattenkalk, beziehungsweise die Kössenerschichten des nördlich anschließenden Grubenkopfes aufgeschoben. Es liegt am nächsten, in dieser Schuppenbewegung eine Wirkung der nach N vordringenden Kramer-masse auf ihre Unterlage zu sehen. Im Gegensatz zu RICHTER 1929 a will STEINMANN die Schloßwaldmasse nicht mit der zum Kramer gehörigen Hirschbühelschuppe parallelisieren, und es erscheint auch vielleicht einfacher, daß die Überschiebung erster Ordnung an der Basis der Kramer-masse über den Kössenerschichten der Schloßwaldmasse liegt, die Schloßwaldmasse somit nur als ein aufgeschuppter Teil des nunmehr zu besprechenden Lahnenwies-zuges aufzufassen ist. Damit steht im Einklang, daß die Basalüberschiebung der Schloßwaldmasse nach NW in einem Faltenland von Plattenkalk und Kössenerschichten auszuklingen scheint. Allerdings sprechen östlich der Loisach eine Reihe von Gründen für die Auffassung RICHTERS.

Wir stehen nun im Lahnenwieszug, mitten in einer Zone jüngerer Schichten, die nordwestlich von Farchant [K, L 31, 32] am Heubergsüdhang und im Grubenkopf (Prof. 7) mit einem breiten, maßvoll gefalteten Plattenkalkareal beginnend, unter deutlichem westlichen Achsenfallen nach W zieht. Das westliche Achsenfallen, das auch im einzelnen oft zu beobachten ist (Fallzeichen!), hat zur Folge, daß schon im Gebiet der Reschbergwiesen [L, M 30], die Kössenerschichten ausgedehnt erhalten sind. Eine schroffe Querstörung, die nach HEIMBACH 1895 Grubenkopf (Plattenkalk) und Reschbergwiesen (Kössenerschichten) trennen soll, ist zur Erklärung des Kartenbildes nicht nötig und auch im Gelände nicht zu sehen. Vielmehr sieht man z. B. am oberen Ende der unteren Lahnenwiesschlucht [M 31] den Plattenkalk normal mit SSW-Fallen unter die Kössenerschichten untertauchen. Weiter westlich teilt ein flacher Plattenkalkrücken das Kössener Gebiet in zwei Teile, aber im einzelnen sind die Lagerungsverhältnisse oft recht kompliziert. So findet sich z. B. dicht westlich des Brünstgrabens in 1190 m [M 28] eine einzelne flach S-fallende Plattenkalkschuppe in die Kössenerschichten eingeschaltet. Im untersten Brünstgraben am P. 1094 [M 28] (Prof. 9) endlich ist zum ersten Male Jura von der Erosion verschont geblieben.

HEIMBACH hat diesen Zug junger Schichten zwischen dem Hauptdolomit des Kramers und dem nördlich anschließenden Sattel zuerst beschrieben, und man spricht seitdem von der Lahnenwiesmulde. Hier im O kann heute natürlich von einer vollständigen Mulde keine Rede sein, nachdem die Überlagerung durch die daraufgeschobene Kramer-masse erkannt ist. Eine Teilmulde läuft zwar, wie auch RICHTER und STEINMANN 1927 zeichneten,

im Gebiet der heute aufgeschlossenen jungen Schichten selbst, diese spielen aber doch nur die Rolle eines zusammengeschobenen Muldenordflügels und die Hauptachse der Mulde liegt bedeutend südlicher, schon außerhalb unserer Karte unter der Kramermaße.

Anders scheint es auf den ersten Blick weiter westlich, nördlich der Hirschbühelschuppe, zu stehen (Prof. 11 bis 14). Dort sind im Lahnenwieszug Schichten erhalten geblieben, die auf der Nordseite in ganz normaler Reihenfolge vom Plattenkalk über die Kössenerschichten, schwarze Mergel und dunkle Kalke des Lias, Dogger, Radiolarite und Aptychenkalke des höheren Jura bis zum Neokom reichen. Auf der Südseite treten dann wieder Dogger, Lias und Rhätgesteine auf, so daß der Lahnenwieszug hier einen muldenartigen Eindruck macht. Indessen ist der scheinbare Südflügel keineswegs normal gebaut, sondern tektonisch durcheinandergeraten. So findet sich z. B. von N nach S die Reihenfolge: Radiolarit, Dogger, Liasfleckenmergel, Dogger, Kössenerschichten, Hauptdolomit der Hirschbühelschuppe (Prof. 12). Daß dieser Hauptdolomit mit tektonischer Störung an die jüngeren Schichten des Lahnenwieszuges grenzt, wurde bereits oben dargestellt, ebenso, daß er als Basalschuppe der Kramermaße weiter im W und SW über Neokom schwimmt. Wir kommen aus all diesen Tatsachen zu dem Schluß, daß im scheinbaren Südflügel der Lahnenwies„mulde“ in Wahrheit eine tektonische Moräne an der Basis der Kramermaße vorliegt.

Eine starke Faltung, Spezialfaltung und Stauchung ist für die Schichten innerhalb der ganzen Lahnenwiesmulde sehr bezeichnend. Karte und Profile

können davon nur einen unvollkommenen Begriff vermitteln. Ausquetschungen von Schichten sind sehr häufig, so daß ab und zu sogar ganze Horizonte ausfallen (Fig. 26). Besonders zu erwähnen ist eine starke Klüftung, die sich im Lahnenwiesgraben auf der Sohle des Bachbettes sehr deutlich beobachten läßt. Doggerkalke, vor allem aber Radiolarite und rote Aptychenschichten werden von ihr betroffen. Als Beispiel erwähnen wir den Lahnenwiesgraben in etwa 1380 m Höhe [M 26], wo eine saiger stehende enge Klüftung auftritt, welche die ebenfalls saigere Schichtung spitzwinklig durchschneidet, so daß die Schichtung mitunter beinahe unkenntlich wird. Die Schichtflächen werden dabei versetzt, gewöhnlich der östliche Teil um Millimeter bis wenige Zentimeter nach NO, in selteneren Fällen einmal der westliche Teil nach NO. Bezeichnend ist, daß die Klüfte nach kurzem Verlauf immer wieder in die Schichtung einlenken, neu lösen sich dafür aus der Schichtung ab. Streichen der Schichtung durchschnittlich N 65—70° W, der Klüftung N 65—70° O.

Diese Erscheinung hängt, wie die ganze Tektonik der Lahnenwiesmulde, zweifellos mit der Aufschiebung der Kramermaße zusammen.

Westlich des Elmautals verschwindet der Lahnenwieszug konform mit dem südwestlichen Herumbiegen des Randes der Kramermaße rasch aus unserem Kartengebiet, nur die Plattenkalke und untergeordnete Kössenerschichten auf der Südostseite des Frieders [N 22] und auf dem Lausbüchel [N 21] sind ihm

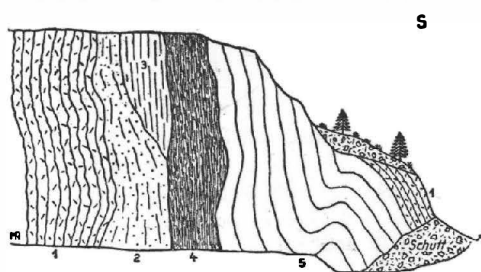


Fig. 26. Faltenbild aus der Lahnenwiesmulde in 1360 m Höhe im Lahnenwiesgraben. (Höhe des Aufschlusses etwa 4 m.)

- 1 Radiolarite 2 bis 1 m hellrote geflaserte Doggerkalke
3 Sandkalke des Lias 4 zirka 1 m schwarze Liasmergel
5 25 m graue Liasfleckenkalke

noch zuzurechnen (Prof. 16). Das Schichtstreichen (SW, S, ja sogar SO) steht dort im Einklang damit (vgl. auch Tafel XII).

B. Die Nordgrenze des Lahnenwieszuges.

Nördlich an die Lahnenwieszone schließt sich der Oberauer Sattel an. HEIMBACH hat angenommen, daß eine WO-streichende Störung zwischen der Lahnenwieszone und dem Oberauer Sattel bis zum Loisachtal durchzieht. Das sind jedoch weder die ursprünglichen Verhältnisse, noch ist selbst heute überall tektonischer Kontakt vorhanden. Vielmehr sehen wir sowohl im Gebiet des ganzen Heubergs [I, K 32] (Prof. 7) als auch östlich vom Herrentisch [L 29, 30] auch heute noch vollkommen normalen Verbände zwischen den Plattenkalken des Lahnenwieszuges und dem Hauptdolomit im Südflügel des Oberauer Sattels. Im Heuberggebiet herrscht mittleres Südfallen; östlich vom Herrentisch sieht man, wie der

Fig. 27. Die Störung auf dem Nordflügel der Lahnenwieszone mit Begleitsprüngen in der Nordwestwand des Frieder-Südgipfels, von der Scharte zwischen den beiden Frieder-Gipfeln aus gesehen.

1 Hauptdolomit 2 Plattenkalk.

nördlich von P. 1308 [K 30] erst flacher, dann steiler südfallende Hauptdolomit sich südwestlich von diesem Punkt bis zur Saigerlage versteilt, dann mehrfach um diese herumschwankt und dabei einen normalen Übergang in Plattenkalk aufweist. Ebenso herrscht normaler Kontakt ganz im W des Lahnenwieszuges, wo die Plattenkalke des Lausbühels [N 21] mit dem sie unterlagernden Hauptdolomit verfaultet sind (Prof. 17).

Abgesehen von diesen drei Strecken bestehen jedoch stets Störungen an der in Rede stehenden Plattenkalk-Hauptdolomit-Grenze. Im Friedermassiv [M 21] (Prof. 16, 17; Fig. 27 u. Taf. XII) ist die Grenzstörung zwischen dem nördlichen Hauptdolomit und dem südlich anschließenden, intensiv spezialgefalteten daraufgeschobenen Plattenkalk ganz besonders schön aufgeschlossen. Man erhält hier den Eindruck einer vorwiegend durch die Materialverschiedenheit zwischen Dolomit und Kalk bedingten, durch den faltenden SN-Druck ausgelösten, schuppenartigen Störung. Analog dürfte es sich im Windstier [L 25] und Felderkopf [L 26] verhalten (Prof. 12 bis 14).

Am Herrentischsüdhang [L 28, 29] dagegen kommt STEINMANN zu dem Ergebnis, daß eine SW-NO-verlaufende diagonale Blattverschiebung, eine Loisachstörung, an der Hauptdolomit-Plattenkalk-Grenze vorübergehend in ostnordöstliches Streichen abgelenkt wurde und so heute die scheinbare Fortsetzung der vom Felderkopf [L 26] herantreichenden Bewegungsfläche bildet. Das Gleiche dürfte sich am Süd- und Osthang des Schafkopfs [K 31] ab-

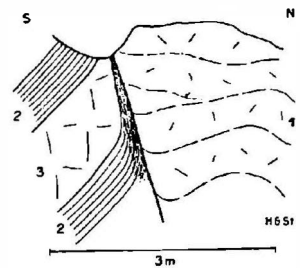
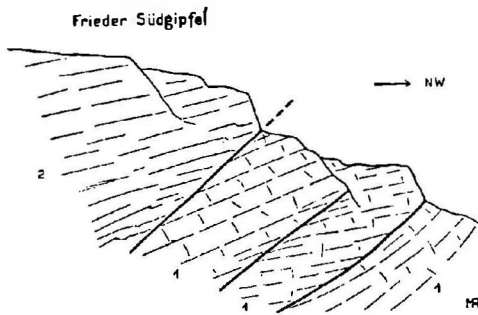


Fig. 28. Störung in der Bachrunse südlich P. 770 am Heubergfuß in zirka 730 m.

1 Hauptdolomit, N 75° W streichend
2 Kalk } der Plattenkalkserie,
3 Dolomit } N 75—80° O streichend.
Streichen der Störung N 75—80° O.

gespielt haben, wo man die Grenze Hauptdolomit-Plattenkalk als etwas abgelenkte Fortsetzung der bereits oben kurz gestreiften, i. a. ONO-streichenden Neuweidstörung des Kramernordfußes auffassen kann. Herrentische und Neuweid-Schafkopf-Störung bewirken also, daß die an sich normale, dem Schichtstreichen entsprechend OSO-verlaufende Hauptdolomit-Plattenkalk-Grenze jeweils so weit nach NO vorgesetzt wird, daß im Durchschnitt nahezu O—W-Verlauf herauskommt. Unmittelbar am Loisachtalrand, südlich vom P. 770 [K 33], tritt eine letzte untergeordnete Bewegungsfläche zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk auf (Fig. 28). (S. auch Tafel XIV, Bild 28.)

C. Der Oberauer Sattel.

Der Oberauer Sattel selbst ist so hoch aufgefaltet, daß er im Ostgebiet durch das zerrissene Band der im Sattelnern bloßgelegten Raiblerschichten in der Karte sofort kenntlich ist (Prof. 3 bis 10). Im allgemeinen verläuft in diesen von Hauptdolomit ummantelten Raiblerschichten eine Tiefenlinie, der im wesentlichen der Gießenbach folgt. Beide Sattelflügel sind meist recht normal ausgebildet, wenn man auch die Sattelumbiegung der Schichten nur gelegentlich, z. B. am Hasenjöchel [K 28] (P. 1695, Prof. 10) unmittelbar beobachten kann. Sonst ist wenigstens meist festzustellen, daß die Grenze zwischen Süd- und Nordfallen in der Zone der Raiblerschichten liegt. Bei Oberau selbst [H 34—G 35] (Prof. 5) ist heute fast nur der nördliche Sattelflügel aufgeschlossen.

Wechselndes Achsensteigen und Achsenfallen ist der eine Grund für die Unterbrechungen, die der Zug der Raiblerschichten im Kartenbild aufweist. Wir sind geneigt, auch die große Unterbrechung zwischen Mühlberg [G 33] und Rabenkopf [I 33] als Achsendepression zu deuten, wenn auch recht konstantes isoklinales Südfallen gerade hier den Tatbestand verschleiert. Westliches Achsenfallen bringt jedenfalls an der Gießenbachalpe [K 27] (Prof. 10) den Oberauer Sattel endgültig zum Untertauchen.

Das zerhackte Kartenbild des Raiblerzuges hat aber noch einen anderen Grund. In seiner Gesamtheit zeigt der Oberauer Sattel heute ein ausgesprochenes ONO-Streichen. Das Schichtstreichen steht damit im nordöstlichen Teile, bei Oberau, in Einklang. Im ganzen Gießenbachtal dagegen findet sich fast durchgehend östliches, ja fast ost-südöstliches Streichen der Schichten. Eine Schar nordöstlich streichender Blattverschiebungen, die bereits erwähnten Loisachstörungen, hat hier den Zug der Raiblerschichten zerrissen und ihm sein gegenwärtiges Allgemestreichen aufgeprägt. Wir werden, wenn wir sie im ganzen besprechen (siehe unten S. 185), auch auf den Oberauer Sattel nochmals zurückkommen müssen.

D. Die Nothkar-Kreuzspitzgipfelschuppe.

Ganz im O, im Höhenberg-Mühlberg-Zug [G 33—E 37], schließt der Oberauer Sattel unmittelbar an den großen Muldenzug (siehe diesen) an. Schon im Mühlberg selbst zeigt jedoch der Hauptdolomit recht komplizierte Spezialfaltung und südlich von Ettal [G 31] schiebt sich ein neues Sattелеlement ein. Eine mächtige, in sich gefaltete Hauptdolomitmasse ist nach N auf einen Streifen von meist steiler südfallendem Plattenkalk und Kössenschichten aufgeschuppt und läßt sich über Ochsenitz [H 31] (Prof. 8), Nothkarspitz [I 29] (Prof. 9 und 10) nördlich von der Kieneckspitz [I 25] (Fig. 29) zum

Elmautal verfolgen, wo ihre südfallende Basalstörung sinngemäß weit nach S zurückschwenkt (Prof. 13). Wahrscheinlich findet sie ihre Fortsetzung in der imposanten Kreuzspitzgipfelmasse [L, M 18], die ebenso von nach N auf Plattenkalk aufgeschobenem Hauptdolomit aufgebaut wird (Prof. 18). Vom Oberauer Sattel wird die genannte G ip f e l s c h u p p e bis zu dessen westlichem Untertauchen durch die K i e n e c k m u l d e getrennt, die im allgemeinen nur in den Hauptdolomitalten zu erkennen ist (Prof. 8 und 13), aber südlich der Nothkarspitz [I 29], vorübergehend verdoppelt (Prof. 9 und 10), Plattenkalk und Kössenerschichten erhalten zeigt.

Nach O zu streicht die Kieneckmulde nördlich P. 1060 [I 30, 31] fast genau auf ein Stück der Oberauer Sattellachse aus, wiederum die Folge einer Loissachstörung (s. u. S. 185).

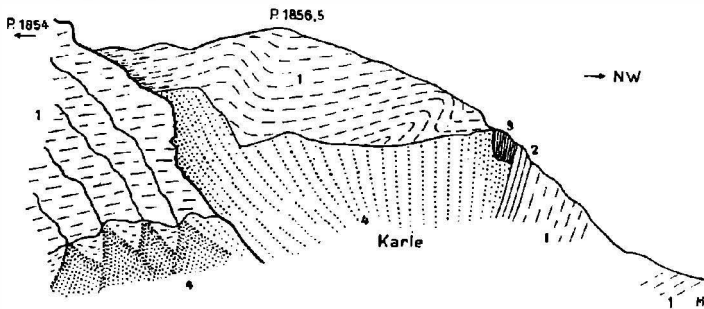


Fig. 29. Gipfelschuppe des Kienecks. Ansicht von Osten.

- | | |
|----------------|---------------------|
| 1 Hauptdolomit | 3 Kössenerschichten |
| 2 Plattenkalk | 4 Gehängeschutt. |

Das west-südwestliche Zurücktreten der NothkarspKreuzspitzgipfelschuppe gibt dem Entstehen neuer Falten Raum. Ob die Kreuzkopfgipfelschuppe [M 10] (Prof. 23), die sich im südlichen Teil des Westabschnittes auf Plattenkalk und Kössenerschichten schiebt, schon zu diesen gehört, oder ob man sie als Fortsetzung der Kreuzspitzgipfelschuppe auffassen muß, ist nicht ganz sicher zu entscheiden, solange die bereits in Tirol liegenden Geierköpfe noch nicht genau bekannt sind. Es steht zwar fest, daß das mächtige Geierkopfmassiv tektonisch ebenfalls zweigeteilt ist. Bei Berücksichtigung des west-südwestlichen Allgemeinstreichens ist es jedoch nicht sehr wahrscheinlich, daß die Kreuzspitzgipfelschuppe nochmals in den Bereich unserer Kartierung tritt.

E. Sockelmasse und Ammerwalder Muldenzone.

Durch die NothkarspKreuzspitzgipfelschuppe werden die Gipfel- und Südhangpartien der großen Hauptdolomitmassive im S des Ammerlängstals, wie beschrieben, von ihrem Sockelteil abgetrennt. Während im Mühlberg [G 33] (Prof. 6) noch inverser Hauptdolomit den Südflügel des großen Muldenzuges (siehe unten S. 160) bildet, besitzt die Sockelmasse von Ettal an nach W (Prof. 8 ff.) tektonische Selbständigkeit: Normal südfallender Hauptdolomit, Plattenkalk und etwas Kössenerschichten bauen sie auf, wobei ein etwa 50 m unter der Plattenkalkunterkante laufendes (nur in den Profilen dargestelltes) Kalkband die einfachen Lagerungsverhältnisse unterstreicht. Nur an der Mündung des Brünstgrabens in den Kühälpcnbach [H, I 27] (Prof. 10) sind liegende Falten im Hauptdolomit aufgeschlossen. Wie oben, so begrenzt auch

unten eine Schuppenfläche die Sockelmasse: ihr Hauptdolomit ist der südlichsten Oberkreidezone des großen Muldenzuges aufgeschoben (Prof. 10, 12, 13, Fig. 30). Untergeordnete Störungen im Hauptdolomit (Fig. 31) begleiten diese Schubfläche.

Westlich des Elmauquertals verändern sich die Verhältnisse allmählich. Der Verband zwischen Sockelmasse und Cenoman des Muldenzuges wird inniger und ist vielfach nicht gestört. Die Zahl der Schuppenflächen vergrößert sich und ein Cenomanzug tritt, nach SW umschwenkend, weit ins Hauptdolomitgebiet bis zur Kuchelberg nordwestseite [K, L 18] (Prof. 16 bis 18, Fig. 32) hinein, aber auch das nördlichere Cenoman der „G'hörigen Köpfe“ [I 20] reicht unerwartet weit nach WSW (Prof. 16 und 17). Gleichzeitig verbreitert sich das Hauptdolomit-Plattenkalk-Gebiet nördlich der Kreuzspitzgipfelschuppe in dieser Gegend beträchtlich. Etwa von der Elmau (Prof. 16) an löst sich auf diese Art eine Depressionszone in südwestlicher Richtung vom großen Muldenzug ab, die den Namen Ammerwalder Muldenzone tragen möge. Außer an dem schon erwähnten Cenomanstreifen ist die Ammerwalder Muldenzone vor allem in ihren zahlreichen, nach W und SW zunächst divergierenden Plattenkalkteilmulden zu erkennen. Infolge der unruhigen Spezialfaltung und leichter Wellung der Faltenachsen ist es durchaus nicht immer möglich, diese meist auf den Graten erhaltenen Plattenkalkzüge eindeutig miteinander in

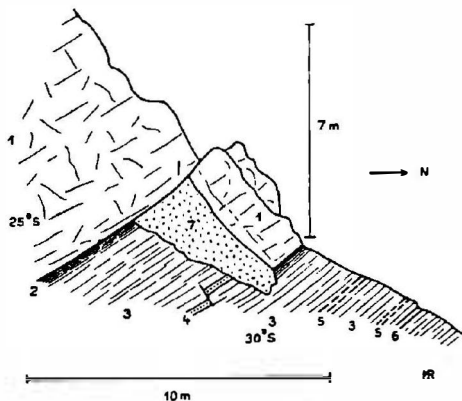


Fig. 30. Aufschiebung des Hauptdolomits auf die Oberkreide der Ammermulde südlich unterm Dreierköpfel in ca. 1100m Höhe.

- 1 Hauptdolomit
- 2 30—50 cm flaserige, graue, dünne Kalke mit schwarzen Mergellagen
- 3 graue und grüne Mergel der Gosau
- 4 graue Sandkalkbank
- 5 rote Schiefer und Mergel
- 6 20 cm graue Kalkbank
- 7 Schutt aus Hauptdolomit.

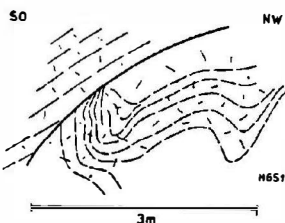


Fig. 31. Spezialfaltung und kleine Überschiebung im Hauptdolomit südlich der Ettaler Mühle in ca. 1080 m.

Verbindung zu bringen (Prof. 19 bis 23), es sollen daher hier auch nicht für alle eigencNamen eingeführt werden. Hervorgehoben sei jedoch die in sich wieder spezialgefaltete Mulde der Hochblasse [I 12] (Prof. 22), die reichlich Reste von Kössenschichten enthält und deren Hauptdolomitnordflügel auf der Gabel beim P. 1888 durch eine untergeordnete streichende Störung reduziert ist; ferner diejenige des Jägerhüttls (J. Htt.) [K 11], die bis unter

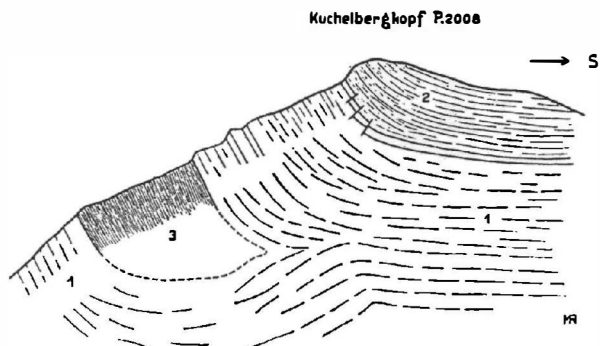


Fig. 32. Die Mulde im Nordwestabfall des Kuchelbergkopfes, gesehen aus dem Hochgries.

- 1 Hauptdolomit
- 2 Plattenkalk
- 3 Cenoman.

1422 m Meereshöhe eingemuldet ist (geschnitten in Prof. 22 und 23). Vor allem die Hochblasenmulde zeigt ungemein deutliches westliches Achsensteigen und ihr Plattenkalk hebt sich in der Tat in die Luft heraus, bevor er das Prof. 23 erreicht. Westliches Achsensteigen zeigen auch die südlicheren Elemente der Ammerwalder Muldenzone (Tafel VIII, Bild 16 und Tafel XIV, Bild 27).

Halten wir danach Ausschau, wohin die Ammerwalder Muldenzone westlich des kartierten Gebiets weiterläuft, so können wir feststellen, daß sie nördlich des durch AMPFERER 1911 bekannt gewordenen Deckensattels von Tannheim—Reutte—Urisec entlang zieht und jenseits des Lechs in den Tannheimer Bergen als Reintaldeckenmulde eindrucksvoll zur Geltung kommt.

III. Der Bennadeckensattel.

A. Der Sattel der Hochplatte und der Ostteil des Bennafensters.

Fragen wir uns, wodurch die Ammerwalder Muldenzone vom großen Muldenzug abgespalten wird, so finden wir, westlich der Scheinbergspitz [H 16] deutlich werdend, einen Sattelzug, der nach W an Höhe gewinnt und der prinzipiellen Aufschlüsse wegen, die er bietet, ausführliche Besprechung erheischt.

Das westliche Achsensteigen bewirkt, daß schon 1'5 km westlich der in Prof. 20 geschnittenen Scheinbergspitz, nämlich in der Gegend des

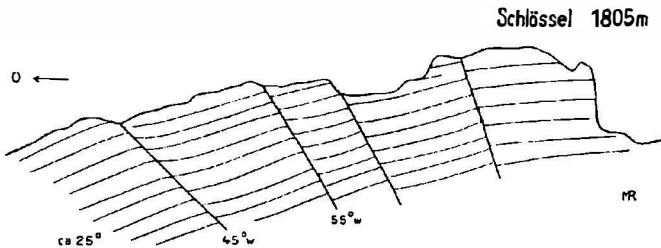


Fig. 33. Achsensteigen des Hochplattensattels mit Aufschiebungen.

Schlüssels [H 14] (Prof. 21), zwei Wettersteinkalksättel mit ihrer Ummantlung aus Raiblerschichten aus dem Hauptdolomitgebiet emporsteigen. Das Emporsteigen des nördlicheren wird durch eigenartige, etwa NNW-streichende Querstörungen beschleunigt. Sie zeigen das Bild einer östlich gerichteten Aufschuppung, die den Westflügel jeweils in ein höheres Niveau bringt. Vorübergehendes flacheres Achsensteigen des Wettersteinkalks im Gegensatz zu dem normalen 20 bis 25° steilen schwächt allerdings die Wirkung dieser Störungen etwas ab. Im Längsprofil entsteht so folgendes Bild (Fig. 33). Der hier dargestellte Mechanismus fügt sich eigentlich nicht in den gesamten Bauplan ein, verdient aber vielleicht gerade deshalb Erwähnung. Man kann ihn der Gruppe der antithetischen Bewegungen im Sinne von CLOOS 1928 zurechnen.

Bemerkt sei noch, daß dieser nördliche Teilsattel sich schon recht weit im O, am Nordfuß des Kuchelbergkopfs, dicht westlich der „G'hörigen Köpfe“, bemerkbar macht und als Hauptdolomitsattel nördlich der Scheinbergspitzmulde vorbeizieht (Prof. 18 bis 20). Der südliche Wettersteinkalkteilsattel läßt sich entsprechend vom Nordfuß der Kuchelbergspitz [K 19, 20] herleiten.

Wie ein Blick auf die Karte lehrt, ist der Bennadeckensattel ein völlig neues Sattелеlement und keinsfalls, wie HAHN 1914 b (S. 127) annahm, die Fortsetzung des Oberaurer Sattels.

Nachdem der südliche Wettersteinkalksattel sich mit dem nördlichen ver-

einigt hat, bildet der Wettersteinkalk ein breites Karrcnfeld, das sogenannte „Beinland“¹⁾ und schwingt sich weiterhin zur Hochplatte [H, I 12, 13] auf. Die Hochplatte (Prof. 22) zeigt in ihrem Nordteil den Sattelbau besonders schön, und zwar handelt es sich um einen Wettersteinkalksattel mit steilem, fast saigrcrcn Nordflügel. Den Raibler Sandsteinen (Gamsangerl) [H 13] des Sattelsüdflügels ist eine Schuppe von Wettersteinkalk aufgeschoben, die den eigentlichen Gipfelgrat der Hochplatte aufbaut und daher die Bezeichnung *G i p f e l s c h u p p e* mit Recht verdient (siehe Tafel VIII, Bild 15).

Wie steil der ganze Sattel herausgefaltet ist, zeigt die Tatsache, daß nördlich vom Schlössel [H 14] Raibler Schichten und Hauptdolomit sehr ausgedünnt sind (z. B. nur stellenweise etwas Raibler Sandsteine). Der Nordflügel ist nur wenig mächtig, auf längere Strecke ist „in der Gasse“ [H 13] Wettersteinkalk auf Kössenschichten aufgeschoben. Auch noch im oberen Gumpenkar [H 12] ist der Wettersteinkalk im Sattelnordflügel sehr wenig mächtig.

Verfolgt man den Sattel der Hochplatte weiter nach W, so werden in seinem Kern die Partnachsichten sichtbar, die, nur ganz im Anfang von Wettersteinkalkschutt verhüllt, eine deutliche Hohlform zwischen zwei auseinandertretenden Wettersteinkalkzügen verursachen (Tafel VII, Bild 14). Deren nördlicher bildet zunächst nur einen niederen eisgeschliffenen Rücken, baut aber dann den Gabelschrofen²⁾ (nördlich P. 1916 der Karte) auf und zieht nördlich vom Schwangauer „Kessel“ [I 10] weiter (Prof. 22 und 23). Der südliche Wettersteinkalkzug zieht als nach S sanft geneigter, nach N 200 m steil abfallender Grat zur Krähe (P. 2012)³⁾ und zum Niederen Straußberg (P. 1878) [I 10]. Es liegt also hier ein einfacher, nur etwas nordüberkippter Sattel der tieferen alpinen Trias vor, wie Prof. 23 a, b es deutlich zeigen. Während die beiden Wettersteinkalkflügel des Sattels unverändert, der nördliche steil bis überkippt, der südliche flach, nach W weiterziehen, taucht auf der Niederraußbergalpe jedoch (Prof. 23 c) unter den ebenfalls auseinandertretenden Partnachsichten Hauptdolomit hervor: unter den tiefsten Gliedern der Oberen Vilsrdecke⁴⁾ wird die Untere Vilsrdecke sichtbar, der Sattel ist zum Streifenfenster geworden, er hat sich als Deckensattel ausgewiesen.

Die hohe Wasserscheide zwischen Lobental und Pöllattalgebiet, die vom Hohen Straußberg (P. 1934) [K 9] bis zum Niederraußbergköpfel [I 9]

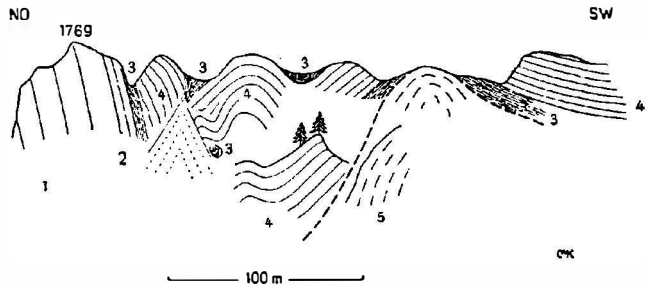


Fig. 34. Niederraußbergköpfel (P. 1769) und Nordostteil des Grates zum Hohen Straußberg, von Nordwesten gesehen.

- 1 Wettersteinkalk
- 2 höchste Partnachkalke, dickbankig, grau
- 3 Partnachmergel
- 4 gut gebankte Partnachkalke
- 5 Hauptdolomit der Unteren Vilsrdecke
- Basis der Oberen Vilsrdecke.

¹⁾ In der Karte fälschlich östlich, statt westlich vom Schlössel eingetragen [H 14].

²⁾ In der Karte ohne Namen [H 11].

³⁾ Auf der Karte fälschlich als Gabelschrofen bezeichnet [I 11].

⁴⁾ So müssen wir im Westabschnitt den oberen, wichtigeren Teil der Lechtaldecke nennen.

zieht (P. 1769), zeigt noch einmal mit geradezu modellmäßiger Schönheit Partnachsichten erhalten, die ganz flach zungenartig quer fast über das ganze Fenster hinwegreichen (Prof. 24 a). Alle diese Verhältnisse sind in der großen Meereshöhe von etwa 1700 m hervorragend aufgeschlossen und werden durch die lokale Heraufquetschung eines keilförmigen Pakets von Partnachsichten dicht südlich vom Niederstraußbergköpfel nur um eine interessante Kleinigkeit bereichert (Fig. 34). Weiterhin bewirken westliches Achsensteigen und dann auch Geländeabfall in derselben Richtung eine Verbreiterung des Fensters. Dabei bleibt die Asymmetrie der Fensterrahmen, die im Einfallen der Partnachsichten und des Wettersteinkalks erkennbar ist, erhalten. Der Hauptdolomit der Unteren Vilsrdecke, also das Gestein des Fensters selbst, grenzt im Nordflügel mit heute steil gestellter, ja bis 65° invers südfallender Deckenschubfläche an die Partnachsichten und den Wettersteinkalk der nördlich anschließenden Bennaköpfe [I 8] (Prof. 24 b). Fig. 35 zeigt eine solche Stelle in großem Maßstab. Infolge dieser Nordüberkipfung

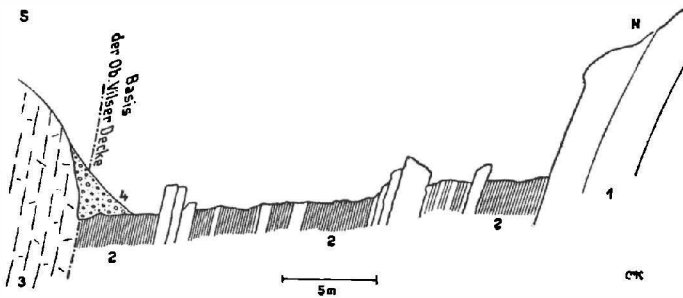


Fig. 35. Überkippter Nordflügel des Bennadeckensattels am Ostende der Bennaköpfe.

- 1 Wettersteinkalk, 65° S 10° W fallend
- 2 Partnachsichten, graue Kalke und schwarzgrüne Mergel
- 3 Hauptdolomit
- 4 Gehängeschutt.

des Deckensattels liegen somit dort die Gesteine des Fensters heute auf denen des nördlichen Fensterrahmens, der erste Schritt zu einer Deckeneinwickelung ist getan. Sinngemäß ist dabei die Mächtigkeit der weichen Partnachmergel des nördlichen Rahmens mehr oder weniger, lokal bis auf 3 m (bei P. 1586) [I 8], reduziert.

Im Einklang mit dem Rahmen zeigt auch der Hauptdolomit des Fensters, der Unteren Vilsrdecke selbst, an der steilen, zur Bleckenau abstürzenden Felswand prächtig den leicht nordüberkippten Sattelbau (Prof. 24 b, Tafel VII, Bild 13). Eng mit dem Hauptdolomit verbunden, treten dort Spänc von Hierlatzkalken auf, die im Westabschnitt unserer Karte, den Hohenschwangauer Bergen, ein sicheres Kennzeichen für die Untere Vilsrdecke darstellen. Sie zeigen oft starke tektonische Flaserung, die parallel der heutigen Lage der Bewegungsflächen mehr oder minder steil süd- bis südöstlich einfällt.

Gehen wir noch weiter nach W, steigen wir in die Benna [K 8] hinab, so finden wir fast 1500 m hinauf aufgeschlossen Juragesteine in Mergeljurausbildung, als höchstes eine Rippe saigerer, O—W-streichender grauer Aptychenkalke, tiefer auch Radiolarite und Fleckenmergel, die zum Teil verquetscht und von massenhaften Calcitadern durchsetzt sind (Prof. 24). Sie stecken im Kern des von der Unteren Vilsrdecke gebildeten asymmetrischen

Sattels und müssen demnach die Entblößung einer noch tieferen Decke darstellen. Auch wegen ihrer Fazies, die sich in den Hohenschwangauer Bergen nur in der Allgäudecke findet, sind sie dieser zuzuweisen. Damit ist der Bennadeckensattel, der bisher nur zum einfachen Fenster geöffnet war, so hoch aufgepreßt und so tief erodiert, daß er zu einem Doppelfenster, dem *Bennadoppelfenster*, geworden ist. Daß schon BOSE in der Benna ein wenig Aptychenschichten kartierte, die mit seinen damaligen Vorstellungen über die Faziesverteilung und Tektonik in krassestem Widerspruch standen, ist ihm besonders hoch anzurechnen.

B. Die Queraufwölbung der Bleckenau.

Während so Schritt für Schritt der Kern des Bennadeckensattels sichtbar wurde, machen sich auch im Südflügel Veränderungen geltend. Die Karte und das Profil 24 a zeigen eine energische Ausdehnung des Wettersteinkalkareals nach S. Sie ist zunächst natürlich auf das allgemeine westliche Achsensteigen zurückzuführen. Es hat zur Folge, daß im Südhang des Hohen Straußbergs die Hochblassenmulde (siehe oben S. 149 und Prof. 22 und 23) nur in zwei kleinen Vorkommen von Raibler Sandstein und um den P. 1691 [K 9] in einer ganz schwachen Einmuldung der Wettersteinkalkbankung noch zu erkennen ist. Entsprechend tritt der südlich an die Hochblasse anschließende Hauptdolomitsattel (Prof. 22 und 23) in seiner westlichen Fortsetzung als Wettersteinkalksattel zwischen Raiblerschichten (Gebiet des Aufschlusses im präkarnischen Karrenfeld siehe oben S. 14 f. [K 10]) und schließlich auf der Westseite des Hohen Straußbergs als Sattel in den Partnachsichten in Erscheinung (Profilstück zwischen 24 b und c). Außerdem aber erhebt sich aus dem Hauptdolomitgebiet des Südens rasch ein neuer Wettersteinkalksattelsattel, der vom Südfuß des Hohen Straußbergs durch eine Mulde getrennt wird, der Pöllatlauf und Schützensteig folgen. Das ist der Schlagsteinsattel. Er beginnt um den P. 1560 [L 9] an der Nordwestecke des östlichen Altenbergs, wo sein axiales Emporsteigen so unvermittelt ist, daß die Raiblerschichten auf der Nordostseite zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit weggequetscht und durch eine steile Störung ersetzt sind.

Westlich und südwestlich vom Schlagstein schwenken der Wettersteinkalk und die ihn begleitenden Schichten nochmals ein beträchtliches Stück nach S zurück (Prof. 24 c) bis in die Nähe der Bächhütte (P. 1323) [M 8], um dann wieder über den Zunderkopf [L 7] nach N bis zum Säuling [K 6] vorzustoßen (Prof. 26). Durch dieses Ausstrichbild des Wettersteinkalks, dem als Ursache im großen ganzen umlaufendes Streichen entspricht (Fallzeichen!), wird zwischen Säuling und Hohem Straußberg eine große Queraufwölbung, der Quersattel der Bleckenau, augenfällig. Auch in dem von den hellen Wettersteinkalkwänden beherrschten Landschaftsbilde drängt er sich dem Beschauer auf, zumal das Innere des Amphitheaters größtenteils von den wasserreichen, wenig widerständigen Partnachsichten der Oberen Vilserdecke eingenommen wird. Die neue Spezialkartierung ergab ferner, daß den Partnachsichten eine ganze Anzahl zum Teil sehr großer Fetzen von Wettersteinkalk eingeschaltet sind (Prof. 24 c), auf die wir bei Besprechung des Säulings noch zurückkommen werden.

Ähnlich wie die ladinischen Basalgesteine der Oberen Vilserdecke greifen infolge der Quersattelung die Allgäudeckengesteine in der Bleckenau besonders weit nach S vor und sind in größerer Ausdehnung und Mannigfaltigkeit

(vom Lias bis zu den Oberkreidenschiefen) bloßgelegt. Auffällig ist, daß die Untere Vilserdecke nicht das gleiche Verhalten zeigt. Wohl liegt ihr Hauptdolomit (östlich des Bleckenauhauses [K 8] von untergeordneten Raibler Rauchwacken begleitet) östlich der Brunnenstube [K 7] noch auf den Gesteinen der Allgäudecke, wenn auch die Quercfaltung einen steilen N—S-streichenden Kontakt geschaffen hat (Prof. 24 c). Indes um die Brunnenstube und südlich davon sowie südöstlich des Bleckenauhauses beobachten wir, daß Partnachschichten der Oberen Vilserdecke unmittelbar das Hangende der Jurakreidegesteine der Allgäudecke bilden. Die Untere Vilserdecke fehlt somit an diesen Stellen. Für diese eigenartigen Verhältnisse findet sich nur eine Erklärung: Wir stehen in der Bleckenau an dem ein wenig ausgefranzten

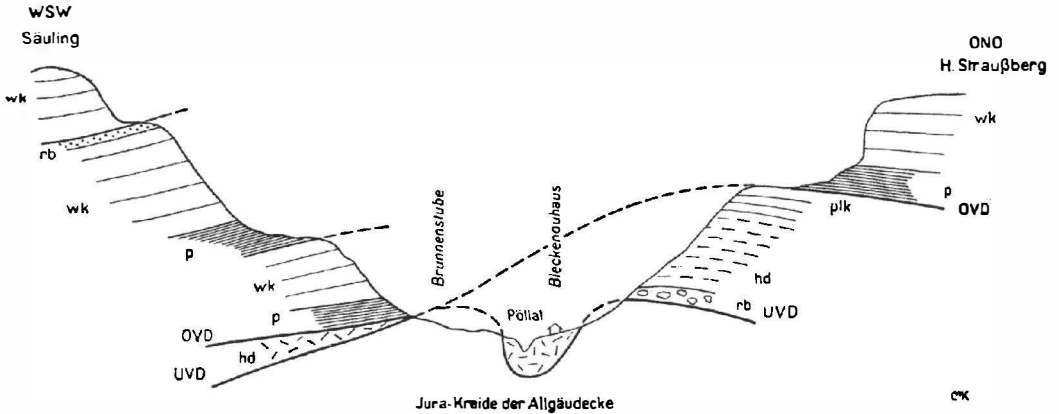


Fig. 36. Schematisches Profil durch die Queraufwölbung der Bleckenau, zirka 1:25.000.

- | | |
|---------------------------------------|------------------------------------|
| p Partnachschichten | plk Plattenkalk |
| wk Wettersteinkalk | OVD Basis der Oberen Vilserdecke |
| rb Raibler Sandsteine und Rauchwacken | UVD Basis der Unteren Vilserdecke. |
| hd Hauptdolomit | |

primären Südrand der Unteren Vilserdecke. Als tiefere Teildecke der Lechtaldecke muß sie ja irgendwo einen Süd-, beziehungsweise Südostrand haben (siehe S. 193), daß er aber tatsächlich aufgeschlossen ist, ist als besonderer Glücksumstand zu bezeichnen. Im Profil 24 c und in der Textfigur 36 wurde der Versuch gemacht, diese verwickelte Tektonik im Quer- und Längsdurchschnitt darzustellen. Da die höchst komplizierten Lagerungsverhältnisse um die Bleckenau nicht besser aufgeschlossen, vielmehr oft nur aus Lesesteinen zu ermitteln sind, lassen sich bis ins einzelne gehende Profile ganz naturgetreu nicht zeichnen. Selbst die sicheren Kleinbefunde sind, z. B. im Abfluß der Brunnenstube zur Pöllat, nicht immer tektonisch restlos zu deuten, so das dort anstehende, eigenartige kleine Vorkommen von Raibler Sandsteinen über einem bis 5 m mächtigen Span von hellen Kalken und Dolomiten.

C. Der Säuling.

Das Textprofil Fig. 36 reicht im W bis zum Gipfel des Säulings (Prof. 26) hinauf, des markantesten Berges am Südwestrand unserer Karte. Er birgt in sich beide Flügel des Bennadeckensattels; dessen innerster Kern, die Allgäudecke, wird allerdings infolge der zunehmenden orographischen Höhe und des auf die Queraufwölbung der Bleckenau westlich folgenden Achsen-

fallens sehr bald unsichtbar. Die Untere Vilserdecke dagegen ist als Streifenfenster weiterhin wieder gut aufgeschlossen und setzt sich genau wie östlich der Bleckenau aus Hauptdolomit, Plattenkalk und rotem Jurakalk (Hierlatzkalk) zusammen. Namentlich am südlichen Fensterrahmen sieht man immer wieder ausgezeichnet, wie ihr südlich fallender Jurakalk mit tektonisch schwach gestörter Transgression dem Hauptdolomit auflagert und seinerseits von den Partnachschieben der Oberen Vilserdecke überschoben ist.

Weniger kontinuierlich sind die Aufschlüsse im Nordflügel des Bennadeckensattels in den Partnachschieben und dem Wettersteinkalk, die die Bennaköpfe mit dem Alpeleskopf [I, K 5] (Prof. 24 bis 27) verbinden. Sie reichen jedoch vollkommen aus, um zu erkennen, daß es sich auch hier um eine einfache, steil stehende Schichtserie handelt.

Um so auffälliger ist der Unterschied zwischen dem nördlichen, im Waldgölände verborgenen Sattelflügel und dem einen über 500 m hohen Wettersteinkalkfelsen aufbauenden Südflügel. Hier ist es nicht mehr nur, wie in den Profilen 23 und 24, der verschiedene Einfallwinkel der beiden Flügel, der Unterschiede hervorruft. Der Bennadeckensattel ist vielmehr in seinem Südflügel von intensiver Schuppung betroffen worden — eine bei nach N überliegenden Sätteln häufige Erscheinung (z. B. Prof. 22). Diese vervielfältigt den Wettersteinkalk, wie die eingeklemmten Bänder von Raibler Sandstein am Säulingnordhang beweisen. Die oberste und bedeutendste dieser Schuppen ist die Säulinggipfelschuppe (siehe Tafel IV), die allein noch in ungestörtem Zusammenhang mit dem südlichen und südöstlichen Hinterland steht. Ihr Wettersteinkalk trägt die normale, meist vollständige Serie der Raiblerschichten und den Hauptdolomit der Ammerwalder Muldenzone, der in Prof. 26 im Dürnberg [M 6] und südöstlich davon im Sauereck [N 7] gipfelt. Trotz des beträchtlichen Ausmaßes dieser Säulinggipfelschuppe geht es jedoch nicht an, sie, wie AMPFERER 1921 (Fig. 5) versuchsweise vorschlug, den Vilserdecken als Säulingdecke gleichwertig zur Seite zu stellen; dann müßten wir sie, wie die wirklichen Decken alle, im Nordflügel des Bennadeckensattels wiederfinden.

Die Basis der Säulinggipfelschuppe stellt eine ausgesprochene Schaufelfläche dar und bildet gewissermaßen die auf die Queraufsattelung der Bleckenau folgende Quereinmündung. Sehr schön ist das z. B. an der Ostseite des Säulinggipfels aufgeschlossen, wo die Störungen ganz steil WSW fallen. Auch aus dem Streichen und der Verbreitung des südlich auflagernden Hauptdolomits läßt sich diese Quereinmündung ablesen, er reicht gerade am Säulingsüdhang weit nach N bis zur Klemmalpe¹⁾ vor.

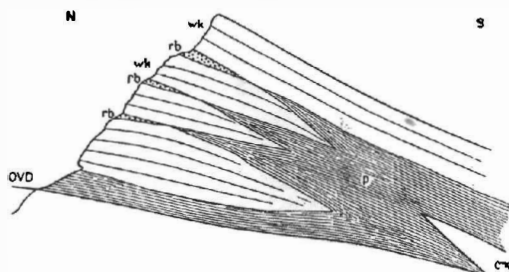


Fig. 37.
Schematische Skizze der Schuppung im Säuling.

p Partnachschieben
wk Wettersteinkalk
rb Raibler Sandstein
OVD Basis der Oberen Vilserdecke.

¹⁾ Südwestlich von P. 1764 [L 6], schon in Tirol liegend und daher nicht in die Karte eingetragen.

Die tieferen Wettersteinkalkschuppen des Säulings dürften nicht allzutief in den Untergrund hinabreichen. Dies ergibt sich bei der Betrachtung der westlichen und östlichen Nachbarschaft dieses Berges: Wir sehen hier, zwischen

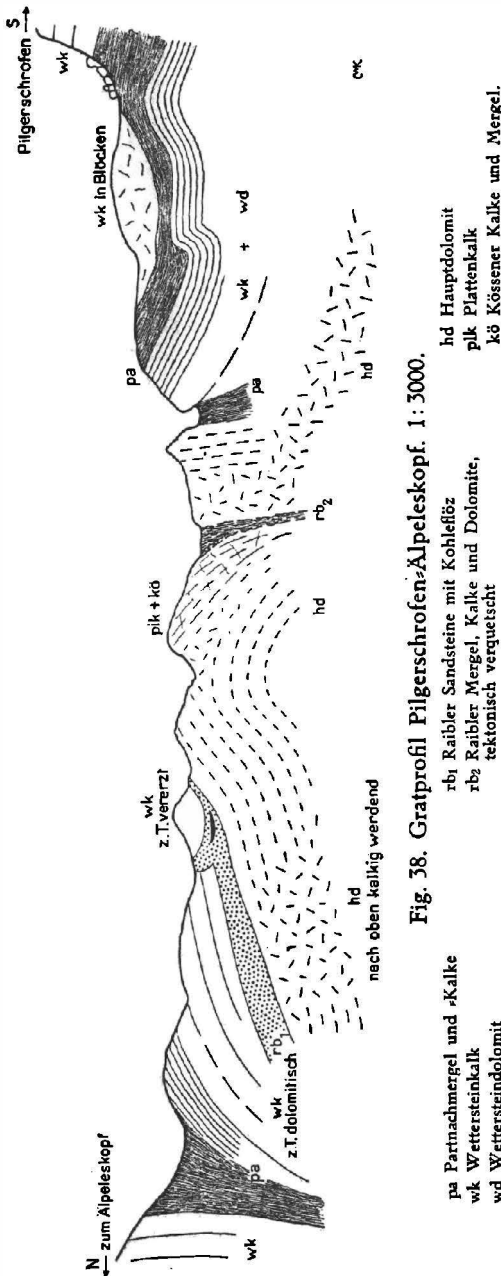


Fig. 38. Gratprofil Pilgerschrofen-Alpeleskopf. 1:3000.

Partnachsichten eingeschuppt (zum Beispiel P. 1526 auf der Säulingostseite) [L 7], jene verhältnismäßig kleinen Wettersteinkalkfetzen, die schon oben (S. 153) erwähnt wurden. Schematisch gezeichnet dürfte der Säuling folgenden Aufbau haben (Fig. 37): an der Schuppenstirn markieren regelmäßig Raibler Sandsteine, an ihrem Südennde hinaufgreifende Partnachsichten die Trennung. Diese Partnachsichten tragen also einen sattelkernartigen Charakter. Vielleicht ist hier die Vermutung erlaubt, daß das Streifenfenster des Kniepasses (vgl. die Karte von BOSE 1894 a) nicht die eigentliche Fortsetzung des Bennadeckensattelkerns ist, sondern ihn südlich ablöst und von der Säulinggipfelschuppe emporgerissen wurde. Die von AMPERER auf der Tiroler Seite vorgenommene Neukartierung wird in diesem Punkt endgültige Klarheit schaffen.

D. Der Bennadeckensattel westlich vom Säuling.

Sahen wir, wie durch besonders scharfen Zusammenstau des Bennadeckensattels außer Überkippung mehrfache Schuppung seines Südflügels ausgelöst wird, so kann es nicht wundernehmen, wenn auch im Kern des Sattels Schuppenflächen auftreten. So ist vermutlich schon am Säulingnordhang meist der Südflügel der sattelförmig gebauten Unteren Vilsérdecke unmittelbar auf den Nordrahmen, die tiefere Trias der Oberen Vilsérdecke, vorgeschoben (Prof. 26). Weiter im W, am Grat zwischen Alpeleskopf und

Pilgerschrofen [K 5] (Prof. 27), zeigen dann die erstklassigen Aufschlüsse einen im Kern vollständig zerrissenen und intensiv gestörten Deckensattelbau. Auf der Ostseite des Grates, wo die Aufschlüsse weniger gut sind, ist wenigstens im d des Wortes Wildsulz der Karte [K 5] ein schöner

Hauptdolomitsattel aufgeschlossen, dem südlich rote Jurakalke auflagern, aber diesen ist hier, im Gegensatz zum Säulingnordfuß, nochmals Hauptdolomit und Plattenkalk südlich aufgeschuppt. Auf der Südseite des Älpeleskopfes, südlich der Partnachsichten des normalen Sattelnordflügels, schaltet sich ein überzähliger, wenige Meter breiter, wild von Harnischen zerstückelter Zug von Wettersteinkalk ein.

In ihrer ganzen Verworrenheit ist die Tektonik in den wilden, unübersichtlichen Schluchten am Westhang des Grates aufgeschlossen, die zum Alpsee hinunterführen. Das Profil 27 sucht den Verhältnissen einigermaßen gerecht zu werden, der obere Teil des Grates mußte aber in Fig. 38 nochmals in größerem Maßstab dargestellt werden. Aus beiden Profilen geht der gesetzlos anmutende tektonische Bau hervor. Für den am Nordende des Grates von kohleführenden Raiblerschichten (s. o. S. 17) untergelagerten Wettersteinkalk, ein zweifellos auf Plattenkalk flach invers liegendes Schichtpaket, eine Erklärung zu geben, würde nur in mechanischen Künsteleien enden. Jedenfalls ist er das Westende des oben erwähnten zerharnischten Wettersteinkalkzuges auf der Südseite des Älpeleskopfes. Er zeigt in seiner tektonischen Position auffallende Ähnlichkeit mit dem Keilchen von Partnackalken, das unmittelbar südlich des Niederstraußbergköpfels auftritt und in Fig. 34 (S. 151) dargestellt ist (vgl. auch Tafel VI, Bild 12).

Immerhin ist eine auffällige Störung deutlich als Schuppenfläche kenntlich, die den Deckensattelkern zerreißt: Es ist jene Bewegungsfläche, an der der südliche Hauptdolomit, lokal mit etwas Raibler Gipsmergeln an seiner Basis, auf dem nördlichen Hauptdolomit liegt. Dieser trägt an seiner Südseite außer Plattenkalk im tieferen Teil des Profils Hierlatzkalk, oben am Grat tektonisch beanspruchte Kössenerschichten.

Im Verhältnis dazu ist der Sattelsüdflügel recht einfach. Wir sehen nur am Fuß des Pilgerschrofen wieder einmal eine Verdoppelung des Wettersteinkalks und der Partnachsichten, müssen uns aber bewußt bleiben, daß auch der Pilgerschrofen selbst noch nicht die höchste Schuppe im Sattelsüdflügel darstellt und keinesfalls mit der Säulinggipfelschuppe identisch ist.

Mit dem Pilgerschrofen verläßt die Obere Vilserdecke im Südflügel des Bennadeckensattels das kartierte Gebiet und ist nur noch im Sattelnordflügel zur Darstellung gekommen, wo ihr Wettersteinkalk vom Älpeleskopf [I 5] zum Kitzberg [K 2, 3] hinüberzieht. Die Untere Vilserdecke des Sattelkerns, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössenerschichten, Oberrhätkalk und Hierlatzkalk, zeigen einen immer wieder von Schuppen und Falten gestörten Bau, in dem sich indes große durchziehende Störungen nicht klar erkennen lassen, zumal die Qualität der Aufschlüsse stark nachläßt (Prof. 28 und 29).

Schon 1924 haben wir dargetan, wo die Fortsetzung des Bennadeckensattels westlich des Lechs zu suchen ist. Sie findet sich in dem von AMPFERER 1921 beschriebenen Streifenfenster des Füssener Jöchls an der Grenze zwischen Vilser und Tannheimer Bergen.

IV. Der große Muldenzug.

Auf den Bennadeckensattel folgt nördlich ein Muldenzug, der von W her zum ersten Male sehr klar im Profil 27 in den Gesteinen der Oberen Vilserdecke ins Auge springt. Sein Kern wird hier von dem muldenförmig gebauten

Hauptdolomit des Gassenthomaskopfes [I 5] (siehe Tafel VI) gebildet. Wir haben es mit einem Stück jener schon recht lang, wenigstens in ihren Hauptzügen bekannten tektonischen Zone der nördlichen Kalkalpen zu tun, die F. F. HAHN 1911 zuerst als hochbajuvarische Randmulde zusammenfaßte und benannte. Indes ist in diesem großen Muldenzug naturgemäß nicht nur die Lechtaldecke (= hochbajuvarisch im Sinne von HAHN), beziehungsweise ihre Teildecken eingemuldet, sondern es ist, analog wie im südlich anschließenden Bennadecken s a t t e l das g a n z e Deckensystem, also auch die Allgäudecke gefaltet. Der große Muldenzug, der in diesem Abschnitt nach O bis zum Labergebirge verfolgt werden soll, verdient also die Bezeichnung D e c k e n m u l d e. Unmittelbar ist diese Miteinmuldung der Allgäudecke westlich vom Lech zu beobachten, wo im Einstein infolge westlichen Achsensteigens die Lechtaldecke des Muldenkerns sich endgültig in die Luft hinaushebt, in den Schichten der Unterlage jedoch auch weiterhin der große Muldenzug als Schattwalder Mulde (AMPFERER 1911, RICHTER 1924 a) erkennbar bleibt.

In den Hohenschwangauer Bergen zeigt der große Muldenzug deutliches Achsenfallen nach O. Dadurch kommt es, daß schon im Tegelberg-Brander-schrofengebiet [H8] (Prof. 24) auf Hauptdolomit transgredierendes C e n o m a n im Muldenkern erhalten geblieben ist. Mit Hilfe dieses Cenomans ist auch zu erkennen, daß der Muldenzug in seinen allerersten Anfängen bereits p r ä c e n o m a n e A n l a g e besitzt. Das gilt für das ganze Gebiet zwischen Lech und Loisach. Im W ließ sich nur im einfach gebauten Südflügel (Prof. 24a) eine noch unzerstört erhaltene Winkeldiskordanz von 10° zwischen Cenoman und Hauptdolomit feststellen (Fig. 13 a, S. 94). Auf der Ostseite des Lobentals ist zum ersten Male Jura als Hierlatzkalk von der präcenomanen Erosion verschont geblieben. Er tritt dort am westlichen Abhang des Geiselsteins [G, H 11] unmittelbar neben Hauptdolomit auf und wird wie dieser von steil gestelltem Cenoman transgressiv überlagert (Fig. 18, S. 103). Prä- und post-cenomane Tektonik greifen indes dort so verwickelt ineinander, daß eine befriedigende Analyse nicht gelingt. Erst vom Geiselsteinkamm (Prof. 23) an nach O klärt sich das Bild. Es lassen sich durchgehend drei Zonen unterscheiden: eine nördliche Zone, in der das Cenoman auf norischen Gesteinen liegt, eine mittlere mit Cenoman über Rhät- und Juragesteinen und eine schwächer entwickelte südliche, in der es wiederum auf Hauptdolomit und Plattenkalk transgrediert (Tafel I, Bild 2).

Dieser präcenoman angelegten Mulde folgt, in unserem ganzen Gebiet mit großer Exaktheit, die Deckeneinmuldung. Sie übertrifft jene an Intensität um ein Vielfaches und ist fast ausschließlich für das heutige Kartenbild verantwortlich zu machen. Die steile Spezialfaltung hat dabei das ursprünglich einheitliche Cenomangebiet in enge Teilmulden zerlegt.

A. Der Verlauf der Cenoman-Teilmulden nach O bis zum Bäckensattel (P. 1541).

(Prof. 24—21.)

Im Profil 24 sind vier cenomanerfüllte Teilmulden zu unterscheiden, von denen die südlichste, die Branderfleckenmulde (P. 1622 [H 9]), und die nördlichste, die Branderschrofenmulde (P. 1881 [H 8]), besonders hervorzuheben sind. Die beiden südlichen sind im Anfang noch durch einen steil stehenden Hauptdolomitsattel getrennt, den BÖSE fälschlich für ein im Cenoman ein-

sedimentiertes Felsriff hielt. Unmittelbar östlich davon sind jedoch die beiden mittleren Cenomanmulden bereits in die Branderfleckenmulde eingemündet. Die *Branderschrofenmulde* dagegen bleibt heute überall von diesem südlichen Teilmuldenzug, der Branderfleckenmulde, getrennt, und zwar durch den steilen Hauptdolomitsattel der Drei Männl [H 9, 10]. Wir finden die Mulde, so gedoppelt, östlich vom Lobental im Bockstall (P. 1463, Prof. 23 [F, G 11, 12]) und bis zum *Fürstberg*gebiet (Prof. 21 [F 13, 14]). Dort hebt sich an einer Querstörung das schon mehrfach unterbrochene Cenoman der Brander-schrofenmulde endgültig heraus (s. auch S. 169).

Die südlichere *Branderfleckenmulde* hält bedeutend länger aus. Am Branderflecken (P. 1622, Prof. 24) [H 9] liegt ihr Cenoman noch ganz auf Hauptdolomit, in der Senke zwischen Bockstall und Geiselstein (Prof. 23) [G 11, 12] ist im Südflügel bereits Jura des präcenomanen Muldenkerns reichlich erhalten. Kurz vor dem Bäckensattel (P. 1541 [G 15]) teilt sie sich in zwei Äste.

B. Der Verlauf der Ammermulde.

Der südliche dieser beiden Äste folgt nach O dem Jura und der Unterkreide des präcenomanen Muldenkerns. Diese wichtigste, meist tiefste axiale Teilmulde des großen Muldenzugs soll im folgenden als *Ammermulde* bezeichnet werden, selbst wenn das Flußbett der Ammer ihr nicht immer genau folgt. Nicht überall ist in der Ammermulde Cenoman oder gar Gosau von Erosion verschont geblieben, denn ihr folgt auch heute auf lange Erstreckung eine Tiefenzone, erst das Sägetal und dann das weite Ammerlängstal (Tafel XV, Bild 29).

Wir finden Cenoman und zum Teil Gosau in der Ammermulde südlich der Scfelwand [F 18] in zwei Streifen erhalten (Prof. 18), dann südlich der Martinswand [F 19] und im Dreisäulergraben (Prof. 17) [F 20, 21]. Das Cenoman der Fortsetzung ist dürftig im Linderwald (Prof. 15) [F 22] aufgeschlossen und schließlich in größerer Erstreckung wieder am Südfuß des Brunnbbergs (Prof. 11) [F 27, 28]. Auch im Labergebirge fällt die postcenomane Ammermulde, die mittlere der drei dort deutlich erkennbaren Cenomanmulden, mit dem präcenomanen Muldentiefsten zusammen (Prof. 8 bis 3). Sie zeigt auch hier zuweilen untergeordnete Spezialfaltung (Prof. 8 a, 7, 5, 3). Ganz im O besitzt dann die Ammermulde kein Cenoman mehr (Prof. 2 und 1), sondern erreicht mit Fleckenmergeln im Kern den Südrand des Murnauer Mooses.

C. Der Verlauf der Klammspitz-Brunnenkopf- und der Labermulde.

Die nördliche durch die Teilung am Bäckensattel (P. 1541) abgezweigte Mulde enthält ganz im Anfang die Gosau des Neuweidgrabens [F 14] und baut dann den Feigenkopfgipfel auf (Prof. 20 [F 16]). Eine Strecke weit nur im Hauptdolomit der *Klammspitz* erkennbar (Prof. 19 [E, F 18]), zeigt diese Teilmulde im *Brunnenkopf* (Prof. 18 [E 19]) wieder erhaltene Cenomanfüllung. Ähnlich wie die Brander-schrofen-Fürstbergmulde gerät sie weit in den Hauptdolomit des Nordflügels (siehe unten S. 168) des großen Muldenzugs hinein.

An der Grenze von Hauptdolomit und Jura hat sich jedoch inzwischen südlich des Brunnenkopfes (Prof. 18) im obersten Martinsgraben ein neuer Cenomanzug eingestellt. Dieser zieht, vereinigt mit der Klammspitz-Brunnenkopfmulde, oft durch Schutt verhüllt, am Südhang des Ammergebirgshaupt-

kamms nach O entlang (Prof. 17 und 15). Dabei ist das Cenoman durch die später zu besprechenden Rücküberschiebungen allerdings schwer beschädigt und reduziert. Vom Laubeneck (Prof. 15 [E 23]) an nach O ist zunächst überhaupt kein Cenoman dieser Mulde zu sehen, es setzt dann aber am Südhang des Brunnberggipfels wieder ein (Prof. 11 [F 27]). Von hier an bildet es den Kern der *La b e r m u l d e* (Prof. 10, 8 bis 4) und ist nur im Ammerquertal vorübergehend gänzlich durchwaschen (zwischen Prof. 10 und 8). Es baut den höchsten Gipfel des Labergebirges mit dem Starnbergerhaus (P. 1683, Prof. 6 [E 32]) auf und zieht dann mehr auf die Nordseite dieses Gebirgsstockes. Erst in den östlichsten Profilen des Labergebirges (Prof. 3 bis 1) enthält auch die Labermulde keinen Cenomankern mehr (s. auch S. 163 ff.).

D. Die südlichen Teilmulden.

Nachdem der Bennadeckensattel in östlicher Richtung untergetaucht ist, tritt um Schloß Linderhof [G 21] eine wesentliche Verbreiterung des großen Muldenzuges ein. Aus WSW mündet die schon oben (S. 149) behandelte Ammerwalder Muldenzone ein. Auch sie enthält, wie schon geschildert, in ihren nordöstlichen Teilen Cenoman, das sich dann zur ausgedehnten Cenomanfläche der *G'h ö r i g e n K ö p f e* (Prof. 16 und 17 [I 20, 21]) zusammenschließt. Nach ONO weiterziehend, nähert sich dieser südliche Cenomanzug, der zum mindesten in seinem Südflügel stets bis auf Hauptdolomit hinab transgrediert, immer mehr der Ammermulde. Am Raubhübel (Prof. 12 [G 26]), westlich Graswang, scheint er nur noch durch einen niedrigen Doggerkieselskalksattel von der Ammermulde getrennt zu sein und sich dann mit ihr zu vereinigen. Erst im Labergebirge ist wieder mit Sicherheit zu erkennen, daß die südliche Teilmulde des großen Muldenzuges als *M ü h l b e r g m u l d e* heute Selbständigkeit besitzt (Prof. 6 und 5). Als ihre Fortsetzung erscheinen zunächst zwischen Rhät eingeklemmte Liasfetzen (im Wort Lober der Karte [F 34]), dann eine kleine Plattenkalk-Rhät-Mulde (Prof. 1) und endlich wieder eine wohl ausgebildete Cenomanmulde mitten im Hauptdolomit südwestlich von Eschenlohe [D 38].

E. Tektonische Einzelzüge.

1. Am Südrand des großen Muldenzugs.

Bei der Betrachtung der tektonischen Einzelheiten des großen Muldenzugs zeigt sich zunächst, daß sein südliches Randgebiet sich im Bautypus ganz an die südliche Nachbarschaft anschließt. Der schmale Cenomanzug nördlich unter dem Kuchelbergkopf (Prof. 16 bis 18) ist genau so in den Hauptdolomit durch nordgerichtete *Sch u p p u n g* eingezwängt wie etwa der Streif von Plattenkalk und Kössenschichten an der Basis der Nothkar-Kreuzspitz-Gipfelschuppe im Hauptdolomitgebiet des Südens (siehe oben S. 147). Entsprechend ist der Kontakt zwischen dem Cenoman und dem Hauptdolomit der Sockelmasse des Nothmassivs eine nach S einfallende Schuppenfläche, was bereits oben (S. 149) erwähnt wurde (Prof. 10).

Etwas komplizierter liegen die Verhältnisse im Mühlberg (Prof. 6 [G 33]), gerade weil sein Hauptdolomit auf das Cenoman der Mühlbergmulde nicht aufgeschuppt, sondern mehr überfaltet wurde. Dadurch sind sowohl Hauptdolomit wie Cenoman in inverse Lagerung geraten. Durch weitere Steigerung der Nordbewegung kam es dann zu jener eigenartigen Teilschuppenbildung,

die die Schweizer Geologen (HEIM 1922, II, S. 741) als Untervorschiebung bezeichnen: Wo hier Hauptdolomit über Cenoman liegt, sieht man einen invers gelagerten Transgressionskontakt; während im umgekehrten Falle Bewegungsflächen vorliegen (Prof. 6). Auch Reste von Plattenkalk, die westlich des Mühlberggipfels vorkommen, liegen nie in der scheinbar normalen, sondern stets in der inversen Schichtfolge zwischen Cenoman und Hauptdolomit. Auch diese Bewegungen scheinen antithetischen Charakter zu tragen.

Dagegen ist nordwestlich vom Klingertgraben [E 37] der aus Oberrhätalk bestehende Muldenkern von SO her von Hauptdolomit überschuppt, und das Cenoman vom P. 724 [D 38] bildet sogar eine, namentlich an ihrem Westrand, völlig normale Mulde.

2. In der Branderflecken-Ammermulde.

Auch Ammermulde und Branderfleckenmulde bieten im Südflügel kaum neue tektonische Besonderheiten. Wohl ist im östlichsten Teil der Ammermulde (Prof. 2) der Südflügel etwas stärker gestört, indem die Schichtfolge Oberrhätalk-Liaskieselkalk eine zwei- bis dreimalige Repetition aufweist. Sonst aber trennt ein tektonisch ziemlich niedriger, nur im Lobergebirge zuweilen nach N überkippter (Prof. 1, 2, 5, Fig. 39), auch wohl einmal (Prof. 6) auf den Muldenkern aufgeschuppter Sattel aus Jura- und Obertriassgesteinen die Ammermulde von den südlichen Teilmulden des großen Muldenzuges und nimmt, um Schloß Linderhof in sich noch spezialgefaltet (Prof. 16), über 1'5 km Breite ein. Entsprechend erreicht auch der Südflügel der Branderfleckenmulde nur manchmal saigere Stellung (Prof. 19 bis 22). Die leichte Nordüberkippfung des Bennadeckensattels ist hier im allgemeinen nicht mehr zu spüren.

Nur der Oberrhätalk des Geiselsteins (Prof. 23 [G, H 12]) ist zwar nicht nach N überkippt, aber doch an einer anscheinend recht flachen Scherfläche als Ganzes nach N vorbewegt (Fig. 40). Die Scherfläche liegt heute in einer Meereshöhe von über 1500 m und schon das führt zu der Annahme, daß nur der obere, heute als Berg imponierende Teil der Geiselstein-Oberrhätalk-Platte dem faltenden Druck in Richtung auf einen Hohlraum im Gelände ausgewichen ist. Das wäre dann eine reine Wirkung des Reliefs auf die Tektonik. Indessen mußte auch aus anderen Gründen die Branderflecken-Ammermulde eine Zone geringsten Widerstandes darstellen: Außer ihrer während der scharfen Einmündung sich immer erneuernden relativen Tiefenlage zwischen den beiden benachbarten Sätteln ist sie obendrein zum größten Teil von weichen Oberkreidemergeln erfüllt, die dem Druck besonders wenig Widerstand leisten.

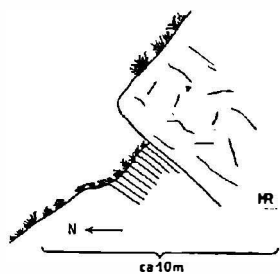


Fig. 40. Grenze Liaskieselkalk-Oberrhätalk am Nordfuß des Geiselsteins.

Wissenschaftl. Veröffentl. d. D. u. Ö. A.-V. X.

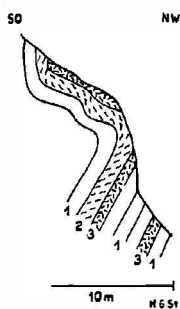


Fig. 39.

Profil im Plattenkalk des Steinbruchs des Kalkwerks Eschenlohe gegenüber der Mündung des Sill-Grabens in die Lober-Laine.

1 Kalk 2 Mergel
3 Dolomit.

So kann es nicht wundernehmen, wenn wir auch im Nordflügel der Branderflecken-Ammermulde in großem Ausmaße ein Überquellen der nördlich anschließenden Sattelzonen beobachten. Im Profil erscheint dies dann als Rücküberfaltung, ja

Rücküberschiebung (in den Profilen mit R gekennzeichnet). Rücküberfaltung kann man z. B. dicht westlich P. 1660 (Fig. 41 [H 8]) südlich des Branderschrofens beobachten, Rücküberschiebung auf der Südseite des mittleren der Drei Männl [H 9] als untergeordnete Scherungsüberschiebung des nördlichen Hauptdolomits auf das südlich angrenzende Cenoman.

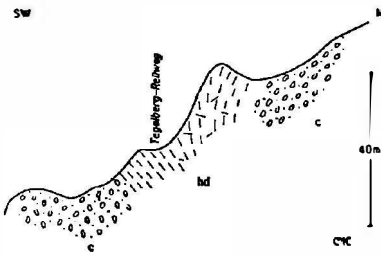


Fig. 41.

Hauptdolomit-Spezialsattel südlich vom Branderschrofen bei P. 1660.

hd Hauptdolomit c Cenomanbrekzie

Überraschende Ausmaße nimmt die Rücküberfaltung und Rücküberschiebung des Ammergebirgshauptkamms auf die Ammermulde hin am Bäckensattel (P. 1541, Prof. 21 [G 15]) an. Von hier bis weit über Linderhof hinaus (Prof. 14) reicht die Hohlraumwirkung der Ammermulde allein nicht aus, um die intensiven postcenomanen Störungen in ihrem Nordflügel zu erklären. Vielmehr spielt eine Störung präcenomanen Alters herein. Aus paläogeographischen Gründen (s. o. S. 102) ist eine solche, vermutlich als Verwerfung von bedeutender Sprunghöhe, schon zwischen Bockstall und Geiselstein

(Prof. 23) anzunehmen, hat aber dort noch keinen Einfluß auf das heutige tektonische Bild. Vom Bäckensattel (P. 1541, Prof. 21, Fig. 42) an nach O aber, wo die gleichen paläogeographischen Argumente — Cenoman transgrediert unmittelbar nebeneinander auf Neokom und Plattenkalk — bestehen, hat die späte Tektonik sich der präcenomanen Störungsfläche bedient und sie zu

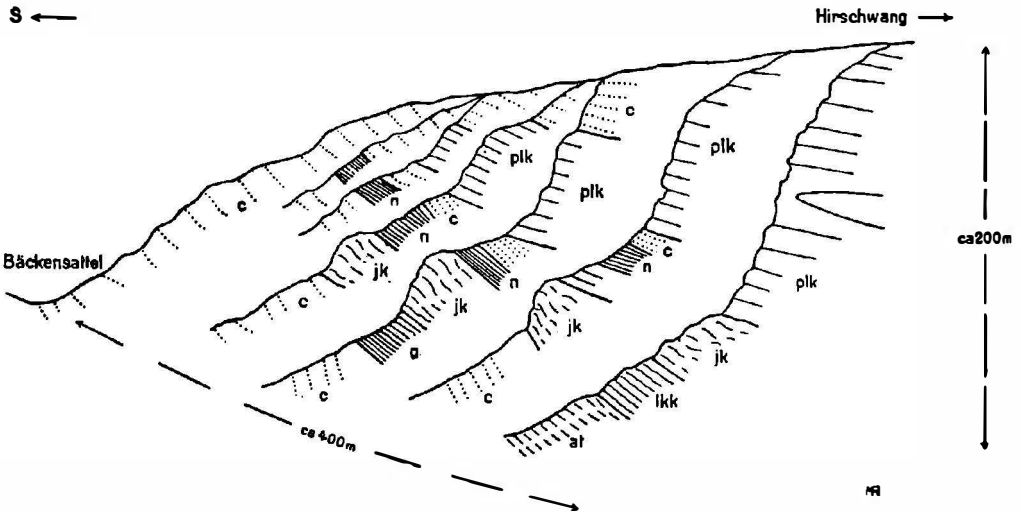


Fig. 42. Ansichtsskizze der Südbewegungen nördlich vom Bäckensattel.

c Cenoman n Neokom jk Malm in Kalkfazies at Aptychenschichten lkk Liaskieselkalk plk Plattenkalk

einer bedeutenden Rücküberschiebung umgestaltet. Wie man sich das etwa vorstellen kann, erhellt aus Fig. 16, 2 (S. 101), die ähnlich bereits von RICHTER 1926, S. 61, publiziert wurde. Ganz analog ist nordöstlich von Schloß Linderhof (Prof. 15) Hauptdolomit nach S auf das Cenoman der Ammermulde aufgeschoben und entsprechend ist, wie bereits oben (S. 160) erwähnt, hier auch

die Klammspitz-Brunnenkopfmulde von einer höheren Rücküberschiebung betroffen und schließlich zugeschoben worden (Prof. 15).

Vom Pürschling [E, F 24] an nach O stellen sich im Nordflügel der Ammermulde wieder einfachere Verhältnisse ein: hier ist kein Grund mehr zur Annahme vorcenomaner Störungsflächen vorhanden, vorcenomane Einmündungen und spätere Rücküberfaltung erklären das Bild genügend (Prof. 13 bis 10). Ja im Labergebirge fehlt sogar die Rücküberfaltung im Nordflügel der Ammermulde fast ganz, Scherflächen zwischen Rhät-Liasgesteinen der Mulde und dem nördlich anstoßenden Hauptdolomit spielen nur eine untergeordnete Rolle und stehen höchstens saiger. In zwei kleinen Teilmulden, die sich nördlich und nordöstlich Ettal nach NW von der Ammermulde abspalten, gibt sich die normale Auflagerung der Muldengesteine auf ihren Nordrand sogar besonders gut zu erkennen. Rücküberschiebung werden wir erst im Nordflügel der Labermulde wieder antreffen (Prof. 9 bis 1) (s. d. S. unten).

Überblicken wir den Verlauf der Ammermulde vom Bäckensattel (P. 1541, Prof. 21) bis zum Ammerquertal (Prof. 10), so sehen wir heute das Cenoman im Kern des großen Muldenzuges, soweit es erhalten ist, beziehungsweise das präcenomane Muldentiefste, unerwartet weit nördlich, nämlich dicht am Südfuß des Ammergebirgshauptkamms liegen. Schon daraus folgt, daß der große Muldenzug nicht symmetrisch gebaut ist. Auffallend ist dabei die Tatsache, daß auch ohne präcenomane Störungen (z. B. in Prof. 12 bis 10) diese Asymmetrie deutlich zutage tritt. Überhaupt beherrscht Rücküberkipfung, zum mindesten Steilstellung aller Schicht- und Bewegungsflächen fast den ganzen Nordflügel des großen Muldenzuges, zugleich die Nordrandzone der Lechtaldecke. Diese Zone, der auch die nördlichen Teilmulden des großen Muldenzuges angehören, erweckt mit ihrem, dem südlichen Falten- und Schuppenland geradezu widersprechenden tektonischen Typus ganz besonderes Interesse. Sie soll daher im folgenden Abschnitt V für sich behandelt werden.

V. Die Nordrandzone des Muldenzugs und der Lechtaldecke.

Im Nordflügel des großen Muldenzugs, also im Nordflügel einer Deckenmulde, wären nach den bisherigen Erfahrungen Lagerungen zu erwarten, die etwa denen im Nordflügel der Ammerwalder Muldenzone, dem Südflügel des Bennadeckensattels, ähneln: mehr oder weniger flaches Südfallen und Schuppenbildung (siehe oben S. 151, 155). In der jetzt in Rede stehenden Zone herrschen jedoch weit verwickeltere und engere Verhältnisse, die auch im Kartenbild auffallen. Wie wir immer wieder sehen werden, wurde nämlich ein ursprünglich aus zumeist südfallenden Elementen bestehendes System erst nachträglich versteilt, ja rücküberkippt.

A. Die Nordrandzone im Bereich der Labermulde.

Das zeigt sich schon bei Betrachtung des Labergebirgsnordrandes. Saiger steht in Prof. 3 und 4 die Basis der Lechtaldecke. Senkrechte Stellung, ja steiles Nordfallen zeigen (Prof. 5 und 6) gern die Schichten der Lechtaldeckentrias. Deren ältestes Schichtglied sind meist die Partnachschieben, nur nahe am Ammerquertal im Angerwäldchen [E 31] tritt lokal Muschelkalk auf (Prof. 7 b). Zuweilen aber, vor allem in der Umgebung des Rauhecks [D 34, 35],

ist die tiefere Trias auch sehr stark reduziert, ja weggequetscht, und durch das mächtigste Glied der Triasschichtserie, den Hauptdolomit, gewissermaßen überwältigt. Dieser stößt auf kurze Strecke sogar unmittelbar an die nördlich benachbarten Juragesteine der Allgäu-Decke. Versteilt sind auch die gelegentlich auftretenden Schuppenflächen, vor allem die im großen Laberkopf (nördlich von der Laberalpe), der imposantesten Bergform auf der Nordseite des Labergebirges (Prof. 6 [D 32]). Durch sie ist dort die Mächtigkeit des Wettersteinkalks verdoppelt (Tafel XI, Bild 22). Versteilt ist gleichfalls die kleine Wettersteinkalkschuppe in Prof. 7 a.

Erst in den Gräben südöstlich Oberammergau läßt die Versteilung der Deckenstirn nach, die Schubfläche fällt mit mittleren Winkeln nach S, und wir bekommen jene Bilder glatter Auflagerung der ältesten Trias auf den Jura, die für den Ausbiß normaler kalkalpiner Deckengrenzen so bezeichnend sind.

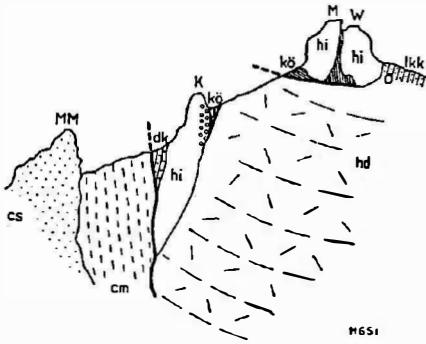


Fig. 43. Ansicht des Ettaler Manndl und seines Nordkammes von W zirka 1:8000. W = Weibl, M = Manndl, MM = Möselmannndl, K = Mannldkind.

- cs Cenomansandstein
- cm Cenomanmergel
- dk Doggerkalk
- hi Hierlatzkalk,
Kreise darin: oberrhätische Reste
- lkk Liaskieselkalk
- kö Kössenerschichten
- hd Hauptdolomit.

völlig fremdartig gegenübersteht (Prof. 7), während anderswo (Prof. 6 und 8) noch normale Verbandsverhältnisse herrschen. Auch der Hauptdolomit des Südflügels ist nicht selten (Prof. 8 b und 6) unmittelbar an den Cenomankern der Labermulde angepreßt. Dazwischen folgen aber immer wieder Strecken, wo harte Rhät-Liaskalke eingezwängt erhalten sind. Vor allem in der Karte fällt auf, daß sie kein ununterbrochenes Band bilden, und namentlich das linsenförmige Auftreten des Oberrhätkalks ist nicht durch die letzten Faltungsbewegungen allein zu erklären. Vielmehr haben schon vorliassische Tektonik und Abtragung starke Unterschiede in seinem Vorhandensein und seiner Mächtigkeit verursacht. Später wurden diese Unterschiede weiter verstärkt, indem geringmächtige Hierlatzkalke auf der Bewegungsfläche des Labermuldensüdflügels nicht selten ausgewalzt wurden (Prof. 8 b und 6), während mächtige Klötze von Oberrhät + Hierlatzkalk als Ganzes erhalten blieben und, für sich bewegt, gegen ihre Umgebung noch deutlicher abgesetzt wurden. Drei größere Oberrhätkalkblöcke machen sich im Westabfall des

Auch die Labermulde, insbesondere ihr Nordflügel (Prof. 3, 4, 7 b), ist von steil nordfallenden Rücküberschiebungen betroffen. Da ihr Südflügel gleichfalls recht steil steht, meist sogar durch eine steile Schuppungsfläche ersetzt ist, finden wir in der Labermulde schon im Labergebirge nicht mehr den verhältnismäßig lockeren Bau vor, wie wir ihn hier noch an der Ammermulde sahen. Eng zusammengepreßt und gänzlich versteilt fällt die Labermulde durchaus nicht aus dem Stil der hier behandelten Zone heraus. Einzelheiten dieses Baues sind nicht selten durch lokale Gesteinsverhältnisse modifiziert; das geht so weit, daß der steil stehende Kern der Labermulde dem oft flachliegenden Hauptdolomit ihres Nordflügels gelegentlich längs großer Harnischflächen

Laber schon aus der Entfernung deutlich geltend (Tafel XI, Bild 22), zwei davon sind geschnitten in Prof. 8 a und 7.

Der Sattel zwischen Laber- und Ammermulde selbst kann unter dem Einfluß der Versteilung ebenfalls hochkomplizierten Bau annehmen, der vor allem das Ettaler Mandl (Prof. 5) auszeichnet (Fig. 43).

Westlich des Ammerquertals (Fig. 44) im Ammergebirgshauptkamm setzt sich die Labermulde zunächst als auffälligstes Bauglied der Nordrandzone fort, wie ein Vergleich der Prof. 8 und 10 der Steilwände zu beiden Seiten des Ammerquertals deutlich lehrt. Die Versteilung aber steigert sich fast durch-

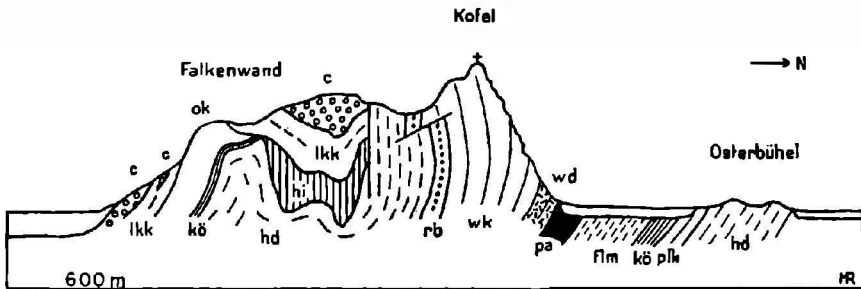


Fig. 44. Das Ostende des Ammergebirgshauptkamms, von O gesehen. 1:25.000.

c Cenoman	ok Oberhätalk	rb Raiblerschichten
lkk Liaskieselkalk	kö Kössenerschichten	wk Wettersteinkalk
flm Fleckenmergel	plk Plattenkalk	wd Wettersteindolomit
hi Hierlatzkalk	hd Hauptdolomit	pa Partnachsichten.

gängig zur Rücküberkipfung. So kommt es, daß die allerdings nur selten aufgeschlossene Basalüberschiebung der Lechtaldecke, die Grenze zwischen ihrer Untertrias und dem Jura, beziehungsweise der Kreide der Allgäudecke, wieder mehr und mehr nördliches Einfallen erlangt. Bis auf die Südseite des Hauptkamms wirkt sich diese fremdartige Bewegungstendenz aus. Die Sättel etwa in Prof. 11, vor allem auch der zwischen Laber- und Ammermulde, ragen südwärts in die Luft hinaus (s. auch Tafel XVI, Bild 31).

B. Die Nordrandzone im Bereich des Kälberalsattels.

Auch andere Veränderungen bereiten sich im Brunnenberggebiet vor: Der Cenomanern der Labermulde hebt sich an einer Querstörung in die Luft hinaus und die Mulde selbst geht in den südwärts überfalteten und geschuppten Juragesteinen südlich des Sonnenbergs [F 26] verloren.

Dafür entwickelt sich ein neues tektonisches Teilelement: Ein zunächst nur sehr schmaler Spezialsattel wölbt sich in den Partnachsichten des Altmutterbodens [E 27], vielleicht schon am Kolbenwirthshaus nördlich vom Brunnenberg empor, in seinem Kern zeigen sich Juragesteine (Radiolarit) der Allgäudecke (Prof. 11). In schuttverhülltem Gelände im Anfang schlecht erkennbar,¹⁾ zieht er nach W und am Pürschling (Prof. 13) erweist er sich als ein Deckensattel, der, obwohl nur der Nordrandzone der Lechtaldecke eingliedert, Beachtung verdient. Es ist der Kälberalpedeckensattel.

Neben ihm treten die muldenförmigen Elemente des Ammergebirgshauptkamms zurück: die Labermulde auf seiner Südseite ist verschwunden, der

¹⁾ Zumal die Lechtaldecken-Untertrias seines Nordflügels vermißt man auf längere Erstreckung (Prof. 12).

Hauptdolomit des Brunnbergzugs, ihr Nordflügel, der auf lange Erstreckung hin den Grat des Hauptkamms gebildet hat, verliert vom Pürschling (Prof. 13) an rasch an orographischer Höhe und verbirgt sich unter dem Gehängeschutt. Auch die Teufelstättdecke mulde auf der Nordseite ist schmal und

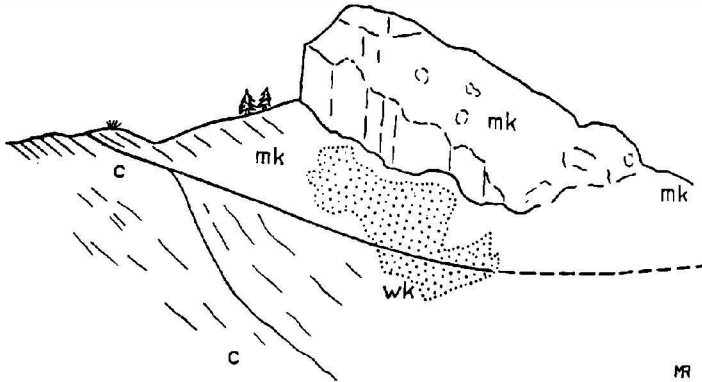


Fig. 45. Der Hennenkopf, von O gesehen.

mk Muschelkalk

wk Wettersteinkalk

c Cenoman.

Punkte: Schutt.

sicht. Trotzdem ist ihr Nordflügel als typischer Lechtaldeckenrand daran zu erkennen, daß er wie fast überall von Muschelkalk oder wenigstens Partnachschichten gebildet wird.

Im Kälberalp fenster (Prof. 13 bis 17) kommt unter der Trias der Lechtaldecke sattelförmig gebauter Jura und Cenoman der Allgäudecke in der für

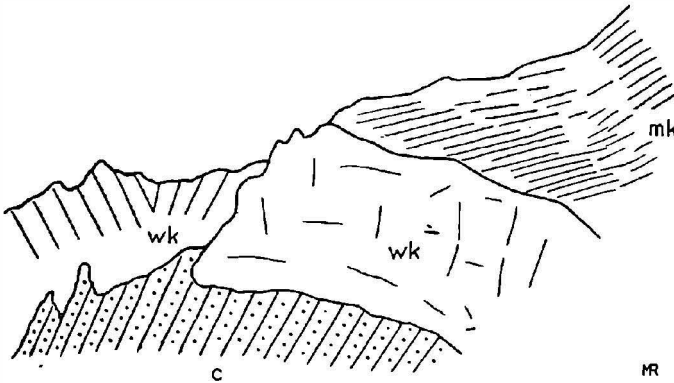


Fig. 46. Ansichtsskizze der Hennenkopfnordwand.

mk Muschelkalk

wk Wettersteinkalk

c Cenoman.

sie typischen Fazies ans Tageslicht. Die Verhältnisse werden dadurch kompliziert, daß die Lechtaldecke gerade hier in zwei aus triassischen Gesteinen bestehende Teildecken gespalten ist, und daß beide Teildecken von der Deckensattelbildung ergriffen wurden. Das hat nicht selten eine Ungleichwertigkeit der Fensterrahmen zur Folge, denn die tiefere, die Teufelstättteildecke (in den Profilen T), baut im wesentlichen den Nordrahmen des Fensters, die höhere, die Hennenkopfteildecke (in den Profilen H), den Südrahmen auf. Im Scheitel des Deckensattels überlagern sie sich. Das ist klassisch zu sehen am Hennenkopf (Prof. 16 [E 21], Fig. 45, 46 und Tafel X,

Bild 20), wo Muschelkalk auf Wettersteinkalk, am Laubeneck [E 23] und am Latschenkopf (Prof. 14), wo Wettersteinkalk auf Hauptdolomit liegt. Am Laubeneck dürften Raiblerschichten der tieferen (Teufelstätter) Taldecke dem an seiner Basis dolomitischen, also normal liegenden Wettersteinkalk der (höheren) Hennenkopfteildecke als Gleitmittel gedient haben.

Ist schon so die Tektonik des Kälberalpfensters nicht ganz einfach, so wird sie im Kartenbild noch dadurch undeutlich, daß die nördlich anschließende schmale Deckenmulde des Teufelstättkopfes (Prof. 14 [E 23]) nicht sehr tief ist. Die eingemuldete Trias ist vor allem in den Tälern hier und da gänzlich erosiv beseitigt, die nördliche Begrenzung des Fensters somit unterbrochen. Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den Allgäu-Deckengesteinen des Kälberalpfensters und denen der nördlichen Nachbarschaft ist so heute vor allem östlich des Teufelstättkopfes (dicht östlich von Prof. 13, in Prof. 12) geschaffen.

Weniger in der Karte als in den Profilen kommt eine letzte Komplikation zum Ausdruck: der Kälberalpfdeckensattel und seine Umgebung ist energischer rücküberkippt (Tafel X, Bild 19). Schon im Nordflügel der Teufelstätter Deckenmulde fällt die Basis der Lechtaldecke invers nach N unter die Allgäu-Decke ein, und ebenso rücküberschlagen liegen Schuppenflächen, die sich einst über dieser Deckenbasis bildeten. Im Teufelstättkopf selbst ist das besonders schön zu beobachten (Prof. 14): Der durch Schuppung repetierte

Wettersteinkalk liegt, wie seine heute nördlich oben liegenden dolomitischen Partien beweisen, natürlich ebenfalls invers. Durch die Rücküberschlagung ist außerdem der Kern des Kälberalpfdeckensattels, die Liasgesteine der Allgäu-Decke, sehr nahe an den südlichen Fensterrahmen herangerückt (Prof. 15). Dieser selbst liegt nordfallend invers unter den Fenstergesteinen (Fig. 47 und Tafel XI, Bild 21).

Kleinere Komplikationen treten schon westlich vom Teufelstättkopf auf (nordöstlich der Laubeneckalpe [E 22]) und erklären die isolierten länglichen Wetterkalksteinschollen (Lechtaldecke) auf der Allgäu-Decke (Prof. 15): es handelt sich um untergeordnete Verschuppung, beziehungsweise Verfallung der beiden Decken miteinander. Analoge Verhältnisse finden sich ferner nördlich der Kleckelalpe [D, E 21] und südwestlich der Oberalplhütte [E 20]. Dort treten zwei Hauptdolomitklippen auf, die von einem aus Hauptdolomitkomponenten bestehenden Cenomankonglomerat transgressiv begleitet werden. Diese Hauptdolomite und die ihnen anhaftenden unbedeutenden Cenoman-

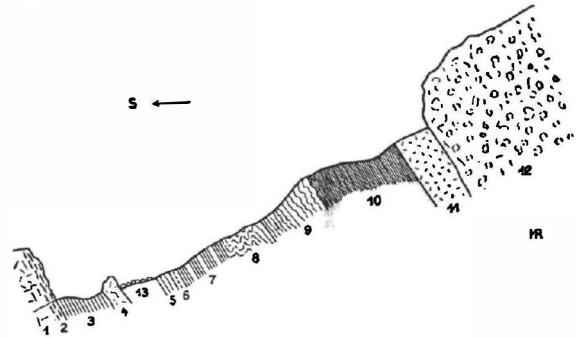


Fig. 47. Profil durch den obersten Erzkrautgraben südöstlich vom Hennenkopf.

- 1 Wettersteinkalk
- 2 Wettersteindolomit
- 3 Partnachmergel
- 4 Muschelkalk
- 5 bianconeartige Aptychenschichten
- 6 2 m Radiolarit
- 7 6–8 m Fleckenmergel
- 8 einige Meter Radiolarite und bunte Aptychenschichten
- 9 2–8 m graue Aptychenkalke, verquetscht
- 10 zirka 10 m schwarze Cenomanmergel mit Turritellen und Zweischalern
- 11 feine Cenomanbrekzie und Konglomerat
- 12 grobes Cenomankonglomerat
- 13 Schutt.

vorkommen, aber nur diese, müssen der Lechtaldecke zugeteilt werden. Der Allgäu-Decke ist bei uns eine solche Gesteinsvergesellschaftung fremd.

C. Die Nordrandzone im Bereich der Klammspitz-Brunnenkopfmulde.

Im Gegensatz zu dem langsamen Einsetzen des Kälberalpdeckensattels an seinem Ostende steht sein Westende. Ziemlich plötzlich werden hier von NW-streichenden Diagonalstörungen Deckensattel und Fenster abgeschnitten, und es bleibt unklar, wo wir genau ihre Fortsetzung zu suchen haben. Jedenfalls liegt sie in einem der jetzt zu obendrein rücküberkippten Schuppen entarteten Wettersteinkalkteil, „sätteln“ des Stuhl (Prof. 18, Fig. 48 [E 18]). Dann würde das Kälberalpfenster im W als Schuppenfenster endigen. Nur ein schmaler Streif von Wettersteinkalk trennt das Fenstercenoman des Kälberalpdeckensattels von dem der Lechtaldecke angehörenden, auf deren Hauptdolomit transgressiv lagernden Cenoman des Brunnenkopfes (Prof. 18 [E 19]).

Die Klammspitz-Brunnenkopfmulde verleiht dem nun folgenden Abschnitt des Ammergebirgshauptkamms sein Gepräge. Wieder wie im

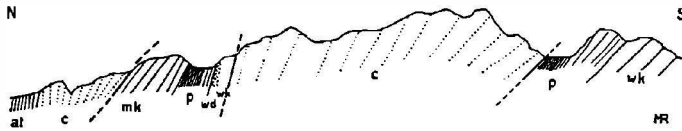


Fig. 48. Beginn des Kälberalpfensters zwischen Kleb- und Oberalpe. Ansichtsskizze zirka 1 : 6000.

c Cenoman	wk Wettersteinkalk	p Partnachsichten
at Aptychenschichten	wd Wettersteindolomit	mk Muschelkalk.

O, im Brunnenberggebiet, tritt der Hauptdolomit der Lechtaldecke in den Vordergrund. Zwar sehen wir in dieser Gegend im allgemeinen nicht mehr jene ausgesprochene Rücküberkipfung sämtlicher Gesteinszüge, wie weiter im O, immerhin dominiert doch eine deutliche Versteilung. Sie hat zur Folge, daß die Mulde des Brunnenkopfes, ein Musterbeispiel der Hohlraumwirkung, nach W zu immer enger wird. Ihr Cenoman spitzt aus und in seiner Fortsetzung finden wir den Hauptdolomitmuldenkern mitten in der markanten doppelgipfligen Klammspitz (Prof. 19 [E, F 18]). Nur etwas Hauptdolomit-Mylonit trennt heute in der Klammspitzscharte die beiden Muldenflügel. So vollkommen ist hier der Hauptdolomit um und über dem Muldenkern zusammengeklappt, daß auf den ersten Blick ein Sattel vorgetäuscht wird (Tafel IX, Bild 18, s. auch S. 159).

Ebenso der Versteilung, weniger der Rücküberkipfung, unterliegen hier (Prof. 18 und 19) die Schichten des Südabhangs: das Cenoman des obersten Martinsgrabens, die Hierlatzkalke der Sefelwand [F 18], die ein ganz besonders auffallendes senkrechtes Felsbrett bilden (Prof. 18 u. Tafel XV, Bild 29).

Wenig weiter westlich lockert sich das Gefüge und am Feigenkopfgipfel (Prof. 20 [F 16]) ist auch wieder Cenoman in der Mulde erhalten. Von hier an nach W wird die Raumverschmälerung zum allergrößten Teil von der großen Rücküberschiebung am Bäckensattel (P. 1541) übernommen (siehe oben S. 162). Prof. 21 und Fig. 42, S. 162, zeigen, wie in deren Nähe u. a. auch die Jura-gesteine, die von der steil stehenden Sefelwand herüberstreichen, zu flachem Nordfallen rückwärts umgelegt sind, ja Hauptdolomit und Plattenkalk zeigen

hier sogar eine prachtvolle nach S überkippte Falte (Tafel IX, Bild 17). Dagegen fällt (in der Karte und Prof. 20 und 21) der ruhige Bau der Nordrandzone selbst und ihre große Breite ins Auge. Feigenkopf, Hirschwanghütte und Fürstberg sind fast nur noch an ihrem Nordrand in Wettersteinkalk, Partnachschiechten, Muschelkalk und Lechtaldeckenbasis richtig versteilt, ohne daß es indessen, wie noch nördlich der Klammspitz (Prof. 19), vorher zu Schuppenbildung gekommen wäre.

D. Die Nordrandzone im Bereich der Branderschrofen-Fürstbergmulde.

Beginnt so die Branderschrofen-Fürstbergmulde (Prof. 21) nur locker spezialgefaltet in einem breiten Hauptdolomit-Plattenkalk-Gebiet, so zeigt ihre westliche Fortsetzung am Bockstall (Prof. 23 a [F 12]) und Südfuß des Schönleitenschrofens (Prof. 23 b [G 10]) schon wieder Hohlräumwirkungen und intensive Versteilungserscheinungen: die große Rücküberschiebung des Bäckensattels, die soeben noch lockeren Bau der Nordrandzone ermöglichte, ist ja im Lobentalgebiet auch bereits ausgeklungen. Die Rücküberfaltung prägt dem nördlichen Muldenflügel, dem Muschelkalk, den Partnachschiechten und vor allem dem Wettersteinkalk des Schönleitenschrofens (Prof. 23 b) einen eigenartig S-förmigen inneren Bau auf. Am Süd- und Westfuß beteiligen sich auch Raiblerschiechten und Hauptdolomit daran, so daß am hinteren Mühlberger Älpele eine Doppelmulde entsteht.

Aber auch von S nach N haben Teilbewegungen in Richtung auf die Branderschrofenmulde stattgefunden. Überfaltung nach N zeigt der Bockstall nördlich von seinem Gipfel (Prof. 23 a), und am hinteren Mühlberger Älpele ist auch der Drei-Männl-Hauptdolomit an flacher Scherfläche auf das Cenoman geglitten (Fig. 49).

Nördlich vom Branderschrofen [G, H 8] und Tegelberg (Prof. 24 a bis c) hält die Versteilung am Nordrand der Lechtaldecke an, ja es treten sogar zunächst an der Roßcharte (Prof. 24 a [G 9]) und nördlich von ihr, dann deutlich erkennbar auch nördlich vom Grüble (Prof. 24 b [G 8]), Schuppen im Wettersteinkalk und -dolomit auf, die zuweilen auch Partnachschiechten und Raiblerschiechten mit einbeziehen, heute aber saiger stehen, ja sogar steil N fallen. Die nördlichsten dieser Schuppen keilen bald nach W aus und überschreiten den Kesselgraben nicht. Gleichzeitig tritt hier (Prof. 24 a) zum letztenmal Muschelkalk am Lechtaldeckennordrand auf. Etwas weiter nach W reicht der Cenomankern der Branderschrofenmulde, der sich südlich vom Tegelberghaus (Prof. 24 b [H 8]) in die Luft hinaushebt, nachdem er im Branderschrofengipfel mit seinen saigeren Konglomeratbänken noch einmal prächtig die Versteilung gezeigt hat (Prof. 24 a).

Etwas später erst, zwischen Profil 25 a und b, keilt die letzte Schuppe aus, die, am Nordrand der Lechtaldecke abgespalten, eine Verdoppelung des Wettersteinkalks und -dolomits verursacht. Sie trage den Namen Thorsockopschuppe, denn ihr Wettersteinkalk bildet außer anderen auffälligen

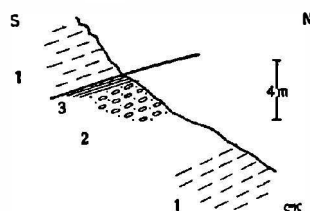


Fig. 49. Nordseite des mittleren der Drei Männl, nahe am Westende.

Drei-Männl-Hauptdolomit auf Cenoman der Branderschrofenmulde geschuppt.

- 1 Hauptdolomit
- 2 Cenomankonglomerat
- 3 schwarzgrüne Cenomanmergel.

Türmen den 1526 m hohen Thorkopf [G, H 7], neben dem der Wettersteindolomit leichter der Zerstörung unterliegt. Diese Verhältnisse sind auch im Gelbwandschrofen (Tafel V, Bild 10 = Prof. 24 b, aber von O gesehen) sehr gut aufgeschlossen und schon im Landschaftsbild fällt die Saigerstellung der Schichten ins Auge. Eine tiefe Querschlucht, der ein längst verfallener Jagdsteig folgt, verläuft zum Teil in den Wettersteindolomiten, zum Teil folgt sie einer Diagonalstörung, beziehungsweise Flexur dicht östlich des Thorkopfs und bildet so den großartigsten und instruktivsten Nordanstieg auf den Tegelberg.

E. Die Nordrandzone im Bereich der beiden Vilserdecken.

Verfolgen wir die Nordrandzone in westlicher Richtung von Prof. 24 c an weiter, so treten uns Veränderungen entgegen, die von grundsätzlicher Bedeutung sind. Schon an der nördlichen Mündung der soeben hervorgehobenen

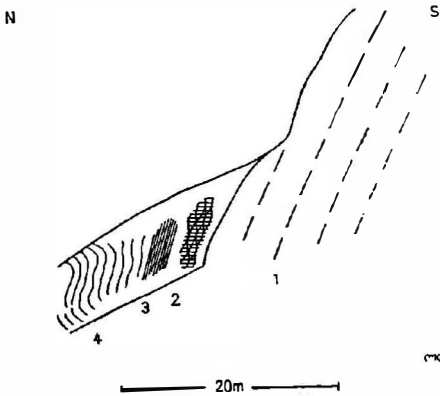


Fig. 50. Nordwestfuß des Thorkopfs.

- | | |
|---|--|
| 1 | Wettersteindolomit, z. T. kalkig = Obere Vilserdecke |
| 2 | roter, dichter, gefasertes Hierlitzkalk |
| 3 | grüne bis graugrüne, schmierige Mergel |
| 4 | fleckige, graue bis grüne Aptychenkalke |
| | } = Untere Vilserdecke |
| | } Neokom der Allgäudecke |

Querschlucht schaltet sich, wenn auch nur wenige Meter breit und tektonisch meist stark geflasert, zwischen die Untertrias der Lechtaldecke und die Neokomgesteine der Allgäudecke ein Band von Hierlitzkalken ein (Fig. 50). So tritt, gleich mit ihrem typischen Leitgestein, auch hier im N die Untere Vilserdecke auf, die wir schon im Bennafenster als tiefere Teildecke der Lechtaldecke kennen lernten (siehe oben S. 151 f.). Ebenso wie dort, müssen wir nun auch hier für die höhere Teildecke, die ohne scharfe Grenze die im Osten ungespaltene Lechtaldecke fortsetzt, den Ausdruck Obere Vilserdecke verwenden.

Bis zum Westrand des kartierten Gebiets liegt nun immer zunächst die Untere Vilserdecke auf Allgäudecken-

jura oder Neokom. Dabei nimmt ihr Schichtbestand stetig zu, vor allem stellt sich schon östlich der Pöllat, vom Hierlitzkalk transgressiv überlagert, Hauptdolomit ein (Prof. 26 [H 6]). Weiterhin wird auch die Jurakalkserie nach oben vollständiger und reicht schließlich am Weißhaus [H 1] bis zum Tithon hinauf (Prof. 30). Schuppung verdoppelt gelegentlich, so im Schloßberg von Neuschwanstein (Prof. 26, Fig. 51 [H 6]) und im Ostteil des Schwarzenbergs (Prof. 28 [H 3]), Hauptdolomit und Jurakalk, wobei in der Pöllatschlucht (Prof. 26) auch Raiblerschichten einbezogen werden. Über die Stellung des obersten Hauptdolomits und des Plattenkalks des Schwarzenbergs wird gleich noch zu sprechen sein.

Parallel mit dem geschilderten Anschwellen der Unteren Vilserdecke läuft eine ausgesprochene Verarmung der Oberen Vilserdecke. Ihr Muschelkalk ist bereits östlich des Kesselgrabens (zwischen Prof. 24 a und b) verlorengegangen (siehe oben S. 169), ihre Partnachschichten reichen nicht weiter als bis zum Thorkopf (Prof. 24 c [G 7]) und auch ihr Wettersteinkalk

erreicht das Pöllaltal nicht, sondern hört (zwischen Prof. 26 a und b) plötzlich auf. Nur Raiblerschichten und Hauptdolomit überqueren an der Marienbrücke [H 5, 6] südlich Schloß Neuschwanstein die Schlucht dieses Baches.

Betrachten wir uns indessen das Pöllatschluchtprofil im einzelnen (Fig. 51), so zeigen sich gewisse Schwierigkeiten bei der Grenzlegung zwischen Oberer und Unterer Vilserdecke. Es kommen dafür mindestens

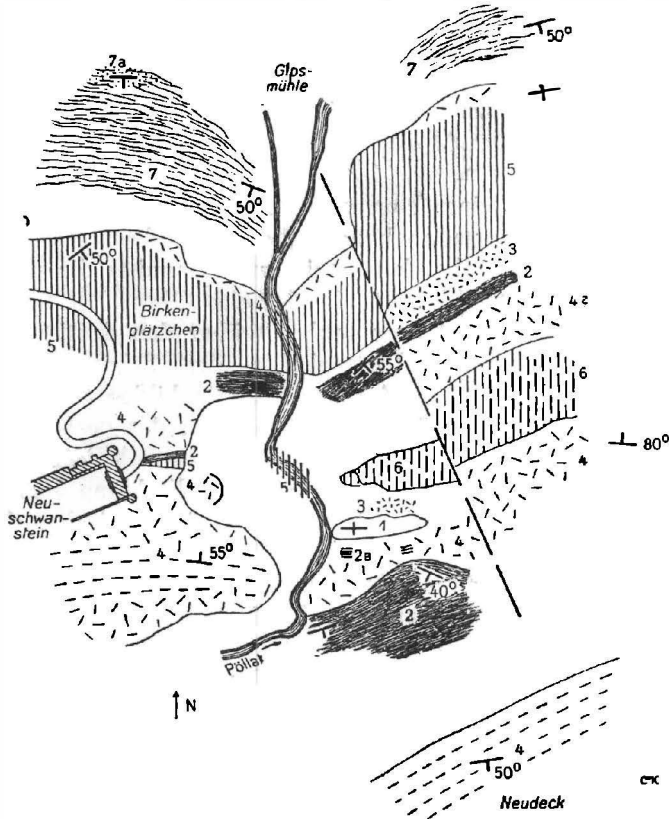


Fig. 51. Kartenskizze der Pöllatschlucht bei Neuschwanstein, zirka 1:5000.

- 1 braune und graue, dichte Raibler Kalke
- 2 Raibler (Gips-)Mergel, z. T. mit Kalk, im Norden Mergel mit Rauchwacke
- 2a graugrüne Mergel und zerquälte Dolomite
- 3 grüngrauer, mergeliger, zerklüfteter Dolomit, Raibler?
- 4 Hauptdolomit, im Neudeck normal, im südlichen Teil des Schloßberges oft rotklüftig
- 5 roter, meist dichter Hierlatzkalk, im Norden auf Hauptdolomit transgredierend
- 6 heller, späterer, wettersteinkalkfarbiger Hierlatzkalk
- 7 graue tektonisch gefaserte Aptychenkalke
- 7a Radiolarit.

zwei durch Raibler Mergel markierte Bewegungsflächen in Frage, nämlich die südlich (Tafel V, Bild 9), und die nördlich des südlichen Schloßberghauptdolomits von Neuschwanstein. Jedenfalls ist sicher, daß der Hauptdolomit der Jugend (Prof. 27 a [H 5]) als ununterbrochene Fortsetzung des Tegelberghauptdolomits der Oberen Vilserdecke angehört, und daß der im Kern des Schloßberges von Neuschwanstein steckende Hierlatzkalk der Unteren Vilserdecke zuzurechnen ist.

Es ist also die Möglichkeit einer Überschiebung von Hauptdolomit auf Hauptdolomit, die die Grenzführung zwischen den beiden Vilserdecken hier

erschwert. Leider wird sie weiter im Westen nicht einfacher. Hier haben KOCKEL und RICHTER 1924 den oberen Hauptdolomit und die muldenförmig gebauten südlich anschließenden Plattenkalke des Schwarzenbergs der Unteren Vilserdecke zugeteilt, die Störungen innerhalb des Schwarzenbergs nur als untergeordnete Teilschuppen aufgefaßt. Die Raibler Zone am Nordfuß des Kitzbergs [I 2, 3] zwischen dessen Wettersteinkalk und den Plattenkalcken des Schwarzenbergs deuteten wir damals als Basis der Oberen Vilserdecke und verlegten dementsprechend den Kern des großen Muldenzugs in den Wettersteinkalk des Kitzbergs selbst (Prof. 29). Eine solche Grenzlegung zwischen Unterer und Oberer Vilserdecke stand in völligem Einklang mit der Tektonik der Vils Alpen, wie sie AMPFERER 1921 darstellte, und der wir uns 1924 anschlossen.

Betrachtet man jedoch einmal unvoreingenommen nur Karte und Profile der Hohenschwangauer Berge, so kommt man zu anderen Ergebnissen: Der Hauptdolomit des Schwarzenbergkamms ist unverkennbar die westliche Fortsetzung des Tegelberg-Jugend-Hauptdolomits, also Obere Vilserdecke. Dessen Basis liegt am Nordhang des Schwarzenbergs über den dortigen Jurakalcken. Der muldenförmige Bau der Plattenkalke des Schwarzenbergsüdhangs (Prof. 29 und 30) bestätigt diese Auffassung. Sie bilden den vom Gassenthomaskopf (Prof. 27 [I 5]) herüberziehenden Kern des großen Muldenzugs. Dessen Hauptachse verläuft also ebendort, wo schon BÖSE 1894 a (S. 40) die Muldenachse seiner Tegelbergscholle vermutete. In Einklang damit stehen die anscheinend nur wenig gestörten Verbandsverhältnisse zwischen dem Wettersteinkalk des Kitzbergs und den Raibler Oolithen, Sandsteinen und Dolomiten am Alpeewestende. Den kaum aufgeschlossenen Störungen im Tal zwischen Schwarzenberg und Kitzberg (Fürstenstraße) ist nur lokale Bedeutung beizumessen. Es liegt am nächsten, den Kitzberg nordrand als zum Teil leicht nach N aufgeschuppten Spezialsattel innerhalb des großen Muldenzuges aufzufassen, eine Deutung, die in den Profilen 29 und 30 zur Darstellung kommt. Diese Spezialschuppe, die Alpeestörung, fällt mit dem Nordrand des Wettersteinkalks der Oberen Vilserdecke zusammen, denn im ganzen Schwarzenberg ist dieser Wettersteinkalk, genau wie im Profil der Pöllatschlucht (Fig. 51, Prof. 26 b), tektonisch weggewetzt. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir der plötzlichen Verarmung im Schichtbestand der Oberen Vilserdecke eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der Alpeeschuppe zuweisen. Auch die Raiblerschichten der Oberen Vilserdecke fehlen im Nordhang des Schwarzenbergs, scheinen aber dafür im Zuge der Alpeestörung besonders aufgehäuft zu sein. Die morphologische Senke des Alpsees und der westlich anschließenden Fürstenstraße dürfte auf ihre leichte Zerstorbarkeit zurückzuführen sein.

Diese in der tektonischen Karte (Tafel XVII) und den Profilen dargestellten Befunde führen allerdings zu einer Revision der bisherigen Deutung des Baues der Vilsalpen. Von O kommend muß man dort den Gipfelhauptdolomit des Vilskegels und des Brantejochs, die Fortsetzung des Schwarzenbergs westlich des Lechs, der Oberen Vilserdecke zuteilen, also eine wesentliche Verlegung der Deckengrenzen vornehmen. Geradezu gezwungen wird man dazu obendrein durch das genauere Studium der Verbandsverhältnisse zwischen Hauptdolomit des Vilskegels und Wettersteinkalk des Hundsarschbergs, den schon AMPFERER als Obere Vilserdecke erkannte und der die Fortsetzung des Kitzbergs bildet. Die vollständige Serie der Raiblerschichten verbindet die

beiden genannten Berge stratigraphisch unlösbar miteinander und hebt den Vilserkegel in die Obere Vilserdecke hinauf, wie KOCKEL und RICHTER im Sommer 1930 genauer festgestellt haben (vgl. Literaturverz. 1931).

Sahen wir in diesem westlichen Abschnitt des Nordflügels des großen Muldenzugs bisher ein Anwachsen der tektonischen Schwierigkeiten, so findet in einem anderen Punkt eine Vereinfachung statt: Nach W₁ bis zum Thorkopf reicht noch die allgemeine Versteilung, dann aber weicht sie dem normalen Bau eines Muldenordflügels. Schichten und Schuppenflächen beginnen immer flacher nach S einzufallen (Prof. 25, 27, 29, 30). Nur im Pöllatprofil (siehe oben Fig. 51) und am Ostende des Schwarzenbergs (Prof. 28) ist noch vorübergehend Versteilung zu beobachten, sonst aber wird sie im Schwarzenberg durch die steilen Wände des fast bankungslosen Jurakalks höchstens vorgetäuscht.

VI. Das Gebiet der Allgäudecke bis zum Flyschrand mit dem Falkensteinzug.

A. Der Vilstaldeckensattel nach O bis zur Pöllat.

Wie auf den vorhergehenden Seiten dargetan wurde, fällt westlich der Pöllat der Nordrand der Lechtaldecke im allgemeinen südlich ein. Nördlich unter ihm treten, gut erkennbar vor allem zwischen Lech und Schwansee [H 2, 3], dann wieder aufgeschlossen an der Gipsmühle [H 6] bei Neuschwanstein, ebenfalls mit südlichem Fallen Gesteine der Allgäudecke hervor. Zumeist handelt es sich zu oberst um Neokom, unter dem dann die Juraserie mit Fleckenmergeln als tiefstem Schichtglied sichtbar wird. Nördlich von ihm folgt (Prof. 29) nochmals Doggerkalk und schließlich ist unter dem Gehängeschutt auch Malm zu vermuten.

Es zeigt sich also, daß die Gesteine der Allgäudecke zwischen Lech und Schwansee einen nach N überkippten und im Nordflügel etwas reduzierten Sattel bilden. Südlich legt sich, wie immer wieder hervorgehoben, auf den Südflügel dieses Sattels die Lechtaldecke, nördlich schließt sich an den Sattelnordflügel der Falkensteinzug an.

Der Falkensteinzug ist eine auch orographisch auffällige Triaszone, die ihren Namen nach dem westlich unseres Kartierungsgebietes aufragenden Falkenstein führt. In den Prof. 30 bis 28, wo sie vollständig aufgeschlossen ist, zeigt sie inverses südliches Einfallen und reicht von den Partnachschieben (Prof. 29 und 28), beziehungsweise dem Muschelkalk (Prof. 30) im S, bis zum Hauptdolomit im N. Auf diesem Hauptdolomit, der, nebenbei bemerkt, das Hohe Schloß in Füssen [G 2] trägt, beziehungsweise auf dem Plattenkalk, transgrediert schließlich, dicht westlich unseres Kartenrandes aufgeschlossen und im Prof. 30 noch eingezeichnet, mit ebenfalls invers südlich fallender Basis das Cenoman.

Betrachten wir dieses Gesamtbild, so drängen sich folgende Schlüsse auf: Der Sattel in den Juragesteinen der Allgäudecke ist nur der Kern eines Deckensattels, des Vilstaldeckensattels. Dessen Südflügel wird von den beiden Vilserdecken, sein überkippter Nordflügel vom Falkensteinzug gebildet. Man muß also den Falkensteinzug, wie es als erster F. F. HAHN 1914 b tat, als Teil der Lechtaldecke auffassen.

Die Tatsache, daß der Vilstaldeckensattel heute auf seine ganze Länge zum Streifenfenster geöffnet ist, macht es notwendig, den Zusammenhang des Falkensteinzugs mit dem südlichen Sattelflügel auf andere Weise zu ermitteln. Sein Schichtbestand unterscheidet sich zwar von dem unmittelbaren Hangenden der Allgäudecke im Sattelsüdflügel, der Unteren Vilserdecke, grundsätzlich. Um so größer ist dagegen seine Übereinstimmung mit der Gesteinsserie der Oberen Vilserdecke etwa im Tegelberg-Branderschrofen-Gebiet, mit der er sogar die stratigraphische Lücke zwischen norischer Trias und Cenoman gemeinsam hat. Aus diesen Gründen haben KOCKEL und RICHTER schon 1924 den Falkensteinzug als den eingefalteten Nordrand der Oberen Vilserdecke angesehen. Die Verschiedenheit der beiden Rahmen des Vilstal Fensters erklärt sich dann damit, daß nur die Obere, nicht die Untere Vilserdecke weit genug nach N vorgeglitten war, um bei der Deckenfaltung in den Sattelnordflügel eingefügt zu werden.

Die Nordüberkipfung des Vilstaldeckensattels ist bedeutend auffälliger und durchgehender als etwa die des Bennadeckensattels. Im Bereich unserer Karte ist der Falkensteinzug westlich der Pöllat stets von der Allgäudecke leicht eingewickelt. Die Nordüberkipfung nimmt zu, je weiter wir nach O kommen. Schon am Nordufer des Schwannsees [H 3] fallen die Partnachkalke des Falkensteinzugs nur noch mit 30° invers nach S, beziehungsweise SO ein. Am Ostende des Kienbergs [G 4] tritt allmählich Einfallen nach O auf. Hier liegt der Falkensteinzug vollkommen invers bei gleichzeitigem östlichen Achsenfallen, und deshalb streichen hier Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und Partnachschichten S—N.

Wie sich die tektonischen Verhältnisse östlich anschließend gestalten, läßt sich leider in Ermanglung von Aufschlüssen nicht beobachten. Vielleicht ist aber gerade dieser, nur durch den kleinen Hauptdolomithügel von Schloß Bullachberg¹⁾ (Prof. 27 [G 4], Tafel V, Bild 10) unterbrochene Mangel an Aufschlüssen eine Folge gänzlicher Achsendepression des überkippten Sattels, dessen obenaufliegende Allgäudeckenkerngesteine der Erosion keinen großen Widerstand leisteten.

B. Die wichtigsten Teilsättel in der Allgäudecke bis zum Lobental.

Nach längerer Unterbrechung findet sich östlich der Pöllat der Allgäudeckenkern des Vilstaldeckensattels in Gestalt des Klammgrabensattels wieder. Sein Kern wird fast durchgehends von Fleckenmergeln gebildet, nur nördlich vom Schönleitenschrofen sind auch Kössenerschichten sichtbar. Sein Südflügel reicht zunächst nur bis zu den Malmaptychenschichten hinauf, denn diese werden in der Nähe der Pöllat unmittelbar von der Unteren Vilserdecke überfahren und tektonisch stark geflasert (Prof. 26). Sehr bald (Prof. 25) stellt sich auch Neokom ein, das dann fast bis zum Schönleitenschrofen (Prof. 23 [G 9]) ununterbrochen durchzieht. Dabei wird auch Jura und Unterkreide der Allgäudecke bis zur leichten Rücküberkipfung (Prof. 24, b, c, 23) von jener intensiven Versteilung betroffen, die die südlich anschließenden Randgebiete der Lechtaldecke auszeichnet (siehe Fig. 50, S. 170).

Der Nordflügel des naturgemäß im einzelnen stark spezialgefalteten Klammgrabensattels ist nur zuweilen normal, so südlich vom Rohrkopf (Prof. 24 b

¹⁾ In der Karte ohne Namen.

[G 8]). Meist ist der Sattel nach N aufgeschuppt, so daß die Fleckenmergel wie in Prof. 24 c auf nördlicheres Neokom zu liegen kommen (besonders gut aufgeschlossen im Wütenden Graben in 1075 m [G 7], wo an der Bewegungsfläche die Fleckenmergel samt den darin enthaltenen Amaltheen leicht ausgewalzt worden sind (vgl. S. 57). Am Pechkopf (Prof. 24 a [F 9]) ist der Fleckenmergel des Sattelkerns gar auf Cenoman aufgeschoben.

Dem später ausführlich zu besprechenden Allgemeinstreichen sinngemäß folgend, finden wir den Klammgrabensattel auf der Ostseite des Lobentals zum letzten Mal als Radiolaritsattel „auf der Hohen Brücke“ [E 12, 13], dann scheint er unter die Lechtaldecke des Ammergebirgshauptkamms unterzutauchen.

Nördlich auf den Klammgrabensattel folgt eine verhältnismäßig breite Zone aus Malm- und Neokomptychenschichten. Alle ihre Spezialfalten aufzuzählen, würde hier zu weit führen, erwähnt sei nur der von zwei Neokomzügen flankierte Malm-sattel des P. 1346 [F 11] nahe am Lobental.

Viel höher ist der nördlichste Sattelzug dieses Teils der Allgäudecke, der Sattel des Fällgrabens.¹⁾ Auch in ihm sind meist Fleckenmergel bloßgelegt. Dicht südlich vom P. 1000 der Karte [F 8] (nur in Prof. 24 a dargestellt) und am Nordfuß des Schäfflerseck (P. 1192 [F 7])²⁾ sind auch Kössenerschichten aufgeschlossen. Intensive Spezialfaltung und Versteilung, ja Teilschuppenbildung, beherrscht den Sattelsüdflügel. Besonders auffällig ist in ihm die von Radiolariten und Malmptychenschichten erfüllte Teilmulde des P. 1192 (Prof. 24 b) und die Teilschuppen, die im Hammergraben aufgeschlossen sind. Ein richtiger Nordflügel fehlt dem Fällgrabensattel stets. Immer ist sein Kern, Kössenerschichten, Lias, höchstens Radiolarite, beziehungsweise rote Flaserkalle, auf die ihm nördlich benachbarte Höllenzzone aufgeschoben, und auch diese Schuppe ist stark versteilt. Sehr schön ist sie auf lange Erstreckung im Fällgraben selbst (Prof. 24 a) zu beobachten, findet sich aber auch in dem vom Sperenmösel [E 10, 11] nach O hinabfließenden Bach.

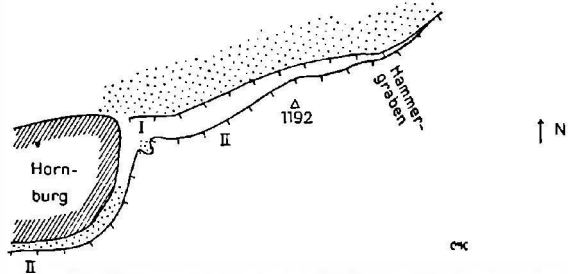


Fig. 52. Tektonische Kartenskizze von Hornburg, Höllenzzone und Fällgrabensattel. 1: 25.000.

Punktiert: Kreide der Höllenzzone

I Schäfflerseck-Schuppe

II südliche Fällgraben-Schuppe.

Höchst verwickelt ist der Verlauf der Fällgrabenschuppe in der Nähe und unter dem Einfluß der Hornburg [F, G 7] (siehe unten S. 177 f.). Wie Fig. 52 zeigt, teilt sie sich, von O gesehen, in zwei Teilschuppen, deren nördliche, die Schäfflerseckschuppe, an der Hornburgnordostecke aufhört, während die südliche in engem S-förmigen Bogen, steil, ja rücküberkippt, südöstlich und südlich sich um die Hornburg und die Kreide der Höllenzzone herumschlingt.

¹⁾ Fließt von O auf P. 1000 [F 8] zu, in der Karte ohne Namen.

²⁾ In der Karte ohne Namen.

C. Die Höllenzone mit dem Ostende des Falkensteinzugs.

Die *Höllenz*one stellt einen schmalen Streif der Allgäudecke dar, der tektonisch etwas tiefer liegt als seine südliche Nachbarschaft. Das gibt sich in ihrem Schichtbestand deutlich zu erkennen: nicht Lias etwa, sondern Neokom, Gault, Cenoman und Gosau bauen sie auf. Sie ist nach O nur bis ans Lobental vorhanden. Auch über ihre Fortsetzung westlich der Hornburg wissen wir aus Mangel an Aufschlüssen nichts. Ihren Namen trägt sie nach der Stelle, wo die enge Schlucht des Schleifmühlgrabens in den weichen schwarzen Gaultmergeln sich etwas erweitert [F 8]. Die Kreidesteine der Höllenzzone sind fast durchgehends steil aufgerichtet, die stratigraphisch ältesten Schichten liegen dabei im N.

Ihre *Grenze* gegen die *Flyschzone* ist im Schleifmühlgraben als saiger stehende Störung zwischen dem Flyschgault der Höllenzzone und den gleichfalls saiger stehenden Höllensandsteinen der Flyschzone (siehe S. 109) zu beobachten (Prof. 24 b). Ihr Störungscharakter wird durch Harnische und zahlreiche calciterfüllte Klüfte in den außerordentlich harten Flysch-Höllensandsteinen und durch Verdrückungen der ihnen eingelagerten Sandmergelschiefer bestätigt. Nördlich vom Sperenmöselbach [E 10, 11] ist die Grenze zwischen Höllenzzone und Flyschzone nicht aufgeschlossen, ihre genaue Festlegung macht dort bedeutende Schwierigkeiten. Denn auch das Cenoman der Höllenzzone selbst und der möglicherweise gleichfalls vorhandene Gault sind faziell dem Flysch sehr ähnlich und führen keine Fossilien. Aus diesen Gründen hat wohl BÖSE diesen östlichen Teil der Höllenzzone als Flysch kartiert.

Wichtig ist nun die Tatsache, daß gerade dieser Zone sehr junger Gesteine eine Kette von Triasvorkommen folgt. Deren westlichstes Glied ist die Hornburg.

Die *Hornburg* (Prof. 25 [F, G 7]) wird von Partnachschiechten, Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Hauptdolomit aufgebaut, auch Raiblerschiechten sind an ihrem Nordhang über der vererzten Wettersteinkalkoberkante zu vermuten, wenn sie auch nicht aufgeschlossen sind, auf der Südostseite fehlen sie tektonisch. Im ganzen muß man die Hornburg als Mulde mit etwas gestörtem Südfügel und steilem westlichen Achsenfallen auffassen. Hierdurch entsteht das charakteristische Kartenbild: der Hauptdolomit des Hornburggipfels wird im N und SO von Wettersteinkalk, beziehungsweise dolomit, auf der Ostseite von Steinbruchskalken der Partnachschiechten umkränzt. Aus diesem Schichtbestand ergibt sich, ebenso wie aus dem Gesamtbild der Hohenschwangauer Berge, die Zugehörigkeit der Hornburg zum Falkensteinzug. Der kleine Hauptdolomit-Inselhügel von Schloß Bullachberg (Prof. 27 [G 4])¹⁾ macht das nur noch augenfälliger. Der Muldenbau der Hornburg betont das Schwimmen des Falkensteinzugs ganz besonders (Prof. 25), zumal sowohl im N als auch im S Neokom unter ihre Trias einfällt. Auch das Cenoman der Höllenzzone streicht unter sie hinein, ist aber heute nur im Graben nordöstlich der Hornburg eng umgrenzt bloßgelegt (Prof. 24 c, Fig. 53).

Folgen wir der Höllenzzone nach O, so finden wir vom Roßmösel (Prof. 24 a oben [E 10]) an noch a c h t, zum Teil nur wenige Kubikmeter groß, den Kreidesteinen von oben seicht eingefaltete kleine Klötze mylonitisierten

¹⁾ In der Karte ohne Namen.

Hauptdolomits (z. B. Prof. 23). Das größte Interesse bietet derjenige, der im Prof. 24 a oben wiedergegeben ist. Hier ist der Hauptdolomit mit Cenomankonglomerat verbunden, das in seiner Zusammensetzung vom Cenoman der Höllenzzone selbst vollkommen abweicht, dagegen größte Ähnlichkeit mit dem Cenoman besitzt, wie es westlich unseres Kartierungsgebietes im Falkensteinzug auftritt. Alle diese Hauptdolomitzugklippen, auch die Hauptdolomit-Cenomanklippe, sind als letzte, von der Erosion gerade noch verschont gebliebene Reste des Falkensteinzugs in der Fortsetzung der Hornburg zu deuten und der Oberen Vilsederdecke zuzuteilen. Sie verkörpern damit den Nordflügel des Vilstaldeckensattels. Sein Kern, die oben besprochenen Gesteine der Allgäudecke, erweist sich also zwischen Pölat und Lobental als recht breit und kompliziert gebaut, namentlich wenn man ihn mit dem Vilstalfenster zwischen Lech und Schwanssee vergleicht.

Wegen ihrer geringen Größe haben die Hauptdolomitzugklippen keinen spürbaren Einfluß auf die Versteilungstektonik ihrer Unterlage, beziehungsweise ihrer Nachbarschaft, die sich gleichzeitig in einer Verschmälerung der Höllenzzone und einem Herandrängen des Fällgrabensattels äußert. Nur eine der kleinen Hauptdolomitzugklippen (im „s“ des Wortes „Mösel“ der Karte [E 11]) ist dabei nachträglich zwischen Radiolarit und Neokom des Fällgrabensattels eingeklemmt worden.

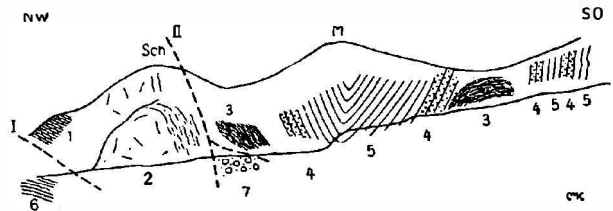


Fig. 53. Profil des Grabens nordöstlich der Hornburg (leicht schematisiert) 1:5000.

- 1 Kössener Kalk
 - 2 massiger roter Jurakalk, nach Süden tektonisch geflasert
 - 3 Jura-Fleckenmergel
 - 4 Radiolarit
 - 5 bianconeartige Malmaptychenkalk
 - 6 Neokomaptychenschichten
 - 7 Cenomankonglomerat der Höllenzzone.
- Sch = Schäfflerseck M = Mulde des P. 1192.

Anders steht es am Westende der Höllenzzone. Wohl überschneidet auch hier der Fällgrabensattel deren Kreidesteine und sucht sie zu einem schmalen Band zusammenzudrängen. Noch im Graben nordöstlich der Hornburg ist das Cenomankonglomerat der Höllenzzone eben erst und in kleinstem Umfang unter den daraufgeschobenen Fleckenmergeln des Fällgrabensattels durch die Erosion wieder bloßgelegt worden (Prof. 24 c, Fig. 53). Dann aber wird die ganze Tektonik grundsätzlich dadurch verändert, daß die massige Hornburg der Höllenzzone bedeutende Widerstandskraft verleiht. So kommt es, daß in ihrem Bereich die Höllenzzone heute eine Breite von fast $\frac{3}{4}$ km im Gegensatz zu etwa 100 m im Sperenmöselgebiet besitzt. Die schon oben (S. 175) erwähnte, nördlichste Schäfflerseckteilschuppe streicht zwar gerade auf die Hornburgnordostecke zu und stößt an ihr ab. Sonst aber paßt sich das Streichen des Fällgrabensattels zurückschwenkend dem Hornburgumriß deutlich an (s. o. Fig. 52, S. 175). Dies, zusammen mit dem ostnordöstlichen Allgemeinestreichen, bewirkt, daß in der Profilschere die Hornburg auffällig weit nach S gerückt erscheint.

Sogar den inneren Bau des Fällgrabensattels mit seinen zahllosen Spezialfalten und -schuppen sehen wir unter dem gleichen Einfluß stehen. Daß er heute vielfach (z. B. Südseite der Hornburg) versteilte Schichtstellung zeigt, kann bei dem allgemeinen Raummangel nicht wundernehmen. Sind doch

auch die Partnachschichten der Hornburgseite saiger gestellt worden. Auf den ersten Blick befremden mag es aber, daß nicht nur die Kreidegesteine der Höllcnzone, sondern auch Basalschubbahn und Fleckenmergel des Fällgrabensattels heute invers (bis 45° flach) nach NW unter die Hornburgtrias

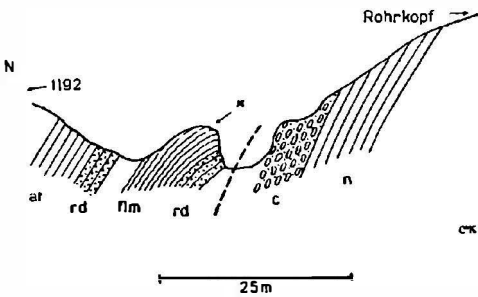


Fig. 54. Profil vom Rohrkopf-Nordwestgrat.

n Neokomptychenschichten
 c Cenomankonglomerat, bis kopfgrob
 rd Radiolarite und rote Knollenkalke
 flm Fleckenmergel, an der Grenze gegen rd mergelarm, gelblich
 X Fundpunkt der Ludwigia
 at Malmptychenkalke, weiß

s einfallen (Aufschlüsse im alten Wetzsteinbruch unmittelbar östlich der Hornburg). Es gibt nur eine Deutung: die oben aufliegende, aus nicht komprimierbaren Triasgesteinen bestehende Hornburg wurde von SO her schließlich unterfahren und kippte dabei die ganze herandrängende Fällgrabensattelseerie nach rückwärts um. Vielleicht dürfen wir vermuten, daß auch die Hohlraumwirkung einer südlicheren Cenomanmulde, die vom Nordhang des Rohrkopfs [F 8] zum Wütenden Graben [G 7] hinüberzieht, mit hineinspielt, denn auf sie zu ist am Rohrkopfnordwestgrat der Jura des

Fällgrabensattels rückwärts aufgeschuppt (Prof. 24 b, Fig. 54).

Die soeben geschilderte, bei der Versteilung entstandene Rücküberkipfung im Bereich des Fällgrabensattels betont noch einmal, daß die Hornburg von jeher mit geringem Tiefgang auf der Allgäudecke geschwommen ist.

D. Die Allgäudecke vom Lobental zur Loisach.

Östlich des Lobentals taucht, wie schon oben bemerkt (siehe S. 175), an der Hohen Brücke der Klammgrabensattel zunächst unter die Untertrias der Lechtaldecke unter. Erst nördlich der Klammspitz [D 17, 18] etwa wird ein Doggersattel zwischen Radiolarit und Aptychenschichten wieder klar sichtbar, der seine Fortsetzung bilden könnte.

Auch schon westlich davon haben wir einen, wenn auch größtenteils durch Schutt verhüllten Sattelbau anzunehmen, und zwar einen Deckensattelbau. Dazu führt uns der Nickelskopf [D 16], der, ziemlich weit im N liegend, aus Wettersteindolomit im S und Wettersteinkalk im N besteht, und deshalb, ganz analog wie der Falkensteinzug, ein Stück der Lechtaldecke im Sattel-nordflügel sein muß. Diese Deckensatteldeutung ist in Prof. 19 zur Darstellung gebracht. Wenn es sich hier wirklich um den wieder auftauchenden Vilstaldeckensattel handelt, so ist der Nickelskopf ein Stück Falkensteinzug, wenn er sich auch, zumal die Höllcnzone fehlt, mit diesem nicht direkt in Verbindung bringen läßt. Außer dem Nickelskopf findet sich jedoch zwischen Lobental und Loisach nichts, was dem Falkensteinzug angehören könnte, und wohl auch deshalb zeigt die Allgäudecke hier Lagerungsverhältnisse, die im Vergleich zu denen im Westabschnitt als einfach zu bezeichnen sind.

Der soeben erwähnte Sattel, der letzte Deckensattel, von dem hier die Rede sein wird, zieht, nur noch im Jura der Allgäudecke erkennbar, südlich der Stellerleiten (P. 1388, Prof. 17 [D 20]) und südlich vom Schwabenkopf [D 21] vorbei, wo die Fleckenmergel seines Kerns auf nördlich benachbartes Neokom

geschuppt sind (Prof. 16). Nordöstlich vom Teufelstättkopf (Prof. 14 [D 24]) ist er wieder als Fleckenmergelstreif zwischen Radiolariten zu erkennen, verliert sich aber dann zugunsten des nächstnördlichen, gleich zu beschreibenden Satttelements.

Ob der Radiolaritsattel des P. 1222 am Reiselsbergwesthang (Prof. 22 [D 13]) die Fortsetzung des Malmsattels vom P. 1346 westlich des Lobentals [F 11] darstellt, ist nicht sicher zu entscheiden. Nach O läßt er sich jedoch trotz der intensiven Schuttverhüllung recht gut weiterverfolgen. Er zieht geradenwegs nördlich vom Schwabenkopf (Prof. 16) und vom Lauskopf (Prof. 15 [C 22]) vorbei auf den Steckenberg [C, D 26, 27] zu und erreicht dort bedeutende tektonische Höhe.

Im Gegensatz zu der zuerst von HAHN 1914 b vorgeschlagenen tektonischen Auffassung hat nämlich die Spezialkartierung ergeben, daß Raiblerschichten und Hauptdolomit des Steckenbergs nicht ein Äquivalent des Falkensteinzugs darstellen, nicht als Teil der Lechtaldecke schwimmen. Auf ihrer Südseite, besonders schön erkennbar am Bremeneck [C 24] und Rosengarten [C 25], legen sich nämlich Plattenkalk, Kössenerschichten und Jura der Allgäudecke ganz normal auf den südfallenden Hauptdolomit (Prof. 13), wenn auch vielfach tektonisch stark reduziert. Der Steckenberg stellt somit nur ein besonders hohes, nach N aufgeschupptes Sattelkernstück in der Allgäudecke dar. Auf der Nordseite des Steckenbergs ist diese Schuppung besonders intensiv, die Raiblerschichten treten in der Tiefsten Laine [C, D 27] in viermaliger Wiederholung auf (Prof. 11). Bemerkenswert sind zwei kleine Vorkommen von gänzlich zerdrücktem Hauptdolomit zwischen Schartenköpfel [C 25] und Schleifmühlainc [C 26]. Der östliche in der Schleifmühlainc selbst ist mit grauen verquetschten Kösserkalken mit *Dimyodon intustriatum* EMMR. verbunden, die sich in die Karte nicht eintragen ließen. Hier handelt es sich wohl um nördliche Parallelschuppen zum Steckenberg.

Südlich vom Steckenberggipfel sind die Lagerungsverhältnisse allerdings nachträglich ein wenig verändert worden. Die Schichten seiner Südseite liegen versteilt bis rücküberkippt (Prof. 11), und das kann in der Tat bei oberflächlicher Betrachtung dazu verleiten, eine schwimmende Klippe anzunehmen. Indes ist auch hier die Schichtfolge des Südflügels vom Hauptdolomit bis zum Jura lückenlos erhalten.

Über Osterbühel (Prof. 10 [D 29]) und Schinderbühel (Prof. 8 b [D, E 30]) zieht der Hauptdolomit des Steckenbergsattels nach O zum Wannekopf (Prof. 7 a [D 31])¹⁾ weiter und zeigt dort noch einmal besonders schön die normale Überlagerung seines Hauptdolomits durch Rhät und Jura der Allgäudecke. An seiner Basis treten immer wieder emporgeschuppte Raiblerschichten auf. Sehr fraglich ist es, ob der östlichste aufgeschuppte Hauptdolomit in unserer Allgäudeckenzone, südlich des obersten Ammertalgrabens [D 34], der im Prof. 4 geschnitten ist, dem Steckenbergsattel angehört, denn dieser biegt schon im Wannekopf scharf nach NO vor und scheint am Flysch abzustößen (dicht östlich Prof. 6). Hauptdolomit + Rhät des obersten Ammertalgrabens gehören wohl einer südlicheren, wenn auch ähnlich gebauten Schuppe an, die ebenso wie die südlich darauffolgenden Schuppen im Jura durch die Auffahrt der Lechtaldecke bedingt sein mag.

¹⁾ In der Karte ohne Namen.

Nördlichere Sattellelemente von Bedeutung treten in der Allgäudecke zwischen Lobental und Loisach nicht mehr auf, denn der Fällgrabensattel ist nur am P. 1062 [D 13] in Gestalt von roten Aptychenschichten 30 bis 40 m von den blauen Zementmergeln der Flyschzone entfernt noch einmal aufgeschlossen und dürfte dann an der Flyschgrenze abstoßen.

Die Südgrenze des Flyschs entzicht sich vom Lobental an nach O auf lange Erstreckung der direkten Beobachtung. Erst am Roßkopfsüdfuß [C 21] nördlich vom Schwabenkopf (Prof. 16) ist sie wieder aufgeschlossen, und von hier an bis zur Ammer stellt sie, in deutlichem Gegensatz zum Westabschnitt, eine flach nordfallende, wahrscheinlich normale Überlagerung der Unterkreide der Allgäudecke durch den Reiselsberger Sandstein dar (Prof. 16 bis 13). Hier liegen die Sandsteine auf zirka 3 km Länge immer auf dem obersten Neokom, beziehungsweise auf Cenoman. Nördlich vom Labergebirge geht dieser Normalkontakt allmählich wieder verloren: Im westlichen Teil dieses Gebirgsstockes ist trotz nicht ganz genügender Aufschlüsse noch eine flach nordfallende transgressive Überlagerung von Fleckenmergeln durch Reiselsberger Sandsteine wahrscheinlich (Prof. 6), im Ostteil dagegen besteht wieder steiler tektonischer Kontakt zwischen Fleckenmergeln im S und Zementmergelflysch im N (Prof. 4 und 3).

VII. Die Flyschzone.

Über die deckentektonische Stellung der Flyschzone konnte in unserem Gebiet insofern neuer Aufschluß gewonnen werden, als auf eine beträchtliche Erstreckung hin ihr normaler Zusammenhang mit der Allgäudecke bestehen dürfte. Ihre Unterlage, unterostalpine Schubfazies und Helvetische Zone, treten indes nicht mehr im Kartenbereich zutage.

Die innere Tektonik des Flyschs, soweit er dargestellt ist, beschränkt sich auf im großen einfache Sattel- und Muldenzüge, die im Gegensatz zur Nordrandzone der Kalkalpen auffallend locker gebaut sind. Im einzelnen zeigt sich jene sattsam bekannte Spezialfaltung. Hingewiesen sei hier nur auf die nach S gerichtete enge Spezialfaltung an der oberen Halbammer nördlich P. 922 gerade außerhalb des Kartengebietes (Fig. 19, S. 112).

Im O, im Aufackergebiet [A 28—35], ist am Kartennordrand im Flysch noch der Südflügel des großen Deckensattels zur Kartierung gekommen, in dessen Kern das Helvetikum der Kögel des Murnauer Mooses untergetaucht ist. Südlich wird dieser axiale Sattelzug von der Zementmergelmulde des großen Aufacker begleitet, und als deren Südflügel tauchen bei Oberammergau an der Grenze gegen den Allgäudeckenjura, wie oben erwähnt, wieder Reiselsberger Sandsteine auf (Prof. 6). Diese Reiselsberger Sandsteine lassen sich westlich der Ammer über Purer Bichl (Prof. 11 [C 27]), Köpfel (Prof. 13 [B 25]), Roßkopf (Prof. 16 [C 21]) zum Gsimseck (Prof. 17 [B 19]) verfolgen. Bis dorthin reicht, immer schmaler und seichter werdend, auch die Mulde des Aufacker. Am Gsimseck vereinigen sich die Reiselsberger Sandsteine ihres Südflügels mit denen des axialen Sandsteinsattels in ihrem Nordflügel (Prof. 17).

Vom Gsimseck an nach W wird der Flysch im Bereich unserer Karte von einem wichtigen Sandsteinsattelsystem beherrscht. Es zieht (Prof. 18 bis 24) zur Reiselsbergerhütte [C 13] hinüber und zeigt dann deutliches Achsenfallen nach W: Mulden, die von bunter Zwischenschicht oder gar von Zementmergel erfüllt sind, schalten sich in den Sattelzug ein und spalten zunächst einen

rasch untertauchenden winzigen Teilsattel in den Rohrecken [C 12] ab. Südlich davon sind zwei Sandsteinsattelzüge auf längere Erstreckung zu beobachten: einer von der Reiselsberghütte zum Südwestabhang des Buchbergs [C 10] ziehend, ein zweiter vom Herzigen Bergl [D 14] durch den Alten Hüttengraben [D 12], den Tiefenbach am Nordfuß des Hennenkopfes [C, D 10, 11] in Richtung auf den Bannwaldsee [C 9] (Prof. 23 zeigt beide, Prof. 24 a nur noch den südlichen). Beide zeigen, bevor sie unter dem Alluvium untertauchen, ausgesprochen nordwestliches Streichen. Sowohl nördlich wie südlich dieser Sandsteinsattelzone breitet sich Zementmergel aus. Ob die im Himmelreich (Prof. 24 b [E 8]) anstehenden Sandsteine einen Spezialsattel oder nur eine Einlagerung in den Zementmergeln darstellen, konnte nicht sicher entschieden werden.

In dem dargestellten Teil der Füssener Bucht (Prof. 24 b bis 30) ist überhaupt nur die Zementmergelserie der Schwangauer Flyschmulde und der wohl der bunten Zwischenschicht gleichzustellende Höllensandstein aufgeschlossen. Dabei muß hervorgehoben werden, daß die überwiegende Mehrzahl der gemessenen Spezialfalten ein in nordwestlicher Richtung sich entfernendes Streichen aufweisen. Damit steht in Einklang die wahrscheinliche Verbindung der Höllensandsteine von der Hölle [F 8] zur Achmühle [D, E 2, 3] und das oben erwähnte nordwestliche Streichen der Reiselsberger Sandsteinsättel am Bannwaldsee.

Zuletzt sei hier noch auf die bisher unbekannte, von RICHTER festgestellte Tatsache hingewiesen, daß nicht das ganze Trauchgebirge aus Flysch besteht, sondern daß sein Nordabhang bis auf etwa 1100 m Höhe (1060 m im Lahngraben) von den Mergeln der unteren Meeresmolasse aufgebaut wird.

VIII. Schichtstreichen, Generalstreichen und Diagonalstörungen.

A. Schicht- und Generalstreichen.

Nachdem wir die einzelnen Zonen der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach und ihre Struktur kennengelernt haben, liegt es nahe, noch einmal das gesamte Kartenbild zu überblicken. Greifen wir dabei zunächst einmal das Schichtstreichen, das durch die Fallzeichen wiedergegeben wird, heraus, so bemerken wir gewisse Gesetzmäßigkeiten (vgl. auch Tafel XVII).

In den südlichen Gebieten (Kramermasse, Hauptdolomitgebiet des Südens, Südflügel des Bennadeckensattels) ist im allgemeinen nichts Auffälliges festzustellen, die Schichten streichen fast immer so, wie es nach dem Verhalten der großtektonischen Elemente zu erwarten ist. Anders steht es nur im westlichen Teil des Oberauer Sattels und der mittleren Lahnenwieszone, auf die wir deshalb noch zurückkommen müssen.

In der Nordrandzone der Kalkalpen sehen wir einen mehrfachen, aber offenbar gesetzmäßigen Wechsel im Schichtstreichen, der auch durch die bei dem komplizierten Bau nicht weiter verwunderlichen, vereinzelt abweichenden Fallzeichen nicht wesentlich gestört wird. Vom Kartenwestende bis in den westlichen Teil des Ammergebirgshauptkammes herrscht ostnordöstliches bis nordöstliches Schichtstreichen vor. Abweichungen am Schwarzenbergsüdhang und zwischen Neuschwanstein [H 6] und Thorkopf [G, H 7] sind auf vorübergehendes Achsenfallen und steigen zurückzuführen. Folgen wir dem Ammergebirgshauptkamm weiter nach O, so sehen wir etwa vom Hennen-

kopf [E 21] an immer ausschließlicher W—O₂Streichen dominieren, das schließlich um Oberammergau Neigung zeigt, in OSO₂Richtung überzugehen (Steckenbergschuppe!). Diesem Streichen folgt auch das Schichtstreichen im Westteil des Obcrauer Sattels. Etwa im Meridian von Ettal [G 31] endlich biegt das Streichen der Schichten rasch wieder um, und zum Schluß herrscht im Hauptteil des Labergebirges wieder ONO₂ bis NO₂Streichen. Dieses soeben kurz skizzierte Schichtstreichen besitzt somit Ähnlichkeit mit der Gestalt eines ~-Zeichens.

Ebenso deutlich geht aber aus der Karte hervor, daß heute häufig ein Widerspruch zwischen diesem aus den Fallzeichen erkennbaren Schichtstreichen und dem generellen Verlauf der einzelnen Gebirgszüge, der sich im Karten- und Landschaftsbild im großen ausdrückt, besteht. Stellen wir dieses Generalstreichen in der Nordrandzone der Kalkalpen neben das vorhin besprochene Schichtstreichen, so erhalten wir folgende schematische Figur:

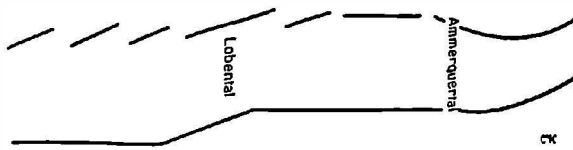


Fig. 55.
Schichtstreichen (oben) und Generalstreichen (unten)
in der Nordrandzone der Kalkalpen (schematisch).

Wie dieser Widerspruch im einzelnen zustande kommt, lehrt uns die geologische Spezialkarte.

B. Ammerstörungen.

Beginnen wir im W beim Falkensteinzug, so sehen wir WSW₂ bis SW₂streichende Schichten durch NW₂streichende Diagonalstörungen, die wir Ammerstörungen nennen wollen, zu scheinbarem OW₂Streichen vorgestaffelt. Schon ROTHPLETZ hat 1886, S. 63, einige von ihnen kartiert und ihre Wirkung erkannt. Diese Diagonalstörungen sind keine Verwerfungen, sondern Blattverschiebungen, bei denen jeweils der westliche Flügel nach N vorgesetzt ist. Sie stehen senkrecht, und ihr Blattverschiebungscharakter wird durch die fast horizontale Striemung (meist etwa 10°, höchstens bis 30° gegen NW geneigt) bewiesen¹) (vgl. auch Tafel V, Bild 10).

Am schönsten aufgeschlossen und leicht zugänglich ist die westlichste Diagonalstörung, die im Falkensteinzug-Hauptdolomit unserer Karte eingezeichnet ist [G 1]: wo an ihr Hauptdolomit des Ostflügels gegen Raibler₂schichten, besonders Gipsmergel des Westflügels, abstößt, ist sie als 80 bis 100 m lange, zirka 50 m hohe, horizontal gestriemte Harnischwand zu sehen und streicht N 50° W (korr.). Die relative Förderweite dieser Blattverschiebung beträgt etwas über 100 m.

Diese Diagonalstörung ist nur eine aus einer riesigen Schar gleichartiger, gleichgerichteter und in gleichem Sinne wirksamer Blattverschiebungen. Bleiben wir zunächst noch beim Falkensteinzug, so sehen wir, wie die

¹ Im Westabschnitt vermeiden die in der Tafel gegebenen Profile bedeutendere Blattverschiebungen durch vorübergehendes nordwestliches Abbiegen, im Ostabschnitt ließ sich das nicht ermöglichen. Um sie aber nicht mit echten Verwerfungen zu verwechseln, wurden die NW₂streichenden Diagonal-Blattverschiebungen dort mit einem A gekennzeichnet.

Diagonalstörungen in widerständigen Gesteinen, wie Hauptdolomit oder Wettersteinkalk, verhältnismäßig große Abstände innehalten und jeder einzelnen eine bedeutende Förderweite zukommt. In plastischeren Gesteinen, z. B. schon in den Raiblerschichten des Faulenbacher Tals [G 0, 1] oder östlich von Füssen an der Straße nach Hohenschwangau [G 3], zerschlagen sich die Diagonalstörungen und treten mit geringer, oft nur nach wenigen Metern zählenden Förderweite in so großer Dichte auf, daß sie sich der kartographischen Darstellung im benutzten Maßstab entziehen. Ihr Vorhandensein ist im Gelände am schönsten an den Versetzungen zu erkennen, die den wohlcharakterisierten steilstehenden Zug der Raibler Kalke an der Hohenschwangauer Straße betreffen. Ähnliches gilt für die Diagonalstörungen im Bereich der Jura-gesteine der Allgäudecke zwischen Lech und Schwannsee (Vilstalfenster). Erst im Schwarzenberg [H 2, 3] werden sie wieder seltener, dafür jede einzelne auffälliger, und in den Hierlatzkalken an seinem Nordfuß besonders gut sichtbar (Alpenrosenweg). Nur die Störung, die am Alpenrosenweg den Jura des Berzenkopfs [H 4] auf seiner Südsüdwestseite begrenzt, zeigt keinen reinen Diagonalcharakter. Es scheint, als ob hier an einer schon vorhandenen Störungsfläche zwischen Jurakalk und Hauptdolomit später noch Diagonalverschiebungsbewegungen stattgefunden haben.

Schon die nächste Umgebung von Füssen zeigt klar das relative Alter der nordweststreichenden Diagonalstörungen: sie verstellen alle Glieder des bereits fertig gefalteten Vilstaldeckensattels, müssen also jünger als die Deckenfaltung sein.

Alle nordweststreichenden Diagonalstörungen in den Bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach einzeln anzuführen, würde hier zu weit gehen, zumal sie in der Karte und in Tafel XVII leicht kenntlich sind. Hervorgehoben sei indes, daß sie nach S bis in den Nordflügel des Bennadeckensattels markant hineingreifen und dessen Wettersteinkalk in die einzelnen Bennaköpfe [I 8, 9] zerlegen. Auch hier zeigt sich wieder, daß die Raiblerschichten etwas anders auf denselben Bewegungsmechanismus reagieren: im Bereich der etwa vom Gipfel des Hohen Straußbergs [K 9] nach NW ziehenden großen Diagonalstörung reißen die Raiblerschichten nicht ab, sondern schmiegen sich blattflexurartig dem gebrochenen Wettersteinkalk-Nordfuß an (Fallzeichen). Weiter östlich betreffen die Diagonalblattverschiebungen sowohl den Südflügel des großen Muldenzuges wie den Wettersteinkalk der Hochplatte, immerhin zerschneiden auch Querstörungen anderer Art das vom Geiselstein nach O ziehende Oberrhätalkband. Sogar ins Hauptdolomitgebiet des Südens greifen einige echte nordweststreichende Diagonalstörungen mit nördlich vorgesetztem Westflügel hinein, so am Kuchelbergkopf [K 19] und nordöstlich der Kieneckspitz [I 25]. Noch weiter südlich konnten sie einwandfrei nicht nachgewiesen werden.

Dagegen beherrschen sie vor allem den Nordflügel des großen Muldenzuges, die Nordrandzone der Lechtaldecke, und versetzen natürlich auch die Teilmulden mit, z. B. im Bockstall [G 12]. An einigen von ihnen konnte im Hierlatzkalk flach (bis 30°) nordwestlich fallende Striemung beobachtet werden. Im Ammergebirgshauptkamm sind wir zwischen Brunnenkopfmulde und Kälberalpdeckensattel bereits oben (siehe S. 168) einigen dieser Störungen begegnet, sie begrenzen dort das Westende des Kälberalpfensters [E 19]. Im Labergebirge finden wir sie immer noch bis zum Murnauer Moos. Auch hier zeigt sich gelegentlich ihr Blattcharakter deutlich an der horizontalen Strie-

mung, am schönsten in dem neuerdings geschaffenen Aufschluß an der Straße Ettal—Oberammergau westlich „Lichtenstätt“ [G 30, 31]. Hier ist das Cenoman völlig durchsetzt von steil stehenden, N 30—40° W streichenden Störungen mit horizontalen oder 20° nach NW fallenden Rutschstreifen. Weiter nördlich, im Hauptdolomit südlich der Kapellenwand [F 30], zeigt sich das gleiche. Den Südflügel der Labermulde durchsetzt eine solche Störung gleichfalls mit horizontalen Striemen in der Schlucht zwischen Laberwestgipfel und Schartenkopf (P. 1636, 1 [E 32]). Welches Ausmaß die Ammerstörungen noch erreichen können, zeigt das Kartenbild etwa zwischen Labergipfel [E 32] und Mandlköpfeln [E 33] oder am Höllkopf [E 34].

Von Neuschwanstein [H 6] bis zum Kartenostende ist ein weiteres Kriterium für das Alter unserer nordweststreichenden Diagonalstörungen zu gewinnen. Sie sind, wie wir schon sahen, jünger als die Deckenfaltung. Hier erweisen sie sich sogar als mindestens so jung wie Versteilung und Rücküberföhrung, denn auch invers nordfallende Schicht- und Störungsföächen sind noch durch sie verstellt, z. B. Dreisöulerkopfsüdseite [E 20], Feigenkopfnordfuß [E 15, 16].

Vom Westende unserer Karte bis in den Ammergebirgshauptkamm ist auf den ersten Blick die große Bedeutung der Nordwest-Diagonalstörungen zu erkennen. Nur das Gebiet vom Schönleitenschrofen-Bockstall und Fürstberg [G 10—F 14], also die Umgebung des Lobentals, zeigt sich kaum durch sie beeinflußt, das Generalstreichen fällt vielmehr hier mit dem Schichtstreichen zusammen. Wenn wir nun weiter im W die durch die Nordwest-Diagonalstörungen verursachten Blattverschiebungen im Geist wieder rückgängig machen, so erhalten wir ein Streichen aller Gebirgszonen, das geradlinig vom Lobentalgebiet in südwestlicher Richtung hinzieht. Falkensteinzug und Schwarzenberg geraten dann in die freigebliebene Südweststrecke unserer Karte. Dieses mit dem Schichtstreichen zusammenfallende südwestliche Streichen muß also das ursprüngliche sein, das sich nur ums Lobental, von Ammerstörungen fast unversehrt, erhalten hat. Aus diesem Streichen ergeben sich wichtige Rückschlüsse auf die Richtung des Druckes, der die Deckenfalten schuf.

Was für die Hohenschwangauer Berge gesagt wurde, gilt entsprechend auch für den Ammergebirgshauptkamm, zum mindesten für seinen Westteil, auch sein Generalstreichen muß vor Aufreißen der Diagonalstörungen mehr südwest-nordöstlich gewesen sein und wurde erst durch diese zu O—W-Streichen verfälscht.

Das Labergebirge zeigt ebenso wie das Lobentalgebiet ein Generalstreichen, das seinem gebogenen (siehe oben S. 182) Schichtstreichen einigermaßen parallel ist. Hier fehlen zwar die NW-streichenden Diagonalstörungen, die Ammerstörungen, nicht, sondern sind wohl entwickelt. Sie kreuzen sich aber hier mit einem anderen System von Diagonalblattverschiebungen, die NO streichen und deren Ostflügel nach N vorgesetzt ist. Das sind die schon oben (S. 144) kurz gestreiften Loisachstörungen. Innerhalb des Labergebirges ist es dem Zusammenwirken von NW-streichenden Ammer- und NO-streichenden Loisachstörungen zu verdanken, daß im großen ganzen am Generalstreichen wenig geändert wurde.

Die Ammerstörungen wirken sich also in der kalkalpinen Nordrandzone nicht ununterbrochen aus, und so tritt an Stelle der geschwungenen Kurve des Schichtstreichens das in Fig. 55 unten dargestellte Generalstreichen.

C. Loisachstörungen.

Die Loisachstörungen sind, wie schon gesagt (S. 144), ebenfalls Blattverschiebungen, ihre Striemung ist höchstens 20 bis 30° gegen die Horizontale geneigt. In den Profilen sind sie mit einem L gekennzeichnet. Ihnen allen ist gemeinsam, daß stets der östliche Flügel relativ nach N vorgesetzt ist.

Die Loisachstörungen haben eine andere Verbreitung als die NW-streichen der Ammerstörungen. Während jene auf die ganze Länge zwischen Lech und Loisach verteilt sind, sich aber im allgemeinen auf die nördlicheren Zonen der Kalkalpen beschränken, finden wir Loisachstörungen fast nur im Ostabschnitt des kartierten Gebiets. Dafür greifen sie aber auffallend weit nach S ins Gebirge hinein, durchqueren das Hauptdolomitgebiet des Südens und erreichen sogar die Kramermaße.

Gerade hier fallen sie besonders ins Auge, da ihre Wirksamkeit nicht von NW-streichenden Ammerstörungen wieder aufgehoben wird. Es kann so geradezu der Eindruck entstehen, als ob das Verschiebungsausmaß an den Loisachstörungen nach S, beziehungsweise SW immer größer wird.

Wohl am schönsten sind sie im Gießenbachtal und dem südlich anstoßenden Berggebiet, z. B. am Quellenweg [131, 32] im Westteil des Oberauer Sattels, zu studieren. Hier zerreißen sie das Band der Raiblerschichten im Kern dieses Sattels in eine Reihe einzelner Vorkommen und legen sein Generalstreichen in nordöstliche Richtung um.

Auf zwei der wichtigsten Loisachstörungen muß etwas näher eingegangen werden, es handelt sich um die Herrentischstörung und die Neuweid-Schafkopfstörung, die oben S. 146 f. bereits kurz gestreift wurden. Die Herrentischstörung läßt sich aus dem Gießenbachtal, wo sie eine energische Verstellung der Raiblerschichten zur Folge hat [K 29], an die Nordgrenze des Lahnenwieszuges verfolgen, die sie, in WSW-Richtung einlenkend, zwischen Plattenkalk und Hauptdolomit eine Strecke weit bilden hilft. Hier ist sie in der kleinen Schlucht südlich des Herrentisches [L 28] in zirka 1500 m trefflich aufgeschlossen: flach N-fallender Hauptdolomit durch eine Quetsch- und Mylonitzone von steil NO-fallendem Plattenkalk getrennt. Dann biegt sie in SSW-Richtung auf die Pfliegeralm hin ab.

Die Schafkopfstörung läuft ihr östlich parallel und zeigt das gleiche vorübergehende Einschwenken in die Plattenkalk-Hauptdolomitgrenze, den Nordrand des Lahnenwieszuges. Die besten Aufschlüsse liegen hart östlich und südlich vom Schafkopfgipfel [K 31]. Ihre Fortsetzung findet sie mit größter

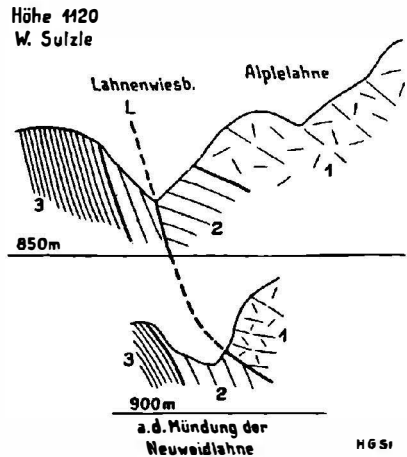


Fig. 56.

Die Neuweidstörung in der Schlucht des mittleren Lahnenwiesgrabens. 1:13.333.

Oben: Profil von dem Bergvorsprung westlich Sulze (1120 m) in N 20° O durch die Lahnenwieschluft in 965 m, 60 m östlich ihres nördlichsten Punktes zur Alpelehne in 1125 m.

Unten: Profil vom Lahnenwiesweg in 1110 m, 250 m ost-südöstlich P. 1094 in N 25° W über die Mündung der Neuweidlahne zum Kamm zwischen Neuweid und Alpelehne in 1225 m.

Kramermaße (rechts) in der Neuweidstörung gegen die NO-streichende Scholle (links) absetzend.

1 Hauptdolomit 2 Plattenkalk 3 Kössenerschichten

Wahrscheinlichkeit in der klar und gut aufgeschlossenen Neuweidstörung am Kramernordfuß, die schon oben (S. 143) als verwirrendes Element erwähnt wurde (Prof. 9). Hier verstellt sie zunächst Stücke der Lahnenwieszone unter gleichzeitigem Mitschleppen des Plattenkalkstreifens ihres Nordwestflügels und läuft weiter im SW an der Grenze zwischen Kramer- und Lahnenwieszone, dann zwischen Kramer- und Hirschbühelschuppe entlang, indem sie gleichzeitig den Asphaltchieferzug des Kramers scharf zurücksetzt. Hier kann es wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß die Neuweidstörung sich auf längere Erstreckung der bereits vorhandenen älteren Überschiebungsf lächen bedient und sie umgestaltet hat, zeigt sie hier doch ein deutliches, wenn auch steiles (60°) Südostfallen (Fig. 56).

Im Labermassiv kann man den Mechanismus der Loisachstörungen am besten an der neucrdings verbreiterten Straße von Ettal nach Oberau von P. 853 bis zum Beginn der Raibler Kalkc [H 33] studieren. Im Westteil sind die Sfallenden Hauptdolomitbänke nur wenig gestört, doch tritt auch hier schon ein Harnisch in $N 60^\circ O$ mit horizontaler Striemung auf. Von kurz westlich dem Mauergraben an bis zu dem Brunnen nördlich Untermberg folgen einander fünf größere Zerrüttungszonen, die zum Teil Mylonit führen, zum Teil (namentlich 3. und 4. Zone, nordwestlich und nordöstlich P 695) auch durch schöne, $N 45^\circ O$ streichende Bewegungsf lächen ausgezeichnet sind. In der 5. Zone streichen die Flächen $N 30^\circ O$. Zweifellos handelt es sich dabei um dasselbe Kluftsystem wie im Gießenbachtal. Die größte Störung, durch die Quelle bezeichnet, dürfte den Sfallenden Hauptdolomit von den Nfallenden Raiblerschichten trennen.

Andere Beispiele von Loisachstörungen im Lober finden sich nördlich vom Holzkopf [E 34] und im Plattenkalkzug nordöstlich des Kleinen Lober [E 33, 36]. Im Gebiet des Höhenbergs [F 35, 36] zerreißen sie mehrfach das Kalkband im oberen Hauptdolomit und sind die Ursache der „Wand“ hart westlich P. 957. Im Tiefental [F 33] ist am Wasserfall eine Loisachstörung zwischen Lias und Cenoman trefflich aufgeschlossen. Ihre Fortsetzung bildet, mit horizontaler Striemung, die Nordwestwand des Ettaler Mannld [E 33].

Nach W zu nimmt ihre Bedeutung ab, doch hat ein letztes Glied dieser Störungsgruppe morphologisch eine große Rolle gespielt. Es läuft nämlich, mit $N 25^\circ O$ Streichen, durchs Ammerquertal zwischen Tödtenbühel und Schaffelberg und weiter am Ostrand des Schinderbühels entlang [D, E 30] und verstellt hier sämtliche tektonische Elemente. Wahrscheinlich war diese Störung maßgebend an der Fixierung des Ammerdurchbruchs gerade an dieser Stelle beteiligt.

Einige Worte seien noch über eine NO -streichende Diagonalblattverschiebung gesagt, die östlich vom Lobental [D 13] als isoliertes Beispiel für den Loisachstörungsmechanismus Allgäudeckengesteine und Flyschgrenze des Ammergebirges zirka 0,5 km nach N vorsetzt. Ihre Bedeutung für den ganzen Gebirgsbau (z. B. BÖSE 1894 a, S. 45) ist jedoch bisher stets überschätzt worden: schon die Nordrandzone der Lechtaldecke steht nicht mehr unter ihrem Einfluß.

Es ist leider nicht gelungen zu ermitteln, ob das System der Ammerstörungen oder das der Loisachstörungen das ältere ist. Ja es besteht durchaus die Möglichkeit, daß beide Störungssysteme gleich jung sind. Auch regionale Betrachtungen können darüber keinen Aufschluß geben, denn beide Störungssysteme stehen in auffälliger Beziehung zum Molassesüdrand. Besonders

drängt sich das für die Loischstörungen auf, denn sie bilden, gemeinsam mit den bekannten Kesselbergstörungen, jenen großartigen Vorstaffelungsmechanismus der Nordalpen in der Umgebung des Murnauer Moores, der räumlich mit dem Ostende der Murnauer Molasse mulde zusammenfällt. TROLL hat ihn 1926 zuletzt zusammenfassend beschrieben und in seiner Karte, Tafel I, dargestellt. Die Loischstörungen unseres Kartengebietes stützen und vervollständigen das Störungssystem nach W zu.

Dem tektonischen Schlußkapitel muß es vorbehalten bleiben, nach den großen zeitlichen und räumlichen, vielleicht sogar kausalen Zusammenhängen zu fragen, in die sich unsere Diagonalstörungen einfügen.

D. Untergeordnete und ungeordnete Querstörungen.

Für all die zahlreichen anderen Querstörungen, die bis zu untergeordneten Harnischen hinab jede tektonisch komplizierte Gegend aufweist, nach Ursache oder auch nur nach Gesetzmäßigkeit zu fragen, ist aussichtslos. Denn sie können den verschiedensten tektonischen Bewegungen ihre Entstehung verdanken, und wir wissen meist nicht einmal, ob sie überhaupt heute noch ihre ursprüngliche Lage unverändert einnehmen. Soweit es der Maßstab der Karte zuläßt, sind sie in diese eingetragen, immerhin sollen einige auffälligere auch hier kurz hervorgehoben werden.

Im Westabschnitt vor allem finden sich gelegentlich Blattverschiebungen, an denen der Ostflügel nach N vorgesetzt ist, z. B. beobachten wir eine solche N 10° W-streichend auf der Ostseite der Pöllatschlucht gegenüber von Neuschwanstein [H 6] (siehe oben Fig. 51, S. 171). Ein ähnlicher Mechanismus scheint auch bei der Blattflexur vorzuliegen, die östlich des Thorkopfs [G, H 7] durchläuft (siehe oben S. 170).

Querstörungen mit vertikaler Komponente, also eher Querverwerfungen, treten gelegentlich auf: am Westende der zweiten Cenomanmulde des Tegelberggebiets (von S gerechnet) [H 7], nördlich vom Schlüssel [H 14], im Fürstberg am Ostende der Branderschrofenmulde (siehe oben S. 159) [E, F 14].

Im ganzen treten Querverwerfungen außerordentlich stark zurück gegenüber den Quer- und Diagonalstörungen von Blattverschiebungscharakter. Senkrechte Strömung kommt im Labergebiet vereinzelt, über 45° geneigte etwas häufiger vor, meist allerdings auf Flächen, die sehr spitzwinklig zu den Schichten streichen. (So mehrfach in der Umgebung des unteren Loberlaintals [E 36]). Genau quer (N—S bis N 20° W) streichende, saigere Klüfte treten häufig auf, zeigen aber meist weder deutliche Harnische oder gar Rutschstreifen, noch eine an den lithologischen Grenzen erkennbare Förderweite. Es scheint sich also bei ihnen um eine reine Druckwirkung („Q-Klüftung“), nicht um einen Bewegungsmechanismus zu handeln. Nur ausnahmsweise findet man auf solchen Flächen nachweisbare Bewegungsstriemen, so südlich vom Gießenbach, gegenüber Holzstube [I 32], mit 40° S-Fallen. Vertikale Verstellung der Schichten in geringem Ausmaß ist z. B. an einer kleinen N—S-Störung im flach lagernden Plattenkalk der mittleren Lahnenwiesschlucht nahe der Mündung der Alplelahne [M 29] sowie an einer N 10° O streichenden Kluft an der Straße Ettal-Oberau östlich P. 853 [H 32] zu beobachten.

In der Nachbarschaft größerer Bewegungsflächen, Deckenbahnen und Schuppenflächen häufen sich naturgemäß Harnische und kleine Verschiebungs- klüfte, die ein so enges Netz bilden können, daß sich der Charakter der angrenzenden Gesteine bis zur Unkenntlichkeit verändert. Jedem Alpen-

geologen sind die Dolomitmylonite bekannt, die so entstehen können. Der Hauptdolomit ist dann oft nur noch an kleinen, braunen Bröckchen zu erkennen, die in weißlicher Grundmasse schwimmen.

Eine auffällige Wandlung pflegt der massige, so gut wie ungeschichtete, rote, dichte Jurakalk an wichtigen Überschiebungsf lächen durchzumachen: bis auf mehrere Meter Mächtigkeit verwandelt er sich in einen roten Flaserkalk, der an die roten Aptychenschichten der Juramergelfazies erinnert. Pr ächtig ist das u. a. am Nordhang des Säulings am Hierlatzkalk der Unteren Vilsedercke zu beobachten [K 6]. In etwas größerer Entfernung von der Hauptstörungsfläche, an seiner Transgressionsgrenze gegen den unterlagernden Hauptdolomit, ist die massige Struktur dieses Hierlatzkalkes zwar erhalten geblieben, immerhin zeigt sich noch ein lockeres Netz von Bewegungsflächen, durch das auch der Transgressionskontakt ein wenig umgestaltet wurde (Fig. 57) aus

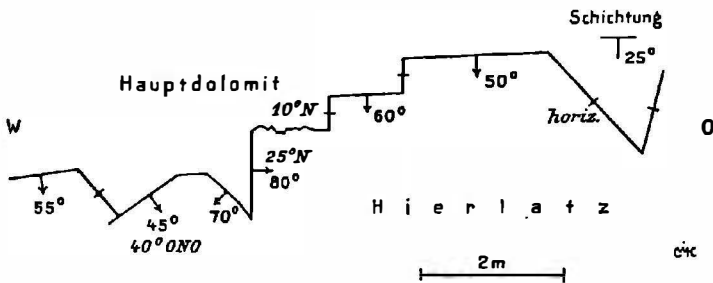


Fig. 57. Harnische an der Grenze Hauptdolomit-Hierlatzkalk (im Grundriß gezeichnet). Nordfuß des Säulings bei P. 1296.

Steile Schrift: Einfallen der Harnischflächen.

Schräge Schrift: Einfallen der Striemung.

nächster Nähe des P. 1296 [K 6]). Dabei hat wohl auch die Materialverschiedenheit zwischen Hauptdolomit und Hierlatzkalk hineingespielt.

Gleichfalls auf Materialverschiedenheit beruhen die Störungen, die die isolierten Oberrhätalkklötze im Südflügel der Labermulde gegen den umgebenden Hauptdolomit, meist unter Ausquetschung der Kössenschichten, begrenzen. Am Westende des westlichen von ihnen [F 30, 31] ist die Begrenzungsfläche als Rutschfläche mit N 65° W-Streichen und 65° N-Fallen aufgeschlossen. Sie paßt sich damit dem präliassisch vorgebildeten Westende des Kalkblocks an (vgl. S. 164).

Die unzähligen, durch solche Materialverschiedenheiten ausgelösten Bewegungsflächen kleinen und kleinsten Ausmaßes wurden natürlich nicht als Störungen eingetragen. Gern liegen sie z. B. zwischen Cenomankonglomeraten und Mergeln.

Nicht in die Karte eintragen ließen sich auch die steil NNW-fallenden Plattenschüsse auf der Nordwestseite der Krähe [I 11], die den dort flach S-fallenden Wettersteinkalk zerschneiden. Bei ihnen könnte man an die 45° N-fallenden Schuppen denken, die OSSWALD 1925 (S. 141, Skizze Tafel II, Fig. 11 a) aus dem Oberrhätalk des Plankensteins beschreibt.

Schon oben (S. 161) wurde eine in Prof. 23 sichtbare, anscheinend recht flache Scherfläche im Oberrhätalk des Geiselsteins aufgeführt (Fig. 40, S. 161). Es scheint, als ob solche deckelkluftartige untergeordnete Bewegungsflächen, die steil stehende Schichten flach durchschneiden, in versteilten Zonen der

Alpen häufiger sind, als man bisher annahm, allerdings nur selten gut aufgeschlossen.

Endlich sei noch in Erwägung gezogen, ob und wo wir echte OW-streichende und in der gleichen Richtung benutzte Bewegungsflächen vorfinden, da sie einst große theoretische Bedeutung besaßen. Alle vertikalen, OW-streichenden tektonischen Flächen, die als versteilte Decken- und Schuppenbahnen erkannt wurden, gehören natürlich nicht hierher. Wohl kommen unter den in allen möglichen Himmelsrichtungen streichenden Harnischen einer Mylonitzone gelegentlich auch OW-streichende und sogar horizontal gestriemte als untergeordnete Ausweicherscheinungen vor. Sie finden sich z. B. im Steinbruch im Wettersteinkalk des Schaffelbergs [E 30] und in dem Plattenkalkzug, der nordwestlich vom Sulzle in den Brünstgraben hinüberzieht [L, M 29]. Aber regionale Bedeutung kann man keiner von ihnen zuweisen. Der Harnisch an der „Südwand des Säulings östlich von Reutte“, von dem AMPFERER 1911 (S. 704, S. 174 d. Sep.) berichtet und den F. F. HAHN 1914 b (S. 141) übernimmt, muß gar auf einen Beobachtungsfehler zurückgehen. Der riesige, horizontal gestriemte Harnisch streicht vielmehr N 30° O (korr.) und fügt sich dem Schaufelflächenmechanismus der Säulinggipfelschuppe (siehe oben S. 155) ein.

E. Das Streichen im Flysch.

Zum Schluß erscheint es angebracht, auf eine Erscheinung hinzuweisen, die zwar noch nicht erklärt ist, aber vielleicht einmal prinzipielle Bedeutung gewinnen kann. Die Falten innerhalb der Flyschzone, die oben (S. 180 f.) beschrieben wurden, zeigen im ganzen kartierten Gebiet einen Verlauf, der mit dem Streichen der Flyschsüdgrenze und der kalkalpinen tektonischen Elemente nicht in Einklang steht.

Ganz im O, am Murnauer Moos, streicht der Flysch durchwegs WNW, und so entfernt sich die Zementmergelmuldenzone des Aufackers allmählich nach NW vom Flyschsüdrand, daran ändern auch einige Loisachstörungen auf die Dauer nichts. Vielmehr schiebt sich östlich Oberammergau, südlich der Aufackermulde, jene Sandsteinzone ein, die westlich des Ammertals bis zum Roßkopf in allem Anschein nach normalen, flach N-fallenden Transgressionsverband mit den Unterkreidgesteinen der Allgäudecke tritt. Aber auch dieser Sandsteinzug verliert weiter westlich den Zusammenhang mit den Jura-Unterkreidgesteinen der Allgäudecke und wird dabei von Ammerstörungen nach N vorgestaffelt, von denen allerdings nur eine kartographisch genau festzulegen war. Dafür treten die Zementmergel der Schwangauer Flyschmulde und die Höllensandsteine ein, für die die zurückschwenkenden Kalkalpen Platz machen helfen. Trotzdem ist der Flyschsüdrand hier ein tektonischer Kontakt. Schließlich, im Gebiet der Füssener Bucht, greift eine so auffällige Divergenz zwischen Schichtstreichen des Zementmergelflyschs und Flyschsüdgrenze Platz, daß sie auch ohne durchziehende Flyschsandsteinzüge ins Auge springt (siehe oben S. 181). Zurückblickend sehen wir also Sättel und Mulden der Flyschzone in südöstlicher bis ost-südöstlicher Richtung auf den Kalkalpenrand zustrichen.

Das eigenartige Streichen der Flyschfalten stellt indes nur ein Spiegelbild der kalkalpinen Strukturen dar: auch deren tektonische Elemente ziehen nicht alle ununterbrochen durch. Nicht nur der Falkensteinzug fällt ja nach O aus, sondern auch der freie Streif der Allgäudecke verschmälert sich auf ein

Minimum und alle südlicheren Zonen, Bennadeckensattel, Ammerwalder Muldenzone und Hauptdolomitgebiet des Südens, weisen nach NO. Die Flyschgrenze ist es, auf die die Falten der Kalkalpen ebenso wie die der Flyschzone nach O konvergierend zustreben.

Deutung.

Im folgenden wird eine Reihe von Gesichtspunkten tektonischer Art zusammengestellt, die am vorstehend behandelten Teilgebiet der Nordalpen teils wiedergefunden, teils neu gewonnen werden konnten. Dabei sind wir uns naturgemäß von vornherein bewußt, daß ganz allgemeingültige tektonische Lehren nicht einmal in einem ganzen Gebirge, geschweige denn in einem Ausschnitt daraus gewonnen oder bewiesen werden können. Vielmehr handelt es sich darum, den Baustil unseres Gebietes auf seine Geschlossenheit hin zu prüfen, zu ermitteln, wie er sich in den großen Rahmen des alpinen Kettengebirges einfügt, und ob und wie weit er prinzipielle Geltung besitzt.

Eine erschöpfende Aufführung der umfangreichen, über Tektonik, speziell Tektonik von Kettengebirgen bereits vorliegenden Literatur verbietet sich dabei, sie wäre Aufgabe einer Monographie über allgemeine Tektonik, würde aber den Rahmen unserer regional begrenzten Untersuchung sprengen.

I. Deckenbildung und Bewegung.

Bis vor kurzem noch am stärksten umstritten war der Aufbau der nördlichen Kalkalpen aus tektonisch übereinander gelagerten Decken. Auch in unserem Gebiet hat sich indessen der in der westlichen Nachbarschaft schon lange durch AMPFERER 1911, F. F. HAHN 1911, 1914 b und viele andere in hervorragender Klarheit nachgewiesene Deckenbau zwanglos bestätigt. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß z. B. für die Vilseralpen kleine Korrekturen im Verlauf der Grenze zwischen den Teildecken der Lechtaldecke als wünschenswert erkannt wurden (siehe oben S. 172).

Deckenbewegungen stellen die extremste Form von Tangentialbewegungen der Erdkruste dar und sind charakteristisch für alle Stockwerke gewisser Kettengebirge. Dementsprechend sind sie wohl das wirksamste Mittel zur Erzielung der bei der Kettengebirgsbildung angestrebten Raumverschmälerung. Eine gewisse Sonderstellung nehmen dabei die Decken ein, deren Bewegung oberflächennah, ohne Belastung durch höhere tektonische Elemente, erfolgte. Gerade mit solchen Decken haben wir es zu tun. Bewiesen wird die dauernde Oberflächennähe dadurch, daß die Gesteine unserer Decken keine durchgehende Metamorphose aufweisen. Vielmehr ist sogar eine gewisse Flaserung, wie sie z. B. die Juragesteine der Allgäu- und der Unteren Vilsalpen zuweilen zeigen, stets auf wenige Meter in unmittelbarer Nähe der großen Überschiebungsbahnen beschränkt (siehe S. 44, 174, 188). Auch ausgesprochene Transversalschieferung kommt in den Fleckenmergeln der Allgäu- und der Unteren Vilsalpen gelegentlich vor, jedoch nur sehr nahe unter der heutigen Stirn der Lechtaldecke. In dieser selbst zeigen auch tonreiche Jura- und Oberkreideschichten i. a. weder Flaserung noch Schieferung. Die Oberkreidemergel des großen Muldenzugs insbesondere zerfallen in plumpe, nur entfernt parallel begrenzte Platten von schmalrhombischem Querschnitt. Sie müssen während der Gebirgsbildung unmittelbar oberflächennahe

gelegen haben. Erst dicht unter der Decke des Kramers zeigen die Gesteine der Lechtaldecke wieder stärkere Beanspruchung (siehe oben S. 145).

Unsere Decken unterscheiden sich also grundsätzlich schon von denjenigen kalkalpinen Decken, die AMPFERERs Walzstockwerk aufbauen. Liegende Falten, Roll- und Tauchfalten, wie sie AMPFERER etwa aus den Lechtaler Alpen oder wie sie WÄHNER 1903 so schön vom Sonnwendjochgebirge beschrieben hat, fehlen unserem Teil der Kalkalpen vollständig. Wohl könnte man sie in der tiefsten unserer Decken, in der Allgäudecke, zum mindesten in den Fenstern erwarten, aber dort sind heute in den dünnenschichtigen, stets faltungsfreudigen Gesteinen keine Erscheinungen zu beobachten, die mit Sicherheit auf die Deckenbewegung als solche zurückzuführen wären. Die gegenwärtige Kleintektonik der Allgäudecke ist vielmehr in der Hauptsache erst später bei der Deckenfaltung (siehe unten, II) entstanden.

Oberflächennahe Decken können naturgemäß nicht durch Überfaltung entstanden, sondern müssen Abspaltungsdecken sein, denn ohne Belastung besitzen die bewegten Gesteine nicht den zur Ausbildung liegender Faltung erforderlichen mechanischen Zusammenhalt. In der Tat fanden sich zwischen unseren Decken nirgends Gesteinskomplexe, die man als Mittelschenkel hätte deuten können. Wohl konnten wir im Nordrand der Kramer-masse (siehe oben S. 142) ein Beispiel für Stirneinrollung feststellen, aber gerade diese Erscheinung findet sich nur bei oberflächennahen Abspaltungsdecken und ist grundsätzlich zu unterscheiden von den Stirnübergängen liegender Falten. AMPFERER hat das 1914 in den westlicheren Teilen der Lechtaldecke klassisch nachgewiesen.

Der Bewegungsmechanismus oberflächennaher Decken schien von jeher der Vorstellung unüberwindliche Schwierigkeiten zu bieten. Als schärfster Einwand gegen Deckenüberschiebungen wurde hervorgehoben, daß bei der geringen Druckfestigkeit und der im Verhältnis zur Fläche geringen Mächtigkeit das Schieben einer oberflächennahen Decke eine Unmöglichkeit sei. Andererseits erwies die geologische Beobachtung immer zwingender das Vorhandensein auch oberflächennaher Decken und brachte so die Alpengeologen in innere Konflikte. ALBERT HEIM beschreibt zwar den in klassischen Aufschlüssen sichtbaren Deckenbau der helvetischen Schweizer Alpen, verzichtet aber vorläufig auf eine physikalisch befriedigende Entstehungsart. Auch v. BUBNOFF ergibt sich noch 1921 in den Widerspruch zwischen dem Tatsachenmaterial und der „schroffen geophysikalischen Unmöglichkeit“ des Deckenschubes bei Oberflächendecken.

Der Ausweg aus den Widersprüchen findet sich, sobald man bei Überschiebung, Schubmasse, Deckenschub nicht mehr ausschließlich an Schieben denkt. Man kommt neuerdings vielmehr immer allgemeiner dazu, die Schwerkraft bei der Erklärung oberflächennaher Decken mit heranzuziehen (WALTER SCHMIDT, AMPFERER u. a.). KOCKEL hat das 1926 für die Hochschwängauer Berge, RICHTER 1930 für die ganzen Kalkalpen nördlich vom Engadiner Fenster und Tauernfenster getan. Stets sehen wir nämlich, wie die Decken sich in Richtung auf ein damals orographisch tief liegendes, in Senkung begriffenes Gebiet hin bewegt haben. Immer wieder können wir beobachten, daß die Deckenbewegung von emporsteigenden inneren Zonen des Gebirges der sinkenden Randsenke zustrebt, daß sie also dem tektonischen Gefälle folgt. Die Deckenbewegung wäre also als ein durch tangentialen Druck wohl ausgelöstes und geförderttes, aber durch die

anziehende Wirkung der Randsenke in Gang gehaltenes Gleiten aufzufassen.¹⁾

Da unsere Decken ihre Bewegung an der Oberfläche ohne Belastung ausführten, muß man sogar ein äußerst langsames, geologische Zeiten währendes Gleiten annehmen, denn bei höherer Geschwindigkeit wäre eine bergsturzartige Lösung aller Verbände eingetreten. Keinesfalls darf man den meist allein aus dem Alter der jüngsten noch überschobenen Ablagerung erkennbaren Zeitpunkt der Deckenankunft mit dem Zeitraum der Deckenbewegung verwechseln. Im Verlauf der uns zu Gebote stehenden bedeutenden Zeitspannen konnten unsere Decken auch bei sehr geringem Neigungswinkel die nachgewiesenen großen Entfernungen zurücklegen. Für die Lechtaldecke z. B. beträgt bei Annahme südnördlicher Bewegungsrichtung die Mindestförderweite, vom Fenster von Hinterhornbach zum Falkensteinzug gemessen, 225 km, bei Annahme SO—NW-gerichteter Bewegung von Hinterhornbach bis zum Hirschberg bei Hindelang 20 km. Das sind äußerste Mindestwerte, denn es ist weder die Teildeckenbildung noch die Verkürzung durch Deckenfaltung und -schuppung berücksichtigt. Daß bei diesen aus Sedimentgesteinen bestehenden Decken die Schmiermittelwirkung bestimmter Gleithorizonte der Trias fördernd hinzutrat, ist bekannt. In unserem Arbeitsgebiet übernehmen die Partnachmergel und die gipsführenden Raiblerschichten diese Rolle.

In besonderen Fällen kann es wohl auch zu vollständiger Loslösung der Decke von der Heimat kommen, dann wandert sie, auf allen Seiten von Schichtköpfen begrenzt, auf eigene Faust der Randsenke zu. Hinter sich wird sie weite unbedeckte Gebiete lassen, die man als Fenster wird ansprechen müssen, es handelt sich aber dann nicht um Erosionsfenster in einer Riesendecke, sondern um Defekte, für die wir den Namen Reißfenster vorschlagen möchten. Derart losgerissene, obendrein erosiv noch verkleinerte Decken wird man im Einklang mit WALTER SCHMIDT am ehesten in den Schweizer Klippen sehen oder ein Reißfenster mit M. RICHTER im Unterengadin. Aber auch für die Ostalpen vermutete AMPFERER 1922, 1924 a Entsprechendes. Er nahm nämlich an, daß nahe am Alpennordrand in Gestalt der Vilserdecken losgerissene, weit hinausgeglittene, südlich der heutigen Kalkalpengrenze einst beheimatete „Ultradecken“ Reste sich erhalten haben.

Durch unsere Spezialaufnahme hat sich jedoch herausgestellt, daß AMPFERERs an und für sich bestehende Arbeitshypothese nicht zutrifft. Die beiden Vilserdecken sind vielmehr normale, der Raumverkürzung dienende Decken, Teildecken der Lechtaldecke. Sie lassen sich von deren südlicheren Teilen überhaupt nicht abgrenzen, gehen in diese über und fügen sich auch faziell zwanglos am Lechtaldeckennordrand ein.

Eher kann man schon die Kramermasse als Teil einer Ultradecke, nämlich der Inntaldecke, auffassen. Sie hat aber bei uns den Kalkalpennordrand keineswegs erreicht. Daß ihr heutiger Rand in der Hauptsache mit ihrer ursprünglichen Stirn zusammenfällt, ergibt sich aus der deutlich erhaltenen Stirneinrollung und daraus, daß nördlich vom Kramer in der Lechtaldecke nirgends Spuren einer Walztektonik erkennbar sind.

¹ Dabei ergeben sich Berührungspunkte mit der allerdings stark schematisierenden „Gleitungstheorie“ REYERs, die im Zeitalter der reinen Kontraktionstheorie fast völlig in Vergessenheit geraten ist.

Die Stirn der Lechtaldecke zeigt eine weitere Gesetzmäßigkeit: ihre stratigraphisch-paläogeographische Untersuchung ergibt nämlich, daß die Abspaltung der Decke am Nordhang einer schon seit dem Lias deutlich erkennbaren Schwelle erfolgte.

Bemerkenswerterweise ist auch die nördlichere Hauptüberschiebung der Kalkalpen, die Basis der Allgäudecke mit der Flyschzone, durch einen durch das ganze Mesozoikum erkennbaren Rücken vorgezeichnet. Es ist jene vielfach benannte, auch aus alten Gesteinen bestehende Schwellenzone, die einst den helvetisch-penninischen vom ostalpinen Meeresraum trennte (rumunischer Rücken, unterostalpine Inselkranzgebirge, oberostalpine Geantiklinale, südvindelizische Schwelle). RICHTER nennt sie jetzt (1930) *ostalpine Geantiklinale*, und wir wollen hier ebenfalls diesen Namen verwenden. Die Kalkalpen, speziell die tiefste der oberostalpinen Decken, die Allgäudecke, spalten sich im Bereich dieses Rückens ab und begraben ihn unter sich. Dabei werden Gesteinsfetzen mitgeschleppt, die für den Nordabfall der Schwelle charakteristisch zu sein scheinen: Sedimente und basische Eruptiva, die die Aroser Schuppenzone auszeichnen und die sich nach O bis gegen die Salzach verfolgen lassen. Die Deckenbewegung wird möglicherweise begünstigt dadurch, daß die ostalpine Geantiklinale in die sinkende Tendenz der Randsenke zeitweise hineingezogen wurde (siehe unten S. 218).

So sehen wir die beiden wichtigsten Decken unseres Arbeitsgebiets von Schwellenzonen ihren Ausgang nehmen, STAUB würde sagen: Deckenstirnen gehen aus Geantiklinalen hervor.

Bei den paläogeographischen Untersuchungen stellte sich ferner in der heutigen Lechtaldecke eine präcenomane Tektonik heraus, die älter ist als die Deckenbewegung. Es handelt sich um schwache Faltung, aber auch um Störungen bedeutenderen Ausmaßes. Man könnte zwar meinen, daß eine schwach gefaltete und gestörte Sedimentserie zur Deckenbewegung unfähig geworden sei, der Augenschein beweist aber das Gegenteil. Trotz der aus ihrer unebenen Unterfläche sich ergebenden Schwierigkeiten hat sich die Lechtaldecke nach dem Cenoman als Decke bewegt, als Folge ihrer präcenomanen Gefaltetheit beobachten wir nur Abwetzungen an ihrer Basis. Diese Abwetzungen liegen charakteristischerweise gerade unter dem großen Muldenzug, wo wir sie im Westabschnitt (Prof. 26 bis 30) beobachten können. Der Wettersteinkalk der Oberen Vilserdecke fehlt hier, denn er ist im S zurückgehalten worden, und an Stelle der Partnachsichten treten die Raiblerschichten als Basalgleithorizont. In den benachbarten Vilseralpen, am Rand des Tannheimer Fensters, finden wir sogar Teile dieses zurückgebliebenen Wettersteinkalks als Teildecke unter den Tannheimer Bergen weiter im S wieder. Bei uns wird man die Anhäufung von Wettersteinkalk in beiden Flügeln des Bannadeckensattels unter der Basis der Oberen Vilserdecke (Prof. 27) wohl ebenso deuten können.

Basalabwetzung ist bei weitem nicht die einzige Möglichkeit von Teildeckenbildung, die wir in den Bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach beobachten können. Von Interesse ist des weiteren die Abspaltung der Unteren Vilserdecke von der Oberen und ihre Überfahung durch diese ursprünglich südlicheren Teile der Lechtaldecke. Denn, wie oben (S. 154) schon gestreift wurde, kennen wir von der Unteren Vilserdecke nicht nur den Nordrand und die Art ihres Auskeilens im Streichen, sondern auch ein Stück vom Südrand. Im Bennafenster, in der Bleckenau, läßt sich er-

kennen, wie dieser unregelmäßig ausgefranst verläuft. Er paßt faziell ausgezeichnet an den Nordrand der Oberen Vilserdecke (Jura in Kalkfazies, Oberrhätalk).)

Die Größe dieser Teildecke der Lechtaldecke ist also exakt zu ermitteln. Von W nach O besitzt sie heute eine Mindestbreite von 23 km (vom Einstein Westende bis zur Niederstraußbergalpe [I 10]), von S nach N eine Länge von 3 km (vom Gelbwandschrofen [G 7] bis zur Bleckenau [K 7]), in den Vilseralpen beträgt diese Länge von Vils bis zur Tannheimer Hütte über 6 km. Man wird sie zu den größeren kalkalpinen Teildecken rechnen müssen.

Die Untere Vilserdecke gewährt noch einen weiteren wichtigen tektonischen Einblick. Nur wenn wir diese Teildeckenbildung zeitlich ganz früh ansetzen, kommen wir zu einer befriedigenden Erklärung aller Erscheinungen: die Schichtserie der Unteren Vilserdecke reicht bei uns nicht über den Malm hinauf, die in Allgäu- und Oberer Vilserdecke allgemein verbreitete obere Kreide fehlt ebenso wie die präenomanen Erosion. Die Annahme einer Überschiebung der Oberen auf die Untere Vilserdecke etwa in der mittleren Kreide wird diesem Tatbestand am besten gerecht. So wird die Untere Vilserdecke vor präenomaner Erosion ebenso behütet wie vor oberkretazischer Sedimentation. Dann muß aber während der ganzen weiteren Deckenbewegung die Untere Vilserdecke gemeinsam mit der Oberen gewandert sein, sie muß sie gegen Basisabwetzungen mit ihrem eigenen Leibe gedeckt haben. Und in der Tat sehen wir, daß die Untere Vilserdecke ihre tiefere Trias vollständig eingebüßt hat und meist mit Hauptdolomit beginnt, während die Obere Vilserdecke in ihren nördlichsten Randteilen (Falkensteinzug) eine auffallend tief, bis zum Muschelkalk hinabreichende Triasserie sich erhalten hat. Die Reibung am Untergrund hat schließlich die Untere Vilserdecke gänzlich festgehalten, so daß nur die Obere Vilserdecke den Kalkalpennordrand erreichen konnte.

Das Ende der Deckenbewegung dürfte im allgemeinen durch das Aufhören des erforderlichen tektonischen Gefälles verursacht sein und betrifft daher zunächst den Vorderrand der Decke. Dort kommt es dann zu Stauungserscheinungen, die sich ebenfalls in Teildeckenbildung äußern. Ohne erkennbare Grenze geht diese späte Teildeckenbildung an der Deckenstirn in die Entstehung von Stirnschuppen über, wobei unter Schuppen im Gegensatz zu Deckenbewegungsflächen verstanden seien, an denen aufwärtsgerichtete Überschiebung stattgefunden hat. Es ist also meist müßig, sich den Kopf darüber zu zerbrechen, ob an der Deckenstirn eine später schräg gestellte Teildecke oder eine Stirnschuppe vorliegt. Als Beispiel aus unserem Gebiet wären die Thorkopfschuppe (Prof. 24) der Oberen Vilserdecke, die Schuppen am Nordabfall des Ammergebirgshauptkamms (Jausen, Prof. 19 — Stuhl, Prof. 18) und des Labergebirges zu nennen. Werden bei der Stirnschuppung auch Teile der tieferen Decke mit emporgerissen, so entstehen Schuppenfenster. Besonders rein ist diese Erscheinung im östlichen Teil des Stuhls am Westende des Kälberalpfensters (siehe oben S. 168, Fig. 48) ausgebildet. Wie bereits im vorigen Abschnitt ausgeführt, ist die ursprüngliche Lage dieser Schuppenflächen nicht mehr erhalten, sondern durch Versteilung beeinflußt. Stirnschuppen gehören zu den verbreitetsten Erscheinungen in Deckenländern.

II. Deckenfaltung.

Ein unter diesen Begleiterscheinungen abgebremstes Deckensystem steht auch weiterhin unter dem Einfluß der Kräfte, die es schufen. Rückwärtige Teile werden noch Neigung zum Gleiten besitzen, der tangential Druck wirkt fort. Diesen Einflüssen muß nun aber auf andere Art und Weise nachgegeben werden. Das Deckensystem reagiert fortan wie ein ganz gewöhnliches Schichtsystem durch Faltung und deren Steigerungen. So entstehen Deckensättel und Deckenmulden. Diese recht naheliegenden Bezeichnungen scheinen das Bild am knappsten wiederzugeben (KOCKEL 1926).

Deckensättel und Deckenmulden sind maßgebend für das heutige Aussehen unseres Arbeitsgebiets, ja für das der ganzen nördlichen Kalkalpen (vgl. auch RICHTER 1929 a). Sie bestimmen Lage und Verlauf von Fenstern und Deckenresten, beziehungsweise Klippen. Die Erosion legt im Scheitel der Deckensättel mühelos Streifenfenster an, und wenn wir nach Deckenresten suchen, so müssen wir die Deckenmulden ins Auge fassen. Reine Erosionsfenster und -halbfenster finden sich mehr lokal und in kleinerem Maßstab, und bei genauerer Betrachtung zeigt sich auch bei ihnen oft, daß schwache Deckensattelung der Erosion die Fensterbildung zum mindesten erleichtert hat. Kurzum: in erster Linie die Deckenfaltung ermöglicht es, den Aufbau des Deckenlandes aus tektonisch einander überlagernden Serien zu erkennen.

Das gilt überhaupt für alle Deckengebiete aller Zeiten. Dabei ist es für die Fensterbildung gleichgültig, ob die Deckensättel in tiefen tektonischen Stockwerken schon während der Deckenbewegung entstehen oder ob sie, wie bei unseren oberflächennahen Decken, sich erst im Anschluß an das Deckengleiten gebildet haben. Ebenso gleichgültig ist es, ob die zu Fenstern geöffneten Deckensättel die geringere Größenordnung gewöhnlicher Schichtfalten (wie bei uns) oder die große Spannweite der Großsättel (wie etwa beim Aarmassiv) besitzen.

Der innige zeitliche und kausale Zusammenhang zwischen den letzten Gleitbewegungen der Decken und den ersten Deckenfaltungen geht gerade bei uns aus dem Beispiel des Kälberalpdeckensattels hervor. Dort ist, wie auf S. 165 ff. geschildert, die Lechtaldecke in zwei Teildecken, die Teufelstättkopf- und die Hennenkopfteildecke, gespalten. Dabei findet sich die Teufelstättteildecke nur im Nordflügel des Deckensattels, im Scheitel wird sie von der höheren, der Hennenkopfteildecke, überlagert. Hierfür dürfte es nur folgende Erklärung geben: Durch die beginnende Aufwölbung des Kälberalpdeckensattels, beziehungsweise die beginnende Einbiegung der Teufelstättdeckenmulde gerieten die nördlichsten Randteile der Lechtaldecke in einen „toten Winkel“, wo sie vor dem von S wirkenden Tangentialdruck geschützt waren. Die südlicheren Teile der Lechtaldecke dagegen, die heutige Hennenkopfteildecke, glitten noch ein Stück weiter vor. Es sind bisher für den Typus des Kälberalpdeckensattels noch kaum Parallelbeispiele gefunden worden, er dürfte indessen keine seltene Ausnahme darstellen. MAX RICHTER hat z. B. im Karwendel einen ganz analogen Bau ermittelt und 1929 a (S. 39 und 40) dargestellt.

Außerdem ist an der Entstehung des Kälberalpdeckensattels noch ein weiterer Umstand beteiligt. Schon in vorcenomaner Zeit, also längst vor Ankunft der Lechtaldecke, war gerade an dieser Stelle die Allgäudecke flach aufgesattelt (vgl. unten S. 219). Dieser präexistierende Sattel in der Allgäudecke

hat sich auch nach seiner Überföhrung durch die Lechtaldecke weiter behauptet: die Tektonik der tieferen Decke wird maßgebend für die Deckenfaltung.

Dieses Verhalten stellt innerhalb unseres Kartierungsgebietes eine ausgesprochene Ausnahme dar. Alle übrigen Deckensättel und Deckenmulden folgen bei uns den in den Schichten der Lechtaldecke angelegten flachen Falten, eine etwaige präcenomane Tektonik der Allgäudecke ist ohne jeden Einfluß. Wir sehen die Nordrandzone der Lechtaldecke, den großen Muldenzug, die Sattelzone an dessen Südseite, das Senkungsgebiet des Lahnenwieszuges sich weiter entwickeln. Und doch liegt zwischen der vorcenomanen Anlage etwa des großen Muldenzuges und seiner im Tertiär erfolgenden Eintiefung als Deckenmulde die ganze Lechtaldeckenreise. Ja, was noch erstaunlicher ist, die Mergelgesteine der Allgäudecke passen sich den ortsfremden kräftigeren Faltungstendenzen der Lechtaldecke willenlos an.

Im biographischen Abschnitt wird nochmals auseinander gesetzt werden, wie mit Hilfe der Cenomantransgression diese alten Faltenzüge erkannt werden konnten, hier beschäftigt uns mehr die mechanische Weiterentwicklung der Deckenfalten.

Die Falten tektonik wird immer verwickelter, die breit und flach angelegten Antiklinal- und Synklinalzüge gliedern sich in Bündel schmalerer, steilerer Teilsättel und Teilmulden. Das ist besonders schön im mittleren und östlichen Teil unseres Arbeitsgebietes am Beispiel des großen Muldenzuges und des Hauptdolomitgebietes des Südens zu beobachten. Die ganze Tektonik steht dabei zunächst noch im Zeichen nordgerichteten tektonischen Gefälles. Es entstehen Sättel mit steilem, ja überkipptem Nordflügel, flach fallendem Südflügel, ebenso nordüberkippte Mulden. Als Steigerung tritt Schuppung der Sattelsüdflügel hinzu. Dieses aus den Nordalpen durchaus geläufige Bild gewinnt dann besonderes Interesse, wenn es sich, wie in unserem Arbeitsgebiet, um Deckenfalten handelt.

Der Bennadeckensattel (Prof. 21 bis 28), dessen Struktur oben (S. 150 ff.) ausführlich geschildert wurde, und die südlich anschließende Ammerwalder Muldenzone (Prof. 16 bis 26) im Westabschnitt unseres Arbeitsgebietes können als Schulbeispiel für solche schiefe Deckenfalten dienen. Der Bennadeckensattel selbst (Prof. 21 bis 28) zeigt viele Eigenschaften, die allgemeinere Gültigkeit beanspruchen: Wir können an ihm zunächst einmal beobachten, daß er, im O scheinbar ein gewöhnlicher Schichtensattel, infolge westlichen Achsensteigens sich zum Streifenfenster, ja zum Doppelfenster entwickelt — das hat er indessen mit vielen anderen Deckensätteln gemein. Nur ein überkippter Deckensattel kann jedoch die Erscheinung der beginnenden Einwicklung, der Überlagerung der tektonisch höheren Oberen Vilserdecke durch die tektonisch tiefere Untere Vilserdecke so klar zeigen, wie der Bennadeckensattel nördlich vom Hohen Straußberg (Prof. 24). Für die Schuppung im Deckensattelsüdflügel ist der Säuling ein im wahren Sinne des Wortes hervorragendes Beispiel (Prof. 26). Er zeigt gleichzeitig, wie in Abhängigkeit vom Achsenfallen und -steigen des Deckensattels diese Schuppen listrischen Charakter annehmen können. Zwischen Pilgerschrofen und Alpeleskopf (Prof. 27) sehen wir die Schuppung auch den Deckensattelkern ergreifen, zerreißen und höchst komplizierte tektonische Bilder schaffen. Zur Erklärung solcher Profile wird man auch die Wirkung der Erosion heranziehen müssen. Sie dürfte, im obersten tektonischen Stockwerk, den

Deckensattel schon während seiner Auffaltung benagt, seine Struktur geschwächt und die Schuppenbildung, das Hinaufgleiten von Schichtköpfen, außerordentlich begünstigt haben.

Die östlicheren Sattелеlemente der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach sind nicht zu Streifenfenstern geöffnet. Man kann daher nur vermuten, daß sie im Innern analoge Struktur besitzen. Gänzlich zum Fenster geöffnet ist dagegen der Vilstaldeckensattel. Auch er stellt, wenigstens im W (Prof. 30 bis 28) einen nordüberkippten Deckensattel dar, auch er zeigt in seinem Nordflügel die Einwicklung des Falkensteinzugs durch die Allgäudecke.

Außerdem ergibt sich eine auf den ersten Blick recht auffallende Verschiedenheit zwischen dem nördlichen und dem südlichen Rahmen des Vilstalfensters. Der Nordrahmen wird nur von der Oberen, der Südrahmen sowohl von der Unteren als auch von der Oberen Vilserdecke gebildet. Mit der Deckenfaltung hat diese Ungleichwertigkeit nichts zu tun, sie ist ausschließlich auf die verschiedene Flächenausdehnung der beiden Vilserdecken oder, mit anderen Worten, auf die Unzulänglichkeit der Unteren Vilserdecke zurückzuführen. Daß aber auch die beginnende Deckenfaltung zuweilen eine Fensterahmenverschiedenheit erzeugen kann, wurde oben (S. 195) am Kälberalp-fenster erläutert.

In den östlichen Teilen des Vilstaldeckensattels ist heute die Nordüberkipfung nicht mehr erhalten. Alle Schicht- und Bewegungsflächen etwa zwischen Pöllat und Lobental (Prof. 25 bis 23) stehen heute steil, und das gleiche gilt vom Lobental nach O für die ganze Nordrandzone der Lechtaldecke. Das Vorhandensein von — heute saigeren, ja steil N-fallenden — Schuppenflächen beweist, daß ursprünglich auch hier nordüberkippter Deckenfaltenbau bestand, denn nur dann konnten solche Schuppen überhaupt entstehen. Danach erst wurde diese kalkalpine Nordrandzone versteilt. Die Versteilung deutet auf völliges Fehlen, die Rücküberkipfung sogar auf lokale Rückläufigkeit des tektonischen Gefälles. Beide sind unter den gegebenen Umständen die einzige Möglichkeit der Raumverkürzung.

Energische Rücküberkipfung, ja Rücküberschiebung ist als mehr lokal bedingte Erscheinung zu betrachten. Wir finden sie nur im Ammergebirgs- und im N des Labergebirgshauptkamms (Prof. 3 bis 21), in einer Zone, die deutlich unter dem Einfluß der Hohlräumwirkung des südlich benachbarten großen Muldenzuges steht (siehe oben S. 162). Da im Südflügel des großen Muldenzuges N-ggerichtete Falten- und Schuppentektonik unverändert erhalten geblieben ist, streben also Überfaltungen und Überschiebungen von N und S gegeneinander und schaffen einen Muldentypus, der ein Gegenstück zum Pilzsattel bildet, für den sich aber ein passender Name noch nicht gefunden hat. Sogar als tektonische Kleinform ist dieser Muldentypus mehrfach ausgezeichnet entwickelt, am schönsten wohl in der Klammspitzmulde (Prof. 19, Tafel IX, Bild 18). Die Rücküberkipfung nimmt besonders auffällige Formen auf der Südseite des Kälberalpdeckensattels an: Hier quillt der Fensterinhalt, die Allgäudecke, über den südlichen Fensterrahmen hinaus, eine Erscheinung, die man vielleicht als Rückwärts einwicklung bezeichnen kann (Prof. 14 bis 16). Daß Rücküberschiebungen in dieser Zone oben drein durch präcnomane Störungen begünstigt wurden, wurde bereits oben (S. 162) ausgeführt.

Im großen ganzen wird die Versteilung jedoch nicht in dieser Art übertrieben. Normalerweise stellen sich Schicht- und Störungsflächen der nörd-

lichsten kalkalpinen Zone einfach senkrecht zum Tangentialdruck ein. Dieses Bild der Versteilung ist geradezu typisch für den allergrößten Teil des Nordrandes der nördlichen Kalkalpen auch weit außerhalb unseres Gebietes, bei fast allen Spezialuntersuchungen wurde sie angetroffen. Nur ein relativ hochliegendes Hindernis am Kalkalpennordrand kann der Grund dafür sein.

Dementsprechend beschränkt sich die Versteilungszone auf einen schmalen Saum im N, schon in den mittleren und südlichen Teilen unseres Arbeitsgebietes ist von ihr nichts mehr zu merken. Noch weiter im S wird der Deckenfaltenbau sogar noch lockerer, gelegentlich treten sogar ganz flach gespannte Deckensättel auf (z. B. Tannheim, Hinterhornbach). Erst am Kalkalpensüdrand finden wir wieder Zustände, die denen vom Nordrand geradezu spiegelbildlich entsprechen. In den Lechtaler Alpen und nach O zu bis über Innsbruck hinaus zieht eine zweite Zone intensivster Versteilung aller kalkalpinen Elemente am Kalkalpensüdrand entlang. So bieten die westlichen Kalkalpen das Bild eines zwischen zwei Schraubstockbacken eingespannten Körpers, der aber erst an beiden Rändern bis zum äußersten zusammengepreßt ist. Deshalb ist es auch noch nirgends zu Druckschieferung gekommen, sie könnte erst nach völliger Totfaltung des ganzen Gebirges als Folge weiterer gleichartiger Beanspruchung in geeignetem Material eintreten.

Fragen wir nach den beiden Schraubstockbacken selbst, so ist die südliche leicht zu erkennen. Es ist die kristalline Ötz-Silvretta-Masse, deren spätes nordgerichtetes Drängen vor allem WALTHER SCHMIDT immer wieder unterstrichen und das auch RICHTER 1930 besonders betont hat. Anders steht es am Kalkalpennordrand. Oberflächlich ist heute zunächst kein Hindernis zu sehen, denn die subalpine Molasse hat wohl, abgesichert und in sich zu steilen Falten zusammengestaut, ein Widerlager für die helvetische Zone gebildet und deren Versteilung verursacht, sie ist jedoch vom Kalkalpennordrand anscheinend zu weit entfernt. Trotzdem besteht zwischen Molassesüdrand und Kalkalpennordrand ein so auffälliger Parallelismus, daß sich eine genetische Verknüpfung geradezu zwingend aufdrängt.

Zwischen versteilte Molasse und versteiltes Helvetikum im N und versteilten Kalkalpennordrand im S schaltet sich allerdings der Flysch ein. Und dieser zeigt einen auch im Generalstreichen grundsätzlich abweichenden lockeren Faltenbau, ist weder versteilt noch druckgeschiefert und steht der furchtbaren Zusammenpressung aller kalkalpinen und randhelvetischen tektonischen Elemente mit vollendeter Harmlosigkeit gegenüber. Um mit AMPFERER zu sprechen, der Flysch ist nicht in die geschlossene Druckkette eingeschaltet, sondern liegt über ihr. Der Widerstand, den die Kalkalpen im N fanden, muß tiefer, unter dem Flysch gesucht werden.

Wir sahen trotzdem (siehe oben S. 182, 186 f.), wie das ursprünglich mehr schlangenförmige kalkalpine Streichen vorwiegend mit Hilfe von Diagonalestörungen sich dem schnurgeraden Verlauf der Molassesüdgrenze generell mit großer Exaktheit angeglichen hat. Auch dem plötzlichen Zurückspringen der genannten Linie bei Murnau gehorchen die Kalkalpen mit Hilfe des großartigen Systems der Loisach-Kesselberg-Störungen.

Auch im Detail zeigen Kalkalpennordzone und südlichster Molassestreif manche innere Verwandtschaft. Beide sind in ähnlicher Weise — nach S, beziehungsweise N ausklingend — versteilt und nach der Versteilung von

Diagonalstörungen und gelegentlich von deckelkluftartigen, die steil stehenden Schichten flach durchschneidenden Verschiebungen betroffen worden.

Ebenso wie die Molassefaltung sind zum mindesten die Bewegungen, die das heutige Generalstreichen der kalkalpinen Deckenfalten bestimmten, unter S—N-gerichtetem Tangentialdruck entstanden. Dabei kann man nicht scharf genug betonen, daß das Generalstreichen nur Schlüsse auf die zuletzt herrschende Druckrichtung zuläßt und ältere Druck- und Bewegungsrichtungen sogar verschleiern kann. Wie wir sahen, herrschte ja noch bei der Deckenfaltung (siehe oben S. 184), mehr noch bei der Deckenbewegung (vgl. CORNELIUS 1919 und S. 192), vor allem im Westabschnitt unseres Gebietes und in den Allgäuer Kalkalpen, eine deutlich NW-gerichtete Komponente.

Wir sind uns natürlich bei allen Aussagen über Druckrichtung der Relativität aller Tangentialbewegungen der Erdkruste voll bewußt. Bei Darstellung eines Teils der Nordalpen schien es jedoch, wie KOCKEL bereits 1924 ausgeführt hat, angebracht, den mitteleuropäischen Kontinent, beziehungsweise für die letzten tektonischen Vorgänge den so auffallend stabilen Südrand der gefalteten Molasse, als Bezugssystem zu betrachten.

Nach Beendigung der Versteilungs- und Ausrichtungsbewegungen sind die Kalkalpen gegenüber ihrer nördlichen Nachbarschaft, der Flyschzone und ihrer Unterlage, emporgestiegen, ja steigen wohl auch heute, Erscheinungen, die nur mehr morphologisch erfaßbar sind (siehe unten S. 221). So kommt es, daß kalkalpine Gebirgsteile, die einst in die Versteilungsdruckkette eingespannt waren, heute stark gehoben und in dem Tangentialdruck nicht mehr zugängliche Gipfel erosiv aufgelöst sind. Es handelt sich hierbei um weitgespannte Hebungen und Senkungen, um radialgerichtete, die Schichttektonik überlagernde Krustenbewegungen. Wir nennen sie *Wölbungsbe-
we-
gen*. Gegen Ende der Kettengebirgsbildung lebt diese Wölbungstektonik allein weiter. Indessen sehen wir bei Berücksichtigung der paläogeographischen Ergebnisse, daß sie schon vorher dauernd eine Rolle spielte. Wir fanden sie z. B. bei uns in den Schwellen am Nordrand der späteren Lechtal- und Allgäu-
decke. Solchen und ähnlichen Bewegungen ist das tektonische Gefälle zu danken.

Fassen wir den Baustil der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach kurz zusammen, so sind vor allem folgende Gesichtspunkte hervorzuheben:

Der vorliegende Teil des kalkalpinen Deckenlandes hat seine ganze Tektonik nahe der Oberfläche durchgemacht. Er wurde unter Bildung und Versteilung von Deckenfalten parallel zum Molassesüdrand abgestoppt. Bei Betrachtung des ganzen westlichen Drittels der nördlichen Kalkalpen konnten wir dies als Teilphänomen unentrinnbarer Einklemmung zwischen zwei Schraubstockbacken, der Ötz-Silvretta-Masse (Silvrettadecke) und dem heutigen Molasse-südrand, erkennen. Die Wirkung des nördlichen Hindernisses, die unserem Spezialgebiet ihren Stempel aufdrückt, ist am Nordrand der Alpen weit nach O verfolgbar, auch dort noch, wo das Widerlager im S fehlt und Rücküber-schiebung der Kalkalpen auf die Grauwackenzone stattgefunden hat.

Der Baustil eines solchen nicht nur abgebremsen, sondern unwiderruflich festgerannten Deckenlandes gilt naturgemäß nicht überall. Andere Verhältnisse finden wir z. B. in den rumänischen Karpathen. Dort ist die Randsenke auch heute in Senkung begriffen, das tektonische Gefälle besteht also weiter, Versteilungserscheinungen treten zurück. Ebenso fehlen sie aber auch

im Ostbalkan. Dort ist zwar die Randsenke schon lange verlorengegangen, der Tangentialdruck ist jedoch noch früher eingeschlafen.

Nur wenn er anhält, auch n a c h d e m die Randsenke ihre sinkende Tendenz vorzeitig aufgegeben hat, also wenn er keine Möglichkeit hat, sich in flachen Tangentialbewegungen auszuwirken, entstehen Kettengebirgsrandzonen vom Typus der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach.

Morphologischer Teil.

(H. G. St.)

1. Allgemeine Bemerkungen.

Die Formenwelt der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach verdankt ihre Eigentümlichkeit und ihren großen landschaftlichen Reiz dem Zusammenwirken verschiedener Umstände. Ihre Abhängigkeit von dem wechselnden Gesteinscharakter fällt sofort in die Augen. Ebenso wichtig ist aber die Lage des Gebiets nahe dem Alpenrand und in der Nähe großer Quertäler, die bei seiner immerhin ansehnlichen Gipfelhöhe eine bedeutende Reliefenergie auf kurzem Raum bedingt. Drittens aber macht sich, in eigentümlicher Verquickung mit den Wirkungen des Gesteins, der Einfluß alter Verebnungen und Talwege geltend, deren Reste freilich nicht ganz frei von späteren tektonischen Einwirkungen zu sein scheinen. Endlich hat neben dem Wasser auch das Eis gestaltend auf manche Formen des Gebirges gewirkt, wenn sich sein Einfluß auch mehr in der Ausgestaltung schon vorhandener als in der Schaffung neuer Hohlformen geltend macht.

Neben diesen Abtragungsformen kommen natürlich, namentlich in den Tälern, auch A u f s c h ü t t u n g s f o r m e n in Frage, so bei Schotterterrassen, Schuttkegeln, See- und Moorböden und vor allem bei Moränen. Auf diese Formen ist in den Abschnitten über Diluvium und Alluvium hingewiesen worden. Da sich grundsätzlich neue Momente bei ihrer Untersuchung kaum ergeben haben, so braucht hier nicht weiter darauf eingegangen zu werden. Die Ausführungen dieses Abschnittes beziehen sich also nur auf die A b t r a g u n g s f o r m e n.

Der Einfluß, den die einzelnen Schichtstufen des kalkalpinen Mesozoikums auf die Gestaltung der Landschaft üben, ist schon im stratigraphischen Abschnitt im einzelnen geschildert worden. Es genügt hier also, einen kurzen Überblick zu geben. Die großen Obertriasgebiete im S und SO unserer Karte sind morphologisch bedingt durch den Gegensatz zwischen dem widerständigen Hauptdolomit und Plattenkalk und den der Erosion leicht zugänglichen Kössenerschichten, denen sich im morphologischen Verhalten auch die geringen Jura-Neokomschichten anschließen. So stehen Kramer- und Hirschbühel, Kienjoch- und Nothmasse auch morphologisch der Lahnenwieszone und ihren westlichen Gabelungen (Enning- und Stepbergzone) deutlich gegenüber. In den einförmigen Hauptdolomit-Plattenkalkgebieten westlich des Elmautals tritt der Einfluß des Gesteins weniger deutlich, am meisten noch in den Gipfelschuppen zutage. Anders liegen die Dinge in der kalkalpinen Randzone, in der die verschiedensten Schichtglieder vom Muschelkalk bis zur Gosau in buntem Wechsel das Gebirge zusammensetzen. Hier ist von Füßen bis zum Murnauer Moos der Einfluß des

stark wechselnden Untergrundes auf die Formen des Gebirges außerordentlich groß. Er ist es, der den Landschaften um Hohenschwangau, um Linderhof, um Oberammergau ihren bizarren, romantischen Reiz verleiht und sie in scharfen Gegensatz bringt gegen die öde, aber großartige Wildnis der Hauptdolomitgebiete. Aus schon erwähnten Gründen verschmälert sich diese Randzone gegen die Loisach zu stark, nur das kecke Spitzchen des Ettaler Mandls grüßt von ihr ins Loisachtal hinab und unterbricht zwischen Flysch- und Hauptdolomitgebiet die Einförmigkeit der Berge, die den Talweg nach Garmisch flankieren.

Die hauptsächlichsten Wandbildner dieses Gebiets sind Wettersteinkalk, Oberrhätalk und mitunter Jurakalke. Der Hauptdolomit bildet die bekannten bizarren Felsgebilde und riesigen Schutthalden, aber gelegentlich, besonders an Störungsflächen, auch ziemlich pralle Wände. Geringere Wandstufen, meist unansehnlich, aber unangenehm zu begehen, bilden der Kieseljura und die vorwiegend aus ihm bestehenden Cenomanbrekzien. Plattenkalk, Kössener- und Raiblerkalke, erst recht Partnach- und Muschelkalk spielen in diesem Gebiet eine untergeordnete Rolle. Ihre Wirkung wird meist überboten von der mit ihnen verknüpften Mergel- und Schiefergesteine. Ebensovienig vermögen sich meist die Radiolarite inmitten des Mergeljura morphologisch durchzusetzen. Dagegen sind die Cenomanmergel von den harten Sandsteinen und Brekzien meist so deutlich getrennt, daß das Cenoman im Landschaftsbild i. a. zwei deutlich entgegengesetzte Formelemente abgibt. So lagern sich zwischen die widerständigen Schichtglieder: Wettersteinkalk, Hauptdolomit-Plattenkalk, Oberrhätalk, Kalk- und Kieseljura, Cenomansandstein, immer wieder weichere, im Landschaftsbild zurücktretende Elemente: Partnachschichten, Raiblerschichten, Kössenerschichten, Mergeljura, Cenomanmergel. Rechnet man den Einfluß der komplizierten Tektonik hinzu, die all diese Schichtglieder nie in langgestreckten, gleichmäßig breiten Bändern, sondern in oft unregelmäßig begrenzten, meist kleinen Flächen zutage ausgehen läßt, so begreift man das wechselnde Aussehen und den überraschenden Reiz dieser Bergwelt. Eintönig wird dieses Gebiet nur da, wo der Mergeljura der Allgäu- decke größere Flächen einnimmt. Hier ähnelt es in seinem Formencharakter dem nördlich anstoßenden, der Flyschzone, die ja an Eintönigkeit das Hauptdolomitgebiet des Südens noch bei weitem übertrifft. Seine wilde Schönheit erreicht sie freilich nicht von fern, ihre Reize gleichen mehr denen des Mittelgebirges und locken mehr den Skiläufer als den Alpinisten. Gesteinsunterschiede machen sich aber auch hier noch geltend. Die Zementmergelserie ist infolge ihres Reichtums an Kieselkalcken widerstandsfähiger als die sehr mürben Reiselsberger Sandsteine oder die bunten Zwischenschichten. Sie bricht daher meist mit einem ± deutlichen Steilhang gegen das Gebiet ihres Liegenden ab.

2. „Gipfflur“ und hohe Verebnungen.

Es ist hier nicht der Ort, das schwierige Problem der alpinen Gipfflur in seiner ganzen Breite aufzurollen, vielmehr sei dafür verwiesen auf die Ausführungen, die RICHTER 1929 b vor kurzem zu diesem Gegenstand gemacht hat. Die Gipfflur der Berge zwischen Lech und Loisach steigt von nahezu 2200 m (Kreuzspitze 2185 m) bis auf zirka 1300 m herab. Auch wenn man junge tektonische Verbiegungen hier in der Nähe des

Alpenrandes in erheblichem Maße für möglich hält, so ist es doch ausgeschlossen, daß ein derartiges Gebilde den Rest einer ehemals einheitlichen Fläche darstellen soll. Vollkommen deutlich wird dies, wenn man den Verlauf dieser „Flur“ im einzelnen verfolgt. Zwei Tatsachen erweisen sich hier als von größter Wichtigkeit:

1. Die Gipfelhöhe nimmt nicht gleichmäßig, sondern stufenförmig ab, derart, daß in begrenzten Gebieten tatsächlich Fluren gleicher Höhe vorliegen, die durch Sprünge in der Gipfelhöhe voneinander getrennt sind.
2. An einer Reihe von Stellen setzt sich die niedrigere „Gipfflur“ in das Gebiet der nächst höheren in Form von Altflächenresten am Fuße der höheren Gipfel fort.

Verfolgen wir die Verhältnisse im einzelnen. Auch die höchsten Gipfel unseres Gebiets, Kreuzspitze (2185 m) [M 18] und Geierköpfe (2163 m) [M, N 15] ¹⁾, stehen morphologisch in keiner Beziehung zu den hochgelegenen Altflächen und Gipffluren der Kalkhochalpen (zirka 2700 bis 2900 m). Sie stellen vielmehr nördliche Vorposten eines Gipfelniveaus dar, das in den östlichen Lechtaler Alpen mit zirka 2300 m weit verbreitet ist. Um sie herum, schon tiefer abgetragen, breitet sich eine Region von Berggipfeln in etwa 2000 bis 2050 m (Säuling, Hochplatte, Krähe, Gabelschrofen, Kuchelberg, Frieder, Schellschlicht). Als äußerster Auslieger dieser Gipfelgruppe, noch etwas weiter abgetragen, wäre der Kramer [O 28] (1982 m) zu betrachten.

Ein tieferes Gipfelniveau (1850 bis 1950 m) liegt dem eben besprochenen nördlich und östlich vor und greift in Form verkarsteter Verebnungen südlich vom Frieder (Scharfeck, Lausbüchel [N, O 21]) in das höhere ein. Wir bezeichnen es daher als *Lausbühelniveau* (Tafel XII, Bild 24). Auch um den Kramergipfel herum finden sich ebene Stücke im Kamm in gleicher Höhe. Ebenso gehört hierher die Hochfläche an der Hochblasse in 1900 bis 1950 m sowie die deutliche Verebnung im Nordostkamm der Kuchelbergspitz von 1880 bis 1930 m. Nach Norden löst sich dieses Flächenniveau in ein Gipfelniveau auf, dem Kreuzkopf, Alpelskopf, Scheinbergspitz, Klammspitz, Branderschrofen, Straußberg, Feigenkopf, Karspitz, Kienjoch, Kieneck, Vordorfelderkopf, Zunterkopf und Hirschbüchel angehören.

Östlich der Klammspitz sinkt die Gipfelhöhe des Ammergebirgs-Hauptkamms in scharfer Stufe auf zirka 1750 m herab. In diese Höhenlage fallen: Brunnenkopf, Hennenkopf, Laubeneck und Teufelstättkopf. Die höheren dieser Gipfel, Hennenkopf und Teufelstättkopf, zeigen deutliche Reste verkarsteter Gipfflächen. Südlich des Ammerlängstals gehören diesem *Hennenkopfniveau* deutliche Flachformen in 1700 bis 1800 m am Felderkopf [L 25, 26] sowie untergeordnete Verebnungen im Kuchelbergkamm, im Nord- und Nordostgrat des Kieneck sowie P. 1744 im Nothkamm an. Sefelwand und Stuhl [F, E 18] zeigen, daß auch dieses Niveau sich rückwärts in Form von Flächenresten in das Lausbühelniveau einsenkt. Erwähnt sei als hierhergehörig noch der Fürstberg (1783 m) [F 14], dessen wie mit dem Messer geschnittener Gipfelgrat schon von weitem auffällt.

Auffälliger sind die Ebenheiten und Gipffluren des folgenden Niveaus, das meist eine Höhe von wenig über 1600 m einnimmt und nur im W bis gegen 1700 m ansteigt: des *Mannlkopfniveaus*. Flachformen finden sich schon in den Hohenschwangauer Bergen im Gebiet der Cenomanmulden

¹⁾ In Tirol liegend außerhalb der Karte.

südlich vom Tegelberg und Branderschrofen, dann nördlich vom Hohen Straußberg, östlich der Hochplatte, in der Umgebung der Brunnenkopfhäuser und östlich davon bis zum Fuß des Hennenkopfs und nochmals an den Nordkämmen von Laubeneck (P.1655) und Teufelstättkopf. Vom Pürschling an nach Osten bildet dieses Niveau die Gipfflur des Sonnenberg- und Brunnenbergkamms, ja der ganze Kamm ist nur wenig durch Schneidenbildung darunter abgesenkt. Von P. 1611 am Brunenberg an folgt nach Osten eine große Lücke in diesem Niveau, die wohl als erste Anlage des Ammerquertals zu betrachten ist. Das heutige Tal liegt freilich ganz am Ostende dieser Lücke. Gleich östlich des Ammerquertals setzt unser Niveau in den Hauptdolomitgipfeln des westlichen Laber wieder ein und zieht sich, stellenweise flächenhaft erhalten, südlich um den Labergipfel herum in die Mandlköpfe. Labergipfel und Ettaler Mandl überragen es als deutliche Restberge. Es ist bemerkenswert, daß dieses im Norden so sehr ausgesprochene Niveau südlich des Ammerlängstals nur ganz untergeordnete Ausbildung zeigt. Man könnte hier etwa das ebene Gratstück in der tiefsten Scharte zwischen Karspitz und Brünstelskopf sowie das südwestlich anschließende Plateau 1616 [K 28] heranziehen. Das Mandlkopfniveau zeigt uns also zum erstenmal deutlich das Bild einer am Nordrand des älteren Gebirges gelegenen Fläche, in die noch Restberge hineinragten. Daß ihre Fortsetzung nach S nur spärlich erhalten ist, darf uns nicht wundernehmen, da hier die jüngeren Täler meist die Wege der älteren wieder eingeschlagen und deren Reste zerstört haben werden. Geiskarle, Friederalpe, Geistal [N 21, 22] und Stepbergalpe [O 26], die die gleiche Höhenlage zeigen, sind zwar alte, außer Funktion gesetzte und daher von der Erosion verschonte Talböden (Tafel XII, Bild 24), gehören aber, wenn wir das natürliche Gefälle berücksichtigen, erst dem nächstjüngeren Niveau an.

Dieses prägt sich als langgestreckter O—W-Streifen am Nordrand des Gebirges noch deutlicher aus. Immer mehr erhalten wir so das Bild einer stark zerstörten Rumpftreppe, zum Teil aufgelöst in eine Treppe von Gipfelniveaus, die wir, im Anschluß an die Gedanken M. RICHTERs, als *Gipfflur-treppe* bezeichnen können, wenn das vieldeutige Wort Gipfflur dabei in einem genügend engen Sinn gebraucht wird.

Es schließt sich also an das Mandlkopfniveau nördlich mit deutlicher Treppenstufe das *Rosengartenniveau* in ± 1400 m an. Daß es nicht tektonisch bedingt ist, ergibt sich daraus, daß es ohne Unterbruch vom Flysch über die Berge der Allgäu-Decke im Gebiet der Halbammer bis auf den Wettersteinkalk und Hauptdolomit der Lechtaldecke im nordöstlichen Labergebirge übergreift. Dagegen zeigt es eine andere höchst eigenartige Erscheinung, nämlich ein schwaches, aber deutliches Einfallen in südlicher Richtung (Tafel XIII, Bild 25). Mag man auch die höchsten Gipfel des Trauchgauer und Ammergauer Flyschgebiets (Tafel XIII, Bild 26), wie die beiden Bleick, den Hochwildfeuerberg, die höchsten Hörnle- und Aufackergipfel als Restberge aus dem Mandlkopfniveau betrachten, so muß man doch zugeben, daß die zum Teil ausgedehnten Verebnungen in 1410 bis 1470 m, die jene höchsten Flyschberge umgeben, ihre natürliche Fortsetzung nach S in etwas geringerer Höhe finden. So entspricht dem Himmelreichrücken und Rosseck [B, C 33] mit 1420 bis 1460 m im S das Plateau des Schoberwalds mit 1380, 1396 und (im W) 1421 m [D 33, 34], der Aufackeralpe und dem Gschwandkopf [B 31, 32] mit 1440 bis 1480 m die Stufe im Nordwestkamm des Laber in 1405 bis 1440 m, den ebenen Flächen um die Hörnlegipfel 1420 bis 1450 m die Gipfflur des

östlichen Ammergebirgskamms mit 1400 bis 1450 m, den Flächen der Trauchgauer Flyschberge in 1410 bis 1470 m die Stufen der nördlichen Seitenkämme des Ammergebirgs-Hauptkamms in 1350 bis 1400 m, denen dann auch Steckenberg (1386 m) [D 26, 27] und Rosengarten (1424 m) [G 25] zuzuordnen sind, sowie das Vordere Mühlberger Äple [F 9, 10] in etwas über 1400 m.

Das Rosengartenniveau ist nun das erste, auf das einigermaßen deutlich ein Talnetz im südlich anschließenden Gebirge eingestellt ist, dem sich in den Hauptzügen das heutige anschließt. Nicht nur greift es, wie schon erwähnt, im Gebiet des heutigen Ammerquertals nach Süden über den Ammergebirgskamm hinweg an den Nordhang der Noth (P. 1414 [H 29] und ähnliche Verflachungen weiter südwestlich, Mittageckalpe [H 26]), sondern es schwenkt auch langsam ansteigend um die Eckpfeiler unseres Gebirges herum in die großen Quertäler des Lech und der Loisach hinein. Hierher gehört die Hochfläche nordöstlich des Ettaler Mannlds, das Plateau der Nothalpe (1395 m) [H 31], der Restberg des Schafkopfs (1380 m [K 31]) und die sehr ausgesprochene Schulter des Kramers (1443 m) [N 30].

Auch in die Nebentäler dringt dies Niveau ein, dabei natürlich mehr oder minder ansteigend. Ebenso wie die oben erwähnten Talböden [N 21, 22, O 26] scheinen die obersten flacheren Talstücke des Kühälpenbachs (Tafel XIV, Bild 28) und des Lahnenwiesgrabens (Enningalpe) auf das Rosengartenniveau als Erosionsbasis eingestellt gewesen zu sein, und dasselbe dürfte für den breiten Talboden der obersten Pöllat gelten (Tafel XIV, Bild 27), der wohl später deshalb kaum mehr wesentlich erniedrigt wurde, weil der ursprüngliche Oberlauf der Pöllat von den Gcierköpfen her zum Jägerhüttl später bei Tieferlegung der Erosionsbasis sehr bald durch den Erzbach von Süden her zerstört wurde.

Wie schon erwähnt, muß das Rosengartenniveau später in seinem nördlichen Teil nach Süden zu schräg gestellt worden sein. Es wurde dabei also zum mindesten der nördliche Teil des Flyschgebiets relativ zum Alpenkörper gehoben. Wie weit diese Schrägstellung ins Innere der Kalkalpen fortwirkte, läßt sich natürlich bei der Ungenauigkeit der morphologischen Unterlagen nicht mehr erkennen, denn wir wissen ja nicht, welches Gefälle die zu dieser Phase gehörigen Talböden vorher besaßen. Klar erkennbar ist die Wirkung dieser Schrägstellung im N, wo sie ziemlich ausgedehnte Verebnungen betraf, die doch wohl ursprünglich im wesentlichen nach N entwässerten. Dadurch, daß diese Ebenen nach S geneigt wurden, entstand am Fuße des sie überragenden zusammenhängenden Gebirges eine flache Längsrinne, in der sich alles aus dem Gebirge heraustretende Wasser fangen mußte. Nur die drei großen Wasserläufe, Lech, Ammer und Loisach, konnten sich antecedent behaupten. Von diesen Querschluichten ausgehend, wurde nun bei der weiteren Heraushhebung des ganzen Gebirges vor allem jene Längsrinne erosiv vertieft und erweitert, während die nördlicher gelegenen Plateaustücke samt ihren Restbergen (Trauchberg, Hörnle, Aufacker) viel weniger stark angegriffen wurden. So erklärt sich wohl die eigentümliche Tiefenlinie, die präglazial noch deutlicher als heute, die Täler des Halblech, der oberen Halbammer, des Ammergaus und der Weidachlahne bis hinüber zum Murnauer Moos miteinander verknüpft und das Flyschgebirge so scharf von den Kalkalpen trennt (Tafel XIII).

3. Die Entwicklung des Talsystems.

Schon die zuletzt besprochenen Niveaus, das Rosengartenniveau und das Mandlkopfniveau, sind nur noch nahe dem Alpenrand flächenhaft verbreitet. Im Innern des Gebirges entspricht wenigstens dem Rosengartenniveau bereits ein Talnetz, um dessen Rekonstruktion sich namentlich LEYDEN 1922 verdient gemacht hat. Wie weit seine Aufstellungen richtig sind, läßt sich natürlich auf unserem Gebiet allein nicht entscheiden. Einigermaßen sicher sagen läßt sich nur, daß das Rosengartenniveau über die Kramerschulter hinweg zu dem großen Plateau der Törlen am Eibsee fortsetzt, mithin der Garmischer Phase LEYDENs gleichzuordnen ist. Als Äquivalent seiner Eckenbergphase ist offenbar das Hennenkopfniveau anzusehen.

Nach den Ergebnissen v. KLEBELSBERGs 1921, A. PENCKs 1924 und LEYDENs dürfen wir für die Eckenbergphase, d. h. für das Hennenkopfniveau, pontisches Alter annehmen. Das Talsystem und die randliche Rumpftreppstufe des Rosengartenniveaus würden in guter Übereinstimmung hiermit in astische Zeit fallen. Im Loisachtal läßt sich nun aber zwischen der Garmischer (= Rosengarten-) Phase und dem schon sehr niedrig liegenden präglazialen Talboden noch eine weitere deutliche Stufe der Talbildung unterscheiden, die im Lahnenwiesgebiet zirka 1300 m, um Oberau herum noch etwas über 1200 m hoch liegt. Weiter nördlich tritt sie nur untergeordnet hervor (Schönleitenwald nördlich Aufacker). Dagegen bildet sie ganz deutlich die Basis der Restberge, die westlich Unterammergau dem Rosengartenniveau nördlich vorgelagert sind (Markmoos, Krügelmoos [A 23, B, C 23]). Auch im Grenzgebiet zwischen Halbammer und Halblech tritt sie wieder auf. Vereinzelt findet man auch etwas höher (Roßmösel (1300 m) [E 9], Heinzenmoos [B 16]) und tiefer Flächenreste, die auf weitere untergeordnete Stadien in der jungpliozänen Eintiefung der Täler hindeuten. Im ganzen aber ist alles zwischen Rosengartenniveau und präglazialen Talboden von untergeordneter morphologischer Bedeutung.

LEYDEN hat, namentlich für den Ostteil unseres Gebiets, eingehend die Frage erörtert, welches Relief die diluviale Vereisung an ihrem Anfang vorfand. In den Hauptpunkten ist ihm zuzustimmen, namentlich darin, daß die präglazialen Täler bis nahezu auf den Boden der heutigen ausgetieft waren, und daß die Talauen der Haupttäler eine bedeutende Breite besaßen. Was zunächst den linken Rand des Loisachtals abwärts Garmisch betrifft, so trägt er in geringer Höhe über dem heutigen Talboden Felsleisten, die trotz ihrer starken glazialen Abschleifung wohl im wesentlichen als Reste des präglazialen Talbodens gedeutet werden müssen. Die verbreitetsten Flächen dieser Art sinken von zirka 820 m bei Farchant über 780 m bei Oberau, 760 m im Katzentalsattel [G 35], allmählich bis zu den Randhöhen des Murnauer Moores in 720 bis 700 m herab. Denkt man sie sich zu einem einheitlichen Talboden verbunden, so erhält man das, was LEYDEN den präglazialen Talboden nennt und der trambilenischen Phase v. KLEBELSBERGs parallel setzt. Jedoch ist nicht zu leugnen, daß das untere Loisachtal auch etwas höher liegende Leisten besitzt, so vor allem solche in etwas über 800 m Höhe (in der Sill [E 35], östlich vom Höhenberg [F 36], Südwestteil des Kirchbichl [I 34], westlich Farchant [L 32], Schloßwald [M 31]). Endlich wird durch die Gipfel des Grubenkopfs (968 m) [L, M 31] und des Höhenbergs (957 m) ein weitgehend zerstörtes, noch älteres Niveau angedeutet. Auf das mittlere dieser drei Niveaus ist die

Mündungsstufe des Gießenbachs in \pm 880 m eingestellt, auf sie wieder die mäßig steile Abdachung des Nothkamms bis P. 927 hinab, sowie die schwach ausgeprägte Talleiste, der der Weg von Oberau zur Roßalpe mehrfach streckenweise folgt. Genau läßt sich also die Lage des präglazialen Talbodens hier nicht mehr ermitteln, bestimmt aber kann man sagen, daß die Erosion, die sich nach dem (astischen) Rosengartenniveau zunächst sehr verstärkt hatte, zu Beginn der Eiszeit wieder sehr schwach geworden war und der Bildung eines großen Talbodens 100 bis 300 m über dem heutigen Raum gab. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die präglaziale Loisach, wie das auch LEYDEN 1920 vermutet, ursprünglich den Weg westlich des Oberauer Höhenbergs in der Linie des Katzentals genommen hat. Wann sie bei Oberau nach NO abgelenkt wurde, um den Weg durch die enge und zum Haupttalboden exzentrisch gelegene Pforte von Eschenlohe zu finden, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen, es muß wohl im ältesten Diluvium erfolgt sein. Besser sind wir über die Gründe unterrichtet, die diese Talverlegung bedingten. Die Loisach folgt nämlich auf diesem Wege genau dem Zug des Oberauer Gipses und der unmotiviert steile Südostabbruch des Höhenbergs gegen den Fluß („eingefallene Wand“) weist darauf hin, daß dieses Talstück tatsächlich tektonisch angelegt ist. Dem entspricht, daß die Loisach gerade in dem Augenblick nach NO abgelenkt wurde, als ihr Bett mit fortschreitender Erosion den Scheitel des Gipssattels in zirka 750 m angeschnitten hatte.

Während das Loisachtal sich schon in der Rosengartenphase recht deutlich abhebt, sind wir über die erste Anlage des Ammertals viel weniger im klaren. Das Rosengartenniveau legt sich deutlich fast um das ganze Labergebirge herum und läßt dessen Gipfelstock als isolierten Restberg erscheinen. Schon damals also hatten die Wässer, die von W und S her der Gegend von Graswang zuströmten, die Möglichkeit, diesen Bergstock ebensowohl rechts wie links zu umfließen. Immerhin ist es möglich, daß damals noch ein schwacher Höhenrücken den P. 1744 des Nothkamms mit dem Labergipfelstock verband, und wahrscheinlich floß die „Urammer“ etwa von der Kühalpenbachmündung nach N ab. Bei der weiteren Eintiefung dürfte sich dieser Quertalweg zunächst behauptet haben und erst kurz vor der Eiszeit wurde die Ammer von der Loisach her angezapft. Wie tief dieses neue Ammertal unter der heutigen Paßhöhe bei Ettal gelegen hat, ist im Diluvialabschnitt (S. 124) ausgeführt. Da das alte Ammerbett bei „im Kessel“ schon tiefer liegt als der präglaziale Loisachtalboden, muß dieser bei der Verbauung bereits zerschnitten gewesen sein.

Zu Beginn des Eiszeitalters floß also die Ammer nach O zur Loisach bei Oberau ab, infolgedessen dürfte auch der Ammergau nach S entwässert haben, demnach entgegen der ursprünglichen Abflußrichtung des Ammerquertals. Durch die eiszeitlichen Verbauungen dürfte jedesmal wieder der alte Zustand hergestellt worden sein, d. h. die Ammer mußte wieder ihren alten Lauf nach N benutzen. So liegen die Verhältnisse auch heute; gegenwärtig folgt die Ammer, durch würmeiszeitliche Verbauungen gezwungen, wieder einmal ihrem alten, präglazial eigentlich schon verlassenen Quertal. Sobald das Hindernis der Verbauung am Ettaler Paß beseitigt sein wird, und das kann nicht mehr lange dauern (vgl. S. 137, es fließt heute schon ein Teil des Ammergrundwassers nach O hinüber), kann die Ammer erneut auf kürzestem Wege der Loisach zueilen.

Ebensowenig wie bei der Loisach läßt sich bei der oberen Ammer der präglaziale Talboden mit Sicherheit feststellen. Die flachen Höhen an der Nord-

seite des Ammertals oberhalb Graswang, Reisenau, Kuchelschlag und Rauh-
bühel, die LEYDEN als dessen Reste anspricht, haben eine recht wechselnde
Höhenlage und bilden in ihrer Gesamtheit kein deutliches Talgesimse, son-
dern eine Gruppe von Inselbergen. So muß auch LEYDENs Deutung des Kohl-
bachtals als einer Umfließungsrinne zweifelhaft erscheinen. Daß die erwähnten
Höhen aber überhaupt mit präglazialen Talböden in Zusammenhang stehen,
ist LEYDEN unbedingt zuzugeben.

Es gibt aber im Ammerlängstal, ähnlich wie im Loissachtal, vereinzelt auch
höhere Talleisten, so die in den Südhang des Brunn- und Sonnenbergs ein-
gebetteten. Von ihnen dürften die des Ascherbodens nördlich Rham [F 28]
in 1050 bis 1080 m mit der des P. 1068 südlich Dickelschwaig und der großen
Fläche um das Lindermoos herum in 1150 bis 1170 m zu einem gleichaltrigen
System zusammengehören. Auch im Gebiete der Hundsfällmöser [H 19]
und beiderseits des unteren Scheinberggrabens [I 18] findet sich seine Fort-
setzung in zirka 1200 m. Dem Alter nach könnte dieser Talboden etwa dem
entsprechen, aus dem die Gipfelplateaus des Grubenkopfs und des Höhen-
bergs im Loissachtal herausgeschnitten sind.

Über die Entstehung des Elmautals lassen sich keine bestimmten Angaben
machen. Die hochliegenden Talreste beiderseits seines Südendes (Enningalpe,
Schartmoos im O, Geiskarle, Fricderalpe und Geistal im W) haben weiter
nördlich zwischen Frieder und Kienjoch keine Äquivalente. Sie dürften also
ursprünglich zur Zeit des Rosengartenniveaus auf eine Entwässerung nach O
zur Loissach eingestellt gewesen sein. Der Durchbruch zwischen Frieder und
Kienjoch hätte sich dann erst später, aber bestimmt noch präglazial vollzogen.
Die Enninglahne freilich muß noch am Ende der letzten Eiszeit nach S ent-
wässert haben. Erst der postglaziale Bergsturz, der heute die Paßhöhe bildet,
hat ihr Umbiegen nach N verursacht (S. 138). Durch ihn ist die Talwasserscheide
der Elmau, wie schon LEYDEN zeigte, zugleich erhöht und ein Stück nach S
vorverlegt worden.

Den Ursprung der präglazialen Ammer sucht LEYDEN bei etwa 1500 bis
1600 m in den großen Plateaus des Altenbergs und Zwergenbergs, die heute
vom Erzbachtal in der Schlucht der Torsäulen zerschnitten sind. Diese Region
liegt schon außerhalb des kartierten Gebiets, jedoch soll darauf hingewiesen
werden, daß die Entwässerung dieses hochgelegenen präglazialen Talbodens
ebensogut über die heutige Paßhöhe des Jägerhüttls [K 11] nach der Pöllat wie
nach O zur Ammer erfolgt sein kann. Ja, der Zusammenhang des Altenberg-
plateaus mit dem Oberende des Pöllattals erscheint viel näherliegend als seine
Beziehung nach O, wo entsprechend hoch liegende Talböden, etwa zwischen
Ammerwald und Hundinghütte, durchaus fehlen.

In diesem Fall hätte die breite Talwasserscheide zwischen Ammer und Pöllat
schon in der Präglazialzeit etwa da gelegen, wo heute die zwischen Ammer und
Erzbach liegt. Nach der Anzapfung des Ammerwalder Gebiets durch den
Erzbach hat sie sich nur unwesentlich nach O verschoben, wohl aber sehr
viel tiefer gelegt. In jüngerer Zeit wurde sie dann durch Bergstürze wieder
etwas aufgehöhht, so daß man innerhalb der Diluvialzeit wohl nicht von einer
erheblichen Tieferlegung dieser Wasserscheide sprechen kann. Die jüngsten
Bergstürze scheinen die Wasserscheide etwas nach O verschoben zu haben.

Wie schon oben erwähnt, dürfte der oberste Pöllattalboden um P. 1422 [K 11]
älter als nur eben präglazial sein. Er setzt sich talab noch ein ziemliches

Stück weit in Felsleisten beiderseits der Pöllat fort. Dann aber scheint er schon präglazial, mindestens interglazial gründlich zerstört worden zu sein, denn der Talboden der Bleckenau [K 7, 8] ist, wie schon früher ausgeführt, nur infolge der jungdiluvialen Aufschüttung erhalten, und kein Felsriegel trennt ihn von der jungen Schlucht, die talab folgt. Wie tief das untere Pöllattal schon interglazial eingeschnitten war, zeigt sich daran, daß der Zug von Wettersteinkalk, der von den Bennaköpfen zum Alpeleskopf zieht, in der heutigen Pöllatschlucht überhaupt nicht ansteht, sondern völlig von stadialen Terrassen-sedimenten verdeckt wird. Dagegen scheinen sich Reste einer alten, vermutlich präglazialen Pöllatfelsterrasse in den Flächen dicht nördlich Neuschwanstein und auf dem Berzcnkopf [H 4] (\pm 900 m) sowie am Ostende des Kienensbergs [G 4] in 850 m erhalten zu haben. Über die präglaziale Anlage des Lobentals wissen wir so gut wie nichts, da der Bach sich noch nicht wieder durch seine diluvialen Aufschüttungen hindurchgearbeitet hat.

Das Lechtal, das nur gerade bei Füssen noch in unser Arbeitsgebiet hineinragt, kann hier nicht in seiner morphologischen Entwicklung geschildert werden. Vergleicht man es mit dem Loisachtal, so fällt auf, daß nicht nur der heutige Talboden, sondern ebenso auch die jüngeren Entwicklungsstadien des Tals bedeutend, mindestens 150 m, höher liegen als bei der Loisach. Man kann dies einerseits darauf zurückführen, daß auch die älteren Verebnungen anscheinend ein leichtes Ansteigen gegen W zeigen. Andererseits muß man bedenken, daß die Loisach ihren Weg bis zur gemeinsamen Erosionsbasis (Mündung der Isar in die Donau) viel direkter nimmt als der Lech, der einen weiten Bogen nach W und N beschreiben muß. Vergleicht man die Enge von Füssen etwa mit der von Eschenlohe, so sieht man, daß die tiefliegenden Verebnungen, die wir als Reste des präglazialen Talbodens ansprechen müssen, und die südlich Eschenlohe zwischen 800 und 900 m liegen, in der Gegend von Pinswang stets Höhen um 1000 m herum innehalten. Die verkarstete Hochfläche des Kitzbergs in 1100 m entspricht dann dem 950 m-Niveau des Loisachtals, dem Höhenberg und Grubenkopf angehören. Erst von 1100 m aufwärts beginnt im allgemeinen der Steilanstieg zur Trogschulter des Lechtals. Auf eine nähere Schilderung dieser Verhältnisse muß hier verzichtet werden.

Oft schon ist die auffallende Erscheinung beachtet worden, daß die drei großen Quertäler unseres Gebiets beim Verlassen der Alpen tiefe Becken bilden, die einstmals mit Wasser, heute größtenteils mit ganz jungen Aufschüttungen und Moorbildungen erfüllt sind. In der Füssener Bucht haben sich größere Seen erhalten (Tafel V, Bild 10), das Moorplanum des Ammergau ist weniger ausgedehnt und ganz verlandet (Tafel XV und XVI), zieht dafür aber bis tief in die Kalkalpen hinein. Im Murnauer Moos endlich haben sich nur geringfügige Seereste erhalten können. Fragen wir uns, wodurch die Flüsse so gestaut wurden, daß der untere Teil ihrer Täler vollkommen im Schutt ertrank, so finden wir am Nordende des Ammergauer Moorplanums den Moränenwall von Altenau. Lech und Loisach dagegen stoßen unterhalb ihrer Mündungsbecken unmittelbar an die Felsrippe der unteren Meeresmolasse im Südflügel der Murnauer Mulde. Es unterliegt keinem Zweifel, daß dieser Südrand der Molasse in diluvialer Zeit noch aufgestiegen ist, wenigstens relativ zu dem südlich benachbarten Gebiet. An der Grenze von Flysch und Molasse, die in jungtertiärer Zeit ein scharfes Herausheben des Südens gegenüber dem Norden erlebt hatte, vollzog sich also im Diluvium und vollzieht sich noch heute eine Bewegung in entgegengesetzter Richtung. Die Molasse hebt

sich rascher als der angrenzende Alpenkörper, in Zusammenhang damit stehen die jungen Schluchten von Iller, Lech, Ammer, Loisach usw. Mittelbar ist dieser Vorgang auch für das Ammergauer Moorplanum mit verantwortlich zu machen, denn die Altenauer Moräne hätte der Erosion der Ammer nicht so lange Widerstand leisten können, hätte der Fluß nicht zunächst einmal sein Tal durch die Molasshöhen von Peustelsau tiefer legen müssen, ehe seine Erosion rückwärts in den Ammergau eingreifen konnte. Ebenso ist dieser Vorgang für die noch heute andauernde Zufüllung des Ammerlängstales mit mächtigen Schuttmassen von maßgebender Bedeutung (Lindergries, Ammergries, untere Elmau, wo die Ammer nur als Grundwasserstrom fließt).

4. Glazialmorphologie.

Der Anteil, den die eiszeitliche Vergletscherung an den Abtragungsformen unseres Gebiets besitzt, ist minder eindrucksvoll als der an den Aufschüttungsformen, den wir im Diluvialabschnitt (S. 114 ff.) geschildert haben. Moränen und Stauterrassen reden hier im Alpenrandgebiet viel eindringlicher von den Wirkungen des Eises als Taltröge, Stufenmündungen im Fels oder Karc. Am deutlichsten treten noch die Wirkungen im Kleinen hervor. Erhebungen im Gebiete der Talgletscher, wie etwa die beschriebenen im Loisachtal oder im Ammerlängstal westlich Graswang, tragen meist mehr oder minder deutliche Rundhöckerformen. Gelegentlich tritt auch der Steilabfall auf der Luvseite dem flacheren der Leeseite deutlich gegenüber, wie etwa bei dem Rundhöcker hart südlich Schloß Linderhof oder beim Apfelbichl [C 36] im Murnauer Moos. Andererseits ist es erstaunlich, wie kleine Klippen anstehenden Gesteins gelegentlich mitten im Talweg dem Eisdruck standgehalten haben. Es sei hier etwa an die beiden auffallenden Cenomanhügel im untersten Elmautal oder an die Nagelfluh der Wahrbüheln bei Oberammergau erinnert.

Schon schwieriger ist es, mit Sicherheit das Maß glazialer Unterschnidung der Hänge festzustellen. Stufenmündungen besitzen die größeren Nebentäler der Hauptflüsse eigentlich nirgends. Wo es, namentlich im Flyschgebiet, so aussieht (Halblech, Weidachlahne), da waren die untersten Talstücke mindestens präwürmisch schon ebenso tief eingeschnitten wie heute und die Stufen sind nur durch junge Stausedimente gebildet. Eine Ausnahme machen hier lediglich die beiden größeren Nebentäler der Loisach, Gießbach und Lahnenwiesgraben. Ihre Stufenmündungen sind auf den besprochenen präglazialen Loisachtalboden eingestellt. Ob dementsprechend die Pöllat in zirka 850 m Höhe in das präglaziale Lechtal mündete, muß immerhin ungewiß bleiben. Der heutige Stufenbau des Pöllaltals ist jedenfalls, wie schon erwähnt, ein Werk allerjüngster Zeit.

Auch an den Abhängen und Kuppen höherer Berge läßt sich, namentlich in festem Gestein, die Wirkung des Gletscherschliffs im Gegensatz zu den schärferen Formen oberhalb der Schliffgrenze erkennen, so etwa beim Blick von den Westhängen des Branderschrofen über die westlichen Hohenschwangauer Berge weg auf das Vilstal und die Tannheimer Gruppe (Tafel IV). Hier tritt der Gegensatz zwischen den schroffen Formen des Säulings und der Tannheimer Berge einerseits und den runderen Formen der Waldberge um den Alpsee und des Falkensteinzuges andererseits deutlich hervor. Ähnlich wirksam ist etwa der Blick aus der Gegend von Partenkirchen auf die Kette Kramer—Karspitz—Laber. Namentlich tritt hier die Zurundung des Schaf-

kopf-Rabenkopfkamms gegenüber den höheren Teilen der Noth und des Brünstelskopfs deutlich hervor. Im Gebiet des Ammertals finden sich derart typische Bilder kaum. Am Ammergebirgshauptkamm, wo sie am ersten zu erwarten wären, spielt der Gesteinswechsel eine zu große Rolle, als daß sich die glaziale Schliiffgrenze morphologisch durchsetzen könnte. Die Mergeljura- und Flyschgebiete des Nordens (Tafel XIII; XVI, Bild 32) andererseits haben wohl nie steilere Formen besessen als heute.

Eine andere Erscheinung dagegen, die häufig glazial-morphologisch gedeutet wird, tritt in allen größeren Tälern des Gebiets hervor. Es ist die Bildung stumpfer Schultern in den Talflanken oberhalb der unteren, meist steilsten Partien des Gehänges. Wir wissen aber heute, daß diese sogenannten Trogschultern nicht erst glazialer Entstehung sind. Das Eis hat auf sie im wesentlichen konservierend, gelegentlich vielleicht durch geringe Unterschneidung verstärkend, sicherlich aber zurundend gewirkt. Diese Schultern fallen im Loisachtal in Höhe von 1200 bis 1400 m allenthalben auf. Ebenso zeigen sie sich in der Südflanke des Ammerlängstals in Höhen von 1400 bis 1600 m, in der Elmau zwischen 1500 bis 1800 m. Sie stellen Reste alter Verflachungen dar, die aber schon durch die gewaltige Erosionsphase des Jungpliozäns, die die präglazialen Talböden erzeugte, gründlich zerschnitten worden waren. Entsprechend ihrer wechselnden Höhenlage gehören diese „Trogschultern“ verschiedenen tertiären Niveaus an. Das kann nicht überraschen, wenn man bedenkt, daß jene Erosionsphase schon in einem stark gegliederten Relief einsetzte. So kam es, daß die durch sie geschaffenen Steilhänge an den verschiedensten Elementen des älteren Flachreliefs ansetzen. In enger Beziehung zu diesen Schultern stehen denn auch die Hängetäler, die gelegentlich, wenn auch nicht allzuhäufig, zwischen ihnen stehen blieben. Ihre Unterkante liegt stets tiefer als die benachbarte Trogschulter. Als deutlichstes Beispiel sei hier wieder das Gebiet östlich und südlich der Friederspitz [N 21, 22] erwähnt (Tafel XII, Bild 24), wo sich diese Verhältnisse direkt aus dem Kartenbild ablesen lassen. Aber auch das Hängetal der obersten Eierlaine¹⁾ nordöstlich vom Höllkopf [E 34] mit seinen typischen Schulterrahmen gibt ein deutliches Beispiel davon, wie die Erosion der Präglazialzeit die älteren Flachreliefs in schwach gebuchteten, aber stark auf- und absteigenden Grenzlinien anschnitt. In all diesen Fällen dürfte dem Eis vorwiegend eine konservierende Wirkung zuzuschreiben sein.

Von den Hängetälern zu unterscheiden sind die gestuften Täler. Als solche kommen namentlich Seitentäler geringerer Größe in Frage, so das Loberlaintal südwestlich Eschenlohe [F 34] (Stufen in 1110 und 1180 m), der Martinsgraben [F 19] (in \pm 1300 m) und vor allem das Sägetal [G 16] (in 1150 bis 1260 m). In derselben Höhe zeigt auch das Kenzentäl [G 14] eine Stufe, eine höhere dann zwischen 1290 und 1370 m. Die meisten dieser Stufen fallen irgendwie mit Gesteinsgrenzen zusammen, die letztgenannte z. B. genau mit dem Oberräthkalkzug des Vorderen Scheinbergs. In kleinem Maßstabe gibt es derartige, durch den Untergrund bedingte Stufenbildungen fast überall da, wo dieser einen starken Gesteinswechsel aufweist, auch in den kleinsten Tobeln, bei denen glaziale Mitwirkung völlig ausgeschlossen ist. Es soll aber nicht geleugnet werden, daß bei den erwähnten größeren Beispielen das Eis im einzelnen an der Ausgestaltung der Stufen teilgenommen hat. Im Sägetal

¹⁾ In der Karte ohne Namen.

kommt freilich, wie im Diluvialabschnitt ausgeführt wurde, auch Akkumulation im Schutze des Haupttalgletschers bei der Stufenbildung hinzu. Wo diese allein herrscht (Bleckenau, Halblech, Weidachlahne), gehören solche Stufenformen nicht in diesen Zusammenhang.

Über die Kare in den Ammergauer Bergen ist eine Spezialstudie von STADELMANN 1923 erschienen, deren ganze Arbeitsweise jedoch unter der alten PENCKschen Voraussetzung steht, daß Kare glazial erzeugte Formen seien, und daß ihre Anordnung und Höhenlage zu unmittelbaren Rückschlüssen auf Eismächtigkeit und Schneegrenze benutzt werden könnten. In dieser Allgemeinheit wird jene Vorstellung aber heute wohl kaum noch von jemandem geteilt. Wie wenig sie selbst in einem lithologisch einigermaßen einheitlichen Gebiet berechtigt ist, hat noch jüngst E. FELS 1929, seine früheren Forschungen zusammenfassend und erweiternd, an den Karen des Karwendels bewiesen. Er bestätigt das frühere Ergebnis: Die Kare sind die glazial ausgestalteten, rückwärtigen Enden alter, präglazialer Täler, und dieser Satz dürfte bestimmt über FELS' engeres Untersuchungsgebiet hinaus weithin Geltung haben, sicherlich für die Berge zwischen Lech und Loisach. Fällt somit schon für die echten Kare die wichtigste Voraussetzung der STADELMANNschen Arbeit weg, so macht sich weiter bei ihm sehr störend bemerkbar, daß er den Einfluß des Gesteins auf die Detailformen der Talgestaltung viel zu niedrig einschätzt, oft sogar gänzlich ignoriert. Es ist daher notwendig, die Verhältnisse völlig unabhängig von dieser Vorarbeit neu zu betrachten.

Echte Kare von vollkommener Ausgestaltung, etwa gar mit einem Hochsee geschmückt, wie sie z. B. in den Zentralalpen nicht selten sind, dabei aber in ihrer Lage völlig unabhängig vom Gesteinsuntergrund, gibt es in unserem Gebiet überhaupt nicht. Es sei dies zunächst an den Formen des lithologisch einheitlicheren Gebiets südlich vom Ammerlängstal gezeigt. Die hoch gelegenen Talböden im Nordhang des Kramers zeigen nirgends echte Karformen, wohl aber in ihrer Höhenlage Abhängigkeit von der ältesten Anlage des Lahnenwiestalsystems in 1550 bis 1440 m Höhe. Ebenso sind die flacheren Wannen im Hintergrund des Kühalpental (Tafel XIV, Bild 28) und seiner Seitenbäche deutlich auf das Rosengartenniveau als Erosionsbasis eingestellt. Die früher erwähnten Hängetäler um den Friederherum (Tafel XII, Bild 24) sind durchaus keine Kare, sondern einfach ausgeschaltete alte Talstücke, die wohl hauptsächlich infolge ihrer Verkarstung von der späteren Erosion verschont blieben. Auch bei der Roßalpe im obersten Gießenbach (1320 bis 1380 m) [K 29] wird man zunächst an ein auf das 1300-m-Niveau des Renschberges eingestelltes Talstück denken müssen. Seine Ebenheit ist aber nachträglich durch die noch nicht völlig beseitigte glaziale Staubbildung (siehe S. 125) wieder verschärft worden. Hinzu kommt die Lage der Roßalpe in der Zone der Raibler Gipse.

Wieder anders liegen die Verhältnisse auf der Nordseite des großen Nothkams und des Kienecks. Die hier auftretenden karähnlichen Formen, unter denen sich auch ein ziemlich vollkommenes Kar (Nothkar, 1496 m [H 29]) befindet, liegen sämtlich in dem schmalen Streifen von Kössenschichten, der die Gipfelschuppe der Noth und des Kienecks über sich trägt. Dies gilt namentlich auch von den Verflachungen der Ziegelalpe und des Kothalpenkars, während die tiefer gelegenen Stufen der Kothalpe und der Großkaralpe dem früher (siehe S. 27) erwähnten Kalkband im oberen Hauptdolomit ent-

sprechen. Bei der Großkaralpe ist zudem die Stufe durch eine Endmoräne verstärkt.

Ähnliche Erfahrungen kann man nun in den nördlicheren Gebieteilen allgemein machen. Überall, wo es zur Ausbildung wirklicher Kesselformen, also echter Kare, gekommen ist, wird deren Lage genau durch den Gesteinswechsel bedingt. Dies geschieht stets in der Weise, daß der hintere Teil des Karbodens aus einem weichen, undurchlässigen Gestein, der vordere und die Karschwelle dagegen aus widerstandsfähigem, meist durchlässigem Gestein bestehen. So zeigt z. B. das Seelein [E 33] im Hochlaber seine völlige Abhängigkeit vom Zug der Cenomanmergel zwischen Hauptdolomit im Süden und Cenomansandstein + Hauptdolomit im Norden schon dadurch, daß es ursprünglich nicht kreisförmig, sondern quer-oval, nämlich nach Südwesten verlängert war. Dieser Teil ist freilich durch den von Westen kommenden Talbach zuerst verlandet. Einen oberirdischen Abfluß besitzt es nicht. Die Felsschwelle, die es abschließt, zeigt freilich deutliche Spuren glazialer Bearbeitung. Es handelt sich hier also im wesentlichen um eine große Doline, die das Eis zu einer unvollkommenen Sesselform umgebildet hat. Zum Vergleich ziehe man das Hochplateau des Mannldmösel [E 33] in 1430 bis 1440 m Höhe heran, das im Streichen derselben Zone liegt und treffliche Dolinen besitzt. Der Kessel der Soilalpe in 1314 m ist überhaupt kein Kar, sondern ein Stück der alten O—W ziehenden Tiefenlinie vom Königstand zur Eierlaine, von seiner Verlängerung im O und W nur durch hohe Moränenwälle geschieden.

Prinzipiell ähnlich liegen die Dinge bei all den zahlreichen Karformen, die den Nordabhang des Ammergebirgshauptkammes gliedern. Die Karböden sind in ihrer Lage eindeutig fixiert dadurch, daß ihr Hintergrund stets durch Partnachsichten, Raiblerschichten oder Kössenschichten gebildet wird, während ihre Schwelle aus einem harten Kalk- oder Dolomitgestein, meist Wettersteinkalk besteht. Das kann auch STADELMANN (Seite 140ff.) für die beiden von ihm näher geschilderten Fälle des Kessels [G, H 8, 9] und des Grüble [G, H 8] nicht leugnen. Schon aus seiner Schilderung, wie auch aus unserer Karte, geht einwandfrei hervor, daß das Kesselkar ein in seiner Lage eindeutig, durch leicht zerstörbare Schichten fixierter Talanfang ist (Raibler-, nicht Partnachsichten!). Er selbst schildert die Rückwand und die Schwelle des Kars aus Wettersteinkalk bestehend, während durch den Karboden, quer zum Talverlauf, der Mergelhorizont streicht. Wir müssen sagen, daß uns die Logik unverständlich ist, mit der er dann fortfährt, „daraus ergibt sich zunächst, daß, was schon oben angeführt wurde, das Kar nicht an bestimmte Gesteinsschichten geknüpft ist und auch in seinem Vorkommen nichts mit dem Bau zu tun hat“. Besser würde zum Beweis dieses Satzes das Grüble passen, wenn STADELMANNs Voraussetzung, daß es „im einheitlichen Gestein liegt“, zuträfe. Aber auch durch den Grübleboden streichen die Raibler. Auch diese Karform ist ganz legitim durch den Gesteinsuntergrund bedingt, so gerne auch STADELMANN die Vaterschaft dem Gletscher zuschieben möchte. Ganz ähnlich liegen die Dinge auch bei den Karstufen des Gumpentals [H 12] sowie weiter östlich, z. B. im Großen Roßstall [E 17] und im Nebelalpenkar [E 23], die alle typische Dolinenkare sind.

Besonders erwähnt werden muß die größte Doline unseres Gebietes, die nördlich vom Vorderen Scheinberg „im Kessel“ [G 15] liegt. Ihr Boden, in 1600 m Höhe, ist 50 m tief unterhalb der Schwelle sehr steil eingesenkt,

während Seitenwände und Rückwand sich 70 bis 200 m felsig darüber erheben. Ein kleiner See im tiefsten Boden wird durch geringen Zufluß gespeist, ein Abfluß scheint dagegen unterirdisch nicht vorhanden zu sein, es ist vielmehr anzunehmen, daß das Wasser des Seeleins durch Verdunstung verschwindet. Dagegen läßt sich eine deutliche alte Abflußrinne in der nördlichen Schwelle zum Sägetal nachweisen. Die Rückwand besteht aus Oberrhätalkalk, die Schwelle aus Doggerkieselkalken. Der Boden der Doline liegt in karrig verwittertem Hierlatzkalk, an den sich nördlich Fleckenmergel anschließen, die westlich und östlich die Jöcher bilden. Diese Doline zeigt keine Spur glazialer Überarbeitung.

Die sogenannten Gassen, die STADELMANN (Seite 149 ff.) zu einem besonderen Typ glazialer Formen machen will, sind nichts als gewöhnliche Täler, die im ungestörten Streichen weicher Schichten (Raibler- oder Kössener-) verlaufen (Tafel VIII, Bild 16). Daß sie relativ selten so klar ausgeprägt sind, kommt daher, daß in dem tektonisch so unruhigen Nordgebiet, wo allein der nötige Gesteinswechsel vorhanden ist, das Streichen selten über längere Strecken völlig störungslos durchläuft. Hinzu kommt dann noch die weitere Bedingung, daß das Talnetz der Entwicklung von Längstälern an einer solchen Stelle günstig sein muß.

Zuzustimmen ist STADELMANN dagegen, wenn er ausführt, wie durch die unterirdische Entwässerung vieler Kare unter den Kalkfelsriegeln durch diese selbst und die Karböden vor der Zerschneidung bewahrt werden. Nur zaghaft greift die Rückwärtserosion von den jüngeren, tieferen Tälern aus in die Karböden ein.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß im einheitlichen Hauptdolomit echte Kare in unserem Gebiet kaum zur Entwicklung gelangt sind. Was man dahin rechnen könnte, sind sämtlich alte, im wesentlichen pliozäne Talböden, die durch die schnelle präglaziale Eintiefung in Hängetäler umgewandelt und durch die konservierende Kraft des Eises als solche erhalten sind. Im Gebiet stark wechselnden Gesteinsuntergrundes konnten die Quelltrichter und Talanfänge in weichem, undurchlässigem Gestein vom Eis in Karformen umgewandelt werden. In keinem dieser beiden Fälle ist Lage und Meereshöhe des Karbodens irgendwie durch die Eismächtigkeit und die Lage der Schneegrenze bedingt. Es ist also unzulässig, Berechnungen über die Höhe der Schneegrenze aus der Lage der Karböden anzustellen, wie dies STADELMANN und, im Falle des Gumpentals, auch v. KLEBELSBERG versucht haben. Dementsprechend sind unsere Berechnungen der Schneegrenze aus der Lokalvergletscherung (siehe S. 130 ff.) ausschließlich auf das Vorkommen zweifelsfreier Endmoränen gestützt. Diese fallen durchaus nicht immer mit den Karschwellen oder anderen Talstufen zusammen, wie gleichfalls schon im Abschnitt über Diluvium im einzelnen gezeigt wurde. Wenn dennoch Endmoränen verhältnismäßig häufiger auf der Höhe der Felsriegel oder im vorderen Teil des Karbodens als in anderen, steiler geneigten Talstücken auftreten, so muß man bedenken, daß sie einmal hier vor der Abtragung durch die Ebenheit des Untergrundes, z. T. auch durch die Verkarstung besser als anderswo geschützt waren, daß außerdem aber der sonngeschützte Karhintergrund dem Eis bessere Gelegenheit bot, in geschlossener Masse auszuharren, während der Rückzug über steile und konvexe Stücke des Talprofils verhältnismäßig schneller erfolgte.

Da die Kare zwar nicht ihre Anlage, wohl aber ihre letzte Ausgestaltung der Mitwirkung des Eises verdanken, so finden wir sie begreiflicherweise nur in gewissen Höhenlagen. Die beiden wichtigsten hat schon STADELMANN (Seite 135) richtig herausgehoben. Die Mehrzahl der Kare liegt zwischen 1550 und 1650 m (Hauptstufe STADELMANNs), einige wenige erreichen Höhen zwischen 1700 und 1800 m, eine größere Zahl liegt wieder zwischen 1450 und 1500 m. Die tiefsten gehen bis etwa 1400 m hinab; was tiefer liegt, hat mit Karen nichts zu tun. Vergleicht man diese Zahlen mit jenen für die Höhe der Schneegrenze in den verschiedenen Phasen der Würmeiszeit, so kann man wohl sagen, daß die meisten Kare zuletzt von α - oder β -stadialen Gletschern erfüllt waren. Die Hocheiszeit allein hat nur ausnahmsweise karartige Bildungen begünstigt. Man kann daraus aber auch umgekehrt den Schluß ziehen, daß geringe Eismassen, die nur eben noch den Karboden bedecken, nicht nur nicht zur Anlage, sondern auch nicht zur normalen Ausgestaltung eines Kars ausreichen. Es scheint dazu vielmehr dreierlei nötig zu sein: eine präglaziale Anlage, durch alte Talböden oder Gesteinsverhältnisse bedingt, ein kräftiger Eisstrom, der sie ausgestaltet, endlich ein Rückzugsgletscher oder wenigstens ein Firnfeld, das die Hohlform vor allzu früher Verschüttung bewahrt.

Biographische Zusammenfassung.

(C. W. K.)

Wenn in einem Schlußkapitel, gewissermaßen zusammenfassend, ein Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte des in vorliegender Arbeit behandelten Gebiets versucht wird, so sind wir uns über die Schwierigkeiten, die dabei erwachsen, durchaus im klaren. Wohl muß es gerade den Erdgeschichtler verlocken, ein ganzes geologisches Gebiet rein unter historischem Gesichtspunkt darzustellen. Dann muß aber, um mit OSSWALD zu reden, die Möglichkeit „einer einheitlichen Erfassung aller geologischen Ereignisse . . . nach Zeit, Raum, Ursache und Dynamik“ gegeben sein. Leider ist das ein wohl erstrebenswertes, aber stets unerreichbares Ideal. Denn es wird niemals gelingen, alle Befunde in einen zeitlichen und kausalen Zusammenhang restlos einzuordnen. Die geologische Beobachtung wird dazu schon aus äußeren Gründen (Aufschlußverhältnisse, Fossilführung usw.) niemals vollständig genug sein können, und die geologischen Befunde werden auch nicht immer eindeutig sein.

So darf es nicht wundernehmen, daß OSSWALD 1929 im Wendelstein mit der „streng durchgeführten historischen Methode in der Darstellung einer Gebirgsgruppe“ nicht den erhofften Erfolg hatte. Nicht selten wirkt die Einordnung geologischer Befunde gezwungen, ja in vielen Fällen wird der Fluß der Darstellung durch Beobachtetes und der Darstellung Würdiges gestört, das deshalb nicht wegfallen darf, aber nach dem gegenwärtigen Stand der Wissenschaft sich historisch nicht sicher oder gar nicht einordnen läßt. Auf der anderen Seite werden auch viele Zusammenhänge z. B. der tektonischen Entwicklung durch lange stratigraphische Schilderungen zerrissen, und trotz des einheitlichen Fadens der Disposition wird das Ganze unübersichtlich. Obendrein geht bei rein historischer Anordnung des ganzen Stoffes der Überblick über die räumlichen Gesetzmäßigkeiten so gut wie ganz verloren.

Immerhin wird es für den, der durch eine nach bewährter Anordnung gegliederte, möglichst unvoreingenommene Beschreibung sich schon ein Kenntnis vom geologischen Arbeitsgebiet angeeignet hat, vielleicht von Interesse sein, einmal im Zusammenhang dessen erdgeschichtliche Entwicklung zu überfliegen, soweit sie an Hand des bisher Bekannten rekonstruierbar ist. Wir werden in diesem Abschnitt deshalb versuchen, alle historisch ausdeutbaren Tatsachen zu verwerten; die vorangegangene Einzelbeschreibung enthebt uns jedoch der Verpflichtung, Zufälliges, Unvollkommenes oder heute noch Unverständliches zeitlich oder kausal in ein Schema einzuspannen.

Ein Zurückgreifen auf die in der voranstehenden Monographie selbst beschriebenen Grundlagen wird den Leser jederzeit in die Lage versetzen, zu beurteilen, wodurch und wie weit, woraus und mit welchem Grade von Sicherheit die Lebensgeschichte unseres Gebirges aus seinem heutigen Aussehen abgeleitet werden kann.

Wollen wir uns die Paläogeographie der heute in den Bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach gehäuften Trias- und Juragesteine rekonstruieren, so müssen wir zunächst natürlich im Geist die spätere Tektonik rückgängig machen. Vor allem müssen die Decken ausgeglättet und abgewickelt, wieder nach S beziehungsweise SSO zurückgezogen gedacht werden.

Für die untere Trias ergibt sich dann etwa folgendes: Im S, im Gebiet der heutigen Lechtaldecke, stehen wir in der kalkalpinen Geosynklinale, wo — als ältestes bei uns vorhandenes Sediment — der alpine Muschelkalk in nicht allzu großer Meerestiefe, aber ohne Sandeinschwemmung sedimentiert wird. Seine Brachiopoden-Crinoidenfauna, seine oft holprigen Schichtflächen bestätigen das, auch die gelegentlich eingeschalteten dolomitischen Bänke stehen damit durchaus nicht in Widerspruch. Wie es im Bereich der Allgäudecke aussah, ist schwer zu ermitteln, denn bei uns sind in ihr so alte Sedimente überhaupt nicht aufgeschlossen. Nur weiter im W, am Iseler, ist bekanntlich (REISER 1922) Buntsandstein an einer Schuppenfläche heraufgebracht worden, Muschelkalk dagegen fehlt. So erhebt sich die Frage, ob im Bereich der heutigen Allgäudecke Muschelkalk überhaupt sedimentiert wurde, oder mit anderen Worten, ob die Allgäudecke damals zum Raum der kalkalpinen Geosynklinale gehörte.

Helleres Licht werfen die Sedimente der ladinischen Stufe auf dieses Problem. Partnachsichten und Wettersteinkalk fehlen der ganzen Allgäudecke ebenfalls, in der Lechtaldecke zeigen sie aber bemerkenswerte faziale Verschiedenheiten. Die Partnachsichten wurden noch überall unter paläogeographischen Bedingungen gebildet, die denen der anisischen Zeit ähnelten. Sand wurde nicht eingeschwemmt, dafür aber bedeutend mehr Tonmaterial. Auf die Partnachsichten folgte in den südlichen Teilen die Sedimentation von mächtigem Wettersteinkalk. Er entstand zwar in stichem Wasser, aber bei dauernder Senkung des Bodens vorwiegend aus Organismenresten. Die dicke, aber deutliche Bankung dieses Gesteins beweist trotz Vorkommens von Korallen und anderen Riffbildnern sowie oft erkennbarer Großoolithstruktur, daß es nicht als Riff im engsten Sinne entstand. Im Falkensteinzug fand OPPEL sogar einen Cephalopodenrest. Hier, in den nördlichen Teilen der Lechtaldecke, entstanden aber in ladinischer Zeit auch fremdartigere Sedi-

mente, es machen sich Einflüsse eines nördlich benachbarten Landgebietes geltend. Schon 1923 beschrieb RICHTER Ton-, ja Sandeinschwemmungen von der Südwestseite des Falkensteins selbst am Bahnhof Pfronten-Steinach. Dort sind sie mit der auffälligen Fazies des Wettersteindolomites verbunden, die zwischen Partnachschiefern und Wettersteinkalk auftritt. Wenn auch weiter östlich nur mehr Toneinschwemmungen im Wettersteindolomit nachgewiesen werden konnten, so dürfen wir ihn doch auch dort als küstennächste ladinische Fazies ansprechen, die wir kennen. Nach S zu klingt sie aus. Wir kommen zu dem Ergebnis, daß bis zum Ende der ladinischen Zeit der alpine Geosynklinalraum kaum über den Nordrand der heutigen Lechtaldecke nach N hinausgereicht hat.

Vor Beginn der karnischen Stufe der alpinen Trias verkleinerte er sich sogar noch. Das ganze Gebiet der heutigen Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach hob sich heraus und unterlag präkarnischer Erosion. Überall, am schönsten sogar gerade in den südwestlichen Teilen (Fig. 2, 3, S. 16) aufgeschlossen, sind fossile Verkarstungserscheinungen an der Obergrenze des Wettersteinkalks zu beobachten. Oft gehen sie mit Erzanreicherung einher. Noch vor seiner Trockenlegung und Verkarstung war nämlich auch bei uns, wie anderswo, der Wettersteinkalk von sulfidischen Erzen durchsetzt worden und mußte bei seiner präkarnischen Zerstörung Brauneisen zurücklassen.

Nach dieser in der nordalpinen Trias einzigartig dastehenden großen Regression wirkt die Transgression der Raiblerschichten um so auffälliger. Sie überflutete nicht nur Lechtaldecke-, sondern auch heutiges Allgäu-Deckengebiet. Die neue Sedimentation begann mit Glaukonitsandsteinen, deren Material (undulöse Quarze und gelegentlich auch Feldspatkörnchen kommen vor) ebenso wie die sandigen Einlagerungen im nördlichsten Wettersteinkalk wohl von dem nördlich benachbarten Landgebiet, der ostalpinen Geantiklinale, abgeleitet werden müssen. Kristalline Gesteine dürften dort in großer Breite der Abtragung unterlegen haben.

Wie sieht das transgredierende unterkarnische Meeresgebiet am Nordrand der kalkalpinen Geosynklinale indessen war, ergibt sich aus der Einlagerung von Kohleflözchen in den Raibler Sandsteinen. Die mittelkarnischen Dolomite und Kalke mit Zweischalerresten bedeuten demgegenüber eine gewisse Vertiefung, beziehungsweise ein Zurückweichen des Nordufers, wenn sie auch starken primären Mächtigkeitsschwankungen unterliegen. Bezeichnenderweise wurden Raibler Kalke auch im Gebiet der heutigen Allgäu-Decke sedimentiert. Im Oberkarnikum muß es sich aber wieder um sehr seichte, lagunenartig abschnürbare Meeressteile gehandelt haben, die bei den ariden klimatischen Bedingungen der damaligen Zeit oft eingedampft wurden. So entstand, am schönsten im Falkensteinzug, die salinare Fazies der Raibler Gipse, beziehungsweise Gipsmergel. Anderswo wurden nicht nur in ihrem Hangenden, sondern im ganzen Oberkarnikum dolomitische Rauchwacken gebildet, und schließlich gibt es auch Gebiete, in denen in der oberkarnischen Zeit überhaupt nur Dolomit entstand. Regionale Gesetzmäßigkeiten haben sich allerdings nicht nachweisen lassen, höchstens die geringere Mächtigkeit der Raiblerschichten in der Allgäu-Decke verdient Betonung.

Die Raibler Kalke und Dolomite bildeten sich bereits unter Bedingungen, die die ganze norische Stufe über anhalten sollten: Auf, im Gegensatz zur Bodenunruhe der karnischen Zeit, stetig aber langsam sinkenden Untergrund wurde der gut gebankte mächtige Hauptdolomit sedimentiert. Dabei

ging die Senkung im S rascher vor sich als im Gebiet der heutigen Allgäu-
decke: ein Anschwellen der Mächtigkeit von wenig über 100 m auf 1000 m
ist die Folge (Fig. 5, S. 41). Der bekannte hohe Bitumengehalt der norischen Ge-
steine nahm gegen N ab, denn nur in den südlichsten Teilen unseres Gebietes
finden wir die in Tirol so wichtigen Asphaltlagen. Sie scheinen an tiefere,
zentraler gelegene Teile der kalkalpinen Geosynklinale gebunden zu sein. Un-
bedeutende paläogeographische Veränderungen verursachten gelegentlich
Rückfälle in die klastische unterkarnische Seichtwasserfazies (sandführende
Hauptdolomit-Brekzie von Füssen), auch Ton wurde zuweilen eingeschwemmt.
Schließlich, bei uns vorwiegend in obernorischer Zeit, trat unter Zunahme
des Tongehaltes an Stelle des Dolomites die Plattenkalkfazies.

Vielfach gute Durchlüftung, Fossilreichtum, Einschwemmung von Ton, auch
lokale Bildung von Konglomeraten kennzeichnet das aus dem Plattenkalkmeer
ohne scharfe Grenze sich entwickelnde seichte rhätische Meer. Im N, in der
Allgäudecke, und ganz im S, in der Lahnenwieszone, dauert die Meeres-
bedeckung ununterbrochen fort, und die rhätische Fazies bereitet schon auf den
ihr folgenden Mergeljura vor. Dabei steht wieder die äußerst geringe Mächti-
gkeit der Kössnerschichten der Allgäudecke den vielleicht über 200 m mäch-
tigen Kössnerschichten des Südens, der Lahnenwieszone, gegenüber.

Diese beiden Zonen der Kössener Entwicklung des Rhäts wurden durch
ein Gebiet abweichender Sedimentation getrennt. Hier, im Bereich der
späteren Lechtaldeckenstirn, hielt sich, zum mindesten während des oberen
Rhät, ein Seichtwasserstreif von jeder Toneinschwemmung frei, jene Zone,
in der die reinen Oberrhätkalke, speziell die Geiselsteinfazies, gebildet wur-
den. Daß sogar richtige Inseln schon im Oberrhät hier herausgeragt haben,
ist sehr wahrscheinlich.

Die Diskordanz des Hierlatzkalkes entschleiert in geradezu klassischer
Klarheit diesen Rücken, der im höheren Rhät und um die Wende gegen den
Jura als Inselzone, durch Meeresgebiete von schlamm-spendenden Küsten ge-
trennt, den Fluten entstieg. In der Unteren Vilsederdecke, und weiter im O
im Stirnrandgebiet der Lechtaldecke selbst, ist die Schichtlücke zwischen
Trias- und Jurasedimenten am größten, das Liasmeer brandete dort über
Hauptdolomit hinweg.

Auf der Südflanke der Schwelle lagerte sich, zunächst diskordant bald auf
Kössnerschichten, bald auf Resten von Oberrhätkalk, noch weiter südlich kon-
kordant auf dem Oberrhätkalk, der Lias in Hierlatz- beziehungsweise südlicher
in Kieselkalkfazies ab. Der Kieselkalk verdankt seinen Kieselreichtum einer
üppigen Schwammfauna und leitet zu den Lias-Dogger-Fleckenmergeln hin-
über, zu jenen südlichen Gebieten, in denen die Bildung von Mergeln, Mergel-
kalken und unreinen Kalken niemals ernstlich unterbrochen wurde. Unbe-
deutende Verlegungen der Faziesgrenzen während der Jurasedimentbildung
verknüpfen heute als Verzahnungen die scheinbar so schroff unterschiedenen
Ablagerungen.

Auch am Nordhang unserer Schwelle haben ähnliche Übergänge von der
lückenhaften, kalkigen Schwellenfazies zur Mergelfazies der Allgäudecke
bestanden, nur ist die durch den nördlichen Kieseljura charakterisierte Zone
heute dem direkten Anblick durch Überschiebungsvorgänge größtenteils ent-
zogen. Wir werden später sehen, wie sie sich in den Geröllen des Cenomans
verräät.

Am äußersten Nordrand des Mergelrhät-Mergeljura-Bereiches der heutigen Allgäudecke entstanden, wohl wiederum in besonders seichtem Wasser, lokal heute nur in der Höllenzonenzone erhalten, echt kalkige Juragesteine.

So tritt uns an der Wende von Trias und Jura eine Krustenbewegung entgegen, die ihrer Lage und weiteren Entwicklung nach schon der alpinen Gebirgsbildung zugezählt werden muß. Die Schwelle des späteren Lechtaldecke-nordrandes unterlag der Abtragung, wurde aber bereits während der Liaszeit wieder gänzlich ertränkt. Trotzdem müssen wir uns vor Augen halten, daß die vorliassische Abtragung für die später zu besprechende präcenomane schon wesentliche Vorarbeit geleistet hat.

Im höheren Jura und der unteren Kreide ist allerdings aus den Sedimenten für sie nicht viel mehr abzuleiten. Immerhin finden wir in der genannten Schwellenzone weiterhin Jurakalkbildung, während in der Nachbarschaft zunächst Radiolarite, dann Aptychenschichten entstanden. Prinzipiell wichtig ist dabei bei uns die Feststellung, daß auch die Radiolarite und Aptychenschichten nicht Sedimente großer Meerestiefe sind, beide zeigen Einschaltungen von brekziösen Lagen. Am auffälligsten ist eine Mergeleinschaltung in den roten Aptychenschichten nordwestlich vom Bremeneck und westlich vom P. 1147 [C 24], also im Malm der Allgäudecke, in der sich bis faustgroße Gerölle rhätischer und liassischer Kalke finden. In diesem speziellen Falle werden wir wohl an eine Einschwemmung von Norden denken müssen. Jurassische Tiefsee hat es in den Bayrischen Bergen zwischen Lech und Loisach nicht gegeben.

Die untere Kreide zeigt fortdauernde Bodenunruhe, wir können feststellen, daß damals die gebirgsbildenden Vorgänge im Süden sich allmählich steigerten. Immer wieder finden sich konglomeratische Lagen in den Neokomptychenschichten, nördlich vom späteren Steckenbergsattel wurden sogar Lias-Doggerkieselkalke und Radiolarite schon im Beginn des Neokoms eingeschwemmt. Gegen Ende des Neokoms traten die konglomeratischen Lagen zurück, rote Globigerinenmergel wurden abgelagert und leiten hinüber zu den feinen Cephalopodenmergeln des Gault. Man erhält den Eindruck, daß hier eine randsenkenartige Abwärtsbewegung im Nordteil der heutigen Allgäudecke vor sich ging, also gerade dort, wo bisher (auch im Jura) die ostalpine Geantiklinale zu spüren war.

Weiter im Süden dagegen hörte zur selben Zeit die Sedimentation auf, so daß der Gault zur seltensten kalkalpinen Formation wurde. Besonders stark ergriff die Abtragung den Bereich der heutigen Lechtaldecke. Das transgressiv auf dieser alten Oberfläche lagernde Cenoman läßt klar die Grundzüge weitgespannter Tektonik erkennen, die in der mittleren Kreide die Gesteine der heutigen Lechtaldecke gegliedert hat. Zwei sattelartige Hebungszonen bilden sich jetzt (Fig. 16, S. 101). Die eine, am Nordrand der Lechtaldecke entlang laufend, trat uns zum ersten Male schon an der Rhät-Liasgrenze als Schwelle entgegen, auf ihrem Scheitel transgrediert das Cenoman bis auf Hauptdolomit hinab. Die Schärfe gerade dieser Diskordanz wirkt weniger überraschend, wenn man bedenkt, daß im Bereich dieser Schwelle vielfach schon die Abtragung wenig mächtiger Juragesteine genügte, um den Hauptdolomit bloßzulegen. Südlich von ihr verläuft eine Zone geringerer Abtragung, in deren Kern sogar noch Neokom erhalten blieb: die flache präcenomane Anlage des großen Muldenzuges. Im Hauptdolomitgebiet des Südens, das jetzt ebenso

tief abgetragen wurde wie jene nördliche Schwellenzone, besteht nun seit der mittleren Kreide eine zweite Antiklinalzone. Nach S dachte sie sich zum Lahnenwieszug mit seiner bis einschließlich Neokom erhaltenen Schichtserie ab.

Nur im Nordwestteil der Lechtaldecke zeigen sich gewisse Abweichungen: Auch im Bereich des großen Muldenzuges transgrediert hier das Cenoman überall bis auf Hauptdolomit hinab. Trotz deutlich erkennbaren präcenomanen Muldenbaues — im Südflügel Ahornspitz-Nordseite 10° präcenomanes N-Fallen, im Nordflügel Brunnberg-Südseite ca. 15 bis 20° präcenomanes S-Fallen des Hauptdolomits — muß dieser Teil der Lechtaldecke als Ganzes schon damals stark emporgehoben gewesen sein. Da die Untere Vilsederdecke präcenomane Abtragungserscheinungen und cenomane Sedimentation nicht aufweist, so gehen wir wohl nicht fehl, wenn wir vermuten, daß in der mittleren Kreide die schwach gefaltete Obere Vilsederdecke die Untere überfahren hatte und, um deren Mächtigkeit verdickt, höher emporragte als die übrigen Teile der Lechtaldecke. Vielleicht verzeichnet jene präcenomane Verwerfung, die vom Ammergebirgshauptkamm nach WSW hinüberzieht (S. 102), die damalige Südostgrenze der überfahrenen Unteren Vilsederdecke.

So sehen wir, wie in der mittleren Kreide die Gebirgsbildung den Raum der Lechtaldecke ergreift, ihn schwach faltet, hebt und schließlich sogar die ersten Anfänge der Deckenbewegung in Gang bringt.

Im einzelnen zeigt die Zusammensetzung der Cenomankonglomerate im Lechtaldeckengebiet eine starke Abhängigkeit vom Untergrund. Die mitunter metergroßen Blöcke haben keinen weiten Transport erfahren, man kann aus ihnen schließen, daß noch während der Cenomantransgression erhebliche Unregelmäßigkeiten im Relief vorhanden waren, daß das Meer an Klippen und Inseln brandete. Im Gebiet der Lechtaldeckenstirn scheinen sie am zahlreichsten gewesen zu sein, hier beginnt das Cenoman in fast allen Fällen mit mächtigen Hauptdolomitbrekzien. Das Cenomanmeer hat also nicht mit einem Schlage das ganze bisherige Abtragungsgebiet überflutet.

Auch in der heutigen Allgäudecke erfolgte eine gewisse präcenomane Tektonik, auch hier ist sie mit Hilfe des transgredierenden Cenomans gut zu erkennen. Im N wurde hie und da in flachen Spezialsätteln das Neokom durchwaschen und die Malmptychenschichten bloßgelegt (Fig. 15, 2, S. 98). Weiter südlich, im heutigen Kälberalpfenster, sieht man das Allgäudeckencenoman bis auf Fleckenmergel hinab transgredieren (Fig. 15, 1. Kern eines höheren präcenomanen Sattels). Nur hier bestehen auch in der Allgäudecke die Cenomankonglomerate größtenteils aus Gesteinen des unmittelbaren Untergrundes, sonst aber hat das Material einen weiteren Weg zurückgelegt. Den größten Anteil haben Komponenten aus der Serie der Lias- und Doggerkieselskalke, den geringsten Hierlatzkalke, Kössenerschichten und Hauptdolomit, besonders dieser ist sehr selten. Da erhebt sich die Frage nach der Herkunft dieser Komponenten.

Es wäre verfehlt, besonders den massenhaften Jura in Kieselfazies von der Lechtaldecke zu beziehen, wo heute diese Gesteine allerdings eine große Verbreitung im Ammergebirge besitzen. Denn dann hätte das Material von S her einen beträchtlichen Weg über die geantiklinale Stirn der Lechtaldecke nehmen müssen, über ein Hochgebiet, wo obendrein das Cenoman auf Hauptdolomit transgrediert und aus Hauptdolomitbrocken besteht. Es liegt näher,

dieses Material in der Allgäudecke aus dieser selbst abzuleiten, d. h. von deren Südrand. Hier war ja aller Wahrscheinlichkeit nach, wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, der Jura in der Kieselfazies entwickelt. Diese südlichsten, heute durch die großen Überschiebungen verdeckten Teile der Allgäudecke, müssen damals als Ganzes stärker herausgehoben worden sein, so daß die Abtragung die ganze Juraserie ergriff.

Mindestens ebenso wichtig sind die Abweichungen ganz im N, die die heutige Höllenzzone während Gault und Cenoman zeigten. Es ist die einzige Stelle, wo präcenomane Heraushebung und Abtragung nicht statt hatte. Vielmehr entwickeln sich hier die Cenomankonglomerate ohne Unterbrechung ganz normal aus den Gaultmergeln (Fig. 11, S. 83, und Tafel II, Bild 3). Wir haben hier noch ein Stück des durch die vorcenomanen gebirgsbildenden Bewegungen weit nach N hinausgedrängten Meeres vor uns.

Des weiteren kann man an der mittleren Kreide der Höllenzzone das Heranzwandern der Gebirgsbildung vorzüglich ablesen. Während der Sandgehalt der Gaultsedimente nur von N stammen kann, da damals in den Kalkalpen überhaupt keine Sandmassen frei wurden, zeigen die ersten eingeschalteten Geröllbänke, die, immer größer werdend, zum Cenoman hinüberführen, einwandfrei südliche, kalkalpine Herkunft.

In der Flyschzone dagegen bleibt es bei der nördlichen Herkunft des Materials, auch zur Zeit der oberen Kreide. Der Reischberger Sandstein ist seiner Zusammensetzung nach nur vom Nordufer der damaligen alpinen Randsenke, von der vielleicht etwas zurückgedrängten ostalpinen Geantiklinale mit ihren Graniten und ihren für die spätere Aroser Schuppenzone typischen Gesteinen abzuleiten.

So stehen die Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach am Außenrande des voroberkretazischen Alpengebirges; mittelkretazische Tektonik ist, im Gegensatz etwa zur helvetischen Zone, bereits erkennbar, besitzt aber nicht entfernt jene Ausmaße wie in zentraler gelegenen Gebirgstteilen.

In der höheren Oberkreide, soweit sie erhalten ist, beobachten wir im großen ganzen jene Sedimentverfeinerung, die auf Transgression weitester regionaler Bedeutung zurückzuführen ist. Der Flysch (Zementmergelerde) und die ohne Diskordanz aus dem Cenoman sich entwickelnde kalkalpine Gosau zeigen die gleiche Erscheinung, die anscheinend von der Kettengebirgsbildung selbst nicht direkt abhängig ist. Daß die weithin transgredierenden Gosauschichten bei uns nur an wenigen Stellen erhalten geblieben sind, darf dabei nicht irren machen. Wie für die Nachbargebiete ist für die kalkalpine Gosau das Vorkommen exotischer Gerölle recht charakteristisch. Ob wir sie mit AMPFERER weit aus dem S, oder ob wir sie weit aus dem N herbeiziehen müssen, muß unentschieden bleiben.

Die allgemeine Regression am Ende der oberen Kreide führte auch bei uns zu erneuter Abtragung, wohl dadurch verschärft, daß auch die tektonische Entwicklung der Kalkalpen inzwischen dauernd fortgeschritten war. Dementsprechend enthält das transgredierende Eocän von Unternogg am Nordrand der Flyschzone bis kopfgroße Gerölle vom Rhät aufwärts bis Neokom.

Solche dürftige Angaben genügen jedoch leider keineswegs zu einer genauen zeitlichen Datierung gerade der interessantesten Abschnitte der tektonischen Entwicklung. Wir können meist überhaupt nur relative Alters-

angaben machen, und auch diese fallen zuweilen unsicher aus. Zunächst erfolgte ohne Frage das Übereinandergleiten der präcänoanen schon leicht verbogenen Decken. Dabei ist aber mit Sicherheit nicht zu entscheiden, welche der drei Hauptdeckenbahnen unseres Arbeitsgebietes zuerst, und welche am längsten benutzt wurden. Wenn man das alpine Kettengebirge als einen Bewegungskomplex erkannt hat, der sich randlich immer neue Zonen angliedert, so ist es wohl sinngemäß, daß — stets abgesehen von der höchstwahrscheinlich präcänoanen Überschiebung der Oberen Vilsenerdecke auf die Untere — die Überschiebung der Kramermaße derjenigen der Lechtaldecke und diese wieder der Überschiebung der Allgäu-Decke und der Flyschzone zeitlich voraus war. Zwingende Beweise für eine solche Reihenfolge lassen sich jedoch nicht erbringen, denn es kann ebensogut auch die umgekehrte Folge durch Festfahren am Stirnrand, Hängenbleiben und Reibung am Untergrund eintreten.

Zur Gosauzeit war die Lechtaldecke jedenfalls noch nicht bis zum Tannheimer Fenster gelangt, denn dort konnte noch Gosau mit exotischen Geröllen in der Allgäu-Decke sedimentiert werden, und im Eocän war die Überschiebung der Flyschzone auf ihr nördliches Vorland noch keineswegs vollendet. Allgäu-Decke und Flyschzone können also erst nach dem Obereocän an ihrem heutigen Platze angekommen sein, die Lechtaldecke immerhin schon nach der Gosauzeit. Aus dem Geröllbestand der Molasse, die vom Stampien an kalkalpines Material führt, können wir entnehmen, daß die ostalpine Geantiklinale und die helvetische Zone etwa im Mitteloligocän von der Allgäu-Decke überfahren wurden.

Wie im vorigen Teil dargelegt, entwickelte sich organisch aus der Deckenbewegung die Deckenfaltung. Wir können den Wechsel zwischen Faltung und Deckenbewegung geradezu als Funktion des Verhältnisses zwischen Tangentialdruck und tektonischem Gefälle auffassen. Während vorcänoan noch unter dem Einfluß des fast allein wirkenden Tangentialdruckes einfache Falten angelegt wurden, glitten später die Decken als Ganzes in Richtung auf eine rasch sich eintiefende Randsenke. Nach Verbrauch dieses tektonischen Gefalles erfolgte unter erneuter Vorherrschaft des Tangentialdruckes die Deckenfaltung. In deren Verlauf wurden die in der mittleren Kreide noch so flachen Sättel immer höher und schlugen nach N über. Schuppungen zersprangen, durch die Erosion im Sattelscheitel begünstigt, ihren Bau. Gleichzeitig tieften sich die einst so seichten Mulden mehr und mehr ein, teilten sich in Spezialmulden und bildeten geradezu Hohlräume. Schließlich kam es gar zur Versteilung, ja Rücküberkipfung und lokal Rücküberschiebung, zur engsten Zusammenpressung aller tektonischen Elemente, und als Letztes wurde noch das Generalstreichen der Faltenzüge gewaltsam an das nördliche Hindernis angeschmiegt. Die letzten Vorgänge sind zeitlich und genetisch, wie oben dargetan (siehe oben S. 198) bei uns mit der Abscherung und Zusammenstauchung der subalpinen Molasse zu verknüpfen, und diese ist bekanntlich im oberen Miozän, beziehungsweise ältesten Pliozän, erfolgt. Von da an kann man diesen Teil der alpinen Tektonik, die Schichttektonik, füglich als erstickt bezeichnen.

Indessen kamen die Krustenbewegungen durchaus nicht zur Ruhe. Vielmehr ist von nun an weitgespannte Wölbungstektonik nur um so klarer erkennbar. Morphologische Methoden geben über sie besonders wertvolle Aufschlüsse. Natürlich wirkte die Abtragung schon lange auf unser alpines Teil-

gebiet ein, mit Hilfe transgredierender Sedimente ließen sich diese ältesten Formengemeinschaften wenigstens annäherungsweise erraten. Die jungtertiären Formen dagegen, etwa vom Altmiocän an, sind in den Ostalpen vielfach noch direkter Betrachtung zugänglich. Bei uns sind die ältesten davon zwar schon der Zerstörung anheimgefallen. Immerhin läßt sich auch aus den jüngeren hochgelegenen Verebnungsresten erkennen, daß die Kalkalpen im wesentlichen gemeinsam mit der Flyschzone emporstiegen, und zwar rascher als das nördlich benachbarte Molassegebiet. Man kann im jüngeren Pliozän geradezu von einer scharfen Flexur, wenn nicht gar regelrechten Störung sprechen, die an der Molassesüdgränze diese beiden mit verschiedener Geschwindigkeit emporsteigenden Gebirgsstücke trennte. Die alpine Nordabdachung wurde dabei im Laufe der Zeit, im einzelnen dauernd von der Gesteinsbeschaffenheit beeinflußt, stufenförmig nach Art einer Rumpftreppe gegliedert. Die Hebungsgeschwindigkeit und dementsprechend die Abtragungintensität nahm immer mehr zu, und zu Beginn des Diluviums waren die Täler, vor allem die beiden unser Gebiet im O und W begrenzenden Täler von Lech und Loisach, aber auch dasjenige der Ammer, fast bis zum heutigen Niveau eingetieft. Auch durch Seitenerosion sind die präglazialen Talböden schon zu beachtlicher Breite erweitert worden.

Außerdem tritt seit dem jüngeren Pliocän deutlich eine wölbungstektonische Untergliederung unseres Arbeitsgebietes in Erscheinung. Die älteren Flächen — am deutlichsten zeigt dies das astische Rosengartenniveau — werden mindestens im nördlichen Teil nach S abgebogen. Es entstand jene auffällige Tiefenlinie, die, W—O laufend, die Flyschhöhen im N von den Kalkalpenbergen im S trennt (Fig. 1, S. 3, und Tafel XIII). Von den ursprünglich zahlreichen südnördlich hinausfließenden Gewässern haben sich nur Lech und Loisach dauernd behaupten können, während sogar die Ammer präglazial und wohl auch interglazial vorübergehend nach O abfloß. Diese Bewegung steigerte sich im Diluvium zum relativen Zurücksinken der Alpen gegenüber der subalpinen Molasse. In unserem Gebiet kann nicht entschieden werden, ob es sich dabei um ein Zurücksinken des ganzen Alpenkörpers handelte, oder ob nur unsere Randzone eine Einmuldung erlitt. In diese Tiefenlinie gliederten sich dann auch im Zuge der unser Gebiet begrenzenden großen Quertäler die besonders tiefen Depressionen der Füssener Bucht und des Murnauer Moores ein.

Mit der fortschreitenden randalpinen Senkungsbewegung trafen die eigenartigen, von normalen Abtragungs- und Aufschüttungserscheinungen sich recht deutlich unterscheidenden Wirkungen der großen Vereisung zusammen. So entstanden die Zungenbecken des Lechs, des Ammers und des Loisachgletschers, Gebilde, die indessen rein glazialmorphologisch nicht erklärbar sind, da auf der Nordseite ihrer tiefsten Teile die junge Hebungszone um die Flysch-Molassegränze verläuft. In anderen Teilen der randlichen Senkungszone, vor allem zwischen Lech und Ammer, erfolgte während des Diluviums jene großartige, durch glazialen Stau begünstigte Verschüttung, die, auch die kleineren Seitentäler hinaufgreifend, heute das präglaziale Relief noch weitgehend verhüllt.

Weniger grundsätzliche Umgestaltungen erzielte das Eis in den höheren Teilen des Gebirges. Wohl kam es zur Zurundung der tieferen, zur Zuschärfung der höchsten Hangteile, wohl entstanden während des Rückzuges der Vergletscherung zahlreiche wohlgeformte Endmoränenbögen und einige lediglich

ausgebildete Kare, aber im großen ganzen veränderte das Gebirge sein Aussehen nur wenig. Dort, wo stärkere Abweichungen vom normalen, nicht glazial bedingten Formenschatz entstanden waren, sind sie bald wieder stark rückgebildet worden. Auch die besonders auffälligen, teils rein glazial, teils durch Zusammenwirkung von Eis mit Tektonik oder Auslaugung des Untergrundes geschaffenen Seen sind jetzt zum größten Teil wieder erloschen (z. B. Murnauer Moos) oder nur in einigen Relikten erhalten (z. B. Füssener Bucht).

Heute unterliegen die ganzen Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach wieder der Ausgestaltung durch die normal-humide Abtragung, im Wechselspiel mit weitgespannter radialer Krustenbewegung.

Literaturverzeichnis.

- AIGNER, D., Das Benediktenwandgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. München 7, 1912.
- AMPFERER, O. und HAMMER, W., Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jahrb. k. k. geol. B.A. 48, Wien 1898.
- —, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — Jahrb. k. k. geol. R.A. 61, Wien 1911.
- AMPFERER, O., Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jahrb. k. k. geol. R.A. 53, Wien 1903.
- , Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. — Verh. k. k. geol. R.A., Wien 1907.
- , Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jahrb. k. k. geol. R.A. 64, Wien 1914.
- , Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verh. geol. St.A., Wien 1921.
- , Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. — Jahrb. geol. B.A. 72, Wien 1922.
- , Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. — Jahrb. geol. B.A. 73, Wien 1923.
- , Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. — Jahrb. geol. B.A. 73, Wien 1923.
- , Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (1. Fortsetzung). — Jahrb. geol. B.A. 74, Wien 1924.
- , Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. — Jahrb. geol. B.A. 74, Wien 1924.
- BEYRICH, E., Das Vorkommen St. Cassianer Versteinerungen bei Füssen. — Monatsbericht Preuß. Ak. d. Wiss., Berlin 1862.
- BITTNER, A., Brachiopoden der alpinen Trias. — Abh. geol. R.A. 14, Wien 1890.
- , Lamellibranchiaten der alpinen Trias. — Abh. geol. R.A., Wien 1895.
- BODEN, K., Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lengries usw. — Geogn. Jahresh. 28, 1915, München 1916.
- , Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Geogn. Jahresh. 35, 1922, München 1923.
- , Tektonische Karte des Voralpengebietes zwischen der Leitzach und dem Murnauer Moos. — München 1923.
- , Über Konglomerate und Brekzien in den Bayrischen Alpen. — Z. D. Geol. Ges. 75, Abh., Berlin 1923.
- , Über die Entstehung und Bedeutung der oberbayrischen Molasse. — Centralbl. f. Min. etc. Abt. B, 1926.
- , Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — Stuttgart 1930.
- BÖSE, E., Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. — Geogn. Jahresh. 6, 1893, Cassel 1894.
- , Über liassische und mitteljuraussische Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. — Z. D. Geol. Ges. 46, 1894.
- , Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. — Z. D. Geol. Ges. 50, 1898.
- BROILI, F., Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jahrb. f. Min. etc. B.B. 37, 1914.
- BUBNOFF, S. v., Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart 1921.
- CLOOS, H., Über antithetische Bewegungen. — Geol. Rdschau 19, 1928.
- CORNELIUS, H. P., Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. geol. R.A. 1919.
- , Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. — Ecl. Geol. Helv. 21, 1928.
- DACQUÉ, E., Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayrischen Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München 7, 1912.
- DITTMAR, A. v., Über die Zone der *Avicula contorta* PORTL. — Diss. München 1864.
- EDER, W., Das Heuberggebiet und sein Vorland. — N. Jahrb. f. Min. etc. B.B. 52, 1923.
- FELS, E., Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. — Petermanns Mitt. Erg. Heft 202, 1929.
- FRECH, F., Die Korallenfauna der Trias. — Paläontographica 37, 1890.
- GUMBEL, C. W. v., Das Bayerische Alpengebirge. — Bl. Werdenfels 1 : 100.000. — München 1858.
- , Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — Gotha 1861.
- , Geologie von Bayern II. — Cassel 1894.
- HAAS, O., Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. — Beitr. z. Paläontologie Österreich-Ungarns 25/26, 1912/1913.

- HABER, G., Vorläufige Mitteilung über Ergebnisse einer Neuaufnahme des Kramer-Not-Frieder-Gebietes (Farchanter Alpen). — Centralbl. f. Min. etc. Abt. B. 1927.
- HAHN, F. F., Ergebnisse neuer Spczialforschungen in den deutschen Alpen. I. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. — Geol. Rdschau 2, 1911.
- , Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Z. D. Geol. Ges. 64, 1912.
- , Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Z. D. Geol. Ges. 66, 1914.
- , Ergebnisse neuer Spczialforschungen in den deutschen Alpen. III. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rdschau 5, 1914.
- HALBFASS, W., Tiefen- und Temperaturverhältnisse einiger Seen des Lechgebietes. — Petermanns Mitt. 1895.
- HEIM, Albert, Geologie der Schweiz. — Leipzig 1919.
- , Arnold, Über Bau und Alter des Alpennordrandes. — Ecl. Geol. Helv. 21, 1928.
- HEIMBACH, H., Geologische Neuaufnahme der Farchanter Alpen. — Diss. München 1895.
- KLEBELSBERG, R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrande, I, II und III. — Z. f. Gletscherk. 7/8, Berlin 1913/1914.
- , Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. — Ostalpine Formenstudien III, 1, Berlin 1921.
- , Die Erhebung der Alpen. — Z. D. Geol. Ges. 77 B, 1925.
- , Das Antlitz der Alpen. — Z. D. Geol. Ges. 77 A, 1925.
- KNAUER, J., Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. — Geogn. Jahresh. 18, 1905, München 1907.
- , Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. — Mitt. Geogr. Ges. München 5, 1910.
- , Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. — Z. D. Geol. Ges. 80 B, 1928.
- KOCKEL, C. W., Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien 15, 1922.
- , Abstraktionen in der Geologie. — Geol. Rdschau 15, 1924.
- , Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. — Geol. Rdschau 17, 1926.
- , Idealschichtstufenland und Wirklichkeit. — Geol. Rdschau 19, 1928.
- KOCKEL, C. W. und RICHTER, M., Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. — Verh. geol. B.A. Wien 1924.
- , Deckengrenzen in den Vilser Alpen. — Jahrb. geol. B.A. 81, Wien 1931.
- KOEGEL, Beobachtungen an Schuttkegeln aus den Ammergauer Bergen. — Mitt. Geogr. Ges. München 14, 1920
- LEUCHS, K., Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. — Z. D. Geol. Ges. 75, 1923.
- , Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen. — Centralbl. f. Min. etc. Abt. B., 1925.
- , Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdschau 17, 1926.
- , Geologie von Bayern, II. Bayrische Alpen. — Berlin 1927.
- , Polygene Konglomerate im nordalpinen Rhät und die altkimmerische Phase. — Geol. Rdschau 19, 1928.
- , Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente I und II. — N. Jahrb. f. Min. etc. B.B. 59, 1928.
- , Die Oberjurabrekzien des Aalenbachtals östlich Tegernsee. — Centralbl. f. Min. etc. Abt. B., 1929.
- LEVY, F., Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. — Ostalpine Formenstudien I, 1, Berlin 1920.
- , Die Gipfflur der westlichen Ostalpen. — Petermanns Mitt. 67, 1921.
- LEYDEN, F., Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. — Geol. Rdschau 13, 1922.
- , Grundfragen alpiner Formenkunde. — Geol. Rdschau 15, 1924.
- , Gliederung des altbayrischen Spätglazials. — Geol. Rdschau 16, 1925.
- MÜLLER, J., Die diluviale Vergletscherung und Ubertiefung im Lech- und Illergebiet. — Jahrb. Preuß. Geol. L.A. 38, 1917, Berlin 1918.
- NÖTH, L., Der geologische Aufbau des Hochfeln-Hochkienberggebietes. — N. Jahrb. f. Min. etc. B.B. 53, Abt. B., 1926.
- NOWACK, E., Über Beeinflussung der Sedimentation durch Dislokation. — Mitt. Geol. Ges. Wien 13, 1920, Wien 1921.
- OSSWALD, K., Das Risserkogelgebiet. — Geogn. Jahresh. 37, 1924, München 1925.
- , Geologische Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges. München 21, 1928, München 1929.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1909.
- PENCK, A., Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — Sitzber. Preuß. Ak. d. Wiss. 1922.

- PENCK, A., Das Antlitz der Alpen. — *Naturwissenschaften* 12, 1924.
 —, Glazialgeologische Beobachtungen in den Bayrischen Hochalpen. Alte Brekzien und junge Krustenbewegungen in den Bayrischen Hochalpen. Die Eiszeit in den Bayrischen Hochalpen. — *Sitz.-Ber. Preuß. Ak. d. Wiss.* 17, 1925.
- PENCK, W., Die morphologische Analyse. — *Geogr. Abh.* 2, 2, 1924.
- PETERS, K., Aptychen im Neokomien und oberen Jura Österreichs. — *Jahrb. geol. R.A.* 5, Wien 1854.
- PIETZSCH, K., Die Braunkohlen Deutschlands. Berlin 1925.
- REIS, O. M., Die Fauna des Wettersteinkalks, I, II, III. — *Geogn. Jahresh.* 13, 18, 39, München 1900, 1905, 1926.
 —, und PFAFF, F. W., Geologische Karte des Wettersteingebirges. Mit Erläuterungen von REIS. — *Geogn. Jahresh.* 23, 1910, München 1911.
- REISER, K. A., Geologie der Hindelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. — *Geogn. Jahresh.* 33, 35, 37, München 1920, 1922, 1924.
- RICHTER, Max, Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. — *Verh. geol. B.A.* Wien 1923.
 —, Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — *Z. D. Geol. Ges.* 75, 1923.
 —, Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. — *Sammlung Geologischer Führer* 24, Borntraeger, Berlin 1924.
 —, Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. — *Jahrb. geol. B.A.* 74, Wien 1924.
 —, Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. — *Geol. Rdschau* 15, 1924.
 —, Über den Bau des Ammergebirges. — *Z. D. Geol. Ges.* 77, 1925.
 —, Die Cenomantransgression im Ammergebirge. — *Centralbl. f. Min. etc. Abt. B.* 1926.
 —, Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — *N. Jahrb. f. Min. etc. B.B.* 63, Abt. B. 1929.
 —, Zum Problem der alpinen Gipfelflur. — *Z. f. Geomorphologie* 4, Berlin 1929.
 —, Der ostalpine Deckenbogen. — *Jahrb. geol. B.A.* 80, Wien 1930.
- RICHTER, Max und STEINMANN, H. G., Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. — *Centralbl. f. Min. etc. Abt. B.*, 1927.
- ROTHPLETZ, A., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. — *Paläontographica* 33, 1886.
 —, Das Karwendelgebirge. — *Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins* 1888.
- SCHLOSSER, M., Die Cenomanfauna der bayrischen Alpen. — *Centralbl. f. Min. etc.* 1924.
- SCHMIDT, Walter, Über Gebirgsbildungshypothesen. — *Jahrb. geol. St.A.* 72, Wien 1922.
 —, Gebirgsbau und Oberflächenformen der Alpen. — *Jahrb. geol. B.A.* 73, Wien 1923.
- SCHRÖDER, J., Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — *N. Jahrb. f. Min. B.B.* 52, Abt. B., 1925.
 —, Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. — *Paläontographica* 68/69, 1926/1927.
- SCHUSTER, A., Führer durch die Ammergauer Alpen. — München 1922.
- SKUPHOS, Th. G., Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten unteren Carditaschichten in den nordtiroler und bayrischen Alpen. — *Geogn. Jahresh.* 4, 1891, München 1892.
- SÖHLE, U., Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den Bayrischen Alpen. — *Geogn. Jahresh.* 9, 1896, München 1897.
 —, Das Ammergebirge, geologisch aufgenommen und beschrieben. — *Geogn. Jahresh.* 11, 1898, München 1899.
- SPENGLER, E., Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — *Centralbl. f. Min. etc. Abt. B.* 1927.
 —, Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Rdschau* 19, 1928.
- STADELMANN, R., Kare und karähnliche Formen in den Ammergauer Bergen. — *Ostalpine Formenstudien* I, 5, Berlin 1923.
- STEINMANN, G., Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — *Geol. Rdschau* 16, 1925.
- SUESS, E., Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. — *Denkschr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl.* 7, Wien 1854.
- TROLL, K., Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — *Mitt. Geogr. Ges. München* 18, 1925.
 —, Über Bau und Entstehung des bayrischen Alpenrandes. — *Z. D. Geol. Ges.* 78, 1926.

- TILMANN, N., Die Bedeutung der Sutanüberschiebung. — Ber. ü. d. Vers. d. nieder-rhein. geol. Ver. 1911.
- WÄHNER, F., Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. — Leipzig-Wien 1903.
- WEHRLI, H., Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. — Jahrb. geol. B.A. 78, Wien 1928.
- WINKLER, A., Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. Ein Beitrag zur Sediment-petrographie der Julischen Alpen. Becke-Festschrift. Tschermaks Mitt., 38. Bd., 1925.
- WINKLER, G., Die Schichten der *Avicula contorta*. — München 1859.

Ortsverzeichnis.

- Achmühle 109, 116, 181
 Ahornspitz 24, 26, 94, 99
 Aiplealpe 123, 124
 Aipleboden 128
 Alatsseetal 24
 Alpele 11, 130
 Alpeleskopf 14, 17, 21, 126, 155, 157
 Alpelskopf 202
 Alpenrosenweg 44, 183
 Alpekar 134
 Alpelelahne 185, 187
 Alpsee 19, 21, 139, 172
 Altenau 115, 129, 133, 208
 Altenberg 153, 207
 Altenberghütte 18
 Alterhüttengraben 120, 181
 Altmutterboden 12, 13, 128, 165
 Ammergau 133, 204, 206, 208
 Ammergries 136, 209
 Ammerlängstal 4, 136, 159, 207
 Ammerquertal 4, 60, 107, 119, 206
 Ammeralgraben 6, 11, 55, 56, 58, 63, 86, 179
 Ammerwald 4, 117, 149, 207
 An der Wand 39, 60, 71, 186
 Angerwäldchen 6, 7, 9, 11, 163
 Angstbach 110, 122
 Apfelbichl 137, 209
 Ascherboden 48, 53, 118, 207
 Auerlaine 30
 Aufacker 4, 105, 180, 189, 203
 Aufackeralpe 203
 Auf der Hohen Brücke 52, 54, 175, 178
 Auf der Platte 10
 Auf dem Sitz 110
 Auf dem Stein 66, 81
 Auf dem Tanzboden 31

 Bächgraben 24, 26, 123, 153
 Bäckenalpe 73 ff.
 Bäckensattel 52, 73, 76, 87, 89, 100, 102, 159, 162, 168
 Baierbach 127
 Bannwald 136
 Bannwaldsee 134, 181
 Bärenbad 124, 128
 Baumgartenalpe 127
 Bei den drei Brunnlein 117
 Beim Ochsenkopf 116
 Beinlandl 13, 14 f., 17, 20, 23, 151
 Benna 31, 152
 Bennaköpfe 12, 21, 24, 130, 152, 183
 Berzenkopf 45, 183, 208
 Birnweg 110
 Bläßlingmoos 122
 Blaue Gumpe 66, 122
 Blaue Wand 32
 Bleckenau 8, 11, 21, 65, 85, 122, 153 f., 208
 Bockstall 87, 89, 96, 159, 169, 183
 Bockstallbach 121
 Branderflecken 87, 94, 97, 159
 Branderschrofen 87, 95, 96, 131, 159, 169, 202
 Brandgraben 143
 Bremeneck 66, 179
 Brunenberg 30, 88, 94, 102, 159, 203
 Brunenberggraben 119
 Brunnenkopf 88, 96, 103, 159, 168, 202
 Brunnenköpfel 92
 Brunnenkopfhäuser 26, 203
 Brunnenstube (Bleckenau) 11, 154
 Brünstelskopf 118, 130 f.
 Brünstgraben (Kühalpenbach) 148
 Brünstgraben (Lahnenwiesgraben) 51, 67, 130, 144
 Buchberg 108, 120, 181
 Buching 114
 Bullachberg 174, 176

 Deutenhausener Bach 123
 Dickelschwaig 93, 207
 Dickenwald 89
 Drehalpe 123
 Drehgraben 45, 67, 81
 Dreierköpfel 93, 104, 149
 Drei Männl 159, 169
 Dreisäulergraben 69, 89, 104, 117, 159
 Dreisäulerkopf 6, 9, 184
 Dürnberg 155

 Eierlaine 210
 Elmau 4, 82, 93, 118, 136, 138, 143, 149, 207
 Enningalpe 34, 60, 68, 82, 118, 131, 200, 204, 207
 Enninglahne 138, 207
 Erzbach 138, 204, 207
 Eschenbach 122
 Eschenlohe 27, 93, 100, 103, 132, 137, 160
 Ettal 21, 32, 133, 137, 184, 186, 206
 E taler Mannl 37, 70, 138, 164, 186, 201
 Ettaler Mühle 132, 133, 149
 Ettaler Paß 119, 124, 130, 132, 137, 206

 Falkensteinzug 6, 8, 10 f., 17, 19, 21, 23, 27, 86 f., 173 f., 176 f., 182
 Falkenwand 38, 39, 42, 165
 Fällgraben 56, 59, 62, 175, 177
 Farchant 26, 27, 28, 32, 119, 135, 144, 205
 Faulenbach 8, 21, 24
 Faulenbacher Tal 24, 183
 Feigenkopf 29, 31, 102, 159, 169, 184, 202
 Felderkopf 32, 146, 202
 Fischbach 117, 136
 Frieder 32, 145, 146, 202, 210
 Friederalpe 203, 207
 Fürstberg 29, 31, 88, 159, 169, 187, 202
 Fürstenstraße 172
 Füssen 17, 135, 173
 Füssener Bucht 126, 129, 134, 181, 189, 208
 Füssener Stadtbleiche 26

 Gabelschrofen 9, 24, 151, 202
 Gamsanger (Klammspitz) 127
 Gamsangerl (Hochplatte) 151

Garmisch 82, 118, 131
 Gassenthomaskopf 25, 26, 126, 158
 Geierköpfe 4, 148, 202
 Geigersau 120 f.
 Geiselstein 4, 38 f., 42, 46, 69, 103, 161, 183
 Geiselsteinscharte 34, 39
 Geiskarle 133, 203, 207
 Geistal 203, 207
 Gelbwandschrofen 45, 170
 G'hörige Köpfe 92, 100, 103, 149, 160
 Gießenbach 20, 24, 26, 28, 125, 147, 185, 187,
 209
 Gießenbachalpe 21, 147
 Gießenbachquelle 20
 Gipsmühle 45, 173
 Görgeleck 110
 Graflaine 123
 Graswang 70, 89, 137, 207
 Großkaralpe 130, 211
 Grubenkopf (Farchant) 32, 119, 144, 205
 Grubenkopf (Kenzen) 88
 Grüble 14, 24, 169, 212
 Gschwandkopf 203
 Gsimseck 180
 Gumpenkar 126, 133, 151, 212
 Gumpenkarspitz 24, 27

Halbammer 110, 112, 121 f., 180, 204
 Halblech 106, 110, 120 f., 204
 Hammergraben 67, 85, 104, 175
 Hangende Wand 6
 Hasenjöchel 147
 Hasentalalpe 71
 Hasentalgraben 59
 Hasentalkopf 40, 48
 Heizenmoos 110, 205
 Hengstbach 122, 127
 Hennenkopf (Buching) 108, 121, 181
 Hennenkopf (Linderhof) 6, 8, 85, 96 f., 166,
 181, 202
 Herrentisch 146, 185
 Herziges Bergl 181
 Heuberg 28, 146
 Himmelreich 181
 Himmelreichgraben 123
 Himmelreichrücken 203
 Hintere Gruben 88, 95
 Hinteres Mühlberger Alpele 24, 169
 Hirschbühel 31, 35, 143, 200, 202
 Hirschwangalpe 131
 Hirschwanghütte 97, 169
 Hochblasse 27, 29, 32, 149, 202
 Hochplaiken 67, 119, 123
 Hochplatte 13, 14, 15, 36, 151, 183, 202
 Hochrißkopf 110
 Hochwildfeuerberg 105, 203
 Hohe Bleick 105, 203
 Höhenberg 22, 25, 27 f., 147, 183, 205
 Hoher Graben 71
 Hoher Stich 112
 Hoher Straußberg 8, 9, 12, 19, 138, 151, 153,
 202
 Hohe Wand 73, 76
 Hölle 55, 82, 84 f., 97, 176
 Höllgraben 92, 128
 Höllenstein 35
 Höllkopf 39 f., 42, 47, 128, 184
 Holzkopf 70, 71, 186
 Hopfensee 134
 Horn 135

Hornburg 8, 13 f., 45 f., 58, 64, 67, 76, 81,
 175 ff.
 Hörnle 105, 203
 Hundinghütte 117, 207
 Hundsfällgraben 35, 37
 Hundsfällköpfe 36, 38 ff., 42, 69
 Hundsfällmöser 207
 Hutlersberg 8, 11, 19
 Ilgmösele 81
 Im Kessel (Bäckensattel) 48, 59, 212
 Im Kessel (Lobental) 11, 19, 131, 151
 Im Kessel (Oberau) 124, 206
 Im Laich 108, 110
 Im Scheibitz 118
 Im Wank 131, 134
 In den Gruben 131
 In der Hölle 71
 In den Höllgräben 92
 In den Rohrecken 120, 181
 In der Sill 49, 205
 Jagdberg 121
 Jägerhüttel 130, 149, 204, 207
 Jausen 17, 20, 23, 194
 Jugend 25, 122, 171 f.

Kählebachtal 17, 19, 24, 131
 Kälberalpe 9, 13, 17, 98, 166
 Kapellenwand 30, 40, 47, 90, 184
 Karspitze 93, 202
 Katzenberg 68
 Katzenberggruben 138
 Katzental 20, 26, 28, 206
 Katzentalattel 205
 Kenzen 87, 102
 Kenzenkopf 39, 42, 46, 68
 Kenzenköpfe 95
 Kenzental 126, 210
 Kesselkar 212
 Kesselgraben 45, 169
 Kesselwände 73, 76
 Kieneckspitz 28, 37, 93, 101, 147, 183, 202,
 211
 Kienjoch 200, 202
 Kienenberg 8, 11, 24, 174, 208
 Kirchbichl 205
 Kirchenkopf 38, 92
 Kitzberg 12, 13, 157, 172, 208
 Klammbach 122
 Klammgraben 34, 56 ff., 61, 80, 174 f.
 Klammspitzen 46, 88, 159, 168, 202
 Klausenbach 79, 81, 85, 96, 98, 107, 122, 127
 130
 Klebalpe 8, 11, 127, 168
 Kleckelalpe 6, 11, 167
 Klingertgraben 39, 161
 Knableite 62
 Kniepaß 156
 Kofel 11 f., 17, 24, 133, 165
 Kofelalpe 26
 Kofelscharte 17, 23
 Kofelsteig 55, 56
 Kohlbachtal 207
 Kolbengraben 62
 Kolbenmösel 63
 Kolbensattel 56, 63
 Kolbenwirthshaus 165
 Königstand (Kramer) 26, 142
 Königstand (Laber) 14, 17

- Köpfel 119, 180
 Kothalpe 211
 Kothalpenkar 211
 Krähe 9, 151, 188, 202
 Kramer 26, 28, 118, 141 f., 200, 202, 204
 Kreuzkar 133
 Kreuzkopf 148, 202
 Kreuzspitze 101, 148, 202
 Kronbachhütte 127
 Kronwinkelmoos 127
 Krottenköpfel 52, 66, 131
 Krottensteinmoos 127
 Krügelmoos 205
 Kuchelbach 136
 Kuchelberg 97, 100, 149, 202
 Kuchelbergkopf 31, 92, 149, 150, 160, 183
 Kuchelbergspitz 150, 202
 Kuchelschlag 38, 49, 118, 207
 Kühalpe (Graswang) 130
 Kühalpe (Unterammergau) 63, 128
 Kühalpenbach 134, 137, 148, 204
 Kühalpental 131, 211
 Kurztalgraben 127
- Laber 4, 6, 10, 12 f., 19, 20, 24, 27, 38, 42,
 46 f., 51, 54, 71, 90, 96, 160, 164, 182
 Laberalpe 17, 18, 23, 24, 164
 Labergraben 9, 10, 51, 90
 Laberköpfe 13, 24, 164
 Lahnenwiesgraben 33 f., 52, 125, 135, 144 f.,
 186, 209
 Lähngraben 111, 113, 181
 Lainbachtal 127
 Lainegraben 123
 Längentalpe 128
 Latschenkopf 167
 Laubeneck 85, 95, 99, 167, 202
 Laubeneckalpe 167
 Lausbach 127
 Lausbühel 145 f., 202
 Lauskopf 79, 81, 179
 Lech 4, 134 f., 173
 Lechfall 135
 Lechtal 208
 Leiterau 120 f.
 Lettenflecke 120
 Lettenwald 92, 100
 Lichtenstätt 49, 91, 184
 Lichtenstättgraben 91, 95
 Lindergries 209
 Linderhof 38, 92, 100, 160, 161, 162
 Lindermoos 92, 100, 117, 207
 Lobatboden 26
 Lobbergmoos 122
 Lobental 4, 126, 175, 178, 184, 186, 208
 Lobentalalpe 19
 Lober (Großer) 39, 42, 60, 71, 128
 Lober (Kleiner) 186
 Loberlaintal 30, 32, 34 ff., 39, 161, 187, 210
 Loisachtal 118, 124, 131, 137, 205
 Lösertal 37, 38
- Manndlkind 47, 164
 Manndlköpfe 25, 47, 70, 184, 202 f.
 Manndlmösel 212
 Marienbrücke 122, 171
 Markmoos 205
 Martinsgraben 53, 69, 128, 159, 168, 210
 Martinswand 51 f., 72, 104, 159
 Mittageckalpe 204
- Mühlberg 93, 100, 147, 160
 Mühlberg b. Füssen 126
 Mühlberger Kessel 24, 212
 Mühlberggraben 34, 35, 137
 Mühlschartenkopf 120
 Murnauer Moos 22, 137, 139, 140, 187, 208
- Nebelalpe 6, 14
 Nebelalpenkar 212
 Neualpbach 117, 136
 Neuschwanstein 21, 25, 122, 170 f., 181
 Neuweidgraben 104, 159
 Neuweidlahne 32, 143, 147, 186
 Nickelskopf 178
 Niedere Bleick 105, 203
 Niederer Straußberg 151
 Niederstraußbergalpe 8, 11, 131, 151
 Niederstraußbergköpfel 24, 138, 151 f.
 Noth 25, 28, 37, 101, 200
 Nothalpe 118, 204
 Nothkar 131, 211
 Nothkarspitze 26, 147, 148
- Oberau 4, 20, 21 f., 124, 130, 147, 205
 Oberalphütte 52, 167
 Obere Alpe 6, 7, 11, 52, 127
 Oberammergau 22, 37, 119, 137, 180, 182
 Ochsenanger 127
 Ochsenstiz 147
 Olberg 47
 Ommilaine 108
 Osterbühel 133, 179
- Pechkopf 59, 61, 79, 81, 97, 175
 Pflegersee 132, 139
 Pilgerschrofen 31, 34, 39, 157
 Pinswang 131, 208
 Pöllat 11, 12, 14 f., 122 f., 136, 204, 207
 Pöllatschlucht 21, 138, 171, 187
 Purer Bichl 180
 Pürschling 12, 24, 163, 165
 Pürschlinghaus 6, 50, 58, 99
- Rabenkopf 125, 147, 210
 Rabenmoos 119
 Ramsach 138
 Rappenköpfe 73, 89, 102
 Rappenschrofen 39
 Raubhühel 118, 160, 207
 Rauheck 163, 164
 Rautbach 64
 Rautlaine 109
 Rehbrengraben 108
 Rehhütte 80
 Reiselsberg 106, 179
 Reiselsberger Hütte 57, 68, 106, 180
 Reisenau 38, 207
 Remsgraben 81, 96
 Reschberg 119
 Reschbergwiesen 35, 37, 125 f., 135, 144
 Rinneleack 38, 92
 Roggetalgabel 18, 24
 Rohrkopf 58, 79, 81, 97, 174, 178
 Rosengarten 179, 203 f.
 Roßalpe 21, 118, 125, 211
 Roßbach 121
 Roßbeck 76, 203
 Roßkopf 180, 189
 Roßmösel 86, 176, 205
 Roßscharte 169

- Roßstall 14, 24, 127
 Roßstall, Großer 127, 212
 Roßstallköpfe 138
 Röttenbach 110, 111
 Rote Wand 44, 54
 Rothmoos 130
 Rundmoos 122

 Sägertal 69, 117 f., 159, 210
 St. Gregor 55, 123
 Sauereck 155
 Saulgrub 129, 133
 Säuling 6, 8, 12, 13, 25, 154 f., 188, 196, 202
 Schaffelberg 18, 47, 186, 189
 Schäßlerseck 34, 46, 52, 54, 175
 Schafkopf 146 f., 185, 204
 Scharfeck 32, 202
 Schartenkopf 26, 60, 184
 Schartenköpfe 66, 79, 80, 82, 179
 Schartmoos 207
 Scheinberggraben 207
 Scheinbergspitz 29, 36, 150, 202
 Schellgraben 26
 Schellschlicht 202
 Scherenau 129, 133
 Scherenauer Laine 119, 123
 Schinderbühel 179, 186
 Schlagstein 130, 153
 Schleifmühle (Lobental) 79
 Schleifmühlgraben 78, 82 f., 109, 123, 136, 176
 Schleifmühlaine 119, 123, 137, 179
 Schlössel 14, 17, 150, 187
 Schloßwald 141, 144, 205
 Schneegeckerle 19
 Schoberhöhe 24
 Schoberwald 12 f., 24, 128, 203
 Schönleitenschrofen 6 ff., 12, 34, 50, 169
 Schützensteig 14, 130
 Schwabenkopf 49, 127, 178, 180
 Schwaigen 137
 Schwangau 116, 189
 Schwangauer Kessel 11, 131, 151
 Schwansee 9, 50, 55, 134, 139, 174
 Schwarzenbach 106
 Schwarzenberg 27, 31, 53, 172, 181
 Seekapelle 66, 79, 119
 Seelein 90, 128, 139, 212
 Sefelwand 46, 73, 159, 168, 202
 Sefelwandalpe 71, 73, 104
 Seleswand 35, 142
 Sillerberg 40
 Soilaalpe 17, 23, 128, 130, 212
 Sölleswand 46, 73, 76
 Sonnenberg 46, 48, 203
 Sperenmösel 84, 86, 175
 Sperenmöselbach 175, 176
 Spitzgräben 81, 92, 100
 Spitzschlag 34, 39, 49, 60
 Spitzschlaggraben 91, 137
 Starnbergerhaus 160
 Steckenberg 22, 27, 32, 34, 56, 179, 182, 204

 Steigalm 127, 130
 Stellerleiten 127, 178
 Stepbergalpe 118, 143, 200, 203
 Stepbergeck 63
 Stepberggraben 37, 63
 Stuhl 13, 168, 194, 202
 Sulz 72, 76
 Sulzle 135, 189

 Tegelberg 24, 26, 27, 169, 187
 Tegelberggraben 123
 Teufelstättkopf 13, 17, 167, 179, 202
 Thorkopf 44, 45, 81, 169 f., 187, 194
 Thörlen 9, 24
 Tiefenbach 107, 108, 116, 120, 181
 Tiefentalgraben 63, 91, 137, 186
 Tiefste Laine 22, 179
 Tischlahnerwand 73, 76
 Torsäulen 207
 Trauchberg 181
 Trögellahne 121, 122

 Unterammergau 119, 137
 Untermberg 132, 137, 186
 Unternogg 106, 112, 140

 Vorder Felderkopf 202
 Vordere Gruben 88, 127, 133
 Vorderes Mühlbergerälpele 11, 130, 204
 Vorderer Scheinberg 34, 40, 42, 46
 Vorgesäßalpe 130

 Wachsbüchel 66, 79, 80, 81
 Wahrbüchel 115, 209
 Waldalpe 119
 Wank (Kenzen) 126
 Wannekopf 22, 27, 32, 34, 37, 56, 179
 Wasserfilz 120
 Wasserscheidhütte 116, 121
 Wassertalgraben 139
 Weidachlahne 22, 55, 62, 119, 123, 137, 204
 Weißenbach 122
 Weißensee 86, 94, 134
 Weißenseer Ach 134
 Weißerißkopf 59, 79
 Weißhaus 44 f., 53, 135, 170
 Weitalpe 31
 Werdenfels 119, 141, 144
 Wildsulz 44, 156
 Windstierkopf 146
 Wütender Graben 55, 57, 58, 61, 80, 175

 Zahn 70
 Zauschethütte 74
 Zeilbrüche 66, 80
 Ziegelalpe 211
 Zwergenberg 207
 Zwirnkopf 52, 58, 67
 Zundernkopf 130, 153
 Zunterkopf 202

Bild 1. Der Nordrand der Lechtaldecke im Ammergebirgs-Hauptkamm.

Im Vordergrund rechts der Feigenkopf, 1868 m, dahinter der Doppelgipfel der Klammspitze, 1925 m.

Links die helle Felsrippe des Wettersteinkalks, die zum Stuhl, 1762 m, emporzieht; rechts davon die Senke der Raibler Schichten, daran anschließend der Hauptdolomit der Klammspitzen und der Feigenkopf-Nordwand. Darüber links unter dem Feigenkopfsgrat helle gutgebankte Plattenkalke, darüber rechts Cenoman.

Hennenkopfniveau im Gipfelplateau des Stuhl.

(Vgl. Profile 19 und 20 der Profiltafel und Text S. 24, 96 und 168.)

Bild 2. Der große Muldenzug im westlichen Ammergebirge.

(Blick vom Geiselstein nach O.)

Links Feigenkopf, 1868 m, und Klammspitzen, 1925 m, davor der Bäckensattel, 1541 m. In der Mitte Vord. Scheinberg, 1823 m, rechts davon Joch P. 1680 m, rechts darüber P. 1859, 6, dahinter am Bildrand die Scheinbergspitze, 1926 m.

Links vom Bäckensattel Cenoman — Plattenkalk — Cenoman, rechts davon Malm in Kieselfazies, Felswand und erster Kopf Dogger, Senke Fleckenmergel links und Liaskieselkalk rechts, die helle Felsrippe dazwischen besteht aus Hierlatzkalk. Der breite helle Felsstreifen ist Oberrhätalkalk, der vom Vord. Scheinberg zum Geiselstein zieht, rechts von ihm Senke der Kössenerschichten, dann Hauptdolomit.

(Vgl. Profile 20 und 21 a der Profiltafel und Text S. 37, 42, 48, 63, 76 und 157 ff.)



Bild 1.

Phot. Richter



Bild 2.

Phot. Kockel

Bild 3. Übergang Gault-Cenoman in der Hölle.
(Vgl. Text S. 83, 84 und 220 und Textfigur 11.)

Bild 4. Cenomantransgression nördlich der Kälberalpe.
Links oben grobe Cenomanbrekzien, darunter gutgeschichtete Radiolarite. An der Grenze beider Horizonte entspringen starke Quellen.
(Vgl. Text S. 85 und 98.)



Bild 3.

Phot. Kockel



Bild 4.

Phot. Richter

Bild 5. Blick über die Eschenbachterrasse nach SW auf den Ammergebirgs-Hauptkamm.

Links Klammspitzen, 1925 m, in der Mitte Feigenkopf, 1866 m, rechts Jausen, 1610 m, und Schwarzenkopf, 1691 m.

Im Vordergrund die aufgeschotterte Eschenbachterrasse (Halbammer) in etwa 1020 m nordöstlich vom Lobberg-Moos.

Schuttverkleidung und hohe Seitenmoränen des Kronwinkelgletschers (rechts unter dem Feigenkopf, unter dem Jausen und rechts vom Schwarzenkopf) auf der Nordseite des Hauptkammes.

(Vgl. Text S. 122 und 127.)

Bild 6. Herbstnebeldecke im Ammergau in 1200 m Höhe.

Im Vordergrund das Tal der Schleifmühlaine, dann die Furche des Ammergauer, aus der rechts der Kofel bei Ammergau aufragt, über ihm der Laber. Links von diesem Paß von Hochplaiken und Aufacker. Dahinter Murnauer Moos, in der Ferne Benediktenwand und Heimgarten.

Die Oberfläche der Nebeldecke entspricht genau der Eishöhe der Würmzeit (ca. 1200 m) mit der „Rückstülpung des Eerneises“ in das Tal der Schleifmühlaine und der „Eistransfluenz“ zwischen Loisach und Ammergau über den Paß von Hochplaiken.

(Vgl. Text S. 119.)

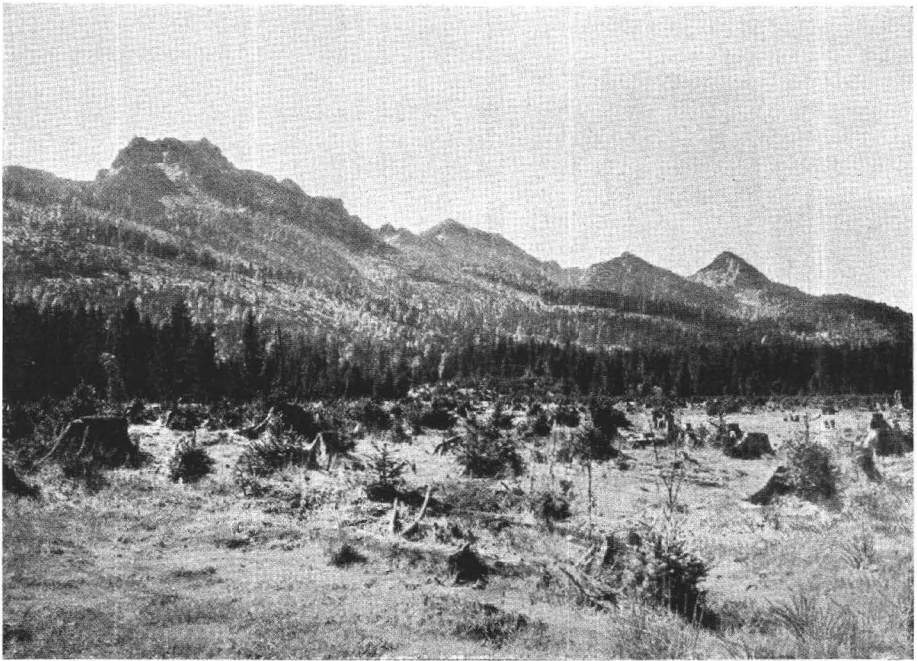


Bild 5.

Phot. Richter



Bild 6.

Phot. Richter

Bild 7/8. Die westlichen Hohenschwangauer Berge vom Südwesthang des Branderschrofens.

Links Säuling, 2048 m (mit dem Raibler Grasabsatz der Gipfelschuppe), Pilgerschrofen, 1760 m, und Äpeleskopf, 1580 m.
Rechts Plateau des Kitzbergs, 1123 m, Alpsee, Schwarzenberg, 1190 m, und Falkensteinzug. Ganz rechts Füssen. Im Hintergrund über dem Lech- und Vilstal die Tannheimer und Vilser Alpen.
(Vgl. Profile 26–30 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 155 und 209.)



Bild 7/8.

Phot. Kockel

Bild 9. Pöllatschlucht östlich unter Neuschwanstein.

Raibler Mergel des Tegelbergs (= Obere Vilsederdecke) nach N (links) aufgeschoben auf den südlichen Hauptdolomit des Schloßbergs von Neuschwanstein.
(Vgl. Profil 26 b der Profiltafel und Text S. 171.)

Bild 10. Gelbwandschrofen von Osten.

Von links nach rechts: Raibler Schichten, Wettersteinkalk und δ dolomit des Tegelbergs aufgeschuppt auf Wettersteinkalk und δ dolomit der Torkopfschuppe und versteilt.

Hinten links Vilsener Alpen. In der Mitte die durch die Ammerstörungen verbogene Doppelrippe des Falkensteinzugs, rechts Füssen und Bullachberg (Inselhügel im Südende der Füssener Bucht), dahinter der Weißensee.

(Vgl. Profil 24 b [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 170, 174, 182 und 208.)



Bild 9.

Phot. Kockel



Bild 10.

Phot. Kockel

Bild 11. Alpsee mit Hohenschwangau und Neuschwanstein.

Hinten links Tegelberg, 1707 m, rechts Nordhang des Gassenthomaskopfes.
Nordflügel des großen Muldenzuges. Über Neuschwanstein Rippe des Wettersteinkalks, Raibler Senke, rechts anschließend Hauptdolomit.
Fossiles Pöllattal.
(Vgl. Profil 26–27 der Profiltafel und Text S. 122 und 158.)

Bild 12. Alpsee mit Gassenthomaskopf, 1366 m, Alpeleskopf, 1580 m, darüber Pilgerschrofen, 1760 m, Säuling dahinter in Wolken.

Fortsetzung von Bild 11 nach S.
Südflügel des großen Muldenzuges, Bennadeckensattel. Fenster bis zum Grat hinauf geöffnet.
(Vgl. Profil 27 der Profiltafel und Text S. 157 und 158.)

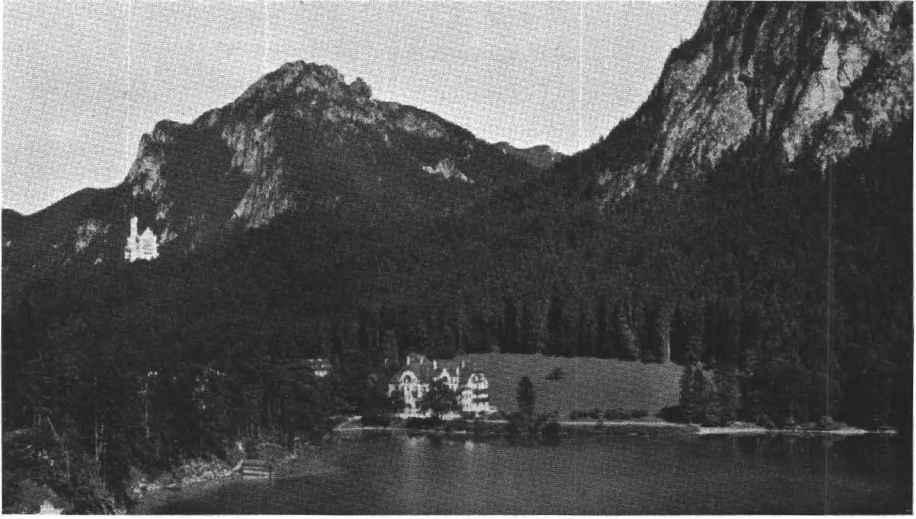


Bild 11.

Phot. Heimbuber

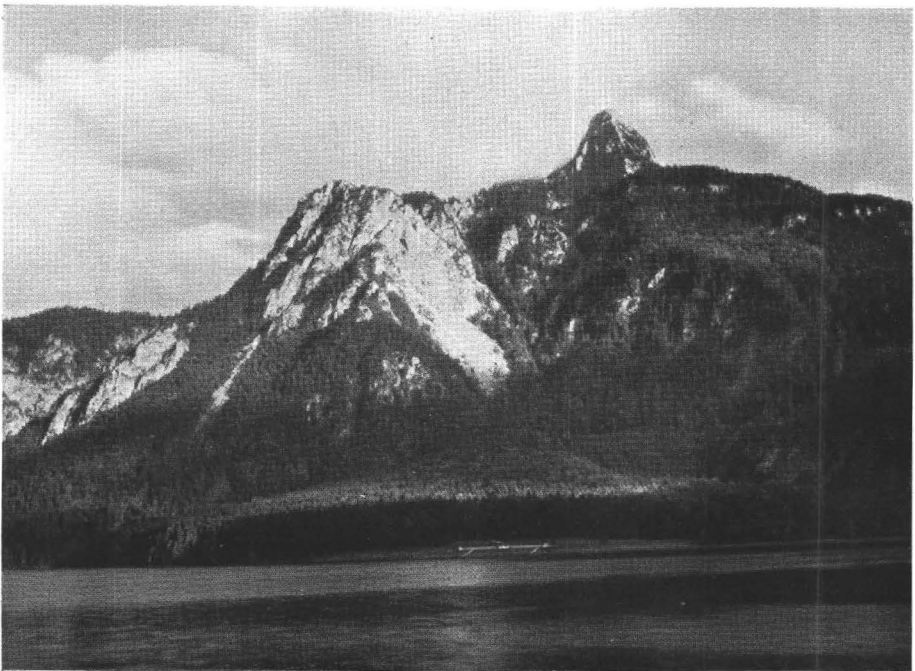


Bild 12.

Phot. Kockel

Bild 13. Blick vom Säulinghang nach Osten.

Links hinten Ahornspitz, 1781 m, in der Mitte Bennaköpfe, 1586 m, P. 1710 und Hoher Straußberg, 1934 m.

Kern und Südflügel des großen Muldenzuges und der asymmetrische geöffnete Bennadeckensattel, deutlich markiert durch die hellen Wände des Wettersteinkalks. Die umwaldeten Felswände im Kern bildet der Hauptdolomit der Unteren Vilsersdecke.

(Vgl. Profil 24 der Profiltafel und Text S. 152.)

Bild 14. Blick vom Niederstraußbergjoch nach Osten auf den Geiselsteinquerkamm.

Links Geiselstein, 1885 m, nach rechts Gumpenkarspitz, 1910 m, Gabelschrofen, 2012 m, Gabelschrofenjoch, 1916 m, Krähe, 2012 m.

Südflügel des großen Muldenzuges und geschlossener Bennadeckensattel. Im Kern desselben Partnachsichten, die die Senke zum Gabelschrofenjoch emporziehen, überlagert rechts und links von Wettersteinkalk. Daran nach links anschließend Joch der Raibler Schichten, Hauptdolomit der Gumpenkarspitz, Senke der Kössener Schichten im Geiselsteinjoch und Oberrhätkalk des Geiselsteins.

(Vgl. Profil 23 der Profiltafel und Text S. 10, 14, 28, 37, 42 und 151.)

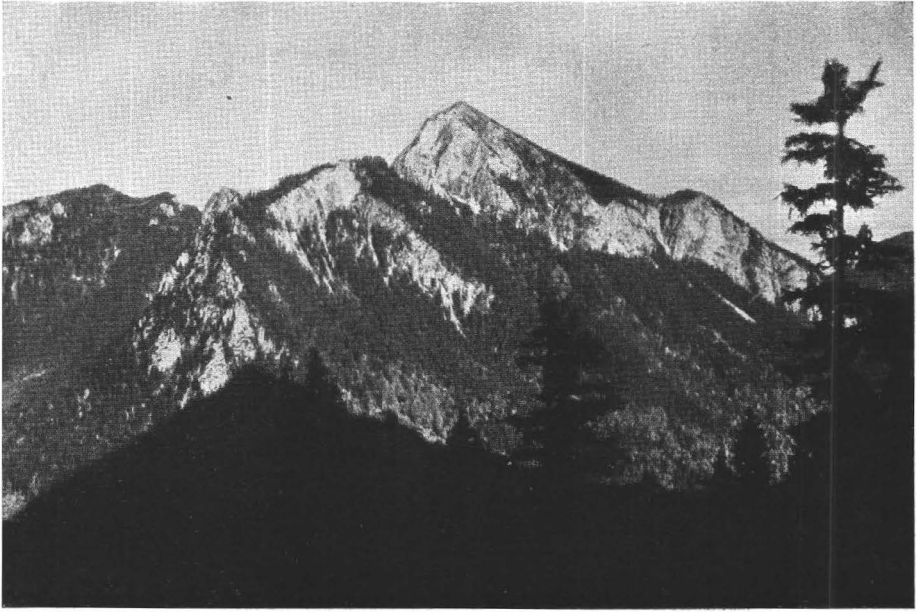


Bild 13.

Phot. Kockel



Bild 14.

Phot. Rößle

Bild 15. Die Hochplatte, 2082 m, von Westen.

Südfallender Wettersteinkalk (links am Bildrand) und Raibler Schichten (begrünte Senke des „Gamsangerl“ links). Darauf aufgeschuppt südfallender Wettersteinkalk der Hochplatte-Gipfelschuppe. Südflügel des Bennadeckens = Hochplattesattels. (Vgl. Profil 22 der Profiltafel und Text S. 14 und 151.)

Bild 16. Blick von P. 1777 nördlich der Weitalpsspitze nach Westen.

Hochblasse, 1989 m, südliche Gasse und Südabstürze der Hochplatte.

Südflügel des Hochplattesattels (Bennadeckensattel). Rechts steil südfallender Wettersteinkalk und Senke der Raibler Schichten. Darüber links vom Joch Hauptdolomit und Plattenkalk, rechts unterm Gipfel der Hochblasse Grashang der Kössenerschichten (1. Mulde). Der Gipfel ist ein Sattel von Plattenkalk, dann am Südgrat 2. Mulde von Kösseners, neuer flacher Plattenkalksattel, nochmals Kössenerschichten (3. Mulde). Der Felskopf links besteht aus überkipptem Plattenkalk, der auch die Felsrippe bis zum Bildrand bildet. Darauf aufgeschuppt Hauptdolomit.

Die Anrisse im linken unteren Viertel des Bildes unter dem Horizontalsteig bestehen nur noch aus Hauptdolomit.

(Vgl. Profil 22 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 14, 24, 149 und 213.)



Bild 15.

Phot. Richter



Bild 16.

Phot. Richter

Bild 17. Der Südhang des Feigenkopfs.

Rücküberschiebung auf den großen Muldenzug.

Im Vordergrund unten Jura und Neokom im Kern des großen Muldenzugs, von N darauf aufgeschoben Plattenkalk mit nach S überkippter Falte (Bildmitte). Darüber bis zum Gipfel des Feigenkopfs Cenoman, das durch einen Sattel von Plattenkalk in zwei Mulden geteilt wird.

(Vgl. Profil 20 der Profiltafel und Text S. 32 und 169.)

Bild 18. Die Klammspitzen von Osten.

Links Große, 1925,2 m, rechts Kleine Klammspitze, 1883 m. Davor das Wintertal-
kar, 1620 m.

Zusammengeklappte Mulde von Hauptdolomit, im Muldenkern noch etwas Cenoman (die beiden hellen Flecken unmittelbar rechts über dem Weg unter der Kleinen Klammspitze), das am rechten Bildrand zum Brunnenkopf zieht.

(Vgl. Profil 19 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 28, 88, 159, 168 und 197.)

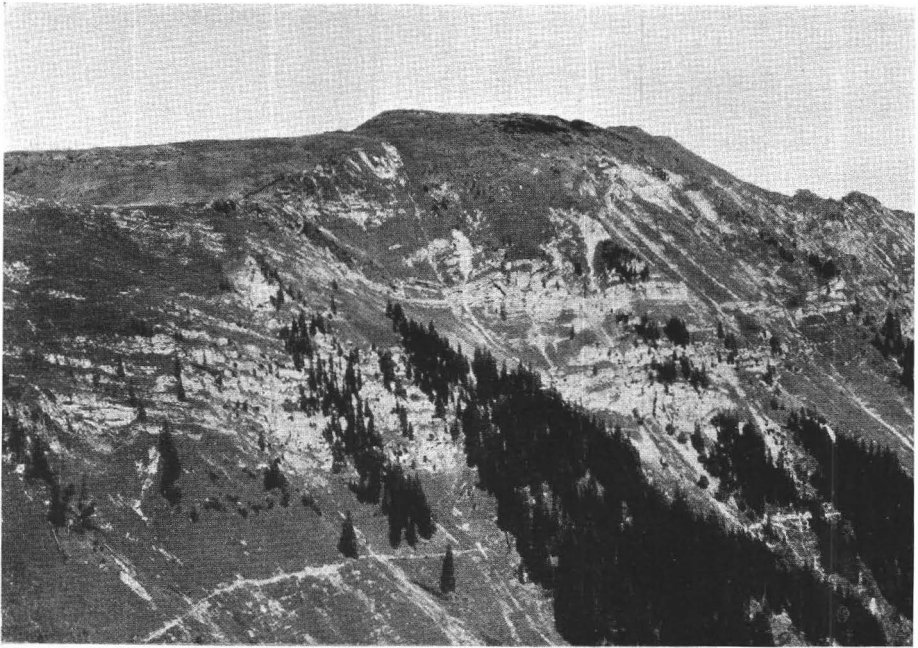


Bild 17.

Phot. Richter



Bild 18.

Phot. Richter

Bild 19. Nordrand der Lechtaldecke westlich unterm Dreisäulerkopf.
Links Cenoman der Allgäudecke, Mitte und rechts nordfallender, rücküberkippter
Muschelkalk der Lechtaldecke (Hennenkopfteildecke).
(Vgl. Text S. 8 und 167.)

Bild 20. Der Hennenkopf, 1769 m, von Osten.
Muschelkalk der Hennenkopfteildecke auf Wettersteinkalk und Cenoman.
Entspricht genau Textfigur 45, S. 166.
(Vgl. Profil 16 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 8 und 166.)



Bild 19.

Phot. Richter



Bild 20.

Phot. Richter

Bild 21. Kälberalpfenster von Osten (vom Pürschlinghaus) gesehen.

Der Pürschlingturm links besteht aus Wettersteinkalk (inverser Südflügel des Deckensattels, Lechtaldecke), in der Mitte Allgäudecke mit Aptychenschichten und Fleckenmergeln (erster heller Anriß links unter dem Weg) im Sattelkern, rechts oben Hauptdolomit des Latschenkopfs (Nordflügel des Deckensattels, Lechtaldecke).

(Vgl. Profil 14 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 167.)

Bild 22. Blick auf den Laber von Westen.

Links über Fleckenmergeln der Allgäudecke der verdoppelte Wettersteinkalk des Laberkopfs, dann Raibler Senke der Laberalm, weiter über Hauptdolomit das Cenoman des Labergipfels, 1683 m. (Gipfelwand Sandsteine, rechts davon Mergel). Der zweite Gipfel (Schartenkopf, 1636,1 m) sowie der Grat nach rechts Hauptdolomit, davor drei helle Wändchen von Oberrhätkalk. Unter diesem Kamm bildet das Cenoman der Labermulde eine streichende Senke. Links darunter erst Hauptdolomit des Schaffelbergs. Weiter nach links leiten an Störungen vorgesezte Wände aus Wettersteinkalk zum Laberkopf zurück.

Ganz rechts der Wettersteinkalk des Kofels, 1342,8 m.

(Vgl. Profile 6–8 und 10 der Profiltafel und Text S. 164 und 165.)



Bild 21.

Phot. Richter



Bild 22.

Phot. Richter

Bild 23. Der Frieder, 2050,3 m, von Südwesten.

Nordflügel der Lahnenwiesmulde.

Der Nordgipfel (links) besteht aus Hauptdolomit, gegen den links vom Joch Plattenkalk an Störung grenzt (wo der Schuttstreifen herabzieht). Dieser ist südlich der Störung stark gefaltet und zieht im Joch noch etwas Kössenschichten in den Faltenbau mit ein.

(Vgl. Profil 16 der Profiltafel und Text S. 32 und 146.)

Bild 24. Der Frieder, 2049,9 m und 2050,3 m, von Osten.

Der Nordgipfel (rechts) besteht aus Hauptdolomit, der Südgipfel aus gefaltetem Plattenkalk (vgl. Bild 23). Beiderseits der flachen Kuppe des Lausbühels, 1957 m, Kössenschichten in den Jöchern. Ganz links der Plattenkalk des Scharfecks (1926,6 m).

Altfläche um den Lausbübel (Lausbühelniveau 1900–1950 m), unter dem Lausbübel und zwischen den Friedergipfeln abwärts alte verkarstete Hängetäler gegen die Elmau.

(Vgl. Profil 16 [spiegelbildlich] der Profiltafel und Text S. 32, 146, 202, 203, 210 und 211.)



Bild 23.

Phot. Richter



Bild 24.

Phot. Richter

Bild 25. Blick vom Brunnberg nach ONO.

Unten Oberammergau auf dem Schuttkegel der Weidachlahne, darüber der Aufacker, 1542,8 m. Rechts Tal der Weidachlahne und Nordfuß des Laber, dahinter in der Ferne Benediktenwand und Heimgarten (rechts).

Im Laber Wettersteinkalk und Fleckenmergel (vgl. Bild 22). Vom Laber greift das Rosengartenniveau (ca. 1400 m) auf den Flysch über. Dazwischen Paß von Hochplaiken, 1186 m.

(Vgl. Profil 6 der Profiltafel und Text S. 114, 137, 203, 204, 210 und 222.)

Bild 26. Der Trauchgauflysch von SO.

Mittelgebirgslandschaft mit gerundeten Kuppen, kulminierend in der Hohen Bleick, 1639 m. Davor unter der Herbstnebeldecke (Oberfläche in 1200 m) die prä-diluviale Längsfurche Halblech–Halbammer.

(Vgl. Text S. 114, 203, 204, 210 und 222.)



Bild 25.

Phot. Richter



Bild 26.

Phot. Richter

Bild 27. Jägerhüttl am Schützensteig (P. 1422) mit Blick nach Westen.

Rechts Rücken des Hohen Straußbergs, 1937 m, der mit der Bankung des Wettersteinkalks abfällt. Hinten Säuling, 2049 m.

Nordflügel der Ammerwalder Muldenzone.

Alte Flachformen des obersten Pöllattaales.

(Vgl. Text S. 149 f. und 204.)

Bild 28. Blick von N auf Zunterkopf, 1898 m, Vorderfelderkopf, 1929 m
(Bildmitte) und Felderkopf, 1819 m.

Großer Karboden der Kühälpe und des Wank in 1370–1600 m Höhe, mit Lokal-
moränen von α - β -Stadium aufgefüllt.

Nordflügel der Lahnenwiesmulde, unterster Teil der Wände, sowie der Zunterkopf
(links hinter den Bäumen) bestehen aus Hauptdolomit, gegen den der Plattenkalk
der oberen Wände mit Störung absetzt.

(Vgl. Text S. 32, 134, 146, 204 und 211.)



Bild 27.

Phot. Kockel



Bild 28.

Phot. Richter

Bild 29. Blick nach Westen in das Ammerlängstal.

In der Mitte Scheinbergspitz, 1926,4 m, rechts Hasentalkopf, 1796,7 m, und Bäckensattel, 1541 m. Ganz rechts der Zacken der Sefelwand, 1732 m, und Große Klammerspitze, 1925,2 m.

Breites versumpftes Ammertal in ca. 850 m Höhe.

(Vgl. Text S. 49, 133, 138, 159 und 208.)

Bild 30. Blick vom Brunnberg nach OSO.

Fortsetzung des Ammerlängstales über Ettal (im Tal hinten links) bis zur Stufe des Ettaler Passes. Im Hintergrund die Krottenkopfgruppe jenseits des Loisachtales.

Die Ammer fließt von rechts nach links (über den Tannenspitzen im Vordergrund) ins Ammerquertal.

Hart über dem Ettaler Paß präglazialer Loisachtalboden im bewaldeten Kirchbichlplateau (800 m).

(Vgl. Text S. 133, 137, 138 und 208.)



Bild 29.

Phot. Rex



Bild 30.

Phot. Richter

Bild 31. Blick von SO ins Ammerquertal.

Links Hinterer und Vorderer Rappenkopf, 1405 m und 1408 m. Falkenwand und Kofel, 1342,8 m. Rechts unter dem Kofel Oberammergau. Vom Quertal rechts Aufschwung zum Laber-Westgrat.

Der breite versumpfte Talboden des Ammerlängstales zieht durch das Quertal hinaus in den Ammergau, ebenso nach rechts weiter nach Ettal (vgl. Bild 30).

(Vgl. Text S. 133, 137, 138, 165 und 208 und Textfigur 44, S. 165.)

Bild 32. Der Ammergau zwischen Ober- und Unterammergau.

Breiter versumpfter Talboden, beide Orte liegen auf Bachschuttkegeln, zwischen ihnen der Inselhügel des Purer-Bichl (Reiselsberger Sandstein). Darüber nach rechts Flyschberge (ganz rechts der Hochscherger, 1397,4 m), nach links Jura und Neokom der Allgäudecke (helle Anrisse der Zeilbrüche am Schartenköpfl, 1371 m). Ganz links Hauptdolomit des Steckenbergs.

(Vgl. Text S. 66, 79, 133, 137, 138, 208 und 210.)

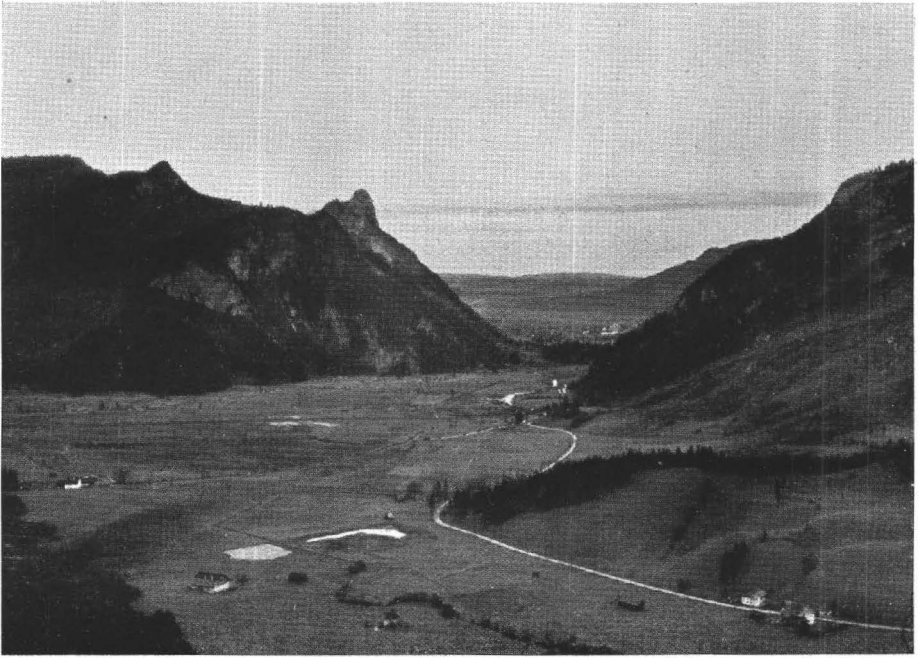


Bild 31.

Phot. Richter

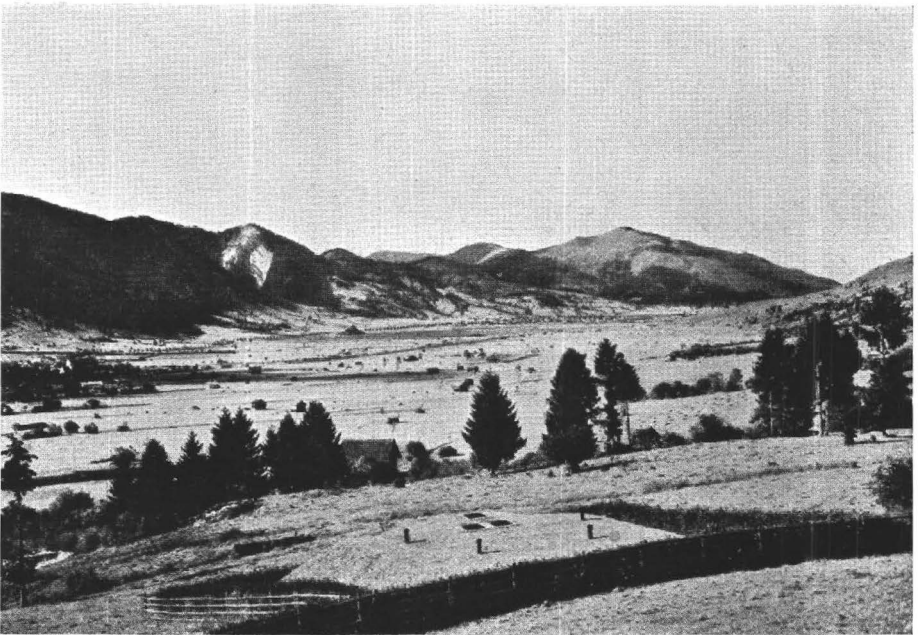


Bild 32.

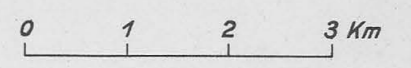
Phot. Richter

Tektonische Übersichtskarte
 der Bayrischen Berge
 zwischen Lech u. Loisach
 1:75000



- Flyschzone
- Höllenzzone
- Allgäu-Decke
- Untere Vilser Decke
- Teufelstätt-Teildecke
- Obere Vilser Decke, Hennenkopf-Teildecke (im Westen) und ungeteilte Lechtaldecke (im Osten)
- Kramer-Decke

- Störungen
- R = Rücküberschiebungen
 - + sählig
 - + flach
 - + mittel
 - + steil
 - + saiger
- Schicht-fallen



C.W. Kockel
 Leipzig 1930

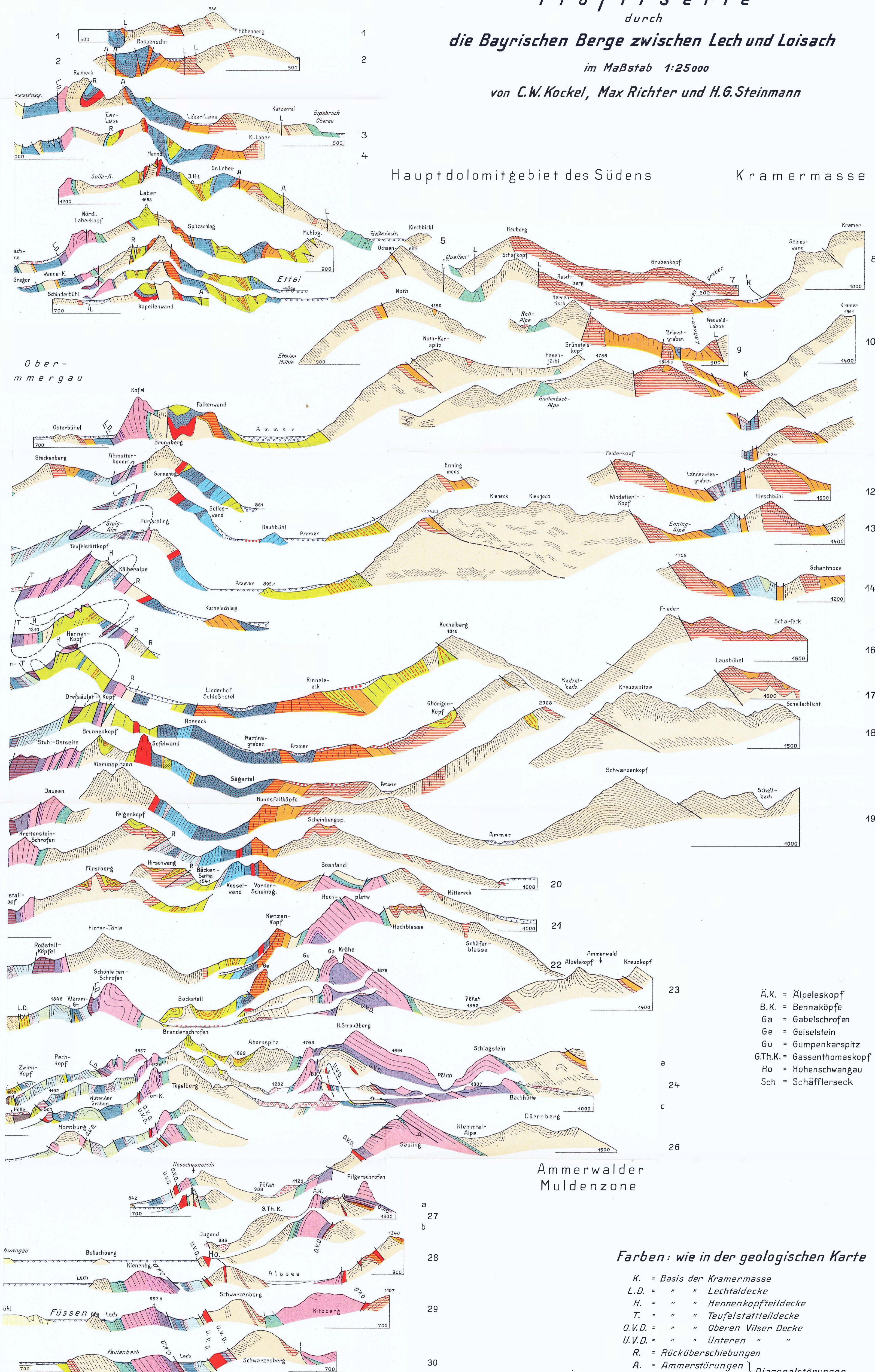
Druck von G. Freytag & Berndt A.G., Wien.

Der große Muldenzug

Profilsérie durch die Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach

im Maßstab 1:25000

von C.W. Kockel, Max Richter und H.G. Steinmann



Hauptdolomitgebiet des Südens

Kramermasse

Ober-mergau

Ammerwalder Muldenzone

- Ä.K. = Älpeleskopf
- B.K. = Bennaköpfe
- Ga = Gabelschrofen
- Ge = Geiselstein
- Gu = Gumpenkarspitz
- G.Th.K. = Gassenthomaskopf
- Ho = Hohenschwangau
- Sch = Schäßlerseck

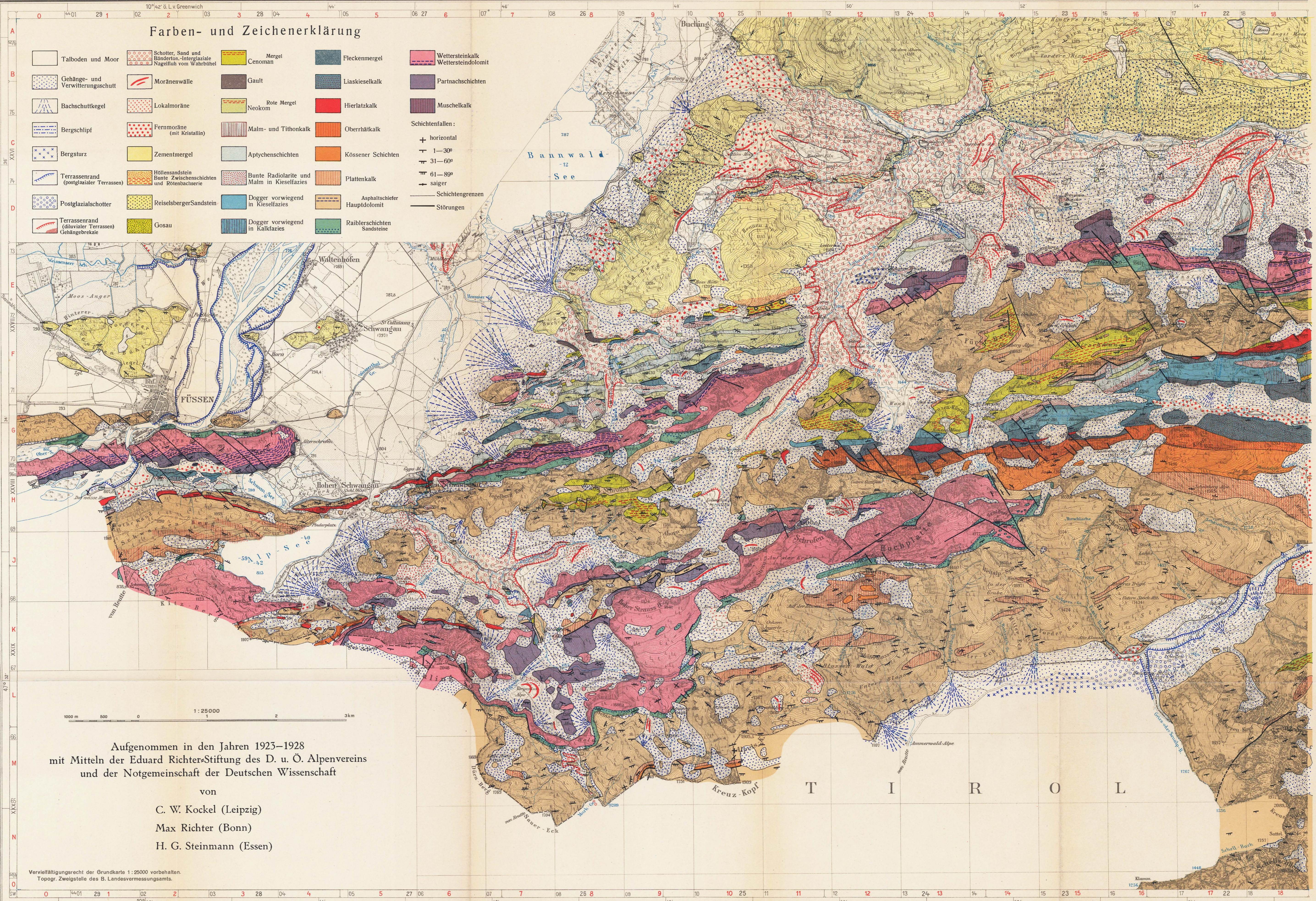
Farben: wie in der geologischen Karte

- K. = Basis der Kramermasse
- L.D. = " " Lechtaldecke
- H. = " " Hennenkopfteildecke
- T. = " " Teufelstättteildecke
- O.V.D. = " " Oberen Vilser Decke
- U.V.D. = " " Unteren " "
- R. = Rücküberschiebungen
- A. = Ammerstörungen } Diagonalstörungen
- L. = Loisachstörungen }

Falkenstein-zug Vils-tal-fenster Der große Muldenzug Benna-Deckensattel

Farben- und Zeichenerklärung

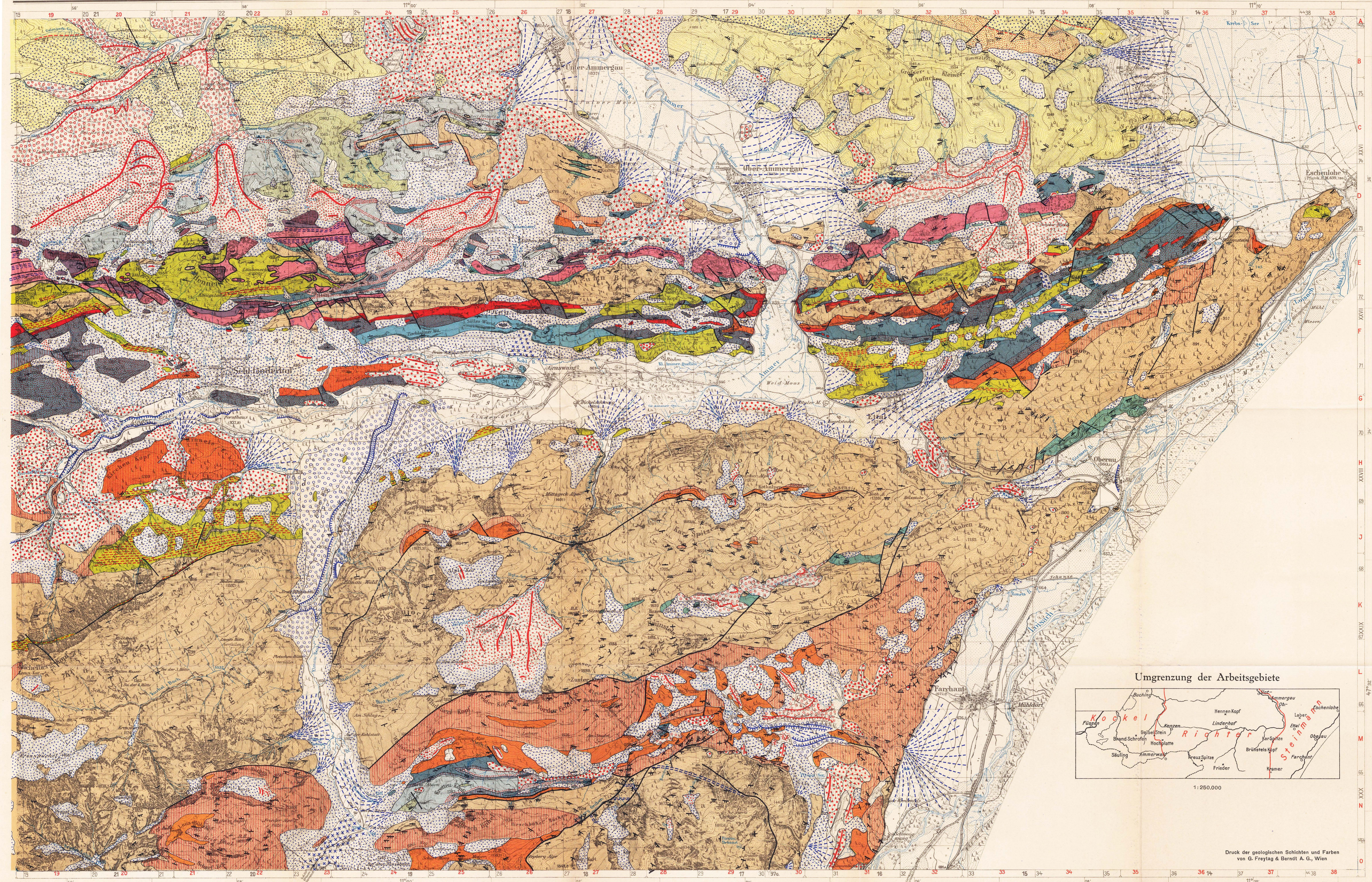
Talboden und Moor	Schotter, Sand und Bänderlein-Interglaziale Nagelflah vom Wahrhübel	Cenoman	Fleckenmergel	Wettersteinkalk
Gehänge- und Verwitterungsschutt	Moränenwälle	Gault	Liaskieselskalk	Partnachschichten
Bachschuttkegel	Lokalmoräne	Neokom	Hieratzkalk	Muschelkalk
Bergschliff	Fernmoräne (mit Kristallin)	Malm- und Tithonkalk	Oberrhätikalk	Schichtenfallen:
Bergsturz	Zementmergel	Aptychenschichten	Kössener Schichten	horizontal
Terrassenrand (postglazialer Terrassen)	Höllensandstein Bunte Zwischenschichten und Rötenschiefer	Bunte Radiolarite und Malm in Kieselfazies	Plattenkalk	1-30°
Postglazialschotter	Reiselberger Sandstein	Dogger vorwiegend in Kieselfazies	Asphaltschiefer Hauptdolomit	31-60°
Terrassenrand (diluvialer Terrassen) Gehängebrekzie	Gosau	Dogger vorwiegend in Kalkfazies	Raiblerschichten Sandsteine	61-89°
				saiger
				Schichtengrenzen
				Störungen



Aufgenommen in den Jahren 1923-1928
mit Mitteln der Eduard Richter-Stiftung des D. u. Ö. Alpenvereins
und der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft
von
C. W. Kockel (Leipzig)
Max Richter (Bonn)
H. G. Steinmann (Essen)

Vervielfältigungsrecht der Grundkarte 1:25000 vorbehalten.
Topogr. Zweigstelle des B. Landesvermessungsamts.

Berge zwischen Lech und Loisach



Umgrenzung der Arbeitsgebiete

