

Geognostische Jahreshefte.

Dreiunddreißigster Jahrgang
1920.

Herausgegeben
im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe



vom
Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.



München.
Verlag von Piloty & Loehle.
1922.

Übersicht des Inhaltes.



| | |
|---|---------|
| K. Boden: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches | 1—22 |
| (Mit einer Kartenskizze.) | |
| L. Krumbeck: Über die Freihölzer Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg | 23—32 |
| (Mit 1 Tafel.) | |
| Karl Mieleitner: Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald | 33—46 |
| (Mit 1 Tafel.) | |
| Dipl.-Ing. Alfred Merckle: Über einige bisher im Donnersberger Gebiete unbekannt seltene Mineralien | 47—48 |
| Dr. Emanuel Christa: Über Basalte aus der Gegend von Brückenau und Platz | 49—56 |
| (Mit 1 Tafel.) | |
| Dr. Karl A. Reiser: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu (I. Teil) | 57—198 |
| (Mit 1 Karte.) | |
| Friedrich Bücherl: Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten | 199—202 |
| Dr. Otto M. Reis: Nachträge zur Geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf (I. Teil) | 203—232 |
| (Mit 1 Karte und 1 Abbildung.) | |

Kleinere vermischte Mitteilungen.

| | |
|--|---------|
| Übersicht über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamts im Jahre 1920 | 233—237 |
| Zusammenstellung der im Jahre 1920 erschienenen geologischen Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile | 238—241 |

Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches.

Von

K. Boden.

(Mit einer Kartenskizze.)

I. Die Dürnbachbrekzien.

Wenige Kilometer von der Nordwestecke des Tegernsees entfernt, gegen Marienstein zu, stehen im oberen Dürnbach am nördlichen Rande des Flysches zwei isolierte Vorkommnisse eigentümlicher Gesteine an, die aus diesem Gebiete bisher noch nicht bekannt geworden sind. Das nördliche bildet etwa 300 m südlich des Punktes 815 in der Talsohle am Bachrande einen 4 m breiten und 2 m hohen Felsklotz. Etwa 50 m bachaufwärts findet sich das südliche Vorkommen als schmale, etwa 2 m breite Rippe. An diese schließt sich im Süden Flyschsandstein, der auch den Berghang oberhalb der beiden Vorkommen bildet. Zwischen denselben finden sich keine sicher anstehenden Schichten, sondern nur lose Blöcke aus Flyschsandstein und ganz vereinzelt auch aus Kieselkalk. Nördlich der Vorkommen sind sowohl im Dürnbach selbst, wie auch in einigen kleinen Seitenbächen graue stark verquetschte Seewenmergel mehrfach erschlossen.

Kontakte mit dem Flysch oder mit der Kreide waren jedoch nirgend nachzuweisen.

Die Gesteine besitzen eine starke Verwitterungsrinde und sind mit Moos und Flechten bedeckt, so daß ihr Gefüge an der Oberfläche nicht erkennbar wird. Lediglich durch die Untersuchung zahlreicher abgesprengter Blöcke ließ sich ein Bild gewinnen von der Beschaffenheit der Vorkommnisse.

Dieselben bilden eine Brekzie, die ein inniges Gemisch darstellt von sehr verschiedenartigen Gesteinen, teils eruptiver, teils sedimentärer Entstehung. Ganz vorwiegend beteiligen sich an der Zusammensetzung Grünsteine (Diabase) und schwarze phyllitische Tonschiefer, ferner Kalke, quarzitische Sandsteine mit Übergängen zu Quarziten und einzelne Quarzkörner, außerdem Granite und andere Intrusivgesteine.

Die im Dünnschliff vielfach typische ophitische Ausbildung zeigenden Diabase (genauere mikroskopische Beschreibung siehe unten) sind meist stark zersetzt. Häufig besitzen dieselben schiefrige oder auch blätterige Strukturformen.

Maßgebend für die Altersbestimmung der Grünsteine ist ihr Verhältnis zu dem Kalk. Derselbe ist nämlich stets innig verknüpft mit dem Grünstein und beide bilden echte Mischgesteine, in denen der meist gelb gefärbte, zuweilen ölig

glänzende Kalk ein grobkörniges, schwach mg-haltiges Umwandlungsprodukt darstellt. — Im Dünnschliff zeigt dieser hochkristalline Kalk häufig Wabenstruktur. Die Wände der Waben werden in der Regel von Eisenhydroxyd, zuweilen jedoch auch von chloritischen Mineralien gebildet. Ausgefüllt sind die Waben von grobkristallinem, häufig rundliche Gebilde darstellendem Kalzit. In dieser Masse sind ganz unregelmäßig gestaltete Grünsteinflocken eingelagert.

Vielfach besitzen diese Kalke schichtähnliche Struktur und den parallel angeordneten Lagen folgen oft weiße, eine Dicke von mehreren Zentimetern erreichende Kalkspatadern, die seltener quer zu den Gesteinslagen verlaufen.

Vereinzelt finden sich auch Brocken und gröbere Klötze von nicht umgewandelten Kalken, die ihre ursprüngliche Struktur vollkommen beibehalten haben. Dieselben sind dunkelrot oder grau gefärbt und ebenfalls stets mehr oder minder stark durchsetzt von mehreren Zentimeter großen, bis zu mikroskopisch kleinen, meist eckigen, scharfkantigen und gegen den Kalk gut abgegrenzten Grünsteinetzen. Auch in kleineren der Brekzie beigemischten Kalkbröckchen lassen sich dieselben stets im Dünnschliff nachweisen.

In einzelnen Stücken finden sich die stark kristallinen Kalke in enger Verbindung mit den nicht umgewandelten. (Die letzteren sind zuweilen durchsetzt von den gelben chloritführenden körnigen Kalzitaggregaten.) Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist häufig sehr scharf. Im Dünnschliff bemerkt man jedoch auch deutliche Übergänge und ein Ineinanderfließen, so daß die grobkristallinen Gesteine als Neubildungen der normalen Kalke anzusehen sind.

Das innige Gemisch von sedimentärem und eruptivem Material durch tektonische Verknetung zu erklären ist nicht zugänglich, da die innere Struktur der Gesteine — besonders diejenige der normalen Kalke — keinerlei wesentliche tektonische Veränderungen aufweist.

Die grobkristallinen schwach dolomitischen Kalke als Kontaktprodukte aufzufassen, stößt ebenfalls auf Schwierigkeiten, da Kontaktminerale gänzlich fehlen, die sich bei dem reichlichen Vorhandensein von Fe und Mg unbedingt hätten bilden müssen. Das mit dieser Annahme verbundene nachträgliche Eindringen des Grünsteinmaterials in den Kalk ist auch mit der keinerlei Strukturveränderungen zeigenden Beschaffenheit der oft mit kleinen und großen Grünsteinetzen gespickten normalen Kalke nicht in Einklang zu bringen. — Vielmehr führt besonders diese letztgenannte Tatsache dazu, für die Grünsteine und Kalke eine gleichzeitige Entstehung anzunehmen und die Bildung der Mischgesteine durch submarine Eruptionen zu erklären, wobei die geförderten Eruptivprodukte sich am Meeresboden mit dem in Sedimentation befindlichen Kalkschlamm mischten.

Die Umwandlung der normalen Kalke in grobkristalline Neubildungen wurden durch postvulkanisch aufgedrungene, das Gestein durchtränkende Gase und Lösungen bewirkt, die zugleich den schwachen Mg-Gehalt zuführten.

Die folgenden Beschreibungen der vorhandenen Dünnschliffe von den Diabasen und den Mischgesteinen wurden von Herrn Dr. H. P. CORNELIUS ausgeführt, dem ich für die aufgewandte Mühe meinen besten Dank ausspreche. Die Umwandlung der Kalke, wie auch die Entstehung der Mischgesteine ist allerdings in einem etwas anderen Sinne gedeutet.

Die mikroskopische Untersuchung der massigen, kompakten Grünsteine ergab die folgenden Resultate:

Der meist auffälligste und der Menge nach wichtigste Gemengteil in sämtlichen untersuchten Gesteinen ist ein Plagioklas. Er bildet in der Regel wohl 50% der Gesteinsmasse. Seine nach

(010) tafelig ausgebildeten Individuen zeigen meist gute kristallographische Umgrenzung. Die Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind im allgemeinen wohl erkennbar. Stets jedoch ist das Mineral erfüllt von Umwandlungsprodukten in Gestalt von feinen bis feinsten Schüppchen, die wenigstens teilweise mit Sicherheit einem hellen Glimmer angehören. Zuweilen haben sie die ursprüngliche Feldspatsubstanz restlos aufgezehrt; aber auch wo dies noch nicht der Fall, vereiteln sie zumeist deren genauere Bestimmung. Nur in einem Schliff war eine solche möglich. Es ergab sich als Maximum der symmetrischen Auslöschungsschiefe 16° . Alle drei Brechungsexponenten α' , β' , γ' übersteigen die Lichtbrechung des Kanadabalsams. Es dürfte demnach Andesin vorliegen.

Von den dunklen Gemengteilen des ursprünglichen Mineralbestands ist einzig Biotit in manchen Schlifften erhalten geblieben. In einem derselben erscheint er in Gestalt von recht großen, dünnen Tafeln von ziemlich hellbrauner Farbe und im übrigen normalen optischen Eigenschaften. Stets ist er teilweise, meist bis auf geringe, unregelmäßig verteilte Reste, oft aber auch gänzlich in blaßgrünen Chlorit verwandelt, unter reichlicher Ausscheidung von Leukoxen; wohl entwickelte Sagenitgewebe sind oft darin zu beobachten, sowohl im erhalten gebliebenen wie im umgewandelten Biotit. In einem anderen Schliff tritt das nämliche Mineral auf in kleinen, verhältnismäßig dicken Tafelchen oder Gruppen von solchen, mit intensiver Färbung und kräftigem Pleochroismus (a gelb, $b = c$ dunkelbraun). Randleiche oder lamellenweise Umwandlung in Chlorit ist auch hier stets zu beobachten.

Außerdem haben sich von primären Mineralien noch einige Nebengemengteile in den heutigen Bestand der Grünsteine herübergerettet: vor allem opake Erze. Sie sind meist recht reichlich vertreten, in Haufwerken kleiner Körner und größerer gestaltloser Massen; Neubildung von Leukoxen und Fe-Hydroxyden auf ihre Kosten ist stets zu beobachten. Pyrit in wohlausgebildeten, recht frischen Hexaëdern in einem Schliff mag vielleicht sekundärer Natur sein. Dagegen findet sich unzweifelhaft primärer Apatit in gedrungenen Säulchen in einem Schliff ziemlich reichlich.

Zweifelhaft ist die primäre Natur des Quarzes, der nur in einem Schliff an der schwachen Licht- und Doppelbrechung, Einachsigkeit und positivem Charakter erkannt wurde. Er bildet dort meist unregelmäßig oder elliptisch gestaltete Anhäufungen rundlicher oder verzahnter, sehr kleiner Körner; doch finden sich solche auch gelegentlich einzeln im Chlorit eingeschlossen.

Unter den weiteren, sicher sekundären Gesteinsbestandteilen spielen die erste Rolle chloritische Mineralien. Sie zeigen die optische Orientierung ($c = a$) und die anomalen, blau- bis grüngrauen Interferenzfarben des Pennins; dagegen ist die blaßgrüne Färbung und der oft kaum wahrnehmbare Pleochroismus ($c = b > a$) erheblich weniger intensiv, als man bei dieser Varietät gewohnt ist. In einem Schliff zeigte das Mineral zonaren oder schichtweisen Wechsel der Farbe: $b = c$ in der Mitte bräunlichgrün, am Rand graugrün; a blaßgrünlich. Daneben fand sich dort ein anderes, mehr gelbgrünes Chloritmineral in wirren, sehr feinblättrigen Aggregaten mit normalen grauen Interferenzfarben.

Ein Teil der Chloritmineralien ist, wie erwähnt, sicher aus Biotit hervorgegangen. Für ihre Hauptmenge trifft dies jedoch wahrscheinlich nicht zu. Indessen fehlt jeder weitere Anhaltspunkt für die Bestimmung des Mutterminerals dieser formlosen, meist die Lücken zwischen den Feldspäten füllenden Massen, sowie einzelner unregelmäßiger Fetzen, die sich gelegentlich in jenen als Einschlüsse finden. Man kann nur aus Analogien auf ihre Abkunft von einem ursprünglich vorhandenen, jetzt restlos umgewandelten Pyroxen schließen.

Gleichfalls recht verbreitet als sekundärer Gemengteil ist der Kalzit. Er findet sich teils als regellose Imprägnation des ganzen Gesteins, die keinen Rückschluß auf das Ausgangsmaterial zuläßt; teils in länglich-rechteckig umgrenzten Feldern, die vielleicht Pseudomorphosen nach Plagioklas darstellen; teils unregelmäßig verteilt im Innern von größeren Chloritfetzen und wohl aus dem gleichen Ursprungsmaterial (Pyroxen?) hervorgegangen wie diese. Endlich findet sich der Kalzit stets, in manchen Schlifften ausschließlich, auf Adern ausgeschieden, zum Teil imprägniert mit rotem Ferritstaub; es läßt sich nicht sagen, ob sie ihren Inhalt mehr der Auslaugung des Nebengesteins oder der Infiltration von außen verdanken.

Die ursprüngliche Struktur ist in der Mehrzahl der Fälle trotz der starken Umwandlung des Mineralbestandes noch deutlich zu erkennen: die regellose Anordnung der gut entwickelten, tafelligen Plagioklase charakterisieren sie als die normale diabasisch-körnige. Der Plagioklas ist in der Hauptsache sicher früherer Entstehung als die dunklen Gemengteile: auch die Biotittafelchen haben sich (in dem zweiten der oben erwähnten Vorkommnisse dieses Minerals) deutlich zwischen den schon vorher vorhandenen Feldspäten angesiedelt. Ja, in einzelnen Fällen geben sich letztere auch gegenüber den Eisenerzen als älter zu erkennen: auch diese erscheinen als formlose Zwischenklemmungsmasse zwischen den Plagioklasen. — Ob einst noch Reste einer Glasbasis vorhanden waren, ist bei dem heutigen Zustand der Gesteine nicht mehr zu erkennen.

Auf Grund der beschriebenen Strukturmerkmale darf man die Mehrzahl der Grünsteine als normale Diabase bezeichnen.

Etwas abweichend verhält sich ein Schriff, in welchem einzelne (aber spärliche) Plagioklase von vollkommen idiomorpher Ausbildung als Einsprenglinge von verhältnismäßig bedeutender Größe hervortreten. In der Grundmasse herrscht (soweit es die massenhaften Neubildungen erkennen lassen) die normale Diabasstruktur in sehr feinkörniger Ausbildung. Das Gestein ist als Diabasporphyrat zu bezeichnen.

Stärkere Abweichungen zeigt das Gestein mit den oben erwähnten großen Biotittafeln und den vermutlich neugebildeten Quarzaggregaten. Hier ist von irgendeiner charakteristischen Eruptivgesteinsstruktur nichts mehr wahrzunehmen. Die Schuld daran tragen die massenhaften Neubildungen, welche den primären Bestand des Gesteins vollständig überwuchern und selbst die ursprünglichen Feldspäte kaum mehr erkennen lassen.

Spuren mechanischer Einwirkung begegnet man in manchen Schriffen in Gestalt von schwachen Knickungen und Biegungen der Plagioklase. Größere Intensität erreichen sie nicht. Irgendwelche räumliche Gesetzmäßigkeiten, Beziehungen zu Stauchungs- oder Streckungserscheinungen etc. fehlen. Man möchte die genannten Phänomene demnach eher für protoklastisch als für Ergebnisse späterer tektonischer Deformation halten.

Sehr deutliche Spuren nachträglicher tektonischer Zertrümmerung zeigen dagegen alle untersuchten Grünsteine in Form von schmälere oder breitere, mit Kalzit erfüllten Rissen.

An der Zusammensetzung der Mischgesteine aus Kalk- und Grünsteinmaterial beteiligen sich wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, die folgenden Mineralien:

1. Mineralien der Chlorit-Serpentin-Gruppe. Es finden sich mehrere hierher gehörige Mineralvarietäten von mehr oder minder schwankenden optischen Eigenschaften.

a) Am auffälligsten und fast in allen Schriffen anzutreffen ist ein deutlich blätterig entwickeltes Mineral mit guter Spaltbarkeit $\parallel (001)$ — die übliche Aufstellung der Chloritmineralien zu Grunde gelegt. Es bildet nicht selten große, doch selten regelmäßig umgrenzte Individuen; meist sind sie vielmehr ganz zerfetzt, oft von massenhaften Kalziteinschlüssen erfüllt; vielfach auch verbogen, mit undulöser, oft auch eigentümlich fleckig schillernder Auslöschung. Die Hauptzone ist positiv: $c = a$. Was den Pleochroismus betrifft, so fallen vielfach nur Absorptionsunterschiede ($a < b = c$) auf, bei schwach ins bläuliche spielender grüner Färbung; nicht selten aber ist a merklich gelbgrün, bis zu recht bedeutender Intensität. Die Interferenzfarbe im Schriff von normaler Dicke ist Grau I. Ordnung. Beobachtungen im konvergenten Licht blieben, wegen der nicht einheitlichen optischen Orientierung, leider ergebnislos. — Die einzelnen Blättchen mancher feinfilziger Aggregate zeigen die angegebenen optischen Eigenschaften gleichfalls.

b) Ganz vereinzelt steht die Beobachtung schiefer Auslöschung in einem Schriff. Das Mineral zeigt im übrigen vollkommen die unter a) aufgeführten Eigenschaften (Farbe bläulichgrün, $c = b > a$); das Maximum der gemessenen Auslöschungsschiefen betrug $\alpha' : c = 18^\circ$.

c) Nicht selten sind wirre, feinblättrige Aggregate von blaßgrüner Färbung verschiedener Intensität — sie kann bis zur Farblosigkeit sinken — und ohne erkennbaren Pleochroismus. Die negative Hauptzone ($c = c$, soweit die Kleinheit der einzelnen Blättchen Messungen zuläßt) und die geringere Doppelbrechung (anomale, blau- oder grüngraue Interferenzfarben) unterscheiden das Mineral von dem unter a) beschriebenen.

d) Vereinzelt fanden sich randliche Massen von braungrüner Farbe und ganz geringer Doppelbrechung (Aufhellung zwischen \pm Nicols kaum wahrnehmbar); Aggregatpolarisation! Am Rande zum Teil konzentrische braune Ringe, an LIESEGANG'sche rhythmische Fällungen erinnernd. — Wohl ursprünglich kolloidale, im „Umstehen“ begriffene Substanz.

Eine vollständige Übereinstimmung mit irgendeinem genau definierten Gliede der Chlorit-Serpentingruppe zeigt keine der hier aufgeführten Varietäten. Die wichtigste von ihnen (a) gleicht bei feinschuppiger Ausbildung im wesentlichen dem Antigorit, abgesehen von dem stets deutlichen Pleochroismus. Für optisch negativen Pennin erscheint die Doppelbrechung zu stark. Noch weniger ist eine exakte Einreihung der anderen gefundenen Varietäten möglich. Es sei daher im folgenden der Kürze halber stets bloß von Chloritmineralien die Rede.

2. Quarz wurde in einem Schriff an der geringen Licht- und Doppelbrechung (Grau I. Ordnung), der Einachsigkeit und dem positiven Charakter erkannt. Er bildet unregelmäßige größere, durch Kalzitadern in Teilstücke zerlegte Körner; häufig enthalten sie unregelmäßig rundliche Einschlüsse von Kalzit.

3. Ein einzelnes kleines Muskowitblättchen fand sich einmal in Magnetit eingewachsen.

4. Über das Auftreten des Kalzits siehe unten das Nähere. Auffallend an dem Mineral ist das fast durchgängig vollkommene Fehlen von Zwillinglamellen.

5. Magnetit ist fast in allen Schliffen, wenn auch in sehr wechselnder Menge, vertreten. Er bildet teils kleine, rundliche Körner, teils größere unregelmäßige Massen. Häufig ist er stark verrostet.

6. Eisenhydroxyde treten auf einerseits als rötliches oder braunes, staubfeines Pigment, das sich jedoch bis zur völligen Undurchsichtigkeit anhäufen kann; andererseits in Gestalt von gelbbraunen, meist dicht gescharten, netzförmig verzweigten Adern, welche gleichfalls die genaue Untersuchung der von ihnen durchzogenen Schliffpartien störend beeinflussen.

Von den aufgeführten Mineralien ist primärer Natur wohl nur ein Teil des Kalzits und des Magnetits. Im übrigen handelt es sich durchwegs um sekundäre Bildungen. Gelegentlich finden sich annähernd rechteckige, von Eisenhydroxyd umrandete Felder, eingenommen von zerfetzten Individuen des Chloritminerals (a) mit viel Kalzit, meist in Lamellen parallel der Spaltbarkeit eingeschaltet, sowie gleichfalls parallel eingelagerten Schnüren von feinkörnigem Erz. Andere ganz analoge Felder bestehen bloß aus Kalzit mit mehr oder minder reichlich beigemengtem, gelegentlich sogar überwiegendem Erz. Vereinzelt sind auch auffallend sechseckig umgrenzte Massen von chloritischen Aggregaten für sich allein zu beobachten. In all diesen Fällen handelt es sich augenscheinlich um Pseudomorphosen. Doch sind sichere Angaben über die Muttersubstanzen nicht zu machen — irgendwelche Reste von diesen sind nicht erhalten geblieben, und die zu beobachtenden Formen für sich allein sind zu wenig charakteristisch. Man kann nur vermutungsweise auf irgendwelche Mineralien der Pyroxen-, vielleicht auch der Olivin-Gruppe schließen. — Auch die in einem Schliff beobachteten Quarze scheinen einst größere einheitlich umgrenzte Felder gebildet zu haben und stellen wohl ebenfalls Pseudomorphosen dar; mindestens wird ihre sekundäre Entstehung durch die fast allgemein vorhandenen Kalziteinschlüsse wahrscheinlich gemacht.

Die Gesteine, welche von den vorstehend beschriebenen Mineralien aufgebaut werden, zerfallen in zwei makroskopisch deutlich geschiedene Gruppen, die sich jedoch unter dem Mikroskop durch Übergänge verknüpft zeigen. Es sind

1. Auffällig kristalline Kalke von meist dunkelgelber Färbung, mit mehr oder minder ausgedehnten, unregelmäßig umgrenzten dunkelgrünen Flecken von serpentinartigem Aussehen. — Unter dem Mikroskop erkennt man recht grobkristalline Kalzitaggregate mit meist rundlicher Umgrenzung der einzelnen Körner; die chloritischen Mineralien sind in regelloser Verteilung beigemischt, teils in Gestalt der erwähnten pseudomorphosenartigen Gebilde, teils in einzelnen unregelmäßigen Blättern oder feinschuppigen Aggregaten, teils auch als Füllmasse zwischen den einzelnen Kalzitkörnern. Größere Anhäufungen der Chloritmineralien liefern die erwähnten makroskopisch dunkelgrünen Flecken. Der Magnetit tritt meist in der Nachbarschaft chloritischer Partien auf; und auch der Quarz erscheint in dem einzigen beobachteten Falle seines Auftretens an deren unmittelbare Umgebung gebunden. Adern von gelbbraunen Eisenhydroxyden durchziehen meist die ganzen Schliffe, nur die Chlorit-Kalzit-Magnetitpseudomorphosen erscheinen gewöhnlich frei davon. Dagegen fehlt das staubfeine rote Pigment in diesen Gesteinen in der Regel ganz.

Besondere Erwähnung verdient noch ein hierher gehöriger Schliff wegen der an Pflasterstruktur gemahnenden Ausbildung des hier von Eisenhydroxydaden fast freien Kalzitaggregats. Chloritische Mineralien fehlen (wohl nur zufällig); dagegen ist Magnetit reichlich vorhanden in Gestalt von unregelmäßigen Massen oder Haufen von ziemlich gut ausgebildeten kleinen Oktaedern.

2. Dichte rote Kalke mit gesetzlos verteilten und unregelmäßig, meist eckig umgrenzten Fetzen von dunkelgrünem Material. — Die mikroskopische Untersuchung zeigt einen in der Hauptsache vollkommen unveränderten, sehr feinkörnigen Kalk, reich an Fossilresten; von den letzteren abgesehen, erscheint er fast ganz gleichmäßig mit staubfeinem rotbraunem Pigment imprägniert. Den makroskopisch sichtbaren grünen Flecken entsprechen meist scharf abgegrenzte Partien aus chloritischen Mineralien, Magnetit (öfters sehr reichlich) und grobkristallinem Kalzit; sie sind frei von rotem Pigment, aber auch von den gelben Eisenhydroxydaden des unter (1) beschriebenen Gesteins. Im Ganzen erinnern sie durchaus an isolierte Brocken des letztgenannten. Außerdem finden sich noch hin und wieder im roten Kalk verstreut einzelne Blätter und Aggregate der verschiedenen oben beschriebenen Chloritmineralien, bis herab zu ganz geringer Größe. Ebenso wie die größeren Chloritführenden Partien sind auch sie gegen den umhüllenden Kalk fast stets von klaren Säumen mehr oder minder grobkristallinen Kalzits von wechselnder Breite umgeben. Gegen außen sind diese fast immer scharf abgegrenzt durch eine schmale, von braunrotem Pigment bis zur Undurchsichtigkeit erfüllte Zone, welche sich nach auswärts mit raschem Abfall der Färbungsintensität allmählich in den Kalk verliert. Man hat den Eindruck, als sei das Pigment auch durch den jetzt von den Chlorit-

Kalzitmassen eingenommenen Raum ursprünglich gleichmäßig verteilt gewesen, im Gefolge von deren Neukristallisation jedoch zentrifugal an die äußerste Grenze ihres Bereichs hinausgedrängt worden. Indessen gibt es auch einzelne Fälle, wo die genannten Pigmentsäume fehlen, und zwar sowohl um größere chloritisch-kalzitische Massen, wie um isoliert im Kalk liegende Blättchen.

Als Übergangsglied zwischen (1) und (2) ist ein Gestein zu deuten, in dessen Schriff man die grobkristallinen Kalzitaggregate von (1) mit unregelmäßig zackiger Grenze in den dichten Kalk von (2) eingreifen sieht. Sie erscheint, obwohl Pigmentränder, wie sie eben beschrieben wurden, fehlen, verhältnismäßig scharf, da eine Abnahme der Korngröße des Kalzits von (1) nicht oder nur in geringem Maße festzustellen ist. Gleichwohl ist an der primären Natur dieser Grenze kaum ein Zweifel möglich: jeder Hinweis auf eine tektonische Verknüpfung zweier verschiedener Gesteine fehlt.

Überhaupt sind Spuren tektonischer Einflüsse in den hier behandelten Gesteinen nur von untergeordneter Bedeutung: sie finden sich lediglich in Gestalt von mit Kalzit erfüllten Adern, welche den Kalk wie die Chlorit-Kalzit-Aggregate durchsetzen können. Irgendein Hinweis auf eine etwaige tektonische Einknetung der letzteren in den Kalk der Gesteine vom Typus (2) fehlt in den meisten Fällen durchaus.

Die beschriebenen Kalzite erinnern in vieler Beziehung (auch besonders makroskopisch) an die Ophikalzite — Mischgesteine von Serpentinmineralien mit mehr oder minder kristallinem Kalk, die in den Kontaktzonen der grünen Eruptivgesteine Graubündens und anderer Alpengegenden eine wichtige Rolle spielen —.¹⁾ Freilich besteht keine volle Übereinstimmung in den Eigenschaften der grünen Mineralien, in den Bündner Ophikalziten tritt stets wohlcharakterisierter Antigorit auf; daran mag zum Teil die in dem hier vorliegenden Falle viel weiter gehende Zersetzung Schuld tragen.

Die Entstehung der Mischgesteine dürfte einzig zu erklären sein mit Hilfe der Annahme eines intrusiven Eindringens des Grünsteinmaterials in den Kalk: Die starke Umkristallisation des letzteren im Typus (1), die zum Teil an Kontaktgesteine gemahnende Struktur, das Fehlen jeden Hinweises auf eine rein tektonische Verknüpfung beider Materialien sprechen sehr zu Gunsten jener Annahme; zu ihren Gunsten können auch die Analogien mit den Engadiner Ophikalziten ins Feld geführt werden, für welche a. a. O. eine kontaktmetamorphe Entstehung bewiesen, eine solche speziell auf dem Wege einer pneumatolytischen Injektion des Serpentinmaterials in den Kalk wahrscheinlich gemacht wurde. Über die Einzelheiten des Vorgangs erlaubt in dem hier vorliegenden Fall die vollständige Zerstörung des ursprünglichen Mineralbestandes keine Vermutung. Sicher ist nur, daß das injizierte Grünsteinmaterial nicht identisch ist mit den weiter oben beschriebenen, für sich bestehenden Grünsteintypen (dem ersteren fehlt vor allem jeglicher Feldspat!). Das schließt indessen genetische Beziehungen zwischen beiden keineswegs aus.

Die oben erwähnten Übergänge zwischen Typus (1) und (2) sprechen für die Einheitlichkeit der Erscheinung in beiden: sie lassen die Grünsteinpartien in (2) als die äußersten Ausläufer der basischen Injektion erscheinen. Auffallend bleibt dabei nur der Umstand, daß jene ganz isoliert in dem völlig (von ihrer unmittelbaren Umgebung abgesehen) unveränderten Kalk liegen. Wenn sie auf dem Wege einer (wohl pneumatolytischen?) Injektion an ihren Platz gekommen sind, so sollte man eine weitgehende Umkristallisation des umgebenden Kalkes (wie sie in Typus (1) tatsächlich zu beobachten) erwarten. Indessen sind, wie schon erwähnt, auch Anzeichen einer tektonischen Einknetung im Schriff nicht zu beobachten; und gegen eine ursprüngliche sedimentäre Einstreuung spricht die enge Verknüpfung mit dem umkristallisierten Typus (1).

Makroskopische Fossilien sind in den unveränderten Kalken bisher noch nicht gefunden. Vielfach treten jedoch in großer Menge mikroskopische organische Einschlüsse auf, deren Deutung und Beschreibung später folgen soll. — Das fast vollständige Fehlen von Foraminiferen deutet darauf hin, daß keine Beziehungen bestehen zu den Seewen-Kalken der benachbarten helvetischen Kreide, die meist erfüllt sind von charakteristischen Foraminiferen.

Die größte Ähnlichkeit besitzen die Kalke mit Juragesteinen, insbesondere erinnern einzelne dunkelrote, etwas knollige, von Tonhäuten durchzogene Kalkbrocken an die oberjurassischen Knollenkalke, welche die isolierten am nördlichen

¹⁾ Vgl. Dr. P. CORNELIUS, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. J. f. Min., Beil.-Bd. 35, p. 374.

Flyschrande gelegenen Schollen bei Großweil nördlich vom Kochelsee aufbauen¹⁾ und die am äußersten Nordrande der Kalkalpen im Norden vom Fockenstein²⁾ sowie zwischen Schliersee und Tegernsee³⁾ beobachtet wurden und im Tegernseer Marmor des Ringberg-Gebietes am Tegernsee eine größere Entfaltung erlangen.⁴⁾ — Auch die mikroskopischen Einschlüsse deuten auf eine Zugehörigkeit zu diesen Schichten hin. Sicherlich besitzt der Kalk mesozoisches Alter, ist jedoch älter als der angrenzende Flysch.

Die während der Kalkablagerung geförderten Grünsteine sind daher als junge Eruptivgebilde anzusehen, deren Aufdringen im jüngeren Mesozoikum (vermutlich im oberen Jura) erfolgte.

Aus dem benachbarten Flysch- und Kalkalpengebiet sind derartige basische Eruptivgesteine noch nicht bekannt geworden. Auch in den eng mit dem Flysch verknüpften Konglomeraten an der südlichen Randzone des Flysches der Tegernseer und Schlierseer Berge wurden bisher noch keine Grünsteine entdeckt mit Anzeichen für ein jugendliches Alter oder im Kontakt mit Kalken.

Zunächst gelegene Vorkommnisse von Grünsteinen, die zum Vergleich herangezogen werden könnten, liegen bei Oberstdorf und bilden Schubfetzen an der Grenze von Kalkalpen und Flysch. Nach REISER und MYLIUS haben dieselben den Flysch am Kontakt verändert und besitzen eozänes⁵⁾ oder oligozänes⁶⁾ Alter, während ihnen STEINMANN ein postjurassisches⁷⁾ und LUGEON ein vorjurassisches, wahrscheinlich triassisches⁸⁾ Alter zuweist.

Die Karte der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu von K. A. REISER (veröffentlicht von der geognostischen Abteilung des bayerischen Oberbergamtes, München 1919) zeigt bei Hindelang weitere derartige Grünsteinfetzen (Diabasporyphirit) über deren Deutung der noch nicht erschienene Text Aufschluß geben muß.

Vornehmlich finden sich solche ophiolitische Gesteine in den inneralpinen kristallinen mesozoischen Ablagerungen der Westalpen und des Grenzgebietes von Ost- und Westalpen. Im Unterengadin treten dieselben teils als effusive Bildungen, die einer weitgehenden Umwandlung unterlagen, teils als jüngere Intrusivgesteine auf.⁹⁾ Die Gänge und Stöcke dringen an Störungszonen zwischen die verschieden-
altrigsten Gesteine ein.¹⁰⁾

¹⁾ J. KNAUER, Geologische Monographie des Herzogstand—Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. München 1906, S. 19.

²⁾ BODEN, Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries. Geogn. Jahresh. 1915, XXVIII. Jahrg., München 1916, S. 214.

³⁾ DACQUÉ, Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayer. Alpen. Landeskundl. Forschungen, herausgeg. von der Geogr. Ges. in München, Heft 15, 1912, S. 30.

⁴⁾ BODEN, Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weissach. Geogn. Jahresh. 1914, XXVII. Jahrg., München 1915, S. 183—186. Auch in der überschobenen Jurascholle des Saurüssel-Grabens bei Abwinkel (Tegernseer Berge l. c. S. 202 und 203) finden sich solche aptychenführende oberjurassische Knollenkalke mit *Calpionella alpina*.

⁵⁾ K. A. REISER, Über die Eruptivgesteine des Allgäu. TSCHERMAK, Mineral. und petrogr. Mitt. Bd. X, Heft VI, 1889, S. 47.

⁶⁾ H. MYLIUS, Geol. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- u. Westalpen. München 1912, S. 91.

⁷⁾ STEINMANN, Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Ber. d. Naturf. Ges. z. Freiburg, Bd. XVI, 1905, S. 21 u. 22.

⁸⁾ LUGEON, La Region de la Brèche du Chablais. Bull. d. Serv. d. l. carte géologique d. l. France. T. VII, Paris 1896, S. 39 und 40.

⁹⁾ AMPFERER u. HAMMER, Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. d. Reichsanst. 1911, S. 578 u. 579.

¹⁰⁾ Ebenda S. 601.

Die Ansichten über das genauere Alter dieser Grünsteine sind auch hier noch geteilt. Nach STEINMANN erweisen sich dieselben durchgängig jünger als Jura bzw. untere Kreide. Sie sind jedoch älter als der Oligozänflysch.¹⁾

Auch in der östlichen Zentralzone erlangen die jungen Grünsteine (Grünschiefer und Serpentine) wieder größere Ausdehnung. Am Aufbau der mesozoischen Schistes lustrés in den Radstätter Tauern beteiligen sich dieselben oft in großen Massen. Zum Teil sind die Grünsteine innig verfaltet mit Jurakalken.²⁾

Aus dem Mesozoikum der oberbayerischen und der angrenzenden Tiroler Kalkalpen wurden Grünsteine bisher nicht beschrieben. Als einzige Eruptivbildungen finden sich im Wetterstein- und Miemingergebirge die Ehrwaldite (nach M. SCHUSTER monchiquitischer Melaphyr). Dieselben sind mit den Schichten des oberen Jura verknüpft³⁾ und haben die letzteren am Kontakt verändert.⁴⁾

Etwas häufiger zeigen sich vereinzelt Vorkommen von Eruptivbildungen — insbesondere Grünsteine — im östlichen Teile der nördlichen Kalkalpen. Aus Berchtesgaden⁵⁾ und dem Salzkammergut⁶⁾ sind Eruptivgesteine (Gabbro etc.) bekannt geworden, die in der unteren Trias (Werfener Schiefer und Haselgebirge) nachgewiesen wurden, jedoch auch in der Gosaukreide vorkommen. In den Werfener Schichten finden sich Serpentine in Niederösterreich⁷⁾ und kleine Fetzen von basischen Gesteinen (Serpentin, Minette) in der Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs⁸⁾ u. s. w. Auch im Flysch tritt in Niederösterreich ein Pikrit als Lagergang mit Kontakterscheinungen auf.⁹⁾

Derartige basische Eruptiva, denen auch die Tegernseer anzugliedern sind, erlangen eine besondere Bedeutung noch durch ihr sehr häufiges Auftreten an wichtigen tektonischen Störungslinien.¹⁰⁾

Während somit die Grünsteine und Kalke alpines Gepräge tragen, sind die übrigen Komponenten der Brekzien viel weniger charakteristisch und eher als nicht alpin zu bezeichnen.

¹⁾ Geologische Beobachtungen in den Alpen I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. Br. Bd. X, Heft 2, S. 63, 64 und 91. Geologische Beobachtungen in den Alpen II. I. c. S. 27 und 35.

²⁾ KOBER, Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien V. Bd., 1912, S. 400, 401, 407.

³⁾ REIS, Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. Geogn. Jahresh. 1910, XXIII. Jahrg., S. 81, 82. — AMPFERER, Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912, N. 7, S. 198.

⁴⁾ AMPFERER, Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. d. Reichsanst. 1905, Bd. 55, S. 549.

⁵⁾ LEBLING, Geologische Beschreibung des Lattengebirges. Geogn. Jahresh. 1911, XXIV. Jahrgang, S. 69.

⁶⁾ JOHN, Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jahrb. d. Reichsanst. 49. Bd. 1899. MOJSISOVICS, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bl. Ischl-Hallstadt S. 7 und 50. — CL. LEBLING, Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau-Strobl“ im Salzkammergut. Neues Jahrb., Beil.-Bd. XXXI, 1911, S. 539.

⁷⁾ AMPFERER, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Klasse, Abt. 1, 125. Bd., 3. u. 4. Heft, S. 8.

⁸⁾ F. TRAUTH, Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. Mitt. der geolog. Gesellsch. in Wien Bd. I, 1908. — UHLIG, Der Deckenbau der Ostalpen. Dasselbst Bd. II, 1909, S. 475.

⁹⁾ R. GREUGG, Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof. Verh. d. Reichsanstalt 1914 S. 265.

¹⁰⁾ SUESS, Das Antlitz der Erde III. 2. S. 274. — TORNQVIST, Geologie 1. Teil S. 290.

Die schwarzen phyllitischen Tonschiefer erweisen sich im Dünnschliff als ein aggregatpolarisierendes Sericitgemenge mit mehr oder minder zahlreichen kleinen eckigen Quarzkörnern. Das schwarze Pigment findet sich als staubfeine Durchdringung des Sericitaggregates oder in rundlichen Flecken angehäuft. Seltener sind größere Muskovitschüppchen, häufiger dagegen Chloritschuppen (Pennin). Sekundärer Kalkspat findet sich in einzelnen Fetzen und auf Rissen zusammen mit Quarz, der sich meist am Rande ausgeschieden hat, während der Kalkspat das Innere der Ausfüllungsmasse bildet. Zuweilen wurde auch Chloritbildung auf den Kalzitadern beobachtet.

Die keinerlei charakteristische Merkmale besitzenden fettig und ölig glänzenden pyritführenden grau oder auch grün gefärbten Sandsteine und Quarzite sind von grobem bis feinem Korn, oft makroskopisch dicht und fast nur aus quarzigem Material zusammengesetzt.

Ähnliche grüne Ölquarzite finden sich auch in der Kieselkalkgruppe des Flysches und könnten zu Verwechslungen Anlaß geben. Indessen ist mir kein sicheres Flyschgestein aus der Brekzie bekannt geworden.

Die genauere petrographische Untersuchung der in der Brekzie gefundenen Intrusivgesteinsbrocken muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. — Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. WEINSCHENK enthält einer der Granite Einschlüsse von sericitähnlichem Glimmer, der in seiner ganzen Ausbildung mit den offenbar primären Sericiteinschlüssen im Feldspat der Zentralgranite Ähnlichkeit hat, jedenfalls ganz anders aussieht wie sekundärer Sericit. Dagegen ist die Kataklasstruktur des Quarzes im Gegensatz zu den alpinen Graniten sehr gering. Ein anderes Stück wurde als Quarzglimmerdiorit von lamprophyrischem Habitus bestimmt und ein weiteres als Aplit.¹⁾

Granite bilden in den an kristallinen Gesteinen reichen Konglomeraten am Südrand des Flysches eine häufige Erscheinung. Da auch von diesen keine petrographische Bearbeitung vorliegt, sind Vergleiche mit den Graniten der Dürnbachbrekzie noch nicht möglich. — —

Die Hauptmasse der Brekzie wird von den weichen Grünsteinen und den phyllitischen Tonschiefern gebildet, denen sich die etwas härteren, aus Grünstein und Kalk bestehenden Mischgesteine anschließen, während die harten Sandsteine, Quarzite, Granite etc. mehr zurücktreten.

Die weichen Grünsteine und Tonschiefer lassen nur höchst selten Anzeichen erkennen, die auf weiteren Wassertransport hindeuten; vielmehr bilden die beiden Gesteine ein wirres Gemenge von verfalteten und verquetschten Fetzen, die mit geglätteten und polierten Flächen aneinanderstoßen, wodurch eine tektonische Beeinflussung ganz augenscheinlich wird. Besonders die Grünsteine zeigen starke Druckercheinungen und sind vielfach in einzelne Quetschlinen aufgelöst.

Da Tonschiefer und Grünsteine, deren inniges Gemisch oft an die devonischen Schalsteine Mitteld Deutschlands erinnert, dauernd in enger Gemeinschaft miteinander auftreten, ist es wahrscheinlich, daß bereits vor der eigentlichen Brekzienbildung ein gewisser Zusammenhang zwischen beiden bestand, der dadurch hervorgerufen wurde, daß sich schon bei den Eruptionen Grünsteine und Tonschiefer vermischten.

¹⁾ Für die entgegenkommende Unterstützung, die ich im petrographischen Institut durch Herrn Prof. WEINSCHENK und Herrn Dr. GISSER erfuhr, möchte ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank zum Ausdruck bringen.

Die Granite, Quarzite und Quarze treten in Form von einzelnen unregelmäßigen Brocken auf, deren Größe zwischen kleinen Körnern und Blöcken von 10 und 20 cm Durchmesser schwankt. Neben ganz scharfkantigen Stücken finden sich ebenso häufig solche mit mehr oder minder stark gerundeten Kanten.¹⁾ Indessen muß dahingestellt bleiben, inwieweit die Rundung der Kanten lediglich durch Verwitterung entstand oder auch durch tektonische Pressung. Die Außenflächen sind nämlich stark geglättet, oft wie von Lack überzogen und mit Rutschstreifen bedeckt, so daß auch hier erhebliche Druck- und Quetschwirkungen deutlich hervortreten. Bemerkenswert ist jedoch, daß sich diese nur auf den Außenseiten der Gesteinsbrocken ausprägen, während im innern Gefüge keine Deformationserscheinungen bemerkbar werden. Die tektonische Beeinflussung beschränkte sich lediglich auf die Bewegungsflächen zwischen einzelnen Quetschlinen.

Auch die oft von Harnischen durchzogenen und verdrückten Kalke zeigen, wie insbesondere die eingeschlossenen Organismen erkennen lassen, keinerlei wesentliche innere Strukturveränderungen.

Die harten Granit- und Quarzitbrocken sind von stark gepreßten, glatt gewalzten Grünsteinen und Tonschiefern umschlossen, die als eng verknüpfetes Gesteinsgemisch gleichsam die Grundmasse bilden, in der die Brocken der harten Gesteine stecken.

Die vorliegenden Beobachtungen führen zu dem Resultat, daß die Brekzie zunächst durch Wasserbewegung aufgehäuft wurde und späterhin starker tektonischer Beeinflussung unterlag.

Die feste Verbindung der einzelnen, meist nicht weit von ihrem Ursprungsort verfrachteten Komponenten erfolgte ganz vereinzelt durch kalkiges Bindemittel, vorwiegend jedoch durch tektonische Zusammenknetung.

2. Ähnliche Brekzienvorkommen südlich Marienstein.

Das Vorkommen derartiger Brekzien ist nicht auf den Dürnbach beschränkt. Auch im unteren Festenbach südlich Marienstein wurden dieselben Gesteine als mehrere grobe Bachgerölle beobachtet und östlich der Bacher Alm auf der Kurve 880 fanden sich zwei kuchenförmig gerundete Blöcke von etwa 1 m Durchmesser in einem roten Letten, der im Bachbett zwischen dem stark verquetschten Helvetikum im Norden und dem südlich fallenden Flyschsandstein im Süden ansteht, ohne jedoch mit beiden Gesteinsgruppen in unmittelbare Berührung zu kommen. — Diese Blöcke bilden ebenso wie die Dürnbachbrekzien zumeist ein brekziöses Gemisch von groben Grünstein- und Schieferfetzen sowie vereinzelt Granit-, Quarz- und Kalkbrocken. Das Gesteinsgemenge nimmt in diesen Blöcken indessen mehrfach auch gleichförmigeres mittel- und seltener feinkörniges Gefüge an und die einzelnen Komponenten sind durch ein dolomitisches, zuweilen braun gefärbtes Bindemittel, welches oft vorherrscht, fest miteinander verkittet. — Im Dünnschliff erweisen sich die feineren Gemische als ein Haufwerk von Tonschiefer- und Grünsteinsplittern und meist kantigen, seltener gerundeten, sehr verschieden großen, oft eigentümlich geformten Quarz- sowie vereinzelt Kalkkörnern, die in einem feinkristallinen Aggregat von Dolomithkristallen ruhen.

¹⁾ Stark abgeschliffene Gerölle, wie die exotischen Komponenten der Konglomerate am südlichen Flyschrande wurden nur vereinzelt beobachtet.

Auch in den kleinen Bachrissen zwischen Dürnbach und Festenbach wurden mehrfach fremdartige Gesteine angetroffen.¹⁾ In dem nur recht mangelhafte Aufschlüsse bietenden, westlich des Steinbruches bei Roßplasse herunterziehenden Graben fand sich etwa 30 m nördlich der Flyschgrenze ein Block, der ein sehr fest verknetetes von groben und feinen Kalkspatadern durchzogenes Gemisch bildet, welches den Dürnbach-Brekzien gleicht und aus makroskopisch dichtem grünen Quarzit, Tonschiefern und Grünsteinen besteht.

In dem zunächst westlich folgenden Graben liegen im Bachbett unterhalb der Grenze der gut erschlossenen Seewenschichten gegen den Flyschsandstein vielfach mehr oder minder umfangreiche kantige, kaum transportierte Blöcke von bankförmig abgesonderten Brekzien, die an diejenigen des Festenbaches erinnern, jedoch kein grobes Gefüge annehmen, sondern lediglich mehr gleichförmiges mittleres bis feineres Korn besitzen.

Bei den vorwiegend mittelkörnigen, durch ein kalkig-kieseliges Bindemittel fest verkitteten Brekzien treten wenig abgerundete sehr feinkristalline bis dichte Kalke stark in den Vordergrund. Scharfkantige Quarze von unregelmäßiger Gestalt sind nicht so zahlreich. Ebenso bilden schwarze meist längliche Tonschiefersplitter nur einen untergeordneten Bestandteil. Der Gehalt an Ophiolit schwankt in weiten Grenzen, ist jedoch in der Regel gering und die beigemengten Individuen sind von sehr geringer Größe. Ganz vereinzelt beobachtet man auch größere Grünsteinfetzen.

Die Brekzien von feinerem Korn bauen sich im wesentlichen aus scharfkantigen, durch Kalkspat miteinander verkitteten Quarzsplittern auf, denen Chloritschüppchen und einzelne Tonschieferfetzen beigemischt sind.

In dem etwa in der Mitte zwischen Steinbruch und Festenbach herunterziehenden Graben sind die Seewenschiefer fast von der Einmündung in den Festenbach bis zur Kurve 930 zu verfolgen. Oberhalb derselben ist der Graben von groben Flyschsandsteinbrocken und einzelnen Kieselkalkbrocken ausgefüllt.

In einem kleinen Seitentälchen dieses Grabens wurden ebenfalls am Südrande der Seewenkreide Klötze von etwa $\frac{1}{2}$ m Durchmesser beobachtet, die ein den Dürnbach-Brekzien ähnliches festverknetetes, aus schwarzen oder auch grünlichen phyllitischen Tonschiefern, Grünsteinen und einzelnen Quarzkörnern zusammengesetztes Gemisch bilden. Als wesentlicher Bestandteil findet sich jedoch grauer von eckigen und scharf abgegrenzten Grünstein- und Tonschieferfetzen durchsetzter Dolomit mit zahlreichen feinen Kalkspatklüften und Adern, auf denen sich ein dünner Belag von Ophiolit ausgeschieden hat. — Im Dünnschliff zeigt sich ein äußerst feinkörniges Aggregat von Dolomitkristallen, in dem neben den makroskopisch sichtbaren Grünsteinfetzen auch winzig kleine Chloritschüppchen und scharfkantige Quarzkörner als Gemengteile auftreten.

Ganz besondere Beachtung verdient jedoch ein großer Block von mehreren Meter Durchmesser, der etwa 20—30 m unterhalb der Flyschgrenze mitten im steilwandigen Bachbett auf den Seewenschichten liegt, ohne Merkmale eines weiteren Transportes. Der Block bildet eine grobe Brekzie aus Dolomiten, phyllitischen Tonschiefern, Grünsteinen und Quarziten. Die drei zuletzt genannten Komponenten

¹⁾ Von den vereinzelt auftretenden, sehr harten, stark abgeschliffenen und geschrammten glazialen Geschieben, die meist den Kalkalpen, seltener auch den Zentralalpen (Gneise, Amphibolite und Eklogite) entstammen, sind diese kaum transportierten meist weichen Gesteine leicht zu unterscheiden.

gleichen den Gesteinen der Dürnbach-Brekzie vollkommen. An Stelle der Kalke finden sich jedoch die den Hauptbestandteil des Blockes ausmachenden Dolomite. Diese zerfallen in zwei Varietäten: eine graue bereits erwähnte feinkörnige und eine bei weitem vorherrschende tief dunkelrote, zuweilen hornsteinführende, von etwas größerem Korn. Die letztere zeigt im Dünnschliff wohl ausgebildete Dolomitkristalle, die frei sind von dem roten Pigment, dieses ist vielmehr in der Füllmasse zwischen den Kristallen und besonders an den Rändern derselben konzentriert. Beide Varietäten stellen ein eng miteinander verbundenes Gemisch dar und sind als gleichalterige, lediglich in Bezug auf Struktur und Farbe verschiedene Bildungen anzusehen.

Ganz vereinzelt zeigen die roten Dolomite auch ein makroskopisch dichtes Gefüge. In diesem sind die Dolomitindividuen vorwiegend sehr klein und die dunkelrote Grundmasse nimmt den wesentlicheren Bestandteil des Gesteines ein.

Vielfach finden sich aus den Dolomiten hervorgegangene Neubildungen von stark kristallinen, fettig glänzenden, gelb gefärbten Kalken, die sich in den vorliegenden Dünnschliffen als ein grobkristallinisches Kalzitgemenge erweisen mit mehr oder minder konzentrierter Durchdringung von Brauneisen. Durchschwärmt ist das Gemenge von sehr unregelmäßig gekrümmten und gebogenen, zuweilen vorherrschenden pigmentfreien Kalkspatadern und Linsen, so daß zuweilen ein flaseriges Gefüge entsteht. Die mit Kalkspat ausgefüllten unregelmäßigen Risse und Spalten lassen in diesen umgewandelten Gesteinen an manchen Stellen deutlich ihre Entstehung durch tektonische Pressung erkennen. Stellenweise nur findet sich gut ausgeprägte Wabenstruktur.

Weißer Kalkspatgänge, die oft eine Dicke von mehreren Zentimetern erreichen, mit zwischengeschalteten metallisch glänzenden, an Hämatit reichen tonigen Lagen gehören ferner zu häufigen Erscheinungen.

Ebenso wie die Kalke des Dürnbaches sind die Dolomite dieses Blockes und ihre durch postvulkanische Prozesse entstandenen Neubildungen von Grünsteinen völlig durchsetzt. Bemerkenswert ist jedoch, daß die Dolomite außer den Grünsteinen auch stellenweise sehr zahlreiche Einschlüsse von dem schwarzen phyllitischen Tonschiefer führen, die in den Kalken der Dürnbach-Brekzie bisher nicht gefunden wurden. Diese sind ähnlich wie die Grünsteinfetzen von ganz unregelmäßiger Gestalt und schwanken in ihrer Größe zwischen meist ganz scharfkantigen winzig kleinen Splitterchen und Putzen von 20—30 cm Größe. Lediglich die größeren Tonschiefer Einschlüsse lassen zuweilen ganz schwache Rundung erkennen. Außerdem konnten bis faustgroße Quarzitgerölle im roten Dolomit festgestellt werden. Diese zeigten jedoch mehr oder minder deutliche Abrundung. Vereinzelt wurden auch umfangreichere Quarzitetzen beobachtet.

Das Gemisch von Dolomit und Grünstein gleicht vollständig den Mischgesteinen von Kalk und Grünstein des Dürnbaches und erfordert daher dieselbe Erklärung der submarinen Eruptionen und der Vermischung des gefördertten Eruptivmaterials mit den Sedimenten.

Die Deutung der Tonschieferfetzen und der Quarzite im Dolomit durch tektonische Verknetung scheidet wiederum an dem Fehlen irgendwie wesentlicher tektonischer Deformationen sowohl in den herausgelösten Brocken wie auch in dem umschließenden normalen Kalk, abgesehen von ganz wenigen unbedeutenden Kalkspatadern. Vielmehr führt das gleichartige Auftreten von Grünstein und Tonschiefer im Dolomit dazu, die Tonschiefer als Fetzen zu deuten, welche

durch die Eruptionen aus dem Untergrunde mit emporgerissen wurden, in den Meeresschlamm fielen und in diesem gleichzeitig mit den Grünsteinfetzen und den Quarziten einsedimentiert wurden.

Diese Betrachtungen machen die Annahme wahrscheinlich, daß die Dolomite und die Kalke der Dürnbach-Brekzie möglicherweise etwa gleichalterige Bildungen darstellen könnten. Aus dem südlich angrenzenden Kalkalpengebiet sind derartige Dolomite bisher noch nicht bekannt geworden.

Auch im Westen des Festenbaches fanden sich in den wenig tief eingeschnittenen Gräben unterhalb der Bacher Alm im Gebiet der Seewenschichten vereinzelt mehr oder minder große aus denselben Komponenten wie die Dürnbach-Brekzie aufgebaute Blöcke.

Im Zusammenhang mit Seewenschichten treten auch östlich der Holzerfeld-Alm im Bachbett der Gaissach und an dem westlichen Talgehänge Blöcke bis zu 1 m Durchmesser auf, deren Zusammensetzung mit den Vorkommnissen im Dürnbach ebenfalls identisch ist. — —

Die am nördlichen Flyschrande vom Dürnbach bis zur Gaissach teils anstehend, teils als lose Blöcke beobachteten Brekzien bilden eine Gesteinsgruppe, die sowohl in Bezug auf den stratigraphischen Verband, als auch in Bezug auf ihre Zusammensetzung zu dem Flysch und der helvetischen Kreide keinerlei Beziehungen besitzt.

Die Gesteine schalten sich vielmehr als fremdartiges Element in ihre Umgebung ein.

Die wesentlichsten Komponenten, welche die Brekzien aufbauen, sind allen beobachteten Vorkommen gemeinsam und bestehen aus phyllitischen Tonschiefern, Diabasen und meist mehr oder minder umgewandelten, von Grünstein durchsetzten Kalken und Dolomiten. Dazu gesellen sich noch Quarzite, Quarzkörner, Granite und andere Intrusivgesteine.

Die Anordnung der Bestandteile wechselt und ihre Größe schwankt zwischen winzigen Körnchen und groben Blöcken. Meist bilden die Brekzien durch Wasserbewegung zusammengeschwemmte Anhäufungen, in denen grobes und feines Material wirr durcheinander liegen und denen ein Bindemittel fehlt. Seltener wurden auch mittel- bis feinkörnige Brekzien abgelagert von gleichförmiger Zusammensetzung und kalkigem oder dolomitischem Bindemittel.

Keines der Vorkommnisse läßt eine Auslese oder stärker in Erscheinung tretende Abschleifung der wesentlichen Bestandteile erkennen, woraus sich die Tatsache ergibt, daß die letzteren keinen weiteren Wassertransport erfahren haben, sondern in der Nähe von ihrem Ursprung zum Absatz kamen. Einzelne stärker gerundete Komponenten gelangten schon im abgeschliffenen oder abgewitterten Zustande in die Brekzien.

Ein stark hervortretendes und für die Deutung ihres Auftretens wichtiges Kennzeichen ist die erhebliche tektonische Beeinflussung der Gesteine.

3. Die tektonischen Verhältnisse am Nordrande des Flysches und das Auftreten der Brekzien.

Der etwa 200—500 m breite Streifen von helvetischer Kreide, der sich im Süden von Marienstein zwischen Molasse und Flysch einschaltet, besteht im wesentlichen aus grauen fucoidenführenden, vereinzelt auch rot oder seltener schwärzlich

gefärbten mergeligen Seewenschiefern, in denen nur hie und da festere Kalkbänke auftreten.

Die Seewenmergel des Dürnbaches (s. o.) wurden bereits von GÜMBEL erwähnt (Geogn. Besch. des Bayer. Alpengebirges, Gotha 1861, S. 551). Weiter westlich findet man dieselben südlich von Roßplässe wieder, sowie in den rechten Seitentälern des Festenbaches und in diesem selbst.

Jenseits des Festenbaches liegen unterhalb der Bacher Alm günstige Aufschlüsse in den Seewenschichten. Die Grenze gegen den Flysch kreuzt den mittleren Teil des Almbodens. Ein Graben unterhalb der Bacher Alm zeigt die Grenze von hellgrauen Kreide-Kalkmergeln mit dunkelgrauen Tonmergeln der unteren Meeresmolasse.

Nordwestlich der Bacher Alm fanden sich nur einige Lesesteine von Seewenschichten. In den Gräben und an den Steilhängen östlich der Sellmaier Säge, sowie östlich des ins Gaissachtal führenden Weges konnten keine Spuren von Kreide entdeckt werden, sondern lediglich Sandsteine, die der Molasse angehören. Sehr scharf heben sich diese Sandsteine von den südlich folgenden Kieselkalken des Flysches ab. Die Kreidezone keilt also etwa 450 m westlich der Bacher Alm aus. Molasse und Flysch-Kieselkalk stoßen direkt aneinander und die Grenze zieht mit einer schwachen nordwestlichen Beugung ins Gaissachtal hinunter.

Vielfach bilden die Seewenschichten Steilabstürze (südlich Roßplässe und unterhalb der Bacher Alm) oder sie schneiden mit einem steileren Böschungswinkel gegen die Molasse ab. Infolge der geringeren Wasserdurchlässigkeit bilden dieselben gegen den klüftigen und stark verrutschten Flysch einen Wasserhorizont, der zu Quellaustritten, Absätzen von Kalksinter¹⁾ und zur Bildung von sumpfigen Wiesen unterhalb vom Flysch Veranlassung gibt.

Alle in den Seewenschichten beobachteten Aufschlüsse zeigen die Schiefer in äußerst starker tektonischer Verknetung und Verquetschung und stets südlich geneigtem steilem Einfallswinkel von 50—60°. Seltener findet sich auch flachere südliche Neigung.

Die Untersuchung des Mariensteiner Stollens²⁾ hat bereits ergeben, daß sich auch nummulitenführendes Eozän am Aufbau der zwischen Flysch und Molasse eingeschalteten Zone beteiligt. Über Tage wurden dem Eozän zugehörige nummulitenführende Kalkbrekzien in dem südlich Steinberg herunterziehenden Tal auf der Kurve 900 aufgefunden. Graugrüne glaukonitische Sandsteine — vermutlich senonen Alters — stehen in einem kleinen Seitengraben des Dürnbaches nördlich der Aufschlüsse in den Seewenmergeln an. Lesesteine von derartigen grünen Sandsteinen fanden sich jedoch auch verschiedentlich in den Gräben zu beiden Seiten des Festenbaches. — —

¹⁾ In viel größerer Verbreitung wurden Kalksinterbildungen am Vorberg in dem westlich der Holzerfeld Alm zunächst folgenden Graben angetroffen. Teils bilden dieselben niedrige Sinterterrassen oder sie erfüllen das Bachbett als rundliche oder längliche Konkretionen.

²⁾ W. v. GÜMBEL, Nachträge zu der geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs. II. Aus den Tölzer Vorbergen. 1. Das Vorkommen von Nummulitenschichten bei Oberkammerloh. Geogn. Jahresh. 1. Jahrg., Cassel 1888, S. 172. — L. v. AMMON, Geogn. Beobachtungen aus den bayerischen Alpen. B. Das Zementsteinbergwerk Marienstein. Geogn. Jahresh. 7. Jahrg. 1894, Cassel 1895, S. 99. — H. IMKELLER, Die zementliefernden Formationen in den bayerischen Alpen und das Portlandzementwerk Marienstein bei Tölz. Naturwissenschaftliche Wochenschrift. Jena 1905. Neue Folge IV. Bd., d. ganzen Reihe XX. Bd., Nr. 32, S. 502. — K. A. WEITHOFER, Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. Mitt. der geolog. Gesellsch. in Wien X. Bd. 1917, Wien 1918, S. 103.

Am Westufer der Gaissach östlich der Holzerfeld Alm steht noch ein schmaler Streifen von außerordentlich verquetschten steilgestellten Seewenschiefern an, in denen auch rote foraminiferenreiche Kalke gefunden wurden.

Im Westen sind dieselben durch eine Querverwerfung gegen den Kieselkalk abgeschnitten. Die Grenze wird am Talgehänge oberhalb des Weges durch die zahlreichen Wasseraustritte und sumpfigen Stellen mit Kalksinterbildungen kenntlich. Südlich tritt an die Seewenschichten ein etwas breiterer Streifen Flyschsandstein heran, der überall am westlichen Talrand aufgeschlossen ist, an einer Stelle auf das Ostufer übergreift und im Süden unterhalb der Einmündung des Tiefengrabens am Kieselkalk endigt. Im Westen reicht der Sandsteinzug bis zu dem Hohlweg südlich der Holzerfeld Alm hinauf und stößt an einer Querstörung gegen den Flysch-Kieselkalk.

Im Osten werden Seewenschichten und Sandsteinflysch ebenfalls durch eine Querstörung begrenzt, die im Gaissachtal, dessen östliche Talseite von Kieselkalk eingenommen wird, verläuft.

Seewenschichten und Sandsteinflysch bilden also einen schmalen Streifen, der an zwei Blattverschiebungen zwischen dem Kieselkalk-flysch eingeklemmt ist. Die vorgelagerte Molasse wurde von den Querstörungen nicht betroffen.¹⁾

Im Westen der Sellmaier-Säge baut sich der Höhenzug nördlich der Gaissach aus Molasse auf. Im Süden besteht der Vorberg aus der Kieselkalkgruppe des Flysches, die über den Sulzkopf und Rechelkopf bis in den Rechelgraben hinunterreicht und somit etwa die Hälfte der Breite des gesamten Flyschzuges einnimmt. Schichten der helvetischen Kreide oder Eozän wurden in dem von der Gaissach durchfurchten Grenzgebiete von Molasse und Flysch nicht mehr angetroffen.²⁾ —

Lediglich die Brekzien des Dürnbaches befinden sich noch an ihrem Ursprungsorte, weder vom Wasser oder Eis transportiert noch am Gehänge abgerutscht. Alle übrigen Brekzienvorkommen liegen als mehr oder minder umfangreiche lose Blöcke auf ihrer Unterlage, ohne Anzeichen jedoch einer weiteren Verfrachtung.

Die Brekzien im Dürnbach stehen gerade auf der Grenze von Flysch und Seewenschichten an. Die übrigen losen Blöcke finden sich entweder im Grenzgebiet von Flysch und Kreide oder in meist nur geringer Entfernung unterhalb der Flyschgrenze auf den Seewenschichten, niemals jedoch im Bereiche des Flysches und selten im Molassegebiet. Diese Lagerungsverhältnisse deuten darauf hin, daß auch die nicht anstehenden Blöcke ursprünglich sämtlich dem nördlichen Flyschrande angehörten, jedoch nach ihrer Freilegung teilweise am Gehänge und in den Bächen etwas talabwärts bewegt wurden. — —

Die Grenze zwischen Flysch und dem Kreide-Eozänzuge läßt sich zwar in den Gräben und auch an den Hängen recht gut kartieren, günstige Aufschlüsse,

¹⁾ Vgl. TORNQVIST, Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wissensch. Bd. XXX. 1907. Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu den ostalpinen Deckenschüben. Neues Jahrb. f. Min. Jahrg. 1908, S. 101, 109. Noch einmal die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und der submarine Einschub ihrer Klippenzone. Verh. der Reichsanst., Wien 1908, S. 327 und 328. — HAHN, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. Geol. Rundschau Bd. II, Heft 4, S. 213 und 219. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geol. Rundschau Bd. V, Heft 2, 1914, S. 140. — Murnauer Moos. Zeitschr. der D. g. Gesellsch. Bd. 66, Jahrg. 1914. Mon.-Ber. Nr. 1 S. 60.

²⁾ Anzeichen für das Auftreten von Grünsand, den GÜMBEL aus dem Gaissachtale bei Tölz erwähnt (Beschr. des bayer. Alpengebirges, Gotha 1861, S. 551), konnten nirgends entdeckt werden.

die zur Lösung der Frage beitragen könnten, ob ein normaler Schichtverband vorliegt oder eine tektonische Störungslinie, wurden jedoch nicht entdeckt. L. v. AMMON läßt diesen Punkt bei der Beschreibung des Stollenprofils unentschieden. (Das Zementsteinbergwerk Marienstein l. c. S. 100.)

Der Annahme eines normalen Schichtverbandes bereitet schon das Auftreten der eigentümlichen Brekzien gewisse Schwierigkeiten. Sichere Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer Störung sind uns durch die Lagerungsverhältnisse des Flysches zur Kreide gegeben.

Das Westufer des Tegernsees wird im Gebiet des oberen Dürnbaches und der Holzer Alpe südlich der Kreidezone von einem fast 2 km breiten Sandstreifen des Flysches aufgebaut.¹⁾ Diese Sandsteine begleiten bis zum Festenbach überall im Süden die Kreide. Das Profil im Festenbach zeigt jedoch lediglich einen etwa 200 m breiten Sandstreifen, auf den südlich die Kieselkalkgruppe des Flysches folgt. Die letztere rückt gegen die Bacher Alm zu mehr und mehr an die Kreide heran. Bei der Alm beobachtet man nur noch einen schmalen Streifen von Sandsteinen auf den Almwiesen, die steilen Hänge südlich von denselben bestehen bereits aus Kieselkalken. Westlich der Alm keilt der Sandstein aus und ein kurzes Stück weit wird die Südgrenze der Kreide von Kieselkalk gebildet, der sich nach dem Auskeilen der Kreide und weiter westlich im Längstal der Gaissach der Molasse im Süden anschließt (s. o.). Die Kreide kommt also mit ganz verschiedenalterigen Bildungen des Flysches in Berührung und schneidet an einer erheblichen tektonischen Störung die nördlichste Flyschfalte in schräger Richtung ab.

Die helvetische Kreide mit dem Eozän wird also im Norden²⁾ und Süden von tektonischen Flächen begrenzt und bildet zwischen den beiden in breite Falten gelegten geologischen Einheiten, Flysch und Molasse, eine außerordentlich stark tektonisch beeinflusste Zone. — —

Für die Erklärung des Auftretens der Brekzien ist nun vor allem die Frage von Wichtigkeit über die Natur der tektonischen Grenze zwischen dem Flysch und dem Kreide-Eozänzuge.

Die Beobachtungen bei Marienstein geben keine ausreichenden Anhaltspunkte, um diese Frage zu entscheiden. Es mag nur angeführt werden, daß die Lagerungsverhältnisse im Dürnbach nicht gegen eine Überlagerung des Flysches über die Brekzien sprechen.

Der westlich der Isar zwischen Tölz und Heilbrunn gelegene etwa 300 m breite Streifen von oberster Kreide und Eozän wird ebenfalls im Norden von der

¹⁾ W. FINK, Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903, München 1904.

²⁾ Im Widerspruch zu der Annahme, daß die Molasse (während der jüngsten Alpenfaltung) von ihrer variscischen Unterlage abgeschert, nach Norden vorgeschoben, gefaltet und vom Flysch (bzw. der helvetischen Kreide und Eozän) überwältigt wurde (KOBEL, Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. der geolog. Ges. in Wien V. Bd. 1912, Heft 4, S. 374 und 377), weist WERRHOFER auf die saigere Stellung der im Mariensteiner Stollen durchfahrenen, von breiter Zerrüttungszone begleiteten Störung am Südrand der Molasse hin und auf die Lagerungsverhältnisse der Molasse-schichten am Nordalpenrande, wodurch die Annahme einer Abscherung und Verschiebung der Molasse nach Norden durch die herandrängenden Alpen bedingt ist, aber keine Überwältigung der Molasse durch die alpinen Massen. [Die Oligozänablagerungen Oberbayerns (l. c.) S. 106 und 124.]

Molasse, im Süden von Flysch begrenzt.¹⁾ Die Grenze gegen den Flysch ist auch hier wie bei Marienstein eine tektonische Linie, deren Wichtigkeit und Bedeutung besonders von ROTHPLETZ mehrfach betont wird.²⁾ Nach den Profilen von IMKELLER³⁾ besitzt die Störung eine steile südliche Neigung und weist auf eine Überschiebung des Flysches hin.

Nach beiden Autoren bilden die Kreide-Eozänsschichten eng zusammengepreßte, meist nördlich überkippte, steile, von Längsstörungen durchzogene Falten mit stellenweise erheblichen tektonischen Komplikationen.

Der Fund eines *Inoceramus Cripsi* in einem vom Blomberg stammenden Flyschblock lieferte den Nachweis, daß wenigstens ein Teil des Flysches der Kreide angehört⁴⁾ und daher etwa dasselbe Alter besitzt wie die vorgelagerten Schichten.⁵⁾ Der Flysch einerseits und sein Kreide-Eozänssaum andererseits sind also zum Teil als gleichalterige, durch ihre Fazies verschiedene Bildungen anzusehen, die an einer Störungslinie zusammenstoßen.

Auch in Bezug auf den tektonischen Bau stehen die breiten einförmigen Flyschfalten — gerade wie bei Marienstein — der stark zusammengepreßten Kreide-Eozänzone schroff gegenüber.

Der tektonische Aufbau und die Anordnung von Flysch und den Vorkommnissen von helvetischer Kreide + Eozän in den Gebieten zwischen der Leitzach und dem Murnauer Becken haben in neuerer Zeit HAHN⁶⁾ zu einer äußerst befriedigenden Deutung der Beziehungen zwischen den beiden Einheiten geführt.

Die Kreide tritt nach HAHN als Aufbruchszone und in einzelnen unregelmäßigen Fetzen im Flyschbereiche auf oder begleitet als schmale Zone den Nordrand des Flysches. — Die Vorkommen von Achrain-Grub werden mit den am Tegernsee und Schliersee unter dem Flysch eintauchenden zu einem axial gelegenen Zuge vereinigt, dem Eozän fehlt, der jedoch ältere Kreide enthält. Einem peripheren Zuge, der von Eozän überlagert wird und in dem Kreide älter als Seewenschichten nicht bekannt geworden ist, in dem jedoch die jungsenonen Glieder eine abweichende Entwicklung besitzen, gehören die Vorkommen zwischen Tölz und Heilbrunn und bei Marienstein⁷⁾ an. Über den stark zusammengepreßten und tektonisch heftig

¹⁾ Am Nordabhang vom Blomberg von der Kieselkalkgruppe des Flysches. Der bekannte Aufschluß im Schellenbach (Heilbrunner Graben, ROTHPLETZ, IMKELLER s. u.) zeigt jedoch südlich des Nummulitenkalkes mit den verquetschten Stockletten zunächst einen schmalen, eine hervortretende Rippe bildenden Streifen von sehr glimmerreichem Sandstein, der dem Sandstein der Sandsteingruppe des Flysches völlig gleicht. Dann folgt Kieselkalkflysch mit südlichem Einfallen.

²⁾ Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894, S. 108. — Über die Jodquellen bei Tölz. Sitzungsber. der mathem.-phys. Klasse der bayer. Akad. der Wissensch. Bd. XXXI 1901, Heft II, München 1901, S. 131, 138, 159. — Die Krankenheiler Jodquellen 1860—1910. Festschrift Bad Tölz 1910, S. 43.

³⁾ Die Kreide und Eozänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Programm zum Jahresbericht der städtischen Handelsschule in München 1895/96. — Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Palaeontographica 48. Bd., Stuttgart 1901.

⁴⁾ Jodquellen bei Tölz l. c. S. 138.

⁵⁾ Krankenheiler Jodquellen l. c. S. 42.

⁶⁾ Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. der D. geol. Ges. Bd. 64, Jahrg. 1912, Monatsber. Nr. 11, S. 528. — Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. Zeitschr. der D. geol. Ges. Bd. 66, Jahrg. 1914, Monatsber. Nr. 1, S. 46.

⁷⁾ Die fazielle Ausbildung der oberen Kreide in dem peripheren Zuge weist jedoch zu beiden Seiten der Isar Verschiedenheiten auf, da sich bei Marienstein ganz vorherrschend Seewenschichten

gestörten Kreide-Eozänschichten breiten sich die breiten, einförmigen, gleichsinnig gefalteten Flyschsättel und -Mulden in diskordanter Parallelfaltung als Decke überschoben aus¹⁾ (HAHN, Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns S. 532. Murnauer Moos S. 61, 62 l. c.).

Bei dem Fund von Inoceramenschalen aus der Hörnlegruppe gibt HAHN an, daß dieselben aus dem Kieselkalk (hydraulischem Zuge), dem auch der Fund WALTHERS bei Schliersee angehört, stammen. Diese Serie wird von dem zuerst erwähnten Autor als die jüngere angesehen und somit der gesamte südbayerische Flysch bis zum Lech der Kreideformation zugewiesen (HAHN, Murnauer Moos l. c. S. 56, 57). FINK und DACQUÉ betrachten dagegen auf Grund ihrer Untersuchungen im Schliersee-Tegernsee-Gebiet die Kieselkalkgruppe als die ältere und die Sandsteingruppe als die jüngere Hälfte der Flyschmasse.²⁾ Eine vollkommenere Altersbestimmung des

finden. Diese letzteren treten auch am Gschwendner Berg im Leitzachtal auf, jedoch zusammen mit den Pattenauer Mergeln und dem senonen Grünsand von Heißbrunn und Tölz (IMKELLER, Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachtal, am Schlier- und Tegernsee. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1900. Briefl. Mitt. S. 380). Da ferner vorsezone Kreide fehlt, wird das Vorkommen dem peripheren Zuge angegliedert (HAHN, Murnauer Moos l. c. S. 61, 62). Indessen ist zu berücksichtigen, daß am Gschwendner Berg die Kreide unter den Flysch eintaucht und möglicherweise die faziell veränderte streichende Fortsetzung des am Schliersee durchstreichenden axialen Zuges mit echter helvetischer Kreide bilden könnte. Das isolierte zwischen Flysch und Molasse gelegene Eozänvorkommen im Leitzachtal (DACQUÉ, Schliersee—Spitzingsee S. 45) ist dagegen sicher dem peripheren Zuge anzugliedern.

¹⁾ Auch für weitere Gebiete am Nordrand der Ostalpen wird von HAHN die Selbständigkeit von Flysch und Helvetikum betont, die tektonisch wie stratigraphisch getrennte Einheiten bilden und erst sekundär miteinander zu einer höheren Einheit veraltet wurden (Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. der Geolog. Ges. in Wien Bd. III, 1913).

²⁾ FINK, Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903, München 1904, S. 26. — DACQUÉ, Schliersee und Spitzingsee l. c. S. 44, 45. — Dieselbe Altersgliederung bringt auch HÖFER zum Ausdruck. ENGLER und HÖFER, Das Erdöl II. Bd., Leipzig 1909, S. 239. — Die Sandsteine des Dürnbaches, unter denen am Westufer vom Tegernsee die Fetzen von helvetischer Kreide hervortreten, bilden nach FINK ein Gewölbe (Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. S. 25). Eine Auffassung, die auch mit derjenigen von HAHN im Einklang steht (Murnauer Becken l. c. S. 52 und 56). Westlich vom Ursprungsgebiet des Dürnbaches erscheint jedoch der Kieselkalk halbkreisförmig umschlossen von diesem Sandstein, sich gegen Westen mehr und mehr verbreiternd, so daß die gewölbeförmige Lagerung ein höheres Alter der Kieselkalke bedingen muß, die als Sattel mit östlich geneigter Achse unter die Sandsteingruppe eintauchen. Auch die Vorkommen von Petroleum am Westufer vom Tegernsee in den zwei Kieselkalkzügen des Flysches — einem breiteren südlichen, der von Au über die Kaltenbrunner Winterstube gegen den Luckenkopf zieht, und einem schmalen nördlicheren bei Rohbogen und Streitmöser — bereiten der Annahme einer Überlagerung des Sandsteines durch den Kieselkalk Schwierigkeiten, da danach die durch die Bohrungen erschlossenen Erdölanreicherungen zwei Muldenzügen angehören müßten. Ferner konnten in den Sandsteinen der Sandsteingruppe Einschlüsse von mehreren Zentimeter Größe beobachtet werden, deren Aussehen und mikroskopische Struktur vollkommen mit Kalken und Mergeln aus der Kieselkalkgruppe übereinstimmen. Andere vereinzelt beobachtete Einschlüsse sind petrographisch von den roten Flyschletten nicht zu unterscheiden. — Strittig ist auch noch die Frage, ob die Konglomeratschichten am südlichen Flyschrande der Sandsteingruppe anzugliedern sind (HAHN, Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns l. c. S. 534 und 536) oder den Kieselkalken, bzw. die Kieselkalke unterlagern (LEBLING, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. Geol. Rundschau Bd. III, 1912, S. 498). Zweifellos richtig ist die Beobachtung von HAHN, daß diese Konglomerate häufig von sandigen Gesteinen begleitet sind. Solche Sandsteine sind jedoch von den durch ihre hohen Gehalt an Muskovit ausgezeichneten Sandsteinen der eigentlichen Sandsteingruppe — die jedoch stellenweise auch konglomeratisches Gefüge annehmen — wohl zu unterscheiden und finden sich stets in engster Verknüpfung und Wechsellagerung mit Kieselkalken, Schiefen und Kalken der Kieselkalkgruppe.

Flysches würde daher durch einwandfreie Fossilfunde in der Sandsteingruppe wesentlich gefördert werden.¹⁾

Jedenfalls deuten die Kreidefossilien darauf hin, daß die stratigraphisch und faziell stark differenzierten Kreide-Eozänschichten und der gleichförmigere Flysch als teilweise²⁾ gleichalterige Einheiten aufzufassen sind, die im wesentlichen in nebeneinander liegenden Sedimentationsräumen zum Absatz kamen und erst durch tektonische Vorgänge in ihre jetzige Lage gebracht wurden.

Nördlich des Bildungsbereiches vom Flysch breitete sich also das Ablagerungsgebiet von der helvetischen Kreide und von dem — in seiner Ausdehnung beschränkteren — Eozän aus, wobei stellenweise Verzahnungen der verschiedenartigen Sedimente im Grenzbereich möglicherweise entstehen konnten. — In diesem Grenzbereich zwischen beiden Bildungen setzten die tektonischen Bewegungen ein, durch welche der Flysch als Decke über die Kreide hinübergetragen wurde.

Nach den Ergebnissen der Bohrungen von Wiessee zu urteilen, die unter dem Kieselkalk noch rote Seewenschichten durchsunken haben,³⁾ wird die Kreide auf eine mindestens 3 km weite Erstreckung von Flysch überlagert.

Außerdem bestehen petrographische Übergänge zwischen Kieselkalken, diesen Sandsteinen,^{*)} Konglomeraten und Brekzien. Vornehmlich erlangen derartige kalkreiche Sandsteine eine größere Mächtigkeit und Entfaltung am südlichen Flyschrande, so daß hier ein wirres, aus Mergeln, Kieselkalken, Sandsteinen, geröllführenden Mergeln, Konglomeraten und Brekzien zusammengesetztes Gesteinsgemisch entsteht, welches den südlichen Saum des südlichsten Kieselkalkzuges bildet und sich kontinuierlich und in engster Verknüpfung mit der eigentlichen Kieselkalkgruppe vom Keil-Kopf im Isartal durch den Sonnersbach, Zeiselbach und Söllbach bis zur Ringspitz am Südrand des Tegernsees als grobklastische randliche Fazies der Kieselkalkgruppe verfolgen läßt und sich auch im Hofgraben und Leitnergraben bei Schliersee wiederfindet. An anderer Stelle sollen diese Verhältnisse wie auch die Tektonik des Flysches noch eingehender behandelt werden.

¹⁾ Mehrfach erwähnt HAHN (Zeitschr. der D. geol. Ges. 1912, Monatsber. 11, S. 533; Mitt. der Geol. Ges. Wien 1913 S. 241), daß auch aus der Sandsteinzone gute Reste von Kreidefossilien bekannt geworden sind und vielleicht der größte Teil derselben entstammt. Die Literaturangaben aus den oberbayerischen Alpen (GÜMBEL, Geologie von Bayern, Cassel 1894 S. 179; M. SCHLOSSER, Geologische Notizen aus dem bayerischen Alpenvorlande und dem Inntale. Verh. der geol. Reichsanst. 1893, S. 194 und 195; LEBLING, Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. Geol. Rundschau III. l. c. S. 498; WEITHOFER, Oligozänablagerungen Oberbayerns l. c. S. 101) lassen dieses jedoch nicht sicher erkennen, sondern deuten — soweit nähere Gesteinsangaben überhaupt vorliegen — eher auf die Zementmergel-Kieselkalkgruppe hin. Auch der Fund LEBLINGS am Rechelberg bei Tölz entstammt einem grünlichen Kalk, der sicher dieser Gesteinsgruppe angehört. Ebenso findet sich der von ROTHPLETZ erwähnte Inoceramus vom Blomberg (S. 17) sowie die Kreidefossilien (Desmoceras und Inoceramen) von Litzeldorf und der Inoceramus von Schliersee in Gesteinen der Zementmergel-Kieselkalkgruppe (die Stücke werden in der Münchener Staatssammlung aufbewahrt).

²⁾ Eine genauere Parallelisierung beider Schichtserien muß späteren Forschungen vorbehalten bleiben. Die Bestimmung von Foraminiferen aus den Kieselkalken des Auer- und Rainerberges im Osten vom Tegernsee, welche nach EGGER auf ein eozänes oder altoligozänes Alter hinweisen (FINK, Der Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. S. 23), bedarf noch näherer Nachprüfung.

³⁾ E. HINTZ, Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Wiesbaden 1911, S. 3. — H. KIONKA, Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Jena. S. 4. — K. OEBBEKE, Die neue Jodquelle bei Wiessee am Tegernsee. Zeitschr. d. Intern. V. d. Bohring. 1913 Nr. 18 p. 208—210. Ref. Geolog. Zentralblatt XX. 1912 u. 1914. 710.

^{*)} Nach bisher untersuchten Dünnschliffen führen derartige Sandsteine neben Körnern von homogenem Quarz und Quarzaggregaten reichlich kalkalpinen Detritus, vereinzelt Plagioklaskörner und sehr selten Glimmerschüppchen und besitzen ein vorwiegend kalzitisches Bindemittel, das durchsetzt ist von Quarzaggregatneubildungen, die durch Auflösung und Umlagerung des detritogenen Quarzmaterials entstanden.

Der an die Kreide grenzende Nordrand des Flysches, den die Brekzien als isolierte Klippen begleiten, bildet also den Stirnrand dieser Überschiebung der beiden faziell und auch tektonisch verschiedenen Einheiten. Die Brekzien stammen aus dem Untergrund des Flysches und wurden vom nördlich drängenden, von seiner Unterlage abgescherten Flysch aufgeschürft, an dessen Unterseite mit verfrachtet und durch Abwitterung und Erosion des Stirnrandes freigelegt.¹⁾

4. Weitere Schlußfolgerungen.

Das Flyschmeer fand also schon klastische Ablagerungen vor, die in Form von Brekzien stellenweise den Untergrund bedeckten, auf dem der Flysch sedimentiert wurde.²⁾ Entsprechend ihrer jetzigen Lage am Stirnrand der Überschiebung, muß auch das ursprüngliche Vorkommen der Brekzien im nördlichen Randgebiet der Flyschsynklinale gesucht werden (wobei natürlich nicht auszuschließen ist, daß auch andere Teile des Flysches von ähnlichen Gesteinen unterlagert wurden, die uns nicht zugänglich sind).³⁾

¹⁾ Das isolierte Auftreten des rings von diluvialen Ablagerungen umgebenen oberen Jura von Großweil westlich vom Kochelsee wurde bisher teils durch Eistransport, teils tektonisch gedeutet (vgl. KNAUER, Herzogstand-Heimgarten l. c. S. 19; HAHN, Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns l. c. S. 137; HERITSCH, Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinar. Grenze [Ostalpen]. Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg 1915, S. 59). Der Lage entsprechend — am Nordrande des Flysches — dürfte die Scholle eine ähnliche Erklärung finden wie die Vorkommen bei Marienstein. Eine Verfrachtung an der Basis der Kalkalpen kommt hier sowohl wie bei Marienstein nicht in Frage, da für einen so weiten Vorstoß der Kalkalpen keinerlei Anzeichen vorliegen.

²⁾ Insbesondere die auf leontinische Gesteine (rhätische Decke) hindeutenden basischen Eruptiva erinnern an die pienninische Klippenzone, die jedoch als selbständige Teildecke mit eigener (leontinischer) Faziesentwicklung nicht mehr anerkannt werden kann (AMPFERER, Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. der Reichsanstalt 1911 S. 669 und 670; KOBER, Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. der Geol. Ges. in Wien V. Bd. 1912 S. 392, 439; HAHN, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geol. Rundschau Bd. V, Heft 2, 1914, S. 137 und 138; F. HERITSCH, Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen I. Geol. Rundschau Bd. V, Heft 2, 1914, S. 103—105). Ebenso scheitern auch die Versuche am Nordrande der Kalkalpen, auf Grund von Fazieskontrasten übereinanderliegende tektonische Einheiten zu konstruieren.

³⁾ Außerdem läßt die deckenförmige Überlagerung der Kreide durch den Flysch die Möglichkeit offen, auf mitgeschleifte Fetzen des Flyschuntergrundes nicht nur am äußersten Nordrande zu treffen, sondern überall dort, wo die Flyschbasis in das Niveau der Talsohlen gehoben ist, insbesondere an Stellen von Aufwölbungen der Flyschdecke, in deren Kern die Kreide erscheint. — Eingehendere Beobachtungen darüber liegen noch nicht vor, jedoch deutet im Grambach östlich St. Quirin das Vorkommen eines Blockes, der sich ebenso wie die Dürnbachbrekzien aus den schwarzen phyllitischen Tonschiefern, Grünsteinen, Quarzkörnern und vereinzelt roten Kalkfetzen aufbaut, daraufhin, daß auch hier am stärker erodierten und stärker abgewitterten Flyschrande ähnliche Gesteine an der Flyschbasis vorhanden waren. — Merkwürdigerweise wurden auch im Bachbett der Gaissach etwa 800 m südlich vom Flyschnordrande zwischen der Einmündung des Tiefengrabens und Platten-Baches mehrere grobe aus einem Gemisch von rotem Kalk und Grünstein zusammengesetzte Blöcke gefunden. Überhaupt drängt sich die Frage auf, ob derartige Brekzien oder andere Teile des Flyschuntergrundes vielleicht eine weitere Verbreitung am Rande der oberbayerischen Alpen besitzen, da dieselben infolge ihrer Unscheinbarkeit leicht übersehen werden können und die Erforschung des Flysches ohnehin noch sehr rückständig ist. Ich möchte daher die vorliegenden Untersuchungen nicht als abgeschlossen ansehen, sondern dieselben noch weiter fortsetzen.

Die wesentlichen vorwiegend weichen Komponenten der Brekzien — Tonschiefer, Grünsteine, Kalke, Dolomite und deren Misch- und Umwandlungsprodukte — besitzen keine Anzeichen für weiteren Wassertransport, wurden also ganz in der Nähe ihres Ursprungsortes abgelagert, ohne daß irgendwelche Auslese stattfand, sondern lediglich wirre Aufschiebung der verschieden großen Gesteinsfragmente, die stellenweise Blöcke von mehreren Metern Durchmesser bilden.¹⁾

Ferner deutet die verhältnismäßig große Einförmigkeit in der Zusammensetzung der Brekzien darauf hin, daß die aufhäufenden Wässer keine großen Einzugsgebiete besaßen und nicht tief eingeschnitten waren. Viel eher gleichen die Brekzien Schuttansammlungen oder Ablagerungen in sehr seichtem Wasser.

Die Brekzien geben uns daher ein Bild von der obersten Kruste ihres Bildungsbereiches, dessen Aufbau sich aus den einzelnen Bestandteilen rekonstruieren läßt. Die letzteren zerfallen ihrem Alter nach in zwei Gruppen; eine jüngere mit alpinem Charakter, bestehend aus Kalken, Dolomiten, Grünsteinen und deren Misch- und Umwandlungsprodukten; ferner eine ältere ohne Anklänge an alpine Vorkommen, bestehend aus phyllitischen Tonschiefern, Quarziten, Sandsteinen, Graniten etc.

Die offenbar schon während der Eruptionen teilweise eingetretene Vermischung von Grünsteinen und Tonschiefern läßt darauf schließen, daß zwischen beiden Gesteinen eine normale Verknüpfung bestand. Gegen die Annahme, daß die jüngeren Gesteine lediglich Blöcke oder einzelne (vielleicht vor der Flyschablagerung überschobene) Schollen bildeten, sprechen auch die im Dolomit eingeschlossenen Tonschieferfetzen und Quarzite, die während der Sedimentation eingebettet wurden.

Hierdurch wird die Schlußfolgerung gerechtfertigt, daß im ursprünglichen Flyschuntergrunde an dessen Nordrand über den älteren kristallinen (vindelicischen) Gesteinen noch jüngere (alpine) Gesteine — bestehend aus einer nur wenig mächtigen Decke von Kalken, die Gesteinen der oberen Juraformation gleichen, und aus roten und grauen weniger charakteristischen Dolomiten — zur Ablagerung kamen.

Da andere alpine Sedimente bisher nicht beobachtet wurden, ist also, nach den vorliegenden Feststellungen zu urteilen, nur bei einer maximalen Ausdehnung des mesozoischen Meeres, die ohnehin mit der Ausbildung des oberen Jura in Einklang zu bringen wäre, soweit nördlich eine zeitweise Überflutung des altkristallinen vindelicischen Sockels anzunehmen.

Zur Ablagerungszeit der geringmächtigen nördlichen Ausläufer alpinen Mesozoikums auf vindelicischem Gebiet drangen gleichzeitig die basischen Eruptiva auf, die Tonschieferbasis auflockernd und zersprengend und sich mit dem Kalk- und Dolomitschlamm am Meeresboden mischend.

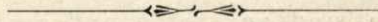
Bevor die Überdeckung durch das Flyschmeer stattfand, führte Heraushebung und Verlandung zu flachen, die dünne alpine Decke und deren vindelicische Unterlage durchfurchenden Erosion und zur Aufhäufung der Brekzien, deren Entstehung — da dieselben Gesteine von oberjurassischem Aussehen enthalten — vermutlich postjurassisch sein muß, jedoch vor der Ablagerung des Flysches also zur unter- oder wahrscheinlicher mittelcretacischen Zeit erfolgte.

¹⁾ Die stärker abgeschliffenen harten Granite, Quarzite und Sandsteine gelangten schon als mehr oder minder abgerundete Bestandteile in die Brekie und entstammen vermutlich älteren klastischen Bildungen.

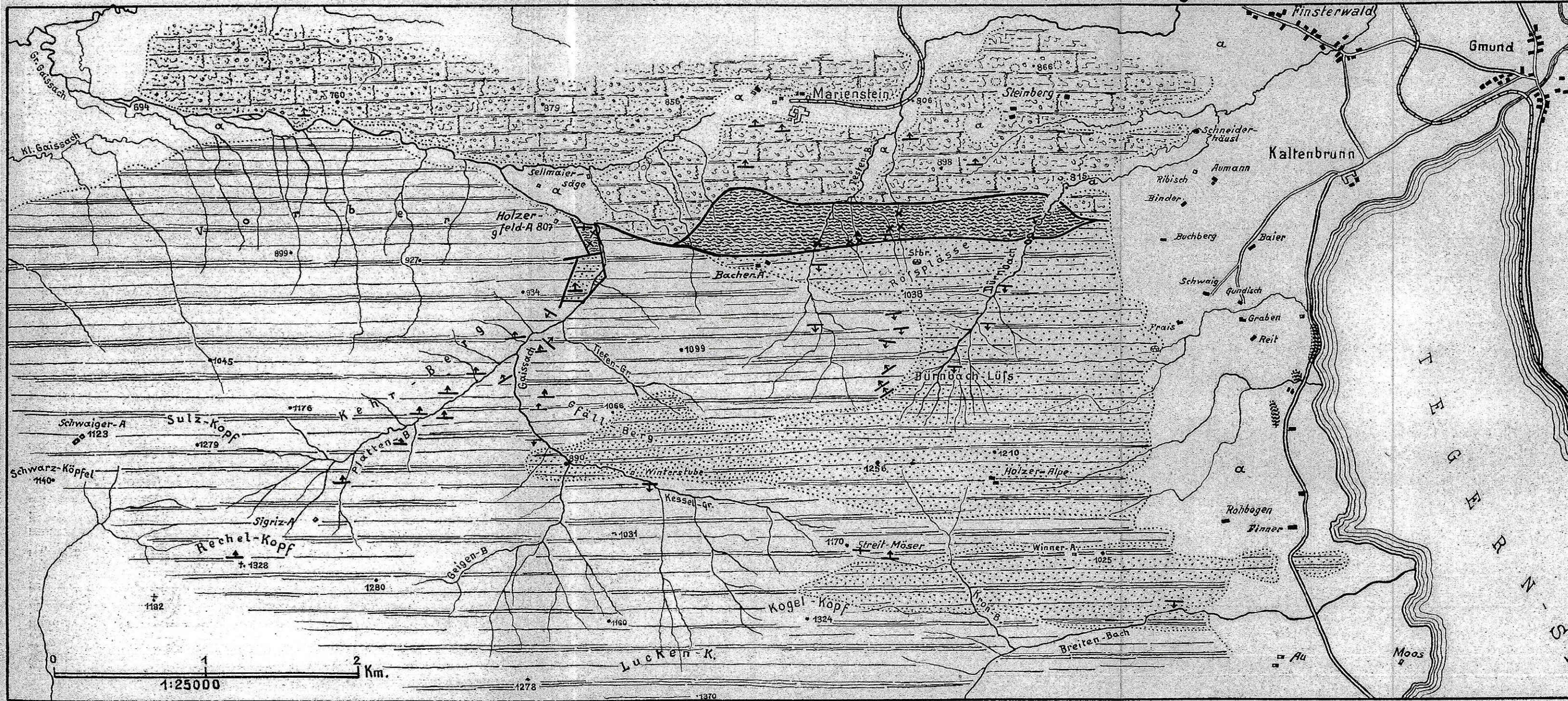
Bei der Überwältigung der Kreide durch den Flysch bildeten die vom Untergrund abgelösten und teilweise an der Schubfläche mit verfrachteten Brekzien infolge der weichen Beschaffenheit ihrer Hauptbestandteile — Grünsteine und phyllitische Tonschiefer — ein günstiges Material, auf dem der Flysch über die Kreide hinweggleiten konnte.

Inhalts-Übersicht.

| | Seite |
|---|-------|
| 1. Die Dürnbachbrekzien | 1—10 |
| 2. Ähnliche Brekzienvorkommen südlich Marienstein | 10—13 |
| 3. Die tektonischen Verhältnisse am Nordrande des Flysches und das Auftreten der Brekzien | 13—20 |
| 4. Weitere Schlußfolgerungen | 20—22 |



Tektonische Karte des Nordalpenrandes im westlichen Tegernseer Gebiet.



- | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|--|--|--|--|--|
| <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> a </div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; background: repeating-linear-gradient(45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; background: repeating-linear-gradient(-45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; background: repeating-linear-gradient(90deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; background: repeating-linear-gradient(0deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> o </div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> ▲ </div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> x x </div> | <div style="border: 1px dashed black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto;"></div> | <div style="border: 1px solid black; width: 20px; height: 10px; margin: 0 auto; display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> — </div> |
| vium u. Diluvium. | Molasse. | Helvetische Kreide u. Eocän. | Sandstein - Gruppe des Flysches. | Kieselkalk - | Dürnbachbreccien. | Dolomitführender brecciöser Block von größerem Umfang. | Verstreut liegende Breccienblöcke. | Schichtgrenzen. | Störungslinien. |

Über die Freihölser Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg.

Von

L. Krumbeck.

Einleitung.

Zu den wesentlichen Fortschritten unseres Wissens über die Schicksale des nordbayrischen Deckgebirges in nachjurassischer Zeit gehört die von SCHWERTSCHLAGER¹⁾ angebahnte Erkenntnis, daß die vorwiegend oberkretazische Albüberdeckung der Aufschüttung von Flüssen ihre Entstehung verdankt, welche vom Alten Gebirge ihren Ursprung nahmen und die Verwitterungs- und Zersetzungsprodukte teils der kristallinen und altpaläozoischen Gesteine der karbonischen und noch älteren Horste, teils der Rotliegend- und Triasbildungen der höher gelegenen Staffeln des Deckgebirges besonders auf dessen tiefstem Teil zur Ablagerung brachten. Der Denudationsrest dieser tiefsten Staffeln trägt heute die Bezeichnung Frankenjura. Auf diesem sind sie teilweise bis auf unsere Tage verhältnismäßig gut erhalten geblieben einmal, weil ihre Unterlage aus der widerstandsfähigen Kalksteintafel des Malms bestand, sodann weil sie infolge der schon seit der Unterkreide erfolgten Verkarstung dieser Tafel in hohem Maße vor der Abtragung geschützt waren, und besonders auch wegen der vergleichsweise geringen Erhebung der Malmplatte über den Spiegel der subalpinen Meere und Süßwasserseen, die vielleicht bis in das Alttertiär hinein die Erosionsbasis selbst für die über westliche Teile der Malmplatte erfolgte Entwässerung des Alten Gebirges und der höheren Deckgebirgsstaffeln bildeten.

Über die Richtung, welche diese Entwässerung nahm, ist ohne Zweifel noch weitere Aufklärung erforderlich. Nach SCHWERTSCHLAGER l. c. wäre es möglich, daß Teile der Überdeckung der Eichstätter Alb wegen ihrer Lyditführung vom Fichtelgebirge, also aus Nordosten stammten. Gestützt auf andersartige Erwägungen möchte RECK²⁾ auch eine W.- bis SW.-Richtung in Frage ziehen. Im einzelnen mag eben die Entwässerungsrichtung nach Ort und Zeit gewechselt haben. Im allgemeinen glaube ich aber aus gewissen Anzeichen, die ich demnächst zusammenfassen werde, den Schluß ziehen zu dürfen, daß die N.—S.- bzw. NNO.—SSW.-Richtung eine vorherrschende Rolle spielte. Einer der fesselndsten Belege für diese Auffassung soll in den folgenden Bemerkungen vorweggenommen werden.

¹⁾ Altmühltal und Altmühlgebirge 1905, S. 60 ff.

²⁾ Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, S. 195, 215.

Von allen hochgelegenen Punkten in Ambergs näherer und weiterer Umgebung ist es das Naabgebirge in Gestalt seines westlichen, auf drei Seiten vom Deckgebirge ummantelten Teiles, der granitischen Blauen Berge, das den Blick auf sich lenkt durch die bedeutende Höhe dieser Erhebungen und ihre edel und zugleich kraftvoll geschwungenen Umrisse, deren Gegensatz zu den mehr eiförmigen Konturen des tafelförmig oder hügelig gestalteten Deckgebirges eine sehr wirkungsvolle Bereicherung des Landschaftsbildes darstellt. Morphologisch ist dieser Gegensatz im N. und S. des Granitspornes ungefähr an die Grenze gebunden, wo das Rotliegende oder die Trias am Granit abstoßen. Dagegen ist der westlichste, bedeutend tiefer gelegene Teil des Granitspornes zu einer heute stark zerschnittenen Rumpffläche ausgeebnet, die nach Westen allmählich in den angrenzenden Höhenrücken des aus Doggersandstein aufgebauten Tannets übergeht. Im Osten wird sie von dem Abfall der eigentlichen Blauen Berge begrenzt, der in dem prachtvollen Absturz des Johannesberges den stärksten landschaftlichen Reiz dieser Gegend hervorbringt.

In diesem Gebiete lagern unsere Schotter aus dem Bereich des Hirschauer Keuperbeckens bei Hirschau in südlicher Richtung zuerst auf dem Granitvorland der Blauen Berge, sodann über die Thanner Trias und die an der Amberger Störung geschleppten Juraschichten hinweg schräg über die Freihölser Kreidemulde bis in die Gegend von Diebis. Wegen ihrer weiten Verbreitung in dieser Mulde habe ich sie als Freihölser Schotter, wegen der alle anderen Schottervorkommen auf unserem Deckgebirge übertreffenden Größe der Gerölle als Großschotter bezeichnet. Das von ihnen mit Unterbrechungen bedeckte Areal hat in der Luftlinie eine Länge von 18 km und die größte, auf der geographischen Breite von Högling gemessene Breitenstreckung von über 6 km. Im folgenden werde ich zunächst auf Beschaffenheit, Vorkommen und Verbreitung der Schotter und zum Schluß auf ihre paläogeographische Bedeutung eingehen.

Beschaffenheit der Schotter.

Nach ihrer Herkunft setzen sich die in der Freihölser Mulde vorkommenden Schotter, welche die Grundlage für diese Betrachtungen bilden sollen, aus zweierlei Elementen zusammen.

1. Aus dem harten Material der Gesteine des Deckgebirges, die entweder die Freihölser Mulde im Nordosten überhöhen oder Denudationsrelikte von Gesteinen in dieser Mulde selbst bilden. Dahin gehören, wenn wir von den zwar harten, aber vergleichsweise schnell löslichen Kalksteinen des Lias und des Malms absehen,

a) Geschiebe der sehr widerstandsfähigen, vorwiegend durch Limonit verfestigten, schokoladebraunen, kalkfreien Sandeisen-schwarten des Doggersandsteins, die, wie man getrost behaupten darf, überall im Vorgelände des Frankenjuras zu den häufigsten Geschieben der diluvialen und älteren Schotter gehören. Ob der Doggersandstein auch dort, wo er in grobkörniger und zugleich limonitreicher Fazies ansteht, wie NO. Dürnsricht, derartige Geschiebe lieferte, ist mir nicht bekannt. Betonen möchte ich aber, daß er sich am Rande der Freihölser Mulde, ob fein- oder grobkörnig, durch den Mangel an Feldspatkörnern leicht von dem folgenden Vorkommen unterscheiden läßt. Entsprechend ihrem kurzen Transportweg sind die Doggersandsteingeschiebe im äußersten Falle nur kräftig kantengerundet. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in Übereinstimmung mit der

morphologischen Rolle des Doggersandsteins erst von Hiltersdorf und noch mehr von Moos ab in westlicher Richtung.

b) Die gleichfalls schokoladebraune, kalkfreie, dichte, harte und durch Limonit verfestigte, aber verschiedenkörnige, zumeist feldspat- und geröllreiche Platte des Unterturons, welche in Gestalt von plattigen Lesestücken, selten, wie am Wege nach Diebis, von mächtigen Blöcken (100×60 cm) weitverbreitet vor allen dem Freihölser¹⁾ und dem Diebiser Feldspatsandstein aufgelagert ist. Die im allgemeinen wenig korrodierten, nicht selten windgeschliffenen Vorkommen sind nachträglich \pm verlagerte Denudationsrelikte einer sehr widerstandsfähigen Bank, die auch über die Freihölser Kreidemulde hinaus eine bedeutende horizontale Verbreitung zu haben scheint. In der Mulde selbst sah ich sie am häufigsten im Südostteil des Freihölser Forstes, aber auch nicht selten bei Diebis, zwischen Hiltersdorf und Högling und am Hartenrichter Granitrücken, an dem sie über die heutige Verbreitung des Feldspatsandsteins hinausgreifen.

2. Aus dem rein kiesligen, vollständig kalkfreien, exotischen Material, das a) dem Granit der Blauen Berge entstammt und auf dem relativ kurzen Transportweg relativ schwach abgerollt wurde oder b) stark bis vollkommen gerundet ist und aus größerer bis großer Entfernung gekommen sein muß.

a) Dieser nur aus Quarzgeröll zusammengesetzte Typus beteiligt sich am Aufbau von zwei verschieden alten Schottern. In Gestalt von relativ wenig gerolltem Quarzschotter aus Geröllen bis etwa 12 cm Länge bedeckt er W. und SW. Jeding einen wohl diluvialen Talboden des Fensterbaches in teils dichter, teils spärlicher Bestreuung. Schwer festzustellen ist dagegen sein Anteil an der Zusammensetzung der Freihölser Großschotter. Ich vermute, daß ein Bruchteil dieser in Form von kleinen bis mittelgroßen, relativ wenig kantengerundeten Geröllen aus den nahen Blauen Bergen herrühre.

b) **Die Freihölser Großschotter.** Diese den eigentlichen Gegenstand meiner Betrachtung bildende Ablagerung setzt sich an Stellen relativ guter Erhaltung aus noch ziemlich mächtigen, verschiedenkörnigen bis kiesigen Grobsanden zusammen, deren ursprünglicher Eisengehalt längst ausgespült wurde, wo nicht, wie bei der Haltestelle Hiltersdorf, auf dem Schusterberg, bei Freihöls u. a. O. im Verfolg von verhältnismäßig jungen Umlagerungen eine Neubildung von Eisen stattfand. Erfüllt sind diese Sande mit Geröllen aller Größen und aller Zustände von Rundung, für die eine starke Verwitterung bezeichnend ist. Ich unterscheide darunter, abgesehen von den schon genannten Geröllen, namentlich zwei Typen: einmal im höchsten Fall stark kantengerundete bis etwa faustgroße Quarzgerölle, die den Geröllen gewisser Sandsteine des Keupers sehr ähnlich sind. Dieses Material bildet im ganzen wohl die Hauptmasse der Großschotter. Viel bezeichnender sind aber die stark bis vollkommen gerundeten Gerölle, die durch ihre auffallend kräftige Abrollung, ihre im Durchschnitt bedeutende Größe und mannigfaltige Zusammen-

¹⁾ Schon hier möchte ich auf die große, bereits von ROTHPLETZ (Zeitschr. für prakt. Geolog. XXI, 1913, S. 258) berührte lithologische Ähnlichkeit hinweisen zwischen diesem hellgrauen und hellgelbbraunen, zumeist feldspatreichen und grobkörnig-kiesigen, häufig keuperartiges Geröll führenden Komplex und dem Veldensteiner Sandstein i. e. S., wie er im Veldensteiner Forst, der Hollfelder Gegend und bei Auerbach entwickelt ist. Die Übereinstimmung geht in vieler Beziehung so weit, daß sich mir die Annahme ihrer Gleichaltrigkeit geradezu aufdrängt. Danach würden große Teile des Veldensteiner Sandsteins i. e. S. zenoman oder noch unterturon sein, was mit meiner früheren Meinung in Einklang stände [Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, Bd. 48/49 (1916/17) S. 372].

setzung wahre Leitgerölle der Großschotter darstellen. Häufig verrät uns auf dem Waldboden schon ein einziges solches Geröll die Anwesenheit der Großschotter im Untergrunde oder auf der Höhe von benachbarten Flachrücken, oder es erlaubt da, wo die geröllreiche Fazies des Feldspatsandsteins von Denudationsresten der Großschotter überlagert wird, eine rasche Feststellung dieser Tatsache.

Die Hauptmasse dieses Materials besteht aus Gangquarzen und Chalzedon. Die weitaus häufigeren Quarzgerölle erreichen eine Höchstgröße von 50–60 cm, im Durchschnitt eine solche von etwa 10–15 cm. Solche von 20–25 cm sind keine Seltenheit. In der Mehrzahl sind stark bis sehr stark kantengerundete und solche Exemplare, bei denen von Kanten nichts mehr zu sehen ist. Überall trifft man aber auch unter den Geröllen aller Größen vollkommen gerundete Typen, bei denen unter dem kleineren Material stark bis flach gewölbte, ovale bis ovaloide Formen überwiegen. Auch nahezu kugelförmige sind nicht besonders selten. Der Farbe nach herrschen, abweichend von dem so häufig bunten Geröll des Keupers, helle bis dunkelgraue Typen vor. Neben homogen gebautem Quarz ist Stengelquarz nicht selten und ebenso eine durchscheinende Quarzvarietät, die in kennzeichnender Weise kreuz und quer von jüngeren Adern undurchsichtigen Quarzes durchsetzt ist. Vollkommen gerundete Gerölle aller Größen speziell aus diesem Material sind nach Proben, die ich der Güte des Herrn Dr. SCHMIDTILL verdanke, auch im Diluvium von Teilen der Grafenwöhrer Mulde häufig. Die raue Verwitterungsschicht der Gerölle ist oft durch Eisen und Mangan verfärbt. Die Mehrzahl der Quarzgerölle ist durch Verwitterung deutlich bis stark makrokristallinisch geworden und nicht selten in verschiedenem Grade zermürbt. In diesem Falle kann sich die Verfärbung auch auf das Innere erstrecken. Die gleichfalls häufigen Chalzedongerölle, vorzugsweise von braunroter, hellbläulicher und graubräunlicher Farbe, sind gleichfalls in allen Größen und fast allen Stadien von Rundung vertreten, die ich für die Quarzgerölle erwähnt habe. Es fehlt jedoch der vollständig gerundete kugelige und ovaloide Typus. Unter dem kleinen Material selten, erreichen sie noch weit bedeutenderen Umfang als die Quarze. Das Vorkommen von Bruchstücken teils mit geologisch alten, vollkommen gerundeten Flächen, teils mit relativ oder wirklich jungen, von Kanten begrenzten erklärt sich daraus, daß diese Gerölle infolge der spröden Beschaffenheit des Chalzedons durch irgend welche physikalischen Einwirkungen sei es auf dem Transport oder später zersprengt wurden. Die Veränderungen des ursprünglichen Gefüges dieser Gerölle sind sehr mannigfaltig und stimmen vollständig überein mit den entsprechenden Erscheinungen bei den Chalzedongeröllen im Diluvium (und Pliozän?) der Regnitz und Rezat, nur daß sie bei diesen noch ausgeprägter sind. Während die Mehrzahl der Gerölle noch die dichte, kantendurchscheinende Beschaffenheit und den glatten, splittrig-muschligen Bruch des Chalzedons besitzt, zeigt ein Teil die verschiedensten Grade von Verkieselung. Am häufigsten ist eine \pm weit vorgeschrittene Quarzitisierung, deren Endergebnis in der Bildung echter, makroskopisch feinkristalliner bis dichter, ungemein harter, splittrig brechender Quarzite von hellbräunlicher, gelbbrauner oder braunrötlicher Farbe zu bestehen scheint. Daneben finden sich vereinzelt Gerölle, bei denen zum größten Teil eine Umwandlung in derben Quarz erfolgte durch das Auftreten von zahllosen, wirt sich kreuzenden Quarzadern. Die ursprüngliche Mineralsubstanz ist hier gewöhnlich so stark verändert, daß eine Entscheidung darüber unmöglich ist, ob es sich nicht vielleicht um Malmhornsteine handelte. Zum Unterschied von den Regnitz-Rednitz-Vorkommen sah ich in den Großschottern neben

Geröllen mit der gewöhnlichen hellgelblichgrauen Verwitterungsrinde häufig dunkel verfärbte Gerölle mit blau- oder grauschwarzer Rinde. Flache geschiebeartige Gerölle dieser Art können infolge Durchfiltrierens von Manganlösungen durch und durch geschwärzt sein oder zeigen im Innern, sei es infolge von ungleichmäßiger Manganisierung, sei es von ungleichartiger späterer Durchwitterung, ein hellgeflecktes, bezeichnend pseudo-konglomeratisches oder brekziöses Aussehen. Neben diesen Hauptelementen führen die Großschotter noch eine Anzahl von selteneren Gerölltypen. Dahin gehören in erster Linie Malmhornsteine, die sich vielfach an der ziemlich kleinen kugeligen Gestalt, der grauen Farbe, dem muschlig-splittigen Bruch und den dicken, stark gebleichten, oft mangangeschwärzten Verwitterungsrinden leicht erkennen lassen. Wenn quarzitisiert sind sie von entsprechend veränderten Chalzedonen natürlich schwer zu unterscheiden. Selten traf ich Gerölle eines hellbraungrauen, äußerst feinkörnigen, quarzitischen Sandsteins von mir nicht bekannter Herkunft. Aus dem Keuper stammen vielleicht stark gerollte Geschiebe von grauem Quarzsandgestein und sicher ein Geröll von in Chalzedon umgewandeltem und verkieseltem Aurakarienh Holz, wie sie in der Regnitzmulde im Burg- und Blasensandstein häufig sind; aus dem Rätolias möglicherweise andere Geschiebe eines grobkörnigen, feldspatfreien, limonitreichen Quarzsandsteins.

Paläogeographisch belangreich ist es, daß sich in den vielen Aufschlüssen der Großschotter keine Spur von kristallinen Schiefnern, von Granit und ebensowenig von Lydit gezeigt hat.

Vorkommen und Verbreitung der Großschotter.

Ihre größte Ausdehnung erreichen diese Schotter, wie gesagt, in der Freihölser Kreidemulde. Aus der Gegend östlich der Ortschaft Moos zieht sich ihre Südgrenze auf der Nordseite des heute trocken gelegten Haidweihers entlang und von hier durch den Freihölser Forst etwa über P. 394 und P. 404 bis ungefähr an die Haidweihere Spalte und den Muldenzug des Fürstenweihers heran, der aber erst zwischen P. 383 und P. 387 in südlicher Richtung bis einige hundert Meter nördlich Ipfelheim überschritten wird. Von da verläuft sie im Norden des Muldenzuges des Lichtenecker Weihers und läßt sich auf dem Terrassenboden zwischen dem Muldenzuge des Trauben-Weihers im Süden und dem des Fensterbaches im Norden als spitze Zunge bis SW. Dürnsrichter Mühle verfolgen. Noch größer ist das von ihnen im Norden der Bahnlinie eingenommene Areal, wo sie zwischen dem Bahnhof Freihöls und der Kohlmühle im Osten, der Haltestelle Hiltersdorf und dem Fuße des Kirchberges im Westen eine mehr oder weniger geschlossene Decke bilden. Auffallenderweise erscheint der kleinere Teil der Mulde im Osten bzw. Norden des Fensterbaches so gut wie frei von diesen Schottern. Am besten erhalten ist die Schotterdecke auf den Flachrücken und -kuppen nebst ihrem Gehängeschutt, so im Freihölser Forst zwischen P. 415—P. 404—Schafhof—Fürstenweihermulde, auf dem Flachrücken P. 405 N. Diebis und in der Gegend zwischen Haltestelle Hiltersdorf und dem Fensterbachtal auf den Hiltersdorfer Geländeschwellen, dem Schusterberg, am Ströhlhof, im Götzendorfer Walde, Höglinger Holz u. s. w. entweder, weil der Feldspatsandstein, dem sie vorwiegend auflagern, dort in besonders widerstandsfähiger Fazies ausgebildet ist, oder weil umgekehrt an jenen Stellen die ursprünglich geschlossensten Teile der schwerangreifbaren Schotterdecke dem Sandstein als Schutz vor der Verwitterung und Abtragung gedient haben. Auf den Verebnungen und in den Flachmulden des

Gebietes ist bald dichtere bald spärliche Bestreuung die Regel. Streckenweise mögen sie dort auch vollständig fehlen. Ihre absolute Höhenlage wechselt von einem Mindestmaß von etwa 375 m bei der Dürnsrichter Mühle bis auf etwa 440 m NO. Götzensdorf. Mit Annäherung an den Nordrand der Mulde verengt sich das Verbreitungsgebiet der Schotter auf die Gegend zwischen dem Kirchberg bei Paulsdorf und dem Fensterbachtal. Östlich vom Kirchberg überlagern sie diskordant sämtliche Horizonte vom zenomanen Hauptglaukonitsandstein, der aus der Mulde bis auf den Doggersandstein übergreift, über den kräftig aufgerichteten und geschleppten unteren Dogger und Lias bis auf Zanklodon-Schichten und Burgsandstein. Am besten unter allen mir bekannten Vorkommen haben sie sich auf der Kuppe P. 461 erhalten, deren Ost- und Nordhang einen förmlichen Panzer von dickgepackten Schottern trägt, und wo überall gewaltige Blöcke und Gerölle von Chalzedon und Quarz, oft halbverhüllt von der Moosdecke des Waldes, herumliegen. Ich habe dort rötliche, gelbbraun, bräunlich oder gelbgrau verwitterte Chalzedonblöcke bis zu $1,60 \times 1,30 \times 1,00$ m Umfang, vollständig gerundete Quarzgerölle bis zu etwa 55 cm Länge gemessen. Kiesgruben, Fahr- und Hohlwege bieten wahre Musterkarten dieser Großschotter in bezug auf Größe, Mineralvarietäten und alle Grade von Rundung. In den Kiesgruben sieht man die Schotter in vorwiegend gelbbraunen, kiesigen bis feinkörnigen Keuper-artigen Sand eingebettet, in dem wohl erst nachträglich bei Umlagerungsvorgängen eine Anreicherung von Eisen stattfand.

Im Norden von Paulsdorf, WNW. P. 479, steigen die Großschotter bis auf etwa 480 m zu einer Höhenlage hinauf, welche mit der des alten Pursrucker Talbodens, von dem gleich die Rede sein wird, in Beziehung gesetzt, der ursprünglichen Ablagerungshöhe der Schotter am nächsten kommen mag. Nach Zerstörung dieser sehr alten, fluviatilen Abtragungs- und Auflagerungsfläche wanderten sie im Verfolg der Zerschneidung des östlichen Teiles des flachen Lintacher Gewölbes immer tiefer zu Tal. Ein Teil von ihnen blieb hier auf den verschiedenen hohen Flachrücken erhalten, die zwischen den zum Fensterbachtal ziehenden Erosionsmulden, vielleicht mit unter dem Schutze dieser Schotterdecke, bewahrt wurden. So finden sich auf der schmalen W.—O. ziehenden Platte NO. Buchenöd (P. 421) auf Keuper oder Rotliegendem rostbraune kiesige Sande voll von typischem Großschotter, dessen Gerölle in Massen den braunroten Gehängeschutt bis zum Talboden erfüllen. Jenseits des Fensterbaches fehlen auch hier die Großschotter gänzlich, ebenso auf der Lintacher Liasplatte.¹⁾ Dementsprechend verschmälert sich ihr Verbreitungsgebiet nach Norden und scheint sogar heute auf der kurzen Strecke Lintacher Mühle—Burgleite südlich Pursruck vollständig aufzuhören. Von der Burgleite ab lagern die Schotter auf granitischer Unterlage in genau nördlicher Richtung auf den Erosionsresten eines sehr alten, stark zerschnittenen Talbodens am Hammerbühl bei P. 497 und auf dem vom P. 547 herabziehenden Rücken auf etwa 500 m. In der Ortschaft Pursruck liegen bis 80 cm große Chalzedongerölle und bis 35 cm große, vollständig gerundete Quarzgerölle. Jenseits der Mulde P. 495 erscheinen die Großschotter in nordsüdwärts gerichtetem, mehrere hundert Meter breitem Zuge auf der Granitplatte von Weiher um P. 517 in zum Teil dichter Bestreuung mit bis zu 25 cm großen Geröllen. Weiter nördlich sind sie im Bereich des Rotliegenden abgetragen, finden sich aber auf Keupersandstein im Süden von Hirschau

¹⁾ Auf dem südöstlichsten Teil dieser Platte fand ich ganz vereinzelte Quarzgerölle, die aber auch vom Menschen verschleppt sein können.

am Nordhang des Rückens P. 434 von etwa 10 m über Tal an teilweise dicht gepackt in typischer Ausbildung mit Quarzgeröllen bis zu etwa 30 cm Länge. Die hier besonders häufigen, zumeist mehr oder weniger quarzitierten Chalzedongerölle sind oft stark verquarzt, indem sie kreuz und quer, aber auch in bezeichnend gewundener, konzentrischer Weise ganz von Quarzadern und von Stengelquarz durchsetzt sind. Häufig sind in ihnen mit feinsten Bergkriställchen ausgekleidete Hohlräume.

Ob die Großschotter auch nördlich von Hirschau vorhanden sind, konnte ich bisher nicht untersuchen. Auf dem Doggersandstein und Rotliegenden im Osten von Freyung werden sie kaum mehr erhalten sein. Zu prüfen wäre dagegen, ob sie auch im Triasgebiet von Grafenwöhr und Pressat in Richtung auf den Albenreuther Forst vielleicht noch heute eine meridionale Verteilung zeigen.

Folgerungen.

Herkunft der Großschotter.

Schon die Beschränkung der Schotter im Granitvorlande der Blauen Berge auf die Pursrucker Terrasse, ihre im übrigen deutlich lineare Verbreitung und ausgesprochen meridionale Richtung lassen eine Herkunft der Hauptmasse des Materials aus den Blauen Bergen als ausgeschlossen erscheinen. Auch wegen der vorherrschenden Oberflächenneigung des Deckgebirges in alter Zeit von N. nach S. muß ihre Verfrachtung deshalb aus Norden erfolgt sein. Einer Herkunft aus den Blauen Bergen widerspräche auch die starke Abrollung eines großen Teils der Gerölle. Der Umstand ferner, daß dies überall auch für die Chalzedone zutrifft, würde einen etwaigen Einwurf widerlegen, ob nicht die Großschotter ein Abtragungsprodukt von Deckschollen aus Trias und Rotliegendem darstellen, die noch vor der Bildung der Schotter auf oder an den Blauen Bergen gelegen hätten. In diesem Falle wäre außerdem das Fehlen der Schotter im gesamten Vorlande der eigentlichen Blauen Berge schwer verständlich. Des weiteren spricht die sehr starke, einen langen Transportweg voraussetzende Rundung vieler Quarz- und Chalzedongerölle für eine bedeutende Entfernung der Heimat ihrer Muttergesteine, das vollständige Fehlen von kristallinen Schiefnern aber wahrscheinlich für ihre Herkunft aus Horizonten des Deckgebirges.

Für die Quarzgerölle läge unter diesen Umständen eine Abkunft aus dem Albenreuther Riesenkonglomerat des Oberrotliegenden von Erbdorf nahe, dem einzigen mir aus Nordbayern bekannten Gestein, dessen Quarzgeröll in bezug auf Größe und Rundung dem der Großschotter nahe kommt, es in der Größe sogar noch sehr erheblich übertrifft. An das permische Vorkommen erinnern auch die für dieses u. a. besonders charakteristischen durchscheinenden Quarzgerölle, die kreuz und quer von Adern undurchsichtigen, nicht selten stengligen Quarzes durchsetzt sind. Andererseits ist es auffallend, daß in den Freihölser Schottern Gerölle der bräunlich-rotgrauen Zwergauer Quarzschiefer fehlen, die nach GÜMBELS¹⁾ Angabe im Albenreuther Konglomerat massenhaft vorkommen. Es wäre jedoch möglich, daß zur Zeit der Verfrachtung nach Süden anders zusammengesetzte Lagen dieser nach GÜMBEL l. c. S. 674 heute noch fast 300 m mächtigen Bildung abgetragen wurden. Auch ihre absolute Höhenlage, die sich heute im Albenreuther Forst auf 750 m beläuft, stände der obigen Annahme nicht im Wege, wenn man bedenkt, daß der

¹⁾ Fichtelgebirge, S. 666.

alte Talboden bei Weiher auf 517 m gelegen ist und die Entfernung dieser beiden Örtlichkeiten etwa 32 km beträgt. Auf das Kilometer ergäbe dies, allerdings unter der Voraussetzung des heutigen Höhenunterschiedes, ein Gefälle von rund 8 m, das dem offenbar sehr kräftigen Fluß, welcher die Schotter verfrachtete, eine ausreichende Transportkraft verliehen haben würde. Eine andere Annahme des Inhalts, daß die Quarzgerölle aus höheren, längst abgetragenen Horizonten des Rotliegenden auf dem Kohlberger und dem Kaltenbrunner Walde stammten, erschiene mir wegen des Fehlens von greifbaren Anhaltspunkten zu wenig gegenständlich.

Bei der Frage nach der Herkunft der Chalzedonvorkommen tut man vielleicht gut zu unterscheiden zwischen dem oft stark bis vollkommen gerundeten Geröll und den großen Blöcken, deren Geröllnatur nicht unzweifelhaft feststeht. Wenn auch der Chalzedon leichter abgerieben und darum wahrscheinlich schneller gerundet wird als der härtere Gangquarz, darf auch für die Chalzedongerölle eine Herkunft aus ziemlich großer Entfernung als sicher gelten. Nun treten nach GÜMBEL¹⁾ im Keuper dieser Gegend, wahrscheinlich in Äquivalenten des Burgsandsteins, Chalzedonlagen von entsprechender Mächtigkeit (bis 1 m) nur bei Hirschau und Hahnbach auf, wo sie aber heute wegen ihrer verhältnismäßigen Nähe und absoluten Tiefenlage als Lieferanten des Materials der Gerölle nicht in Frage kämen. Dagegen möchte ich es für wahrscheinlich halten, daß diese chalzedonreiche Fazies des (?) Burgsandsteins früher auch in der Grafenwöhrer Mulde, wo ich übrigens in den an die Schwarzen Berge angrenzenden Teilen des Grafenwöhrer Diluviums ziemlich große Chalzedonrollstücke herumliegen sah, und zwar in einer Höhenlage verbreitet war, welche die Verfrachtung auf die alte Pursrucker Terrasse ermöglichte. Vermutlich waren auch zu jener Zeit auf dem Rotliegenden des Kaltenbrunner und Manteler Waldes noch große Teile der allerdings schon im Zenoman und Turon stark abgetragenen Triassandsteine vorhanden, von denen ein großer Teil der Sande, Kiese und keuperartigen Gerölle der Großschotter herrühren dürfte. Was schließlich das Herkunftsgebiet der Chalzedonblöcke betrifft, so könnte man zu der Hypothese greifen, daß auch in der Thanner Trias früher Chalzedonvorkommen von der Art des Hirschauer vorhanden waren. Wie der Granit der Blauen Berge, so wird außerdem auch dieses Triasgebiet einen Teil des Kleinmaterials der Schotter geliefert haben.

Paläogeographische Erwägungen.

Aus der Verteilung der Großschotter scheint sich die Vorstellung zu ergeben, daß ihr größtes und am stärksten abgerolltes Material zu einer Zeit aus der Gegend von Erbdorf und Grafenwöhr über das Granitvorland der Blauen Berge hinweg südwärts verfrachtet wurde, als das heutige Becken von Hirschau-Schnaittenbach und die Grafenwöhrer Mulde noch nicht bestanden, als noch vom Albenreuther Forst oder gar vom Steinwald aus nach Süden eine kräftig abgedachte Aus ebnungsfläche und auf ihr ein starker, zur Urnaab und Urvils paralleler Fluß vorhanden war, dem die Entwässerung des südlichen Fichtelgebirges zufiel. Sein Geröllmaterial wurde unterwegs wesentlich bereichert aus den noch nicht abgetragenen Komplexen des Rotliegenden, des Keupers (vielleicht auch des Juras) und der granitischen Blauen Berge. Ein

¹⁾ Geologie von Bayern, III, S. 762.

solcher Transport müßte wegen der später erfolgten Ausräumung der genannten Hohlformen, die ich schätzungsweise spätestens ins Alttertiär verlegen möchte, etwa in der jüngsten Kreideperiode oder allerhöchstens noch im ältesten Tertiär erfolgt sein. Morphologische Reste des sehr alten Talbodens dieses Flusses sind mir bisher nur auf granitischer Unterlage in Gestalt der Pursrucker Terrasse bekannt geworden. Vielleicht mögen jedoch auch die höchstgelegenen Auflagerungsflächen der Schotter auf Lias und Rätolias im Norden von Paulsdorf und möglicherweise auch angrenzende Teile der Lintacher Platte dazu gehören. In jüngerer geologischer Zeit wurden die Schotter bei der Zerschneidung oder gänzlichen Zerstörung des alten Talbodens aus dieser ursprünglichen Höhenlage zum größten Teil entfernt und mit dem Gehängeschutt allmählich in tiefere Höhenlagen verflößt, wie es im Bereich der Thanner Trias deutlich zu sehen ist. Dabei haben sicherlich auch die kräftigen, im Diluvium erfolgten Niederschläge ebenso wie in der Freihölser Mulde bedeutend mitgewirkt, wo z. B. die Ausbreitung der relativ kleinkalibrigen Schotter auf der Freihölser Terrasse nach OSO. in diesen Zeitraum fallen mag. In der Hauptsache jedoch scheinen mir auch hier die wesentlichen Merkmale in der heutigen Verteilung der Schotter auf frühere Zeiträume zurückzugehen. So fragt es sich, ob nicht Auflagerungsflächen wie die der Schotterlager auf dem Schusterberg, im Höglinger Holz oder auf der breiten Küh-Bühl-Platte in der Zeit vor den Sprüngen und Verbiegungen, denen die Freihölser Mulde vorzugsweise ihre heutige Gestalt verdankt, einen Teil der vorhin angenommenen, jüngst-kretazischen Einebnungsfläche bildeten. Da jedoch die Denudation auch in der Freihölser Mulde seit dem Obermiozän, wie aus der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit der Miozänbildungen in den Schwarzenfelder und Schwandorfer Tertiärbecken und dem Fehlen von grobem Geröll in diesen hervorgeht, von nicht gerade großer Wirkung war, so scheint mir als Zeitraum, wo die Hauptzerstörung der ursprünglichen Auflagerungsfläche stattfand, vorwiegend das Alttertiär in Frage zu kommen. Vielleicht bestand auch eine ursächliche und zeitliche Verknüpfung mit der tertiären Hauptdislokation der Freihölser Mulde, für die ich in Analogie mit den Krustenbewegungen am östlichen Gebirgsrande bei Erzhäuser auch hier an oligozänes Alter¹⁾ denken möchte. In diesem Falle würden die Hauptzerschneidung des Thanner Gewölbes und die in der Freihölser Mulde etwa in das mittlere Tertiär fallen. In der Freihölser Kreidemulde konnte eben, wie diese tertiäre Haupterosionsleistung erkennen zu lassen scheint, wegen der schon damals vorhandenen Tiefenlage des Freihölser Schollengebiets nur eine verhältnismäßig geringe Ausräumung stattfinden. Im ganzen kann ich überhaupt den Eindruck nicht von der Hand weisen, daß im Deckgebirge, soweit es dem Urgebirgsrande benachbart und der Donau tributär war, schon seit alttertiärer Zeit ein bemerkenswert geringer Erosionsbetrag erzielt wurde. Den Grund dafür bildete, wie gesagt, seine geringe Erhebung über den Spiegel der subalpinen Meere und Seen und später die Hochlegung des Donaubetts durch jungtertiäre und fluvioglaziale Aufschüttung, ein Vorgang, der wohl auch eine periodische Zuschüttung des Wellheimer- und des unteren Altmühltals bewirkte.

Bemerkungen über das Ebermannsdorfer Trockental.

Da die Entstehung der Freihölser Mulde in ihrer heutigen Gestalt und die des Fensterbachtals offenbar jünger sind als die ursprüngliche Auflagerung der Groß-

¹⁾ Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, Bd. 46 (1914), S. 142, 143.

schotter, erhebt sich zum Schlusse die Frage, welchen Weg denn der Pursrucker Fluß bei Durchquerung der Freihölser Landschaft eingeschlagen habe. Für eine Südostrichtung bietet die Verteilung der Großschotter keinen ganz befriedigenden Anhalt, zumal die früher genannte Freihölser Schotterzunge erst durch diluviale Verfrachtung entstanden sein dürfte. Ebenso wenig Beweiskraft scheint mir das Vorkommen von wenigen, sehr großen Chalzedongeröllen in der Ortschaft Knölling zu besitzen, das auf Verschleppung durch Menschenhand beruhen kann. Aber auch das Vordringen der Schotter in die Diebiser Mulde giebt keine befriedigende Erklärung, weil es sich nicht weiter südwärts fortsetzt. Dagegen zeigt schon ein Blick auf die Karte, daß sich genau in der Laufrichtung des Pursrucker Flusses und im Süden des mächtigen Schotterlagers auf dem Kühbühl im Albrande bei Ebermannsdorf ein geräumiges Tal öffnet, das sich als eine sehr alte, längst ausgereifte und in ziemlich junger Zeit zum Teil wieder verjüngte Hohlform darstellt, die seit geraumer Zeit zum Trockental wurde. Bildete vielleicht diese zu den schönsten Trockentälern des Frankenjuras zählende Talung, welche drei verschiedene, in genetischer Hinsicht belanglose Wasserfäden aufweist, die gesuchte Fortsetzung? Ich muß gestehen, daß meine diesbezüglichen Untersuchungen bisher ein bejahendes Ergebnis nicht erbrachten, weil die typischen Großschotter vollständig fehlen. Ob dies jedoch immer so war, ob sie nicht bei einem später erfolgten Durchzug von Wassermassen fortgefegt wurden, entzieht sich vorläufig meiner Kenntnis. Dagegen halte ich es für ziemlich sicher, daß uns — wie in Gestalt der Pursrucker Terrasse, so auch in dem Ebermannsdorfer Trockental — ein morphologischer Überrest der sehr alten, im großen südwärts gerichteten Entwässerung erhalten blieb, allerdings mit dem Unterschied, daß die Anlage des Trockentals ebenso wie bei dem Vils-, Naab-, Altmühl-, Pegnitz- und Wiesental mit noch größerer Wahrscheinlichkeit als das Pursrucker-Tal — aber nicht etwa das Fensterbachtal — in die Unterkreide zurückgeht. Nach periodischer Unterbrechung seiner Ausgestaltung durch Zuschüttung mit kretazischen Sedimenten mag es seine Hauptvertiefung im Senon und Danikum und vielleicht noch im Alttertiär erhalten haben. Wann es zum Trockental wurde, ist schwer zu sagen, zumal ein periodisches Steigen des Grundwasserspiegels im Obermiozän und später anzunehmen ist. Wie so manche andere hier berührte Frage, wird auch diese, wie ich hoffe, nach eingehender Durcharbeitung der ziemlich verwickelten geologischen Verhältnisse der Freihölser Kreidemulde Beantwortung finden können.

Abgeschlossen im Oktober 1919.

Inhalts-Übersicht.

| | Seite |
|---|-------|
| Einleitung | 23—24 |
| Beschaffenheit der Schotter | 24—27 |
| Vorkommen und Verbreitung der Großschotter | 27—29 |
| Folgerungen | 29—32 |
| Herkunft der Großschotter | 29—30 |
| Paläogeographische Erwägungen | 30—31 |
| Bemerkungen über das Ebermannsdorfer Trockental | 31—32 |

Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald.

Von

Karl Mieleitner.

(Mit 1 Tafel.)

Das bekannteste Erzvorkommen des Bayerischen Waldes ist die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais, über die mehrere wissenschaftliche Arbeiten vorhanden sind, namentlich die von E. WEINSCHENK (Abhandl. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch., II. Kl., Bd. XXI, Jahr 1901, S. 337). Außerdem gibt es aber noch eine ganze Anzahl anderer Kieslagerstätten im Bayerischen Wald, von denen die in der Schmelz bei Lam 1917 bis 1920 wieder in Betrieb war und dadurch der Untersuchung zugänglich wurde. Bisher ist dieses Erzvorkommen nur ganz unvollkommen beschrieben von M. FLURL (Beschreibung der Gebirge von Bayern u. s. w., München 1792, S. 285 ff.; hier besonders historische Angaben), W. GÜMBEL (Ostbayerisches Grenzgebirge, Gotha 1868, S. 250 u. a.) und E. WEINSCHENK (a. a. O. S. 361).

Geschichtliches.

Diese Kieslagerstätte, jetzt Johanneszeche genannt, wurde gleichzeitig mit der im Silberberg bei Bodenmais im Jahre 1463 eröffnet. Ob schon früher Schürfvorsuche gemacht wurden, ist unbekannt, aber möglich. Zusammen mit der den Herzogen von Bayern-Landshut gehörigen Fürstenzeche im nahe gelegenen Puchet, in der man auf silberhaltigen Bleiglanz und vielleicht auch auf andere Silbererze grub, wurde auch sie anfangs lebhaft betrieben. Es ist sehr wahrscheinlich, daß in der Schmelz wie überhaupt bei allen Kieslagerstätten des Bayerischen Waldes zunächst die Eisenoxyde des wohl ziemlich mächtigen eisernen Hutes gewonnen wurden. Nach deren Abräumung stieß man auf das primäre Erz, in diesem Fall Schwefel- und Magnetkies mit wenig Kupferkies. Das in frischem Zustand oft silberhelle Erz gab durch sein Aussehen Veranlassung zur Annahme, es handle sich um Silber oder doch ein Silbererz und dieses Metall wurde denn auch Jahrhunderte lang in den Kieslagern des Bayerischen Waldes gesucht, natürlich vergebens. Es ist nicht anzunehmen, daß es tatsächlich zu irgendeiner Zeit in größerer Menge gewonnen wurde, etwa aus dem stets recht seltenen Bleiglanz, und der Name Silberberg für die bekannte Stelle bei Bodenmais wurde sicher deshalb von der Bevölkerung gegeben, weil man Silber darin vermutete und nicht, weil man Silber darin fand. Die Folge dieses vergeblichen Suchens nach edlem Metall war, daß alle Betriebe auf den Kieslagerstätten der Gegend allmählich eingingen mit alleiniger Ausnahme von Bodenmais, wo man rechtzeitig das Silberfieber überwunden hatte und die vorhandenen Kiese zu verwenden lernte. Nicht so in der Schmelz, wo insbesondere die Nachbarschaft einer wirklichen Silbergrube, der schon

erwähnten Fürstenzeche (die wie die verwandten Gänge bei Wölsenberg vorwiegend Flußspat als Gangart führt) die Ansicht aufrecht erhielt, es müsse sich auch hier Silber finden lassen. Obwohl nun tatsächlich eine ganz geringe Menge Silber im Erz vorhanden ist, sind doch alle übrigens meist unverbürgten Angaben über Silbergewinnung mit äußerster Vorsicht aufzunehmen. Der Bergbau in der Schmelz wurde wenige Jahre nach seinem Beginn wieder eingestellt und Versuche zur Wiederaufnahme in den nächsten Jahrzehnten waren erfolglos; damals wie bis Ende des 19. Jahrhunderts war die Grube stets Privatbesitz. Um den Bergbau wieder zu beleben, wurde wie Bodenmais so auch Lam am 29. Mai 1522 zur „gefreiten Bergstadt“ nach Muster der St. Annaberger Bergordnung erhoben, aber gleichwohl wurde die Fürstenzeche bald darauf aufgelassen und die Schmelz folgte. Es fehlte nicht an Versuchen, die Schmelz neuerdings in Blüte zu bringen, aber ein nachhaltiger Erfolg blieb ihnen versagt; so denen des Jahres 1591, die gleichwohl nicht unbedeutend gewesen sein müssen, da 1597 der damalige Rentmeister in Straubing berichtet, daß in der Lahmeck (Schmelz) etwa 4000 Kübel gebrochenes Erz vorhanden wären. Während unter der Regierung des für den Bergbau sehr eingekommenen Kurfürsten Maximilian I. nichts geschah, wurden auf Veranlassung des Kurfürsten Max Emanuel seit dem Jahr 1693 namhafte Summen zur Instandsetzung der Johanniszeche geopfert. Diese Versuche scheiterten abermals daran, daß man unbedingt Silber fördern wollte, sowie nebenher auch Kupfer; da nun ersteres, wie erwähnt, so gut wie gar nicht, letzteres nur in sehr geringer Menge vorkommt, man aber offenbar den Schwefelkies und Magnetkies nicht zu verwenden wußte, so war auch dieser Wiederbelebungsversuch von vornherein aussichtslos und 1701 wurden nach bedeutenden Zubeßen die Arbeiten eingestellt. Lange Zeit ruhte der Bergbau in der Schmelz nun ganz. Im Jahre 1760 wurde der noch sichtbare Schacht auf dem Mariahilfberg angelegt und 1784 ausgebaut, aber ebenfalls ohne Erfolg. Erst Mitte des 19. Jahrhunderts wurde der Abbau wieder aufgenommen, in der Schmelz und auch auf dem Mariahilfberg, diesmal auf Pyrit und Magnetkies und zwar eine Zeit lang mit gutem Erfolg; so wurden im Jahre 1866 nach GÜMBEL bei einer Arbeiterzahl von 24 Mann 6793 Zollzentner Erz gefördert (allerdings gegen 24717 Zollzentner in Bodenmais und Unterried, wo zusammen 25 Arbeiter tätig waren). Gleichwohl konnte sich der Betrieb nicht halten und wurde bald wieder eingestellt. Im Jahre 1897 ging die Johanniszeche in staatlichen Besitz über, was aber nur vorübergehende Aufschlußarbeiten zur Folge hatte. Erst die Schwefelsäurennot während des Weltkrieges lenkte die Aufmerksamkeit neuerdings auf die Johanniszeche und nach Vorversuchen in den Jahren 1915 und 1916 kam es im Sommer 1917 zu einem nachhaltigen Bergbau, der bis Juni 1920 andauerte, um nunmehr neuerdings und wahrscheinlich endgültig zum Erliegen zu kommen. In diesen Jahren 1917 bis 1920 wurden insgesamt etwa 2500 Tonnen Erz gefördert, über dessen Natur weiterhin zu sprechen sein wird.

Lage und Nebengestein.

Die Lagerstätte befindet sich am Ende eines Höhenzuges, der am Westabhang des Ossers an der bayerisch-böhmischen Grenze seinen Anfang nimmt und fast genau nach Westen streicht bis zum Lambach, von dem er in einem Knie umflossen wird; unmittelbar an diesem Knie, am westlichsten Ende des Höhenzuges, liegt die Johanneszeche (auch Johanniszeche geschrieben). Die kleinen Ortschaften Vorder-, Hinter-, Ober- und Unterschmelz, sämtlich als Niederlassungen von Bergleuten

entstanden, geben der nächsten Umgebung den Namen „die Schmelz“; Lameck (Lahmeck) wurde der westliche Teil des Höhenzuges genannt, für den sich auf der Generalstabskarte 1:50000 die Bezeichnung „Carl-Höhe“ findet. Die Sohle des Lambachs liegt bei Schmelz ungefähr 600 m über dem Meer, der höchste Punkt der Carl-Höhe ist 744 m; dazwischen befinden sich die Stollen des Bergwerks.

Der ganze Osser wie auch der nach Westen streichende Ausläufer bestehen aus dem sonst im Bayerischen Wald sehr seltenen Glimmerschiefer, der nach Süden zu in Gneis übergeht. Die einzige neuere geologische Karte der Gegend, die auf Originalaufnahmen zurückgeht, ist die von W. GÜMBEL aus den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts im Maßstab 1:100000 (zu der geognostischen Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges, Gotha 1868, gehörig; auf dieses Werk beziehen sich auch die im folgenden angegebenen Seitenzahlen). Fig. 1 gibt das fragliche Gebiet wieder und die Gesteinsgrenzen nach GÜMBEL: südlich des weißen Regens ist „Körnel- und Perlgneis“ vorhanden; vom weißen Regen (auf der Skizze mit W. Regen bezeichnet) bis zu der punktierten Linie steht „Schuppengneis“ an und nördlich der punktierten Linie besteht die ganze Gegend aus Glimmerschiefer. Der Höhenzug ist durch die parallelen gestrichelten Linien angedeutet. Zwischen dem Körnelgneis und dem Glimmerschiefer liegt also eine im Durchschnitt $1\frac{1}{2}$ km breite Zone von Schuppengneis, die bei Lam ihre größte Breite erreicht; nach GÜMBEL macht sie gegen die Schmelz (S. auf der Skizze) einen spornförmigen Vorsprung, der bis unmittelbar an die Erzlagerstätte reicht, weshalb auch der Genannte die Lagerstätte nicht in den eigentlichen Glimmerschiefer, sondern an die Grenze von Gneis und Glimmerschiefer verlegt (S. 250). Das ist aber nicht richtig; bei wiederholten Begehungen des Gebietes konnte der Verfasser feststellen, daß bereits weiter südlich, mindestens bis zu dem mit a bezeichneten Punkt, Glimmerschiefer ansteht, ohne daß Gneis feststellbar wäre; ebenso liegt Baumlager (B.-L.) bereits in Glimmerschiefer. Die Angabe einer genauen Grenze zwischen den beiden Gesteinen wird durch das Fehlen von geeigneten Aufschlüssen sehr erschwert, aber immerhin scheidet der Gneis als Nebengestein des Erzlagers aus und es kommt nur Glimmerschiefer allein in Betracht. Gar nicht erwähnt sind bei GÜMBEL die im ganzen Gebiet nicht seltenen granitischen Durchbrüche, die allerdings meist von geringer Mächtigkeit sind; solche Granitdurchbrüche sind an den mit b und c bezeichneten Stellen deutlich feststellbar, eine große Masse kleiner Granitblöcke, offenbar aus der nächsten Nähe stammend, liegt auf der Straße Lam-Engelhütt (E. der Skizze), In Lam selbst trat 1920 bei einem Hausbau ein Gneis zu Tage, der eine pegmatitische Injektion von Turmalin, Quarz, Andalusit und Sillimanit zeigt, die nur durch Einwirkung eines aus Granit stammenden pneumatolytischen Agens auf den Gneis entstanden sein kann; auch unter den losen Granitstücken der Straße Lam-Engelhütt gibt es solche mit Turmalin und mit grobkörniger, an Pegmatit erinnernder Ausbildung.

Der aus Orthoklas, Quarz und Glimmer bestehende Gneis kommt also nicht in Betracht, nur der **Glimmerschiefer**. Dieser besteht aus Quarz und Glimmer, der meist Muskowit ist; Biotit fehlt vielfach fast ganz, namentlich in unmittelbarer Nähe des Erzlagers. Sonst wird er gelegentlich häufiger, z. B. in dem Aufschluß dicht oberhalb des Johannisschachtes, wo er sogar stellenweise gegen Muskowit überwiegt. Er ist meist ziemlich frisch, seltener zeigt er Umwandlung in Chlorit oder Ausbleichung, den Beginn der Umwandlung in Bauerit. Manchmal ist er mit Muskowit verwachsen, der meistens vorherrscht, völlig frisch ist und parallele Lagen

bildet, die mit Quarz abwechseln. Letzterer kommt teils in kontinuierlichen Lagen, teils in linsenförmigen Aggregaten vor, die aus einem körnigen Gemenge des völlig frischen Minerals bestehen. Diese Parallelstruktur ist stets vorhanden und läßt sich auch in den zahlreichen Falten beobachten. Bisweilen sind die abwechselnden Lagen so fein, daß sich makroskopisch fast nur Muskowit feststellen läßt, meist treten aber auch die Quarzlagen schon für das bloße Auge deutlich hervor, besonders die linsenförmigen Partien, die oft größer werden und Zentimeter, ja Dezimeter dicke Putzen darstellen, die gelegentlich miteinander durch dünne Quarzschnüre verbunden sind, meist aber in den Glimmer auskeilen. Häufig sind einzelne, offenbar schwebend gebildete Muskowitfetzen im Quarz, wogegen dieser kaum jemals in einzelnen Körnern im Glimmer auftritt. Mechanische Einflüsse lassen sich in einer stellenweisen Trübung des Quarzes und Verbiegung der Glimmerindividuen erkennen; auch ist etwa vorhandener Biotit dann meist stärker chloritisiert als sonst.

Quarz und Muskowit bilden die Hauptgemengteile des Glimmerschiefers, wozu noch, lokal ziemlich reichlich, Biotit kommt. Wo dieser vorhanden ist, tritt auch Granat auf und zwar Almandin. Mikroskopisch ist er wohl stets nachzuweisen wenn auch in geringer Menge; dann bildet er einzelne große Kristalle mit schlechter Umgrenzung, aber wie immer frisch. Wo der Biotit häufiger ist, reichert sich auch der Almandin an und tritt in äußerst zahlreichen Individuen auf, teils größeren, undeutlich begrenzten, teils kleinen, meist sehr scharfen Rhombendodekaëdern; stets ist er idiomorph. Die Größe der Kristalle übersteigt nie zwei bis drei Millimeter, auch sind sie dann recht undeutlich, gerundet. Im Erzlager ist der Almandin im allgemeinen selten makroskopisch erkennbar, wogegen er z. B. in dem Aufschluß dicht über dem Johannisschacht sowie am Mariahilfkirchlein allverbreitet ist. Ferner findet sich Turmalin ziemlich reichlich, aber stets in einzelnen mikroskopischen Individuen, die mit ihrer Längsachse parallel zur Schieferung angeordnet sind; im Dünnschliff erscheint er grün mit deutlichem zonarem Aufbau und ist am Querschnitt sowie an seinen optischen Eigenschaften leicht zu erkennen. Mit bloßem Auge ist er nie wahrnehmbar. Endlich tritt noch ein schwarzes, opakes Erz auf, das wohl als Titaneisen anzusprechen ist; es bildet längliche Individuen und hat eine feine Haut von Leukoxen. Pyrit ist im eigentlichen Glimmerschiefer nicht häufig; sehr untergeordnet ist auch der Gehalt an Zirkon, der im Biotit kleine Körner bildet, die von einem pleochroitischen Hof umgeben sind.

Aus diesem Glimmerschiefer besteht der Osser und der ganze Höhenzug, in dem das Erzlager vorkommt. Er ist stets sehr steil aufgerichtet und hat ein Einfallen von 70 bis 90° nach Süden, während das Streichen wechselt. Nach Norden geht er in die Hornblendegesteine des hohen Bogens über, mit denen er, soweit sie geschiefert sind, das steile Einfallen teilt. Westlich und östlich des Erzvorkommens, in der Gegend von Ansdorf, bei Kolmstein und am Osser, sind pneumatolytische Injektionen häufig; sie brachten schwarzen Turmalin in radialstrahligen Partien im Quarz, stets begleitet von Andalusit, oft auch von Sillimanit. Selten findet man diese Mineralien im Glimmerschiefer anstehend, meist nur in Findlingen, über deren Herkunft aber ein Zweifel nicht möglich ist. In der nächsten Umgebung der Schmelz wurden sie übrigens bisher nicht beobachtet.

Das Erz und seine Begleiter.

Innerhalb des Glimmerschiefers tritt nun in der Schmelz ein Erzlager auf, das im Streichen (107° SW.) und Fallen (75 bis 85° nach Süden) völlig mit dem

Nebengestein übereinstimmt; letzteres bleibt an allen Stellen gleich und auch ein Unterschied zwischen Hangendem und Liegendem ist nicht nachweisbar. Der Erzkörper bildet eine mächtige tafelartige Masse von höchstens 4 bis 5 m Dicke, einen eruptiven Lagergang im Gneis. Linse kann man ihn nicht nennen, weil keine Anschwellung in der Mitte festzustellen ist. Die ganze Lagerung ist also sehr einfach, wie man auch aus Fig. 2 und 3 ersehen kann, die der Steiger Herr JOSEPH KLEE, der den Betrieb in der Schmelz 1917 bis 1920 leitete, anzufertigen die Güte hatte. Aus Fig. 3 ergibt sich das steile Einfallen, da die Stollen fast senkrecht untereinander liegen. Das Erz besteht im allgemeinen aus einem innigen Gemenge von Pyrit und Quarz, wozu noch andere, weniger wichtige Mineralien kommen. Der **Schwefelkies** ist für gewöhnlich feinkörnig und frisch, oft bunt angelaufen; auffallend ist im Gegensatz zu dem Bodenmaiser Erz die rauhe Oberfläche der Bruchflächen unter dem Mikroskop, worauf Herr Ingenieur RECHER in Bodenmais den Verfasser aufmerksam machte. Mit Quarz ist er auf das innigste verwachsen und umhüllt die Körner desselben, die das Erz durchsetzen. Fast stets ist der Pyrit derb, nur sehr selten zeigen sich auf winzigen Hohlräumen Ansätze von Kristallen und zwar von Würfeln, die als primäre Bildung zu betrachten sind. Gelegentlich ist er von Sprüngen durchzogen, aber ohne Zeichen von Verwitterung; auch finden sich ganz unvermittelt in völlig frischem Pyrit mikroskopische Partien von kolloidalem Eisenoxyd, die aber durchaus nicht den Eindruck von Verwitterungsprodukten machen, sondern zweifellos gleichzeitige Bildungen sind. Nur ganz selten ist dieses Eisenoxyd häufig, meist sind es ganz vereinzelt, winzige Einschlüsse im Pyrit. Mit den übrigen Sulfiden ist dieser stets verwachsen, besonders dicht mit Magnetkies; Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies, die der Menge nach stets sehr zurücktreten, werden von ihm eingeschlossen, ebenso auch Almandin und Kreittonit. Im allgemeinen bildet er im Gegensatz zum Silberberg bei Bodenmais weitaus das Haupterz und wo er gegenüber dem Magnetkies zurücktritt, ist das eine rein lokale Erscheinung. Im übrigen ist auch der reinste Schwefelkies noch immer von reichlich Quarz durchwachsen. Im allgemeinen selten ist seine Ausbildung als Zellkies, d. h. als Aggregat winziger Kristalle von schlackigem Aussehen; die Aggregate bilden einander durchkreuzende Wände und dadurch entsteht das zellige Gebilde, das besonders leicht verwittert und daher in der Regel mit einem nicht näher bestimmbareren erdigen Mineral bedeckt ist, das sich nach qualitativen Proben als basisches Ferrisulfat feststellen läßt. Selten sind wirkliche Neubildungen von Pyrit, der dann meist gut kristallisiert ist, so besonders in den übrigens nicht zahlreichen Verwitterungsdruzen, wo er in Form von Würfeln und Oktaëdern mit scharfen, glänzenden Flächen neben Limonit, Quarz, Kupferkies, Sphärosiderit und gelegentlich auch Bleiglanz und Thraulit vorkommt. Die größten Kristalle sind Würfel mit einer Kantenlänge von etwa $\frac{1}{2}$ cm, die mit noch zu besprechenden Quarzkristallen einmal auftraten.

Das nächstwichtigste Sulfid ist der **Magnetkies**, der immerhin nur eine beschränkte Bedeutung gegenüber dem Pyrit besitzt. Er begleitet diesen ganz allgemein, aber nur in geringer Menge; erst wenn der Pyrit in großen Massen vorkommt, reichert sich in ungefähr gleichem Verhältnis der Magnetkies an, so besonders an den erzeichsten Stellen des ganzen Lagers, auf 4 m über Rudolfstollen 60 m gegen Ost, wo im Frühjahr 1919 die reichsten Anbrüche abgebaut wurden; hier stellen sich auch die übrigen sonst seltenen Mineralien am zahlreichsten ein. Im Gegensatz zu dem Bodenmaiser Vorkommen fehlt blättriger Magnetkies fast ganz, während

der körnige, wenigstens in geringer Menge, den Pyrit zumeist begleitet. Er ist mit ihm innig verwachsen und zeigt nie Spuren von Kristallisation oder Spaltbarkeit; auch mit Biotit, Chlorit, Quarz, Cordierit und Zinkspinell ist er eng verwachsen, teils indem er Trümmer dieser Mineralien umhüllt, teils als Einschluß in ihnen. Im allgemeinen ist der Magnetkies völlig frisch, nur an wenigen Stellen ist er durch Verwitterung zerstört unter Neubildung von Limonit und kristallisiertem Pyrit sowie Sphärosiderit.

Kupferkies scheint bei makroskopischer Betrachtung der Erzstufen verbreitet zu sein, doch ergaben die Erzanalysen stets einen Gehalt von weniger als 1% Kupfer, der indes gleichwohl ausgebeutet wurde. In größerer Menge kam er nur an den erzreichsten Stellen 4 m über Rudolf-Stollen vor, stets untergeordnet gegen Pyrit und selbst gegen Magnetkies; nur an wenigen Stellen bildete er mit letzterem das (lokal) vorherrschende Erz. Im Dünnschliff ist er viel seltener, als man nach dem Aussehen der Stufen erwarten sollte, und dann kommt er nur in nicht begrenzten kleinen Partien vor; ob er, wie nach WEINSCHENK in Bodenmais, die letzte Ausfüllung zwischen den Erzen ist, läßt sich mit Sicherheit nicht feststellen, ist aber möglich. In den Verwitterungsdrusen tritt er oft als Neubildung in winzigen, aber scharfen sphenoidischen Kristallen auf, die, wie auch das Erz, häufig bunt angelaufen sind. Umwandlung ist keine zu beobachten.

Bleiglanz ist in der Schmelz ein seltenes Erz. Makroskopisch erkennbar ist er stets körnig bis kristallinisch, primär nie kristallisiert; er begleitet die anderen Sulfide, besonders den Pyrit, mit dem er gelegentlich Schnüre und Adern in Quarz bildet. Wahrscheinlich handelt es sich hier aber um eine hydrothermale Neubildung, da auch der Glimmerschiefer ganz in Chloritschiefer umgewandelt ist und das Aussehen des Quarzes ebenfalls dafür spricht. Im Dünnschliff ist er ein seltener Begleiter von Pyrit und Zinkblende, die ihn regelmäßig umhüllen; er ist stets derb, ohne Spuren von Kristallisation. Dagegen wurden einmal auf verwittertem Pyrit neben derben Partien auch winzige, neugebildete Würfel beobachtet. Die größten Mengen von Bleiglanz lieferte das reiche Erz von 4 m über Rudolfstollen, doch nie in ausbeutbarer Menge, wie denn überhaupt das relative Verhältnis der Sulfide stets etwa das gleiche ist und nur durch den allgemeinen Erzreichtum an der erwähnten Stelle auch die selteneren Bestandteile häufiger wurden.

Zinkblende endlich ist das seltenste Sulfid der Schmelz. Makroskopisch kam sie nur auf dem Corbinian-Stollen am Ostende vor in schwarzbraunen, körnigen Aggregaten mit den anderen Erzen und ihr Auftreten soll nach Ansicht der älteren Bergleute das Ende des Erzes anzeigen; um eine Regel handelt es sich aber nicht, da sie sich überhaupt nur an der einen Stelle in wahrnehmbarer Menge einstellte. Sonst läßt sie sich nur im Dünnschliff beobachten und zwar stets derb, in innigem Gemenge mit Bleiglanz (der sie meist umhüllt), Magnetkies und Pyrit; auch Quarz und Kreittonit schließt sie gelegentlich ein. Sie ist stets derb und sehr eisenreich, worauf ihre schwarzbraune Farbe hindeutet.

Außer diesen Sulfiden kommen noch folgende Mineralien als Begleiter des Erzes vor: In erster Linie **Quarz**, der an Menge alle anderen überwiegt. Von dem Quarz des Glimmerschiefers unterscheidet er sich vor allem durch die Größe der Individuen, die meist Linsen von mehreren Zentimetern oder Dezimetern Länge und Dicke sind, wie sie im unmittelbaren Nebengestein des Lagers gänzlich fehlen. Diese Linsen sind meist von Erz eingeschlossen, oft auch von Adern desselben durchsetzt. Der Quarz ist in diesem Fall anscheinend durch mechanische Vorgänge

zertrümmert und auf den Spalten setzte sich das Erz ab. Im allgemeinen bilden feinkörniger Quarz und Erz, d. h. vorherrschend Pyrit mit wenig Magnetkies und noch weniger Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende, ein so inniges Gemenge, daß die Auflösung nur im Dünnschliff möglich ist; nie fehlt der Quarz dem Erz und umgekehrt ist jede Anreicherung von Quarz auch von Sulfiden begleitet. Eine Altersfolge läßt sich kaum geben, da bald der Quarz die Sulfide, bald diese den Quarz umhüllen. Wo letzteres der Fall ist, lassen sich einzelne Körner als gerundete hexagonale Prismen bzw. als Querschnitte durch solche deuten. Die Korngröße wechselt im gleichen Schliff oft sehr. Obwohl der Quarz meist frisch ist, zeigt er doch manchmal eine leichte Trübung. Sehr selten tritt der Quarz gegen die anderen Bestandteile zurück, namentlich wenn sich Cordierit und Orthoklas reichlicher einstellen. Dieser stets derbe Quarz ist zweifellos zugleich mit dem Erz in den Glimmerschiefer eingedrungen (s. u.) und erlitt nun ganz gelegentlich nachträgliche Veränderungen; so konnten in einem Fall langprismatische Kristalle (Prisma mit den Rhomboëdern) beobachtet werden, die ebenso wie mitvorkommende große Pyritwürfel sicher sekundäre oder doch nicht mit dem erwähnten derben Quarz gleichzeitige Bildungen sind (s. u.). Sicher Neubildungen sind die winzigen, einfachen Quarzkristalle, die manchmal in großer Anzahl in den Verwitterungsdrusen sitzen.

Der Quarz ist das einzige Mineral, das die Sulfide stets begleitet, alle anderen sind dagegen nur lokal wichtig: So zunächst der **Cordierit**, der nur an den reichen Stellen 4 m über Rudolf-Stollen vorkommt. Er wird von Erz und Quarz, seltener von Orthoklas begleitet und tritt meist in dichtem, derbem Gemenge mit Quarz, Magnetkies und Pyrit auf. Oft ist er ganz frisch und zeigt die bekannten lebhaften Farben nach den verschiedenen Richtungen. Kristalle sind seltener und meist nicht ringsum ausgebildet; ihre Größe schwankt von 2 bis etwa 7 cm Länge und entsprechender Dicke. Es sind Kombinationen von (110), (010) und (001); selten sind auch (011) und (112) erkennbar. Zum Messen sind die Kristalle nicht geeignet. Einigemal traten Bruchstücke sehr großer, aber nicht ausgebildeter Kristalle auf. Ganz frische Partien von Cordierit sind nicht selten, meistens ist aber eine wenigstens teilweise Zersetzung zu **Pinit** erkennbar. Die Kristalle sind meist nicht ganz in dieses Gemenge glimmerähnlicher Substanzen umgewandelt, in der Regel ist der Kern noch frisch, die Umwandlung oft sogar auf eine ganz dünne Schicht beschränkt. In diesem Fall ist es klar, daß die Zersetzung von außen her begann. Oft sind aber mitten in ganz frischen Kristallen bzw. Kristallpartien Glimmerblättchen eingewachsen, die durchaus nicht den Eindruck von Zersetzungsprodukten machen; der Cordierit ist vielmehr hier um vorher gebildeten Glimmer weitergewachsen, wie auch aus der ganzen unregelmäßigen Lage dieser Glimmerblättchen hervorgeht. Es ist dies übrigens nicht verwunderlich, da der Cordierit auch Erz u. s. w. umwachsen hat. Sonderbar ist dagegen die auch sonst (z. B. in Bodenmais von WEINSCHENK) beobachtete Tatsache, daß dicht neben völlig frischem Cordierit teilweise oder ganz zu Pinit zersetzter vorkommt und daß in der Art des Auftretens nicht der geringste Unterschied zwischen dem frischen und dem zersetzten Mineral feststellbar ist. Eine normale Zersetzung anzunehmen ist hier unmöglich, um so mehr, als völlig in Pinit umgewandelte Cordieritkristalle gelegentlich derart in Quarz eingewachsen vorkommen, daß ein Eindringen von Atmosphärien unmöglich ist. Es ist auch nicht wohl anzunehmen, daß die Umwandlung bereits vor der Umhüllung mit Quarz erfolgte, schon deshalb, weil es sich wenigstens zum Teil um allseitig ausgebildete, sicher schwebend im Quarz gebildete Kristalle handelt.

Die Ursache für die Umwandlung in Pinit ist daher vielleicht überhaupt nicht in späteren (sekundären) Vorgängen zu suchen, sondern bereits primär im Cordierit vorhanden. Bei der großen Kompliziertheit des Cordieritmoleküls läßt sich wohl denken, daß gewisse Spannungszustände im Innern vorhanden sind bzw. das Bestreben einzelner Atomgruppen sich in andere, stabilere oder einfachere Moleküle umzulagern und es erscheint nicht ausgeschlossen, daß die Umwandlung des Cordierits, wenigstens soweit sie unter Ausschluß der Atmosphären erfolgt, in einem solchen gewissermaßen freiwilligen Zerfall ihre Ursache hat; ausgelöst kann der Zerfall durch irgend einen Vorgang werden, dessen Wirkung sich rein physikalisch durch das den Cordierit einschließende Mineral durchsetzt, so durch Erwärmung oder Druck infolge geologischer Vorgänge. Was bei der Umwandlung in Pinit eigentlich entsteht, ist mit Sicherheit nicht bekannt, nur daß es sich im wesentlichen um ein Gemenge von Glimmermineralien handelt, wobei aber kaolin-ähnliche Körper ebenfalls eine Rolle spielen. Diese Theorie des freiwilligen bzw. ohne chemische Einwirkung erfolgten Zerfalls des Cordierits ist vorläufig eine reine Hypothese, die aber immerhin sowohl vom chemischen Standpunkt aus möglich ist wie auch geeignet wäre, das Nebeneinanderbestehen von frischem, teilweise und ganz umgewandeltem Cordierit zu erklären, weil es wohl denkbar ist, daß die Spannung bzw. das Umwandlungsbestreben in zwei nebeneinander vorkommenden Kristallen, ja sogar an verschiedenen Stellen im gleichen Kristall verschieden ist und daher in verschiedenem Grade stattfindet bzw. unterbleibt. Im Dünnschliff zeigt der Cordierit vielfach die charakteristische Zwillingsstreifung sowie Einschlüsse von Zirkon, die von einem pleochroitischen Hof mit den bekannten Eigenschaften umgeben sind. Meist ist er ganz oder teilweise in Pinit umgewandelt, wobei sich feststellen läßt, daß die Zersetzung vielfach nicht am Rand, sondern mitten im frischen Cordierit beginnt; das stärkere Hervortreten von Spalttrissen an den in Umwandlung befindlichen Individuen ist vielleicht auf gleichzeitig einwirkende mechanische Kräfte zurückzuführen.

Feldspäte: Wo das Erz in größerer Menge auftritt, wird es auch von Feldspäten begleitet und zwar überwiegt der Menge nach **Orthoklas**. Makroskopisch bildet er große oder kleine, sehr undeutliche Individuen, auf deren Bruchflächen man gelegentlich Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz feststellen kann. Quarz, Glimmer und Sulfide begleiten ihn stets, namentlich letztere werden von ihm eingeschlossen. Seine Farbe ist bräunlich bis grünlich und ähnelt dann der des bekannten „höflichen“ Gesteins von Bodenmais. Im Dünnschliff bildet er ein inniges Gemenge mit in Chlorit umgewandeltem Biotit und Pyrit und ist seinerseits randlich meist in ein dichtes Serizitaggregat zersetzt; die frischen Stellen zeigen die Spaltbarkeit nach der Basis und die Zwillingsbildung nach (100). Noch seltener ist Plagioklas und zwar **Andesin**; makroskopisch tritt er nur in wenigen Kristallen auf, gemengt mit Quarz und Erz und sofort kenntlich an der Zwillingslamellierung. Die Farbe ist die gleiche wie beim Orthoklas. An einem guten Kristall wurden folgende Formen beobachtet: (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (001), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}11$). Im Dünnschliff bildet er oft Körner im Erz, die teilweise zersetzt, teilweise auch mit primärem Muskowit durchwachsen sind. Beide Feldspäte sind auf die erreiche Stelle 4 m über Rudolf-Stollen beschränkt.

Glimmer: Von den Glimmermineralien ist zunächst der **Muskowit** als Begleiter des Erzes sehr selten und wohl stets aus dem Nebengestein hergekommen. In keinem Fall läßt sich primärer Muskowit mit Sicherheit im Erz und seinen Begleitern fest-

stellen, abgesehen von einigen Schuppen, die Feldspat, Quarz u. s. w. durchsetzen, aber wohl ebenfalls aus dem umgebenden Glimmerschiefer herkommen. Das gleiche gilt wohl für die in manchen Cordieriten eingeschlossenen Blättchen, deren Zugehörigkeit zum Muskowit außerdem fraglich ist. Häufiger ist das Umwandlungsprodukt **Serizit**, der namentlich die Randzonen der Feldspäte zusammensetzt.

Biotit ist als Begleiter des Erzes sehr viel häufiger, ja er verdrängt den Muskowit meist ganz. Dabei lassen sich zweierlei Arten des Vorkommens unterscheiden: das eine Mal ist er eine zweifellos mit dem Erz und den übrigen Mineralien gleichalterige Bildung und stellt dichte Gemenge mit den Sulfiden, Quarz u. s. w. dar; dann ist er meistens in Chlorit umgewandelt und nur selten frisch, stammt aber sicher nicht aus dem Nebengestein. Er enthält Einschlüsse von Pyrit, Magnetkies und Zirkon, letztere mit pleochroitischen Höfen. Davon etwas verschieden erscheint das Vorkommen an der Grenze von Erz und Glimmerschiefer; letzterer enthält, wie erwähnt, im Erzlager fast nur Muskowit und nur an den Stellen, wo der Glimmer das Erz berührt, ist es regelmäßig Biotit. Daß dieser Biotit mit dem Erz kam und daher mit dem an erster Stelle erwähnten identisch ist, ist sehr unwahrscheinlich, da er seinem ganzen Auftreten nach zum Schiefer und nicht zum Erz gehört. Auffallend ist nun die Erscheinung, daß unmittelbar am Erz fast stets (Ausnahmen sind äußerst selten) Biotit an die Stelle von Muskowit tritt und diese Tatsache läßt sich wohl nur dadurch erklären, daß dieser Biotit durch die Einwirkung des eindringenden Erzes neugebildet wurde. Wie unten gezeigt wird, ist die Zufuhr des Erzes und der mit ihm vorkommenden Mineralien in schmelzflüssigem Zustand anzunehmen und es muß sich dabei der dem Erz zunächst liegende Muskowit in Biotit umgewandelt haben, wobei der Muskowit Aluminium und Wasserstoff abgab und dafür Eisen aufnahm. Eine solche Umwandlung von Muskowit in Biotit wurde zwar anscheinend bisher noch nicht beschrieben, ist aber gleichwohl hier zur Erklärung der geschilderten auffälligen Tatsache anzunehmen. Die Verwachsung von Erz und Biotit ist meist sehr innig, so daß von Biotitindividuen einzelne pseudopodienartige Fortsätze in das Sulfid eindringen können und umgekehrt.

Sehr häufig ist der Biotit in **Chlorit** umgewandelt, mit dem er unter dem Mikroskop aufs engste verwachsen ist; nach den Interferenzfarben liegt meist Pennin vor, der zum Teil prächtige radialstrahlige Aggregate bildet. Makroskopisch ist er meist auf Stellen beschränkt, die sicher Neubildungen hydrothermalen Natur sind; dann tritt er in schuppigen Aggregaten recht reichlich auf, mit neugebildetem Quarz und Pyrit sowie auch Granat, an dem aber keine Umwandlung erkennbar ist.

Der **Granat** ist im eigentlichen Erz unter dem Mikroskop selten, meist in gut ausgebildeten, sehr kleinen Rhombendodekaëdern, die oft ganz von Pyrit umhüllt sind. Er beschränkt sich im allgemeinen auf die randlichen Zonen; makroskopisch sichtbar ist er außer im Nebengestein nur einmal auf einer Stufe, die den umhüllenden Chlorit als Neubildung trägt; der Granat ist frisch und stammt wohl aus zerstörtem Glimmerschiefer.

Wichtiger ist der **Kreittonit (Zinkspinell)**, an seiner grünen Farbe unter dem Mikroskop und der optischen Isotropie leicht zu erkennen. Makroskopisch gehört er zu den Seltenheiten und bildet nur winzige, oktaëdrische Kristalle. Die Korngröße wechselt sehr im gleichen Schliff, wobei die kleineren Individuen scharf begrenzt sind. Er tritt besonders in den Grenzzonen gegen den Glimmerschiefer auf, ohne jedoch in diesen einzudringen; begleitet wird er hauptsächlich von Zinkblende und auch von Granat, ist aber auch mit Biotit und Hypersthen verwachsen und von Erz eingeschlossen.

Nur mikroskopisch feststellbar sind im Erz noch: **Hypersthen**, lediglich in einem Schliff in geringer Menge und stets in ganz kleinen Individuen. Er ist manchmal vom Erz eingeschlossen. In einem Fall tritt er zwischen Kreittonit und Biotit auf, im allgemeinen mehr gegen die Randzone zu.

Zirkon kommt im Biotit des Glimmerschiefers sowie des Erzes und im Cordierit mit den bekannten pleochroitischen Höfen vor, sonst ohne dieselben in winzigen Körnern als Einschluß in anderen Mineralien; irgend etwas Besonderes zeigt er nicht.

Apatit gleicht ihm im allgemeinen im Vorkommen, ist aber noch seltener; nur zweimal konnte er auch makroskopisch beobachtet werden und zwar wurden zwei einzelne in Erz eingehüllte, sehr scharfe Kristalle (Prisma und Pyramide) von etwa $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser und doppelter Länge festgestellt, die nur wenig durch Erzeinschlüsse getrübt waren.

Titanit wurde nur ein einziges Mal aufgefunden, ein großes Korn mit Pyrit, Biotit und Kreittonit, ohne deutliche Begrenzung, aber optisch sicher bestimmbar.

Magnetit ist im Erz selten und kommt nur in ganz geringen Mengen vor, ebenso **Titaneisen**. Im Pyrit und auch sonst finden sich manchmal kleine Partien von kolloidalem (optisch isotropem) **Eisenoxyd** bzw. **Eisenhydroxyd**, die nur ganz lokal häufiger werden; stets machen sie durchaus den Eindruck primärer Bildungen, wenigstens im Pyrit, wogegen ein Vorkommen mit Biotit vielleicht auf Verwitterung desselben zurückzuführen ist.

Ein sekundäres Produkt ist endlich der **Siderit**, der als traubige Neubildung (Sphärosiderit) an zersetzten Stellen im Erz auftritt und auch einmal einen feinen Überzug auf Chlorit und Quarz bildet. Kristallform zeigen die graugrünlichen Aggregate nie, doch ist er chemisch bestimmbar.

Ebenfalls ein Verwitterungsprodukt ist der sehr seltene **Vivianit**, der als Neubildung auf zersetztem Erz auftritt; er ist kristallisiert, aber ohne deutliche Formen und stets tiefblau gefärbt; (010), (110) und (111) sind erkennbar. Nur derb bzw. in kolloidalem Zustand und nur einmal konnte auch **Thraulit** beobachtet werden, jenes in Bodenmais häufige wasserhaltige Eisensilikat, das sich unter nicht näher bekannten Umständen aus Sulfiden und Kieselsäure enthaltenden Mineralien bildet. Für ein normales Verwitterungsprodukt ist das Mineral zu selten, doch läßt sich über seine Entstehungsbedingungen nichts sagen, als daß es mit Verbindungen vorkommt, die durch atmosphärische Verwitterung entstehen. Vielleicht bedarf es ganz besonderer Verhältnisse, um ein Zusammentreten des stets vorhandenen Eisenhydroxydes mit der gelösten Kieselsäure zu verursachen. Als Verwitterungsprodukt von Zellkies tritt endlich ein nicht näher bestimmbares basisches Ferrisulfat als ockergelber, erdiger Überzug auf, das man in Bodenmais als **Vitriolocker** bezeichnet hat und dessen Zusammensetzung und Eigenschaften nicht genauer anzugeben sind. Das häufigste Verwitterungsprodukt der Eisenerze endlich ist **Limonit**, der mit dem oben erwähnten, nur im Dünnschliff wahrnehmbaren kolloidalen Eisenoxyd bzw. Eisenhydroxyd nichts zu tun hat. Er entsteht bei normaler Verwitterung von Pyrit, Magnetkies und Kupferkies in Gestalt brauner, amorpher Überzüge und runderlicher Gebilde und stellt stets den Hauptbestandteil der mehrfach erwähnten Verwitterungsdrusen dar; kristallinisch wurde er nicht beobachtet.

Außer dem normalen, oben geschilderten Glimmerschiefer kommt im Erzlager auch noch eine Art vor, die man als sehr glimmerarmen Schiefer bezeichnen muß. Er besteht weitaus vorherrschend aus einem körnigen Gemenge von Quarz, in das

mit ausgezeichneter Parallelstruktur der Muskowit eingebettet ist und enthält daneben noch ziemlich reichlich grünblaue Körner von Kreittonit sowie Pyrit, die der Anordnung des Glimmers folgen. Turmalin fehlt hier wie auch im eigentlichen Erz gänzlich. Dieser makroskopisch fast weiße Schiefer bildet 2 bis 3 cm breite Lagen im geschieferten Erz und mit Erz imprägnierten normalen Glimmerschiefer, von denen er sich durch das Fehlen von Granat und Biotit besonders unterscheidet. Es handelt sich um eine aplitische Ausbildung des Glimmerschiefers mit starkem Überwiegen von Quarz; im erzfreien Glimmerschiefer wurden solche Bänder nicht beobachtet, nur an einigen Stellen im Erzlager selbst. Das Fehlen von Turmalin und die ziemlich reichliche Menge von Kreittonit beweisen, daß eine Neubildung vorliegt, die mit dem Erz gleichzeitig ist und nicht schon dem ursprünglichen Glimmerschiefer angehörte. Diese Bänder treten nur an Stellen auf, wo sich Kreittonit sehr reichlich auch im Erz ansiedelte, so daß er mit bloßem Auge sichtbar ist, was sonst fast nie der Fall ist; auch sind in der unmittelbaren Nachbarschaft der hellen Bänder im Erz und im Glimmerschiefer die dunklen Bestandteile, namentlich Biotit und Granat, reichlicher vertreten als sonst, ohne aber irgendwie in die Bänder selbst einzudringen. In der Lagerung, Faltung u.s.w. schließen sich diese aufs engste an das umgebende Erz und den Glimmerschiefer an.

Das **Fördererz** ist, wie schon gesagt, stets ein inniges Gemenge von Sulfiden, vorherrschend Pyrit, mit Quarz und daher technisch nicht sehr hochwertig. Nach den vom Bergamt Bodenmais freundlichst mitgeteilten Analysen beträgt der Rückstand (fast nur Quarz) im allgemeinen 30 bis 35 Gewichtsprozent, schwankt aber von etwa 27 bis gegen 42%. Das Verhältnis Eisen zu Schwefel wird durch die Menge des beigemengten Magnetkieses bedingt; der Eisengehalt beträgt im allgemeinen rund 30%, eher etwas weniger als mehr, wogegen der allein technisch wichtige Gehalt an Schwefel kaum je 30% erreicht und im allgemeinen 25% nicht übersteigt; einige Analysen, die im Laboratorium der staatlichen Luitpoldhütte bei Amberg ausgeführt wurden, seien angegeben; sie wurden an Proben gemacht, die vor Ort genommen waren:

| Schwefel | Eisen | Rückstand |
|----------|-------|-----------|
| 27,85 | 29,62 | 32,56 |
| 29,50 | 30,55 | 33,22 |
| 28,60 | 32,18 | 29,70 |
| 26,70 | 33,92 | 29,84 |
| 23,22 | 24,34 | 41,36 |
| 23,97 | 29,16 | 38,08 |
| 23,00 | 31,67 | 35,00 |

Die Anzahl der Analysen mit weniger als 25% S ist aber weit größer als die derjenigen mit mehr als 25% S. Die vollständige, von der gleichen Stelle ausgeführte Analyse einer Erzprobe ergab:

| | |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| 27,67 % Fe | 1,58 % MgO |
| 36,59 „ Rückstand (siehe unten) | 0,64 „ H ₂ O |
| 25,00 „ S | 3,90 „ Al ₂ O ₃ |
| 0,94 „ ZnO | 0,057 „ P |
| 0,13 „ Mn | 0,27 „ Cu |
| 0,38 „ CaO | |

dazu Spuren (unter 0,1%) von Ba, Pb, Ti und Ni. Der Rückstand verteilt sich auf 32,2% SiO₂; 2,7% Al₂O₃; 0,32% CaO; 0,20% MgO; 0,20% Fe + Mn; nicht bestimmbare Mengen von Alkalien.

Daraus läßt sich ersehen, daß die Sulfide sehr rein sind und insbesondere der Magnetkies nur einen ganz verschwindenden Gehalt an Nickel aufweist. Der

geringe Kupfergehalt ist auffallend, bleibt aber stets so niedrig; Al_2O_3 und MgO dürften wohl fast ganz aus beigemengtem Biotit herkommen.

Wie erwähnt, bildet das Erz im allgemeinen eine tafel- oder plattenartige Masse von 4—5 m Mächtigkeit, die bei einem Streichen von 107° S.—W. unter 75 — 85° nach Süd einfällt, also fast saiger steht. Die Skizzen 2 und 3 erläutern die Lage. Die Hauptmasse des Erzes liegt östlich vom Johanneschacht; westlich davon keilt es bald aus, ebenso nach oben, wo es an keiner Stelle zu Tage austreicht. Seine Hauptmächtigkeit erreicht es 4 m über Rudolf-Stollen 60 m nach Ost und hier allein kamen auch die nichtsulfidischen Mineralien in einiger Menge vor. Die Qualität ist im allgemeinen gering, so daß nach Abbau dieser reichen Stellen der Betrieb aufgegeben werden mußte, obwohl ein eigentliches Auskeilen des Lagers weder nach unten noch nach Osten festgestellt ist. Es ist vielmehr anzunehmen, daß diese tafelförmige Erzmasse nach beiden Richtungen hin sich weiter erstreckt. Beim Mariahilfkirchlein, etwas über einen Kilometer ostwärts, befindet sich ein jetzt ersoffener Schacht, in dem das Erz nach Art des Vorkommens, Streichen und Fallen (nach den Angaben aus den sechziger Jahren, wo hier gebaut wurde) sehr wohl die Fortsetzung desjenigen in der Johanniszee sein könnte. Es kam Pyrit und Magnetkies vor, sonst ist nichts weiter bekannt.

Die Entstehung der Kieslagerstätten im Bayerischen Wald wird von E. WEINSCHEK (a. a. O. S. 405) auf Injektion eines sulfidischen Schmelzflusses in das Nebengestein zurückgeführt. Für diese Ansicht sprechen in der Schmelz zahlreiche Erscheinungen, insbesondere auch das Fehlen aller Anzeichen von wässrigen Absätzen (wenn man von ganz untergeordneten, sicher sekundären Bildungen absieht); insbesondere die Grenze Erz-Glimmerschiefer zeigt ein derartiges Ineinandergreifen der Bestandteile, wie es nur durch schmelzflüssige Injektion zu erklären ist. Hierher gehört auch die Erscheinung, daß der Muskowit unmittelbar am Erz in Biotit umgewandelt ist, was nur durch Erzzufuhr aus einem schmelzflüssigen Magma möglich ist und das erwähnte, bisweilen pseudopodienartige Ineinandergreifen von Biotit aus dem Nebengestein und von Erz. Zugleich mit dem Erz müssen unbedingt auch die dem Nebengestein fremden, nur im Erz vorkommenden Mineralien Orthoklas, Plagioklas, Cordierit, Kreittonit, Hypersthen und Apatit eingedrungen sein, sowie mindestens ein Teil des Biotits, Granates und Quarzes. Es ist äußerst unwahrscheinlich, daß ihre Bestandteile aus dem Nebengestein herkommen, das gerade in der Umgebung des Erzlagers an Biotit recht arm ist; es müßte geradezu eine Auswahl von Bestandteilen stattgefunden haben, namentlich eine besonders reichliche Aufnahme von Eisen und Magnesium und eine solche sowie die ganze Umwandlung zu den genannten, dem Nebengestein auf weite Erstreckung gänzlich fremden Mineralien ist sehr unwahrscheinlich. Viel näher liegt es anzunehmen, daß der eindringende Schmelzfluß zum weitaus vorherrschenden Teil aus Sulfiden bestand, daneben aber geringe Mengen von Al_2O_3 , K_2O , MgO u.s.w. enthielt, die sich, teilweise unter Aufnahme von Eisen und Zink, mit dem reichlich vorhandenen Quarz an einigen Stellen (namentlich 4 m über Rudolf-Stollen, 60 m Ost) zu Silikaten verbanden. Nur Quarz war in größeren Massen da, sicher ebenfalls mit dem Erz eingedrungen, nicht aus dem Nebengestein adsorbiert. Der eindringende Schmelzfluß war offenbar sehr arm an chemisch aktiven Gasen und außer dem sehr seltenen Apatit ist kein Mineral vorhanden, das unter ihrer Mitwirkung entstanden wäre. Demzufolge dürfte auch die Einwirkung auf das Nebengestein keine allzugroße gewesen sein; in der Tat lassen sich stärkere Kontaktwirkungen im Glimmerschiefer

nicht beobachten. Sicher erst zur Zeit dieser Injektion entstanden sind die an einigen Stellen vorhandenen erwähnten aplitischen Bänder, wie deren reichlicher Gehalt an Kreittonit beweist; ob ihr übriges Material ebenfalls aus dem injizierten Schmelzfluß stammt, ist ungewiß, aber sehr unwahrscheinlich. Vermutlich entstanden sie aus Material des Glimmerschiefers, der durch den Kontakt mit den Sulfiden so hoch erhitzt worden war, daß eine Trennung seiner Bestandteile eintreten konnte, die denn auch stattfand. Woher das sulfidische Magma kam, ist unbekannt; derartige Kiesinjektionen sind aber im ganzen Bayerischen Wald so weit verbreitet, daß sie sich überhaupt nicht lokal erklären lassen. Es handelt sich offenbar um ein abyssisches Spaltungsprodukt, das höchst wahrscheinlich im Gefolge der Granit-eruptionen auftrat und keine Abhängigkeit vom Nebengestein in seiner Zusammensetzung zeigt. Die Form ist dagegen in hohem Maße durch dasselbe bedingt. Bei Lam konnten die Sulfide mit großer Leichtigkeit in die Schichten des Glimmerschiefers eindringen und den tafelförmigen Erzkörper bilden; dieser ist im großen ganzen eine einheitliche Masse, die sich nur an einer Stelle teilt, aber bald wieder vereinigt und so eine mäßig große Schieferscholle einschließt. Am Rande drangen die Kiese in den aufgelockerten Glimmerschiefer ein und bilden bisweilen ungemein dünne, blattartige Lagen, die durch ebensolche von Glimmerschiefer getrennt sind. Sekundär erfolgte dann erst die Aufrichtung des ganzen Glimmerschieferkomplexes mit dem Erz, wobei namentlich an den dünnen abwechselnden Schichten eine Faltung verbunden war, die die Erzlagen zum Teil zerriß, aber doch so, daß sich ihr Verlauf noch verfolgen läßt. Auch die aplitischen Bänder lassen in vorzüglicher Weise diese Faltung erkennen. Vielleicht damit verbunden, vielleicht aber auch schon älter, als Abklingen der Injektion aufzufassen, sind die geringen Anzeichen hydrothermalen Tätigkeit. Da eigentliche Drusen primär gänzlich fehlen, konnten schon aus diesem Grunde Gewässer nicht stark zirkulieren. Immerhin ist ihnen eine an ein paar Stellen zu beobachtende Chloritisierung des Biotits in reichlichem Maße zuzuschreiben, ebenso die Bildung der wenigen, prismatischen Quarzkristalle und solcher von Pyrit. Eine eigentliche Verwitterungszone war sicher vorhanden und lieferte Limonit, der ursprünglich abgebaut wurde. Jetzt ist sie verschwunden. Die in den alten Bauen zirkulierenden Tagewässer zerstörten an manchen Stellen den Glimmerschiefer in einer Stärke von 10 bis 20 cm und wandelten ihn in ein tonig-mulmiges Gemenge um; dabei waren besonders die aus den Sulfiden entstehenden Säuren wirksam. Diese Umwandlung ist nur da vorhanden, wo Oberflächenwasser längere Jahre Zutritt hatte. Ferner enthält das Erz gelegentlich faust- bis kopfgroße Verwitterungsdrusen, in denen Limonit, Neubildungen von Pyrit, Bleiglanz, Kupferkies und Siderit, auch Quarz, Vivianit, Thraulit und Vitriolocker vorkommen. Anderweitige Veränderungen hat dieses Erzlager nicht erfahren, das nach vorübergehendem Aufleben jetzt wohl endgültig zur Ruhe gekommen und dadurch unzugänglich geworden ist.

Vergleichen wir dieses Kiesvorkommen mit dem von Bodenmais, so ist die größte Ähnlichkeit nicht zu verkennen. In Bodenmais ist das Nebengestein Granatcordieritgneis, woraus WEINSCHENK (a. a. O. S. 404) den Schluß zieht, daß auch die im Erz auftretenden Silikate (es sind die gleichen wie in Lam) wenigstens ihr Material aus demselben herauslösten. In Lam ist das mit Sicherheit nicht anzunehmen, hier ist vielmehr das Material dieser Silikate mit den Sulfiden gleichzeitig eingedrungen als ein primärer Bestandteil des Schmelzflusses, übrigens quantitativ äußerst untergeordnet, und bei der völligen Übereinstimmung der beiden

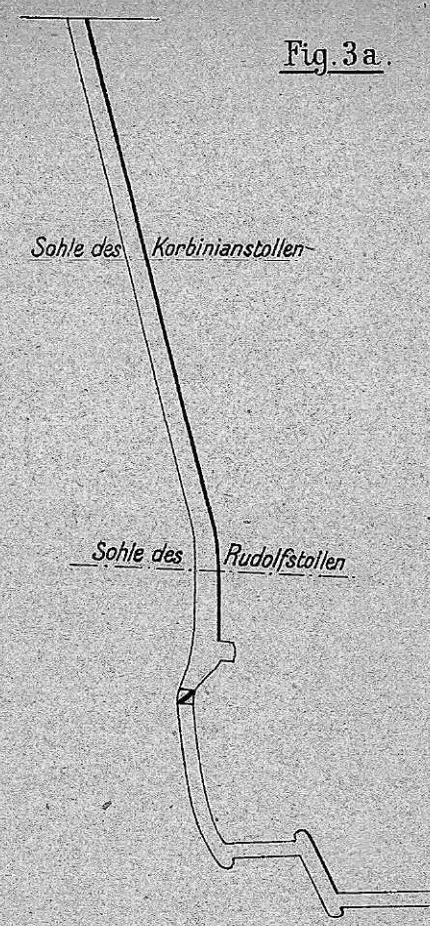
Lagerstätten ist das gleiche sicher auch für Bodenmais der Fall. Auch hier treten diese äußerst charakteristischen, von den Bestandteilen des Nebengesteins sehr leicht zu unterscheidenden Begleiter der Kiese quantitativ sehr stark zurück, sind aber nicht aus dem Cordieritgneis aufgenommen, sondern gehören dem Kiesmagma primär an. Kompliziert wird die Sache in Bodenmais noch dadurch, daß der Granit in der Nähe des Sulfidlagers von Pegmatiten durchsetzt wird, die bisweilen bis in das Lager eindringen. Diesen Pegmatiten sind die fälschlich ebenfalls als Pegmatit bezeichneten, in großen Individuen ausgebildeten Silikate des Erzes durchaus fremd; erstere bestehen aus Orthoklas, der aber niemals die grüne Farbe des „höflichen“ Gesteins der Sulfide hat, Quarz und Glimmer, wozu Turmalin kommt, bisweilen in prächtigen, aus 5—6 m großen Kristallen gebildeten Sonnen. Die Pegmatite sind im allgemeinen älter als die Sulfide und letztere bisweilen in erstere eingedrungen, wobei einzelne Turmalinindividuen von Kiesen umhüllt wurden, obwohl der Turmalin den Sulfiden völlig fremd ist. Klar lassen sich diese Verhältnisse durch den Vergleich mit dem Vorkommen in Lam erkennen, wo infolge des Nebengesteins die ganze Lagerstätte viel leichter zu deuten ist.

Im Laufe des Jahres 1920 wurden auch zwei seit Jahrhunderten vergessene Sulfidvorkommen etwas nördlich von Lam, am Dachsberg und am Heuberg bei Hofberg (Hochberg), unweit Neukirchen hl. Blut an der böhmischen Grenze, wieder aufgefunden. 1524 wurde an beiden Stellen gebaut, offenbar auf Limonit, später suchten Umwohner, wie überall, aus den Kiesen Silber darzustellen. Das Nebengestein dieser Erzvorkommen ist ein noritischer Gabbro, der Magnetkies auch als magmatische Ausscheidung in geringer Menge enthält. In diesem Fall ist das Sulfid unter dem Mikroskop mit einer charakteristischen Umrandung von Hornblende in ausgezeichnet zentrischer Struktur umgeben. Die Sulfide der eigentlichen Erzlager jedoch haben diese Umrandung nicht, sie gleichen vielmehr in ihrem Auftreten völlig denen von Lam und Bodenmais und stellen zweifellos ebenfalls schmelzflüssige Injektionen in den Gabbro dar. Sie sind nicht sehr reich und von sehr viel Plagioklas (Labrador) sowie Orthoklas und (weniger) Biotit begleitet. Der Orthoklas gleicht makroskopisch dem „höflichen“ Gestein von Bodenmais; in der Regel sind schlierenartige Züge der eingedrungenen Sulfide und ihrer Begleiter im Gabbro zu erkennen. Quarz und Cordierit konnte weder makroskopisch noch mikroskopisch festgestellt werden, doch sind sowohl die Aufschlüsse wie das Untersuchungsmaterial sehr unvollkommen, so daß ihr Auftreten nicht ausgeschlossen ist. Die Sulfide sind Magnetkies, Pyrit und etwas Kupferkies, wogegen als magmatische Ausscheidung im Gabbro nur Magnetkies vorkommt. Das Erz ist sehr minderwertig und ein Abbau nicht möglich, doch sind die Vorkommen interessant, weil sie zeigen, daß die sulfidischen Injektionen nicht nur im Gneis (Bodenmais) und Glimmerschiefer (Lam), sondern auch im Gabbro auftreten, mithin vom Nebengestein völlig unabhängig sind.



Schwefelkiesgrube „Johanneszeche“ bei Lam.

Fig. 3a.



Schnitt C-D

Fig. 1.

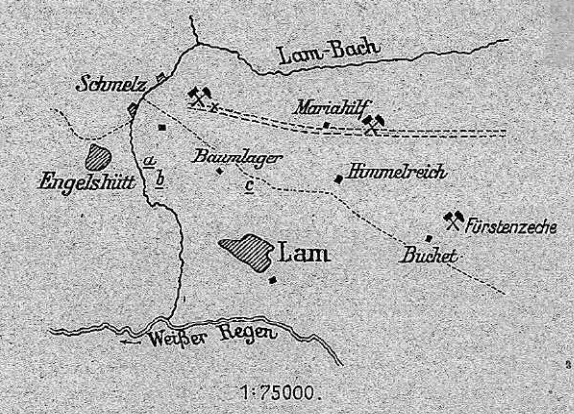
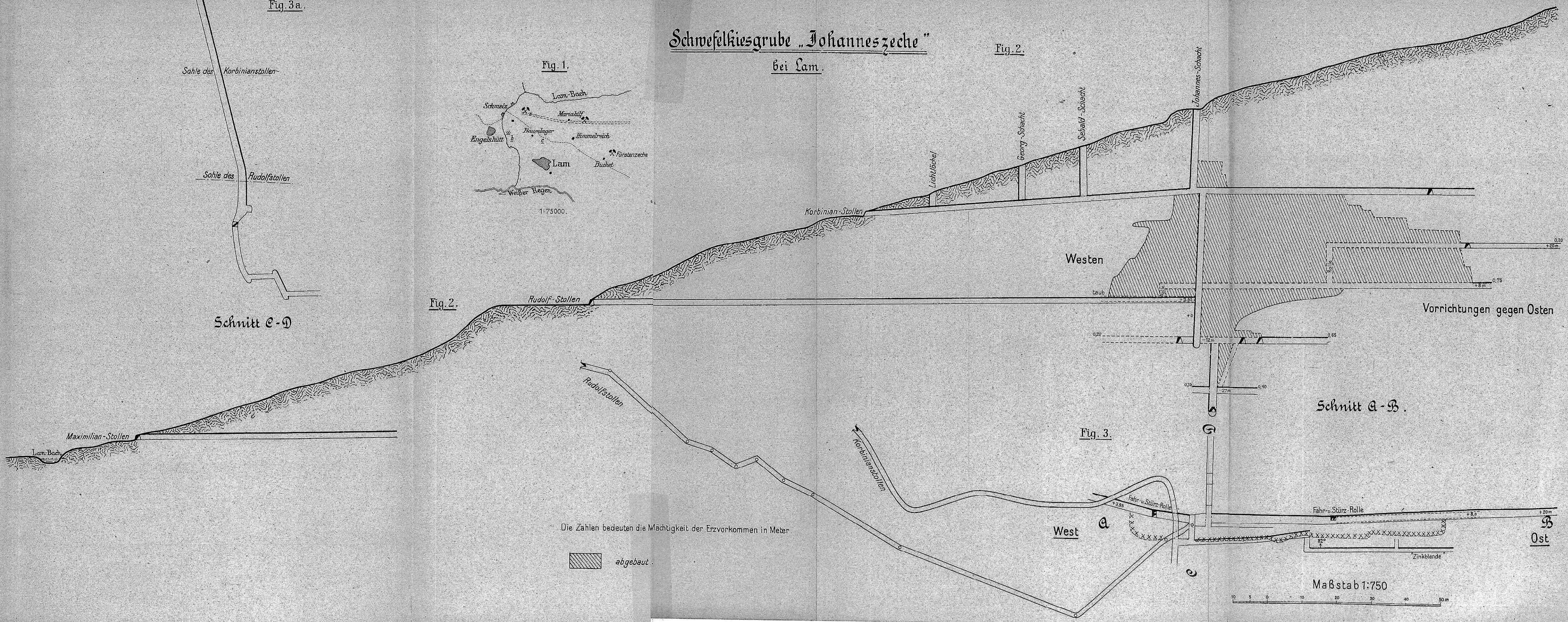


Fig. 2.

Fig. 2.

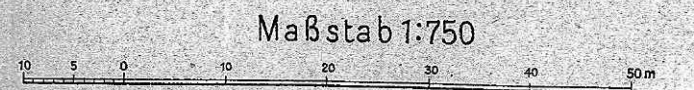


Schnitt A-B

Fig. 3.

Die Zahlen bedeuten die Mächtigkeit der Erzvorkommen in Meter.

abgebaut.



Über einige bisher im Donnersberger Gebiete unbekannte seltene Mineralien.

Von

Dipl.-Ing. Alfred Merckle.

In den Geognostischen Jahreshften 1918/19 geben ARNDT, REIS und SCHWAGER eine Zusammenstellung der bisher in der Pfalz gefundenen Mineralien. Diese Veröffentlichung gibt mir Anlaß, die Liste noch um einige Mineralien zu vermehren, die ich gelegentlich geologischer Arbeiten in den Jahren 1910/11 im Donnersberger Gebiete antraf und die im Zusammenhang mit diesem Fundort bisher in der Literatur noch nicht erwähnt wurden. Mit Ausnahme des Aragonit sind die zuerst genannten in Gefolgschaft von Kupfererzen in den Imsbacher Gruben anzutreffen.

Asbolan. Asbolan, ein Gemenge von Eisen-, Mangan-, Nickel und Kobalt-Oxyd, kommt in der Weißen Grube in mulmiger Ausbildung neben Nickel und Kobaltblüte vor. Einen konstanten Gehalt an Fe, Mn, Ni und Co konnte ich nicht konstatieren; es waren in den untersuchten Proben die einzelnen Elemente in stets wechselnden Mengen vorhanden.

Anglesit (Bleivitriol). Anglesit fand sich in vereinzelt Individuen von prismatischem Habitus auf Kupferglanz der Katharinen-Gruben aufgewachsen vor.

Aragonit. In dem Diabasporphyrat am Tivoli bei Schweisweiler fanden sich neben anderen, bereits von REIS erwähnten Drusenmineralien auch Drusen, die mit hexagonalen Säulen eines trüb aussehenden Aragonits erfüllt sind.

Linarit (Bleilaser). Linarit habe ich neben Kupferlaser in der Grube Katharina gesammelt. Er unterscheidet sich hier durch seine hellblaue Farbe von der dunkelblauen Kupferlaser, die häufig kristallographische Begrenzung zeigt, welche ich beim Linarit aber nicht beobachten konnte.

Manganspat (Rhodochrosit). Manganspat durchsetzt in kleinen Gängchen oder in Drusen den Tholeyitdiabas im Eugenstollen. Bisweilen ist er mit Kalkspat vergesellschaftet. Seine Farbe ist rosa, Kristalle sind häufig (vgl. Übers. der Mineralien der Rheinpfalz, Geogn. Jahresh. 1918/19, S. 152).

Nickelblüte. Nickelblüte ist im Tagebau der Weißen Grube eines der Imprägnierungsmineralien des Quarzporphyrs. Sie unterscheidet sich schwer von dem daneben anstehenden Malachit durch die etwas hellgrünere Farbe; sie ist fast immer von blaßrosa gefärbter Kobaltblüte begleitet.

Pyrit (Schwefelkies). Mit der Zersetzung des Tholeyitdiabases im Eugenstollen ging eine Pyritisierung desselben Hand in Hand. So zeigt sich das Gestein stellenweise vollständig von neugebildetem Pyrit durchsetzt, dem sich auch Kupferkies beimengt (vgl. REIS, Geogn. Jahresh. 1915, S. 77 und 1918/19, S. 180).

Die Entstehung der bei Imsbach vorkommenden Kupferlasur und des Malachits führt REIS auf die Zersetzung von Kupferglanz und Rotkupfererz zurück. Die optische Untersuchung von Erzproben der Katharinen-Gruben bestätigt im wesentlichen diese Entstehungsweise. Es finden sich Stellen, an denen sich eine Umwandlung von Kupferglanz in Malachit wahrnehmen läßt. Das Rotkupfererz hat sich aber in den von mir untersuchten Proben erst aus Malachit gebildet, während ich dessen Entstehung aus Rotkupfererz nirgends nachweisen konnte. Dagegen zeigen andere Schliche wieder, daß nicht aller Malachit und alles Rotkupfererz durch Zersetzungs Vorgänge entstanden sind. Es gibt Stellen, an denen Kupferglanz, Rotkupfererz und Malachit nebeneinander vorhanden sind und den Porphyir imprägnieren. Die einzelnen Erze treten hier vollständig getrennt als eigene Gängchen, die sich teils kreuzen, teils parallel gehen, auf; sie müssen also in ihrer jetzigen chemischen und mineralischen Zusammensetzung in den Quarzporphyr gelangt sein und ein etwas verschiedenes Alter haben.

Den makroskopisch auftretenden Mineralien reihen sich noch zahlreiche andere an, die sich erst bei der mikroskopischen Untersuchung zu erkennen geben und, soweit sie wichtiger sind, in der Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz schon erwähnt sind. Sie sind meist Bestandteile der basischen Eruptivgesteine, über die bereits früher in den Geogn. Jahreshften von REIS und besonders von SCHUSTER¹⁾ in fünf petrographischen Abhandlungen berichtet wurde. In den folgenden von mir auch untersuchten Gesteinen:

Basaltischer Melaphyr (Kanzel); Diabasporphyr (Reiterhof, Tivoli bei Schweisweiler, Wolfskopf, Mordkammerhof, Mannsbühl, Dannenfels); Spilit (Hermannsweg); Tholeyitdiabas (Kohlhübel, Gaisberg, Spelzenkopf, Obere Mühle bei Rockenhausen); ferner der Quarzporphyr des Donnersberges und eine Arkose beim Mordkammerhof, fanden sich, kurz aufgezählt: Andesin (Andesin-Oligoklas); Augit; Apatit (im Diabasporphyr [Mannsbühl] braune hexagonale Täfelchen); Biotit; Chlorit (zum Teil aus Biotit hervorgegangen); Delessit; Eisenglanz; Epidot (im Tholeyitdiabas bei der oberen Mühle [Rockenhausen] lassen schmale Leisten und einzelne gelbliche Körner mit starker Lichtbrechung und anormalen Interferenzfarben Epidot vermuten, der möglicherweise aus Augit hervorgegangen ist); Iddingsit (als Zersetzungsprodukt von Olivin in Tholeyitdiabas und im Diabasporphyr); Kalkspat (als Neubildung in umgewandelten Feldspäten und Olivin); Labrador (Labrador-Bytownit); Magnetit; Olivin; Orthoklas (in der grauen Arkose [Mordkammerhof] und im Quarzporphyr); Phlogopit; Plagioklas; Quarz (im Diabasporphyr [Mordkammer] enthält er zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die die BROWN'sche Bewegung erkennen lassen); Serpentin; Titanit (meist mit Titan-eisen vergesellschaftet); Turmalin (in der grauen Arkose beim Mordkammerhof durch Kontaktmetamorphose²⁾ aus dem Bindemittel entstanden; Zirkon, in der grauen Arkose am Mordkammerhof wahrscheinlich durch Kontaktmetamorphose aus dem Bindemittel entstanden; im Tholeyitdiabas [Gaisberg] konnte ich einen deutlich prismatisch ausgebildeten Kristall feststellen).

¹⁾ SCHUSTER, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der Eruptivgesteine aus der bayerischen Pfalz. München, Geogn. Jahresh. zwischen 1907 und 1913.

²⁾ Vgl. REIS-SCHMIDT u. SCHUSTER in Geogn. Jahresh. 1915 S. 74.

Über Basalte aus der Gegend von Brückenau und Platz.

Von

Dr. Emanuel Christa.

(Mit einer Tafel.)

Eine eingehende petrographische Bearbeitung von Basalten dieser Gegend ist als Inaugural-Dissertation von mir im Juni 1920 der philosophischen Fakultät der Universität Würzburg vorgelegt worden und kann dort eingesehen oder auch zur Benützung erholt werden. Der leitende Gedanke bei dieser Arbeit war, erstens eine erschöpfende Darstellung des mikroskopischen Bildes dieser Gesteine zu geben und zweitens die bei der Untersuchung der Dünnschliffe mir begegnenden Eigentümlichkeiten der einzelnen Gesteinskomponenten durch Vergleichen mit ähnlichen aus der Literatur bekannten Erscheinungen verwandter Gesteine aus der weiteren Nachbarschaft möglichst scharf herauszuheben. Auf diese Weise hoffte ich zur Erforschung des noch ungeklärten Werdegangs dieser Gesteine vielleicht einen weiteren vorbereitenden Schritt getan zu haben.

Das Folgende ist ein stark zusammengedrängter Auszug meiner Arbeit; hier mußte naturgemäß die an zweiter Stelle genannte Seite des leitenden Gedankens auf Kosten des ersteren in den Vordergrund treten.

Die untersuchten Gesteine entstammen basaltischen Ausbrüchen, welche bereits außerhalb der großen vulkanischen Effusionen der Süd-Rhön gelegen sind und sich schon morphologisch durch ihre ausgesprochene Kuppenform von den mehr plateauartig gestalteten Höhen des zentralen Eruptivgebietes deutlich unterscheiden. Das im NO. anschließende Gebiet, die sogen. Schwarzen Berge in der südlichen Rhön, hat SOELLNER¹⁾ ausführlich bearbeitet, während eine frühere, sehr weit ausgreifende Arbeit von LENK²⁾ nicht nur die Basalte der Süd-Rhön, sondern auch die bis dahin bekannt gewordenen Eruptivvorkommen des südlich anschließenden Vorlandes über die Saale hinaus bis zum Main umfaßt. Durch die neuen geologischen Landesaufnahmen sind weitere Basaltdurchbrüche in diesen Gegenden ermittelt worden. Das von Oberberggrat REIS kartierte, noch unveröffentlichte Blatt Geroda, wovon ein Probedruck mir dankenswerterweise zur Verfügung gestellt worden war, umfaßt die hier untersuchten Gesteinsvorkommen. Es sind die folgenden.

A. Südwestlich der Platzer Wiesen bis zum Thulbagrund:

1. Zweifacher Durchbruch in den Platzer Wiesen, 350 m südöstlich P. 593.
2. Ende eines Gangs, 250 m nördlich vom N.-Rand des Dorfes Platz.
3. Bewaldete Kuppe P. 589.

¹⁾ J. SOELLNER, Jahrb. der preuß. geol. L.-A. 1901, XXII. H. 1.

²⁾ H. LENK, Zur geol. Kenntnis d. südl. Rhön. Inaug.-Dissert., Würzburg 1887.

4. Kleine Kuppe an der Straßenkehre P. 493:

- a) nördlicher Aufbruch unmittelbar neben der Straße Geroda-Platz;
- b) ebenda, frischer Gang durch die Schlotbrekzie;
- c) südlicher Aufbruch, Gang durch die schaumige Brekzie;
- d) ebenda, Basaltbrekzie.

5. Aufbruch am Abhang des linken Thulbaufers südlich des Dorfes Platz.

B. Grimbachwald:

1. Gangförmiger Durchbruch am südlichen Waldrand.
2. Ebenda, Nordende des Aufbruchs.
3. Kuppe im oberen Grimbachwald.

C. Oberriedenbergwald:

Felsklotz, 150 m südsüdöstlich P. 564.

Von der Tatsache ausgehend, daß in diesen Rhönbasalten der Nephelin nur höchst selten in erkennbaren Formen kristallisiert und der Habitus des wenn überhaupt als sicher identifizierten Meliliths vom normalen Typus ganz und gar abweicht, sowie der feldspatoide Charakter einer auf polarisiertes Licht nur schwach reagierenden Füllmasse oft nur mit Mühe an versteckten Zwillingstreifen zu ermitteln ist, glaubte ich auf die Einreihung der untersuchten Basalte in das übliche Schema, das ja gerade auf das Vorhandensein oder das Fehlen jener Grundmasseauscheidungen aufgebaut ist, nicht allzuviel Gewicht legen zu sollen, zumal für die Charakterisierung der einzelnen Basaltvorkommen das mikroskopische Bild eine wahre Fülle recht plastischer anderweitiger Merkmale aufzuweisen pflegt.

Die Feinkörnigkeit der Basalte der Platzer Gegend erleidet nur einmal eine Ausnahme und zwar beim Durchbruch auf den Platzer Wiesen (A, 1). Man kann das feldspatreiche, darum im Schriff recht lichte Gestein — verglichen etwa mit dem Dolerit des nahen Windbühels bei Zeitlofs¹⁾ — wohl nur als Anamesit bezeichnen. Es ist von den hier untersuchten Gesteinen auch der einzige Basalt, der in beträchtlicher Menge Rhönit führt. Die vom Entdecker²⁾ beschriebenen optischen Eigenschaften dieses stark basischen, ängmatitähnlichen Minerals, welches hier sogar zum großen Teil das Erz vertritt, findet man in genügend dünnen Schliften bestätigt. Der an Rhönitkristallen oft beobachtete ziemlich starke Metallglanz wird vielleicht durch angelagerte Magnetitkristalle hervorgerufen, da diese im Anschliff die Kristallränder zuweilen dicht umsäumen. Fast durchgehends aber ist der Rhönit ganz durchspickt mit Plagioklas- und insbesondere Augitmikrolithen, so daß selbst die sorgfältigste quantitative Analyse nur problematische Werte ergeben konnte. Unter den dichtgedrängten Einsprenglingen von monoklinem Augit, Olivin und Feldspat (Bytownit) hat ersterer und zwar in höchst mannigfaltiger Ausbildung entschieden die Vorherrschaft, während er als Grundmasseauscheidung sehr im Gegensatz zu den anderen Basalten der Gegend von grobspähnigen Feldspatleisten (Labrador) stark zurückgedrängt wird. Diese Grundmassefeldspäte verbreitern sich sogar mitunter zu allotriomorph entwickelten Tafeln und nähern sich dann in ihrem optischen Verhalten bereits Feldspatausscheidungen, wie ich sie im trachydoleritischen Gestein einer Basaltbrekzie unterhalb der Ruine Groß-Schildeck* beobachtet habe; in diesem als Nephelinbasanit anzusprechenden Gestein fanden sich vielfach mehr oder weniger regelmäßig umgrenzte Tafeln, welche bei sanidin-

¹⁾ Vom Verfasser untersucht, in obiger Aufstellung nicht enthalten; solche Vorkommen sind im Folgenden mit * bezeichnet.

²⁾ J. SOELLNER, N. J., Zentralbl. 1906, S. 206. Ders., N. J., B.-B. XXIV, 1907, S. 475.

artiger Ausbildung als ein farbloser, gleichheitlich polarisierender Kitt vereinzelte Grundmassebestandteile umschließen und oft die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz recht deutlich erkennen lassen. Ganz versteckt zeigt sich dort wie auch hier namentlich in den füllmasseartigen Partien eine äußerst feine Zwillingsstreifung und zuweilen sogar Mikroklinstruktur.¹⁾ Im Plagioklasbasalt der Platzer Wiesen erscheint als letzte Ausfüllung zwischen den Feldspäten und Augitmikrolithen ein äußerst schwach lichtbrechender Kitt, der nach der ganzen Struktur des Gesteins kaum als Glas angesehen werden kann. Ob sich dahinter der Nephelin verbirgt, wie es von SOELLNER, der das Gestein speziell zur Untersuchung seiner Rhönite benützt hat, angenommen wird, ist bei der schon ziemlich vorgeschrittenen Zersetzung kaum mehr zu ermitteln. Die verschiedenen Stellen entnommenen Gesteinsproben des doppelten Durchbruches auf den Platzer Wiesen lassen mikroskopisch keine wesentlichen Unterschiede erkennen, so daß der nur in einem Präparat gemachte bemerkenswerte Fund eines großen von einer dicken Magnetitrinde umhüllten Pikotiteinsprenglings nicht gegen eine weitere Verbreitung dieser intratellurischen Ausscheidung eines Iherzolithischen Magmas spricht.

Ein Grundzug in fast sämtlichen hier untersuchten Basalten ist die von der normalen Serpentinisierung abweichende Umwandlung des Olivins in ein gelblich-grünes Zersetzungsprodukt. Im allgemeinen beobachtet man höchst verschiedene Umwandlungsprozesse, die in mannigfacher Kombination in ein und demselben Gestein meist gleichzeitig miteinander stattfinden: so die Umwandlung in echten Serpentin mit quer zum Salband gestellten Chrysotilfasern sowie diejenige in Limonit, wobei die Zersetzung außer an den Spaltrissen auch an den Rändern des Kristalles angreift, ferner die Umwandlung in Karbonate, Opal u. s. w., vor allem aber in ein wahrscheinlich mit Iddingsit identisches Mineral. Die letztgenannte Art der Zersetzung ist für diese Basalte dermaßen charakteristisch, daß sie auch an dieser Stelle einer Erwähnung bedarf, wobei zugegeben werden muß, daß für jene ursprünglich kolloidalen und später kristallinisch gewordenen Substanzen in struktureller Hinsicht die Möglichkeit aller erdenklichen Variationen gegeben sein mag.²⁾ Aus der sehr umfangreichen Literatur, die sich lediglich auf die fränkischen und hessischen Basalte bezieht, ist zu ersehen, daß jenes stark pleochroitische grüne Mineral den Autoren häufig genug begegnet ist, von ihnen aber wegen seiner schwer zu fassenden, wahrscheinlich auch etwas schwankenden optischen Eigenschaften dem Iddingsit immer nur nahegestellt wurde. Ich fand es in der weit überwiegenden Mehrzahl der untersuchten Basalte (Fig. 1 a u. b).

Die weniger deutliche Spaltbarkeit des Olivins ist die des dritten Pinakoids (001). Sie bildet für den Zersetzungsprozeß eine bevorzugte Richtung erster Ordnung. Kaum ein in dieser Art zersetzter Olivinkristall, der vom Schnitt annähernd parallel zur c Achse getroffen ist, ermangelt jener auffallenden, geradlinig und quer zur genannten Achse verlaufenden Bänderung. An langprismatischen Kristallen können sich die Bänder in streng paralleler Anordnung mehr als fünfmal wiederholen. Beim Arbeiten im konvergenten Licht verraten sie schon im voraus die ihnen gleichlaufende Trace der Achsenebene des Olivins. Der mit starkem Absorptionsunterschied verbundene Dichroismus — blaßgrün für \perp zur c Achse des Olivins, gelbgrün für \parallel zu dieser Achse und zur Bandrichtung schwingendes Licht — sowie

¹⁾ Vgl. ROSENBUSCH-WÜLFING, *Mikr. Phys.* I 2, S. 328.

²⁾ Vgl. WEINSCHENK, *Die gesteinsbildenden Mineralien 1915*, S. 214. Ders., *Abh. der bayer. Akad.* Bd. 18, S. 661.

die hoch in die II. Farbenordnung hinaufreichende Doppelbrechung erscheinen jedoch nicht in der meist grünlich trüben Mittelzone des Bandes, sondern in spickelartigen, oft dreieck- oder trapezförmigen seitlichen Erweiterungen, die mitunter längs der Bandachse geschlitzt, an die vollkommene Spaltbarkeit klaffender Glimmer- oder Chloritblättchen erinnern. Als eine spätere Phase der Umwandlung beobachtet man meist nahe der Bandachse und in spindelförmig erweiterten, der Bandachse parallel gehenden Klüften quer gestellte, dicht gedrängte, feine Kalkspatprismen. (Von hervorragender Deutlichkeit im erzreichen Nephelinbasanit A, 5.) (Fig. 1 a.) Auf Schnittflächen, annähernd parallel dem 3. Pinakoid des Olivins, nimmt das grüne Zersetzungsmineral mehr oder weniger breite, wie verwaschen aussehende Flächen ein, welche oft mit Erzmikrolithen überstreut sind. Letztere erscheinen manchmal wie zu dichteren, staubartigen Massen gegen die Außenränder der grünen Substanz hinausgeschoben oder auch in lange parallele Häufchenreihen ausgezogen. An vollständig umgewandelten Olivinen gelang es einige Male, auf den flächenhaft ausgebreiteten, anscheinend blätterigen Partien des grünen Minerals das Bild eines stark doppelbrechenden, optisch negativen, fast einachsigen Kristalls zu bekommen. Bei solch weit vorgeschrittener Zersetzung des Mutterminerals dessen optische Orientierung im konvergenten Licht zu prüfen, fehlt in der Regel die Möglichkeit. Mit der Annahme jedoch, daß die Elastizitätsachse a des grünen Minerals mit c des Olivins zusammenfällt, würde auch die weitere Beobachtung, daß nämlich die Bandrichtung in der Zone der Vertikalachse für das grüne Mineral mit $viol. I$ stets Subtraktion ergibt, vollkommen im Einklang stehen. Es wären demnach beim

| Olivin | grünem Mineral | Iddingsit |
|---------|----------------|-----------|
| $c = b$ | $= a$ | $= c$ |
| $a = c$ | $= c$ | $= a$ |
| $b = a$ | $= b$ | $= b$ |

Die Verwachsung eines fast einachsigen Minerals mit einem ausgesprochen zweiachsigen, wie es der Olivin ist, erklärt auch die in der Literatur als Besonderheit hervorgehobene Tatsache, daß die Auslöschungsstellung n beider Minerale oft erheblich voneinander abweichen, auf sehr einfache Weise. Ein rhombischer Kristall löscht immer nur in Schnitten, die einer der drei Hauptachsen parallel gehen, zu seiner Umgrenzung oder pinakoidalen Spaltbarkeit symmetrisch aus, nicht aber auf Schnittflächen, die mit einer Pyramidenfläche, etwa (111) identisch sind; hier schneiden sich die Anschnittlinien der „Basis“ (001) und damit auch die Bandrichtung des grünen Minerals mit den Schnittlinien der pinakoidalen Spaltrisse (010), wie leicht einzusehen ist, im spitzen oder stumpfen Winkel, können also schon aus diesem Grunde nicht mit den stets aufeinander senkrecht stehenden Auslöschungsrichtungen zusammenfallen. Wohl aber beobachtet man im konvergenten Licht beim Olivin auch hier, daß die Trace der Ebene der optischen Achsen zur Schnittlinie des 3. Pinakoids (001), mit der sie ja zusammenfällt, parallel verläuft. Beim einachsigen Kristall aber muß die Schnittlinie der Basis (001) auf einer Pyramidenfläche mit einer der beiden Auslöschungsrichtungen unbedingt zusammentreffen.

Die Umwandlung der Olivinsubstanz in das grüne, wahrscheinlich doch mit Iddingsit identische Mineral nimmt in diesen Basalten offenbar von den Klüften der wenig ausgeprägten Spaltbarkeit nach (001) ihren Anfang. Es scheinen also in der Atomanordnung des Olivins die basalen Netzebenen für die den Zersetzungs-vorgang einleitenden Lösungen besonders günstige Angriffsflächen zu bilden, günstigere jedenfalls als die ungleich deutlicheren Spaltflächen nach (010).

Auf ähnliche, sich ebenfalls als typisch erweisende Zersetzungsarten des Olivins oder gar des Pyroxens näher einzugehen, ermangelt hier der Raum; nur so viel sei erwähnt, daß die Umwandlungen des Orthosilikates in die grünlichen Zersetzungsprodukte extrem verschiedener Art nicht allzu selten in ein und demselben Gestein auftreten. Die Vorkommen A, 4, a und b sind hierfür treffliche Beispiele (Fig. 2).

Die Olivineinsprenglinge aller Basalte der Gegend sind in der Regel reich an Glaseinschlüssen, die alle möglichen Formen aufweisen; besonders häufig findet man sie schlauchförmig gestreckt. Da ist nun eine weitere eigenartige und durchgreifende Erscheinung vielleicht von Interesse. Unter den mannigfaltigen Mikrolithen, welche in diesen glaserfüllten Räumen „schmarotzen“, spielen feine opake Stäbchen (bis zu 0,13 mm lang und nur 0,006 mm dick) eine Hauptrolle. Sie stehen mit ziemlich gleichen Abständen streng zueinander parallel, wie auch die Achse des walzen- oder blasenförmigen Glaseinschlusses gerichtet sein mag; sie sind stets an diese gebunden, reichen aber mit ihren Endspitzen meist etwas über die Glaswandung hinaus. Ihre Längsrichtung fällt ausnahmslos mit der Auslöschungsstellung des Olivins zusammen und zwar anscheinend immer mit der Richtung der größten optischen Elastizität ($a = b$). Abgesehen von der Richtung haben sie mit den von WIEGEL¹⁾ beschriebenen Einlagerungen wenig gemein.

Eine bedeutsamere Tatsache ist die verhältnismäßig starke Beteiligung des rhombischen Pyroxens an der Gesteinsbildung bei nicht wenigen dieser Basalte. Die Literatur²⁾ über die der Rhön benachbarten Gebiete hat insbesondere neuerdings diese Erscheinungen eingehend gewürdigt. In vollkommen einwandfreier Ausbildung trifft man das Mineral namentlich in den Aufbrüchen des unteren Grimbachwaldes (B, 1 u. 2), wo es geradezu den Charakter des Gesteines bedingt. Im Aufschluß am südlichen Waldrand tritt es in einem durch Einsprenglinge basischen Plagioklases ausgezeichneten, im übrigen aber feldspatarmen hypokristallin-porphyrischen Plagioklasbasalt als Bronzit auf, während das nördlich davon gelegene Vorkommen, ein feldspatreicher, durch hohen Erzgehalt charakterisierter Basalt von etwas höherem Nephelingealt, unter den Augiteinsprenglingen auch Enstatit aufweist. Auch das Vorkommen A, 2. und dasjenige vom Wernerplatz am Mettermich*, sowie ein kleiner Aufbruch im Feld westlich des Lindenstumpfs* führen rhombischen Pyroxen. Wo immer er in diesen Gesteinen sich findet, umgibt ihn eine Schale monoklinen Augits, bestehend aus dichtgedrängten Prismen, dem sogen. „Augitzsaun“. Obwohl die Prismen durch eine nach außen hin scharfe, aus winzigen Schlackenbildungen bestehende Zone vom rhombischen Kern getrennt sind, stehen sie mit diesem in zweifellos streng gesetzmäßiger Verwachsung, wobei nicht nur die in der monoklinen Syngonie verloren gegangene Spiegelebene bei den monoklinen, aus ganzen Scharen feiner Zwillinglamellen aufgebauten Prismen zur Zwillingsebene wird, sondern auch mit dem 1. Pinakoid (100) des rhombischen Kerns zusammenfällt. Ein besonders instruktives Bild erhält man dann, wenn der rhombische Kern, was häufig der Fall, aus mehreren dicht aneinander gewachsenen, aber ungleich orientierten Teilen oder Fragmenten besteht, weil nun auch die zugehörigen Partien des Prismenbandes, genauer gesagt der Prismenschale, eine in sich

¹⁾ H. WIEGEL, Z. B. f. Min. 1907, S. 372.

²⁾ A. SCHWANTKE, Z. B. f. Min. 1902, S. 15. — O. MÜGGE, N. J. 1903, S. 411. — K. APEL, Die Basalte des Reinhards Waldes und seiner Umgebung, Marburg. Inaug.-Diss. 1914. — H. PFISTERER, Die Basalte d. süd-w. Ausläufer d. Vogelsberges, Marburg. Inaug.-Diss. 1914. — F. RINNE, Jahrb. pr. L.-A. 1892 u. 1897, Abt. I Taf. VIII Fig. 1.

gleiche und dem zugehörigen Kernteil entsprechende, von den übrigen Bandstrecken aber abweichende optische Orientierung zeigen. (Fig. 3.) Sehr häufig findet man die Kernsubstanz, zum Teil oder auch vollständig, in ein dichtes, grün zersetztes Körneraggregat zerfallen. Die deutlichen Körner erscheinen dann in der Regel farblos und zeigen in der Tat die optischen Eigenschaften des Olivins, eine Umwandlung des Metasilikats, die auch den chemischen Vorstellungen $2\text{MgSiO}_3 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$ entspricht.

Nicht minder häufig trifft man aber typische Augitzäune, welche primär eingeschlossenen Fremdkörpern, insbesondere Kristallen oder Kristallfragmenten des genetisch älteren Olivins, ihre Entstehung verdanken. Dann sind die ruinenartig oft tief ausgezackten Außenränder des ebenfalls von zahlreichen Zwillinglamellen nach (100) durchzogenen monoklinen Augits ein sinnfälliger Ausdruck dafür, wie die bei der Kristallisation wirksamen richtenden Kräfte durch die Anwesenheit der Fremdkörper störend beeinflusst wurden. Eine scharfe Grenze zwischen Kern und Anwachsrand beobachtet man in solchen Fällen niemals. Auch zeigt hier die augitische Umhüllungsmasse in der Regel einheitliche Auslöschung. Gute Beispiele für Bildungen dieser Art bietet das Gestein B, 2. Nirgends aber ließ sich die Genesis solcher Augitzäune besser verfolgen als in einem am Gipfel des Mettermich bei rund 550 m* anstehenden feldspat- und titaneisenreichen Plagioklasbasalt von intersertaler Struktur. Der Kern ruinenartig umgrenzten Augites ist hier von rundlich angeschmolzenen Olivinkörnchen durchspickt; rings um den zackigen Außenrand aber legt sich kranzförmig, in einen braunen glasigen Kitt gebettet, ein Haufwerk eckiger Olivinkörner und wird von einer zweiten noch schärfer gezackten Augithülle umschlossen, während die gesamte augitische Masse sich optisch vollkommen einheitlich verhält. In geknickten, unterbrochenen oder auskeilenden Zwillinglamellen der äußeren Hülle zeigen sich wiederum die Störungen im kristallinen Wachstum. (Fig. 4.)

Gleichsam Übergänge zu den beschriebenen Formen bilden die nicht minder häufigen Verwachsungen des Augits und des Olivins, welche bis zur vollständigen Umwachsung des letzteren durch ersteren führen können. Ausgezeichnete Beispiele für die dabei auftretenden, durch Volumenunterschiede verursachten Sprengungsklüfte bietet u. a. der bereits oben erwähnte holokristallin-porphyrische Nephelinbasanit des Vorkommens A, 5.

Auf die mannigfaltigen, zum Teil sehr eigenartigen Gebilde magmatischen Zerfalls, wie man sie in den Basaltvorkommen A, 4a, c, 5, B 1 speziell am monoklinen Pyroxen beobachtet, kann hier ebensowenig näher eingegangen werden wie auf die sehr auffallende Variabilität dieses wichtigsten basaltischen Gesteinskomponenten, dessen Kernfarbe alle Spielarten vom Smaragdgrün bis zur dunkelvioletten Tönung titanhaltiger Augite durchläuft; daß sich diese bei gleichzeitig bräunlichgelb gefärbter Randzone ausschließlich auf den Kern erstreckt — A 4c und 5 —, ist wohl eine nicht häufig zu machende Wahrnehmung.

Das Vorkommen bei P. 493 wird als Explosionsschlot gedeutet. Die sämtlichen von da entstammenden Gesteine zeigen unter sich eine unverkennbare Ähnlichkeit. Die beiden unter a und b genannten neigen schon stark dem limburgitischen oder richtiger glasbasaltischen Typus zu, wie er in reinerer Ausbildung in einem Bruch sehr dichten Gesteines auf Klein-Schildeck* angetroffen wurde; man kann sie indes recht wohl noch als glas- und eisenreiche Plagioklasbasalte bezeichnen, von denen das unter a genannte Gestein neben feldspatfreien dunklen Resorptionsschlieren nur Flimmerchen eines sauren Plagioklases in fluidaler An-

ordnung enthält, während das Gestein der Apophyse bei etwas gleichmäßigerem Gewebe seiner augitischen Grundmasse den Feldspat in noch dünnerer Verteilung zeigt; daß sie mit Einsprenglingen von Quarz und sogar Orthoklas, welche sämtlich die Merkmale der Fremdlinge im basaltischen Magma deutlich zur Schau tragen, reich durchmischt sind,¹⁾ macht sie besonders interessant. Die Annahme ROSENBUSCHS, daß es sich bei solchen „Quarzbasalten“ um eine während des Aufsteigens erfolgte Mischung basischer und saurerer Teilmagmen handle, läßt sich in diesem Fall kaum aufrecht erhalten. Abgesehen davon, daß sämtliche hier untersuchten Basalte nach ihrem ganzen Mineralbestand wohl ausschließlich der großen Gruppe der Natrongesteine angehören und sich genetisch mit dazitischen Magmen nur schwer in Verbindung bringen lassen, wurde einmal das Bruchstück eines echten Granits beobachtet, das ähnlich dem Quarz und Orthoklas von einer höchst charakteristischen Kontaktrinde umschlossen war.

Die übrigen nicht minder erzeuhen Gesteine des Aufbruches bei P. 493 dürften eher als Nephelinbasanite anzusprechen sein. Bei den unter d genannten läßt der Pyroxen bereits wieder mehr auf zunehmenden Titangehalt schließen, während bei c der Gehalt an fluidal angeordneten Feldspaltnadeln eine Steigerung erfahren hat. Bei allen aber zeugen die intratellurischen Ausscheidungen von einer hochgradigen und dabei doch sehr ungleichmäßigen magmatischen Einwirkung. Hierzu gehören wohl auch jene seltsamen Deformationen, wie sie insbesondere an wenig zersetzten Olivinen in der Form von bogenförmigen oder auch kreisrunden, wie mit der Lochstanze erzeugten Rissen oder von rein peripherisch verlaufenden Kluftsystemen hier so häufig beobachtet werden (A 2, 4a, c, B 1). (Fig. 5 u. 6.)

Ein Gestein, das südlich der Kuppe 589 gangartig ansteht (A 2), fällt durch seine Struktur etwas aus dem Rahmen der sonstigen untersuchten Basalte heraus, insofern nämlich die Grundmasse dieses hypokristallin-porphyrischen nephelinarmen Feldspatbasalts von nadelförmigen Ilmenitskeletten förmlich überwuchert ist. Diese ziemlich groben Nadeln schießen gegen die Prismen der Grundmasseaugite in parallelen Bündeln an, lösen sich bei Annäherung an die divergentstrahlig ausgeschiedenen Labradore in winzige Bakulite oder Kumulite auf, sind mit den Augitmikrolithen der Grundmasse mehr oder weniger dicht verwoben und kreuzen sich in den reichlich vorhandenen putzenförmigen Partien braunen Glases unter Winkeln von annähernd 60° und 120°. Wie der Augit in mehreren, tritt auch der sehr reichlich vorhandene Olivin hier unverkennbar in zwei Generationen auf. Hierzu kommt bei normalem Erzgehalt des Gesteins noch der rhombische Pyroxen in Gestalt von stark korrodierten Fragmenten, sowie in sehr geringer Menge Hauyn. Bei sorgfältigster Durchsuhung der Schliche findet man übrigens die tiefblauen winzigen Kriställchen in so manchem dieser Basalte, verhältnismäßig am zahlreichsten in einem glashaltigen Nephelinbasanit von der Westseite des Lindenstumpfs*.

In der Art und der Verteilung der Einsprenglinge, unter denen der vorherrschende Olivin starker Zersetzung anheimgefallen ist, gleicht das Gestein A 2 etwa demjenigen der benachbarten Felskuppe 589 (A 3). Den kümmerlich entwickelten Grundmassfeldspäten gegenüber spielt jedoch hier in der augitreichen Mesostasis der Nephelin eine etwas größere Rolle. In den farblosen Gesteinspartien fällt ein gewisser Reichtum an Biotit besonders auf.

Das holokristallin-porphyrische Gestein des basaltischen Ausstosses im oberen Grimbachwald (B 3) hat mit den bereits erwähnten gangförmig auftretenden Ge-

¹⁾ ROSENBUSCH, Mikr. Phys. 1908 II, 2. H., S. 1263. WEINSCHENK, Spez. Gesteinskunde S. 159.

steinen des unteren Grimbachwaldes wenig gemein. Die sonst recht selten festzustellende Längsentwicklung des Olivins nach der a-Achse¹⁾ kommt hier vor. Das in sehr verschiedenem Erhaltungszustand befindliche Mineral erscheint mitunter bis zu rahmenförmigen Resten²⁾ korrodiert, und seine Umwandlungsprodukte sind neben den Karbonaten ein honiggelber Limonit. Dieser ist es auch, welcher die ursprüngliche Struktur der Kontaktzone, die als verhältnismäßig schmales Band die zahlreich im Gestein vorhandenen Quarzkörner umrindet, fast völlig wieder verwischt (vgl. die oben erwähnten Quarzbasalte A 4a, b). Ein Hauptcharakteristikum des ungewöhnlich erzeichen Feldspatbasaltes ist eine geradezu hybride Neigung des titanhaltigen Pyroxens zur Zwillingbildung, die schon beim Olivin sich mehr als gewöhnlich bemerkbar macht. Bei jenem führt sie meist zu sternförmigen oder kneuelartigen Verwachsungen der fast nur längliche Prismen bildenden Individuen.

In der Gesteinssippe der Platzer Gegend nimmt das Vorkommen im Riedenbergwald (C) petrographisch eine Sonderstellung ein. Soweit nur die Art der Ausbildung des Pyroxens und der reiche Erzgehalt in Frage kommen, gleicht es zwar einigermaßen noch dem an letzter Stelle genannten. Allein das Auftreten großer, mehr oder weniger stark resorbierter Amphibole und der fast verschwindende Gehalt an Olivin, sowie der Mangel an ausgesprochen intratellurischem Augit bedingen den abweichenden Typus. Die grobfaserige Struktur des Umwandlungsproduktes der Hornblende zeigt, soweit dies bei der mangelnden kristallographischen Form überhaupt festzustellen ist, im allgemeinen die optischen Eigenschaften des Rhönits.³⁾ Stärkere Resorption kann bis zu birnförmig zusammengeschmolzenen Gebilden führen, die mit langen schwanzartig ausgezogenen Anhängseln an der Fluidalstruktur des Gesteins teilnehmen (Fig. 7). Die Grundmasse setzt sich aus lichtbraunem Augit, Plagioklas, Erz und regellos verteiltem Nephelin zusammen, enthält aber daneben noch reichlich braunes Glas, welches bei blasser werdender Farbe weit in den dichten Mikrolithenfilz der Grundmasse sich verfolgen läßt und dort, wo es größere Putzen bildet, mit auffallender Regelmäßigkeit runde Körner einer karbonatischen Ausscheidung umschließt.

Unter den nächstgelegenen Aufbrüchen, die in westlicher Richtung folgen, steht, 2,7 km von jenem entfernt, an der Westseite des nördlichen Pilsterkopfes wiederum Hornblendebasalt an, den bereits LENK⁴⁾ untersucht hat. Mikroskopisch stimmen beide Gesteine vollkommen überein.

Wenn auch die Basalte des nördlich anschließenden Eruptionsgebietes, was Mineralbestand und Struktur anlangt, im allgemeinen durch größere Einheitlichkeit ausgezeichnet sind, scheinen doch obige Feststellungen in ihrer Gesamtheit darauf hinzudeuten, daß es sich bei all diesen Rhönbasalten nur um Gesteine handeln kann, die, wie schon ROSENBUSCH immer betont hat, der Granit-Gabbro-Reihe mehr oder weniger ferne stehen und daß ferner diese Gesteine insbesondere in Anbetracht ihres fortwährend wechselnden Mineralbestandes gar nicht als Vertreter selbständiger Magmen, sondern als lamprophyrische Formen aus der Reihe der Natrongesteine im Sinne WEINSCHENKS, mithin als Spaltungsgesteine oder Schizolithe aufzufassen sind.

¹⁾ H. PFISTERER, Die Basalte der südw. Ausl. d. Vogelsberges. Inaug.-Dissert., Marb. 1914, S. 13.
A. STRENG, Über den Dolerit von Londorf. N. J. 1888 II, S. 199.

²⁾ F. RINNE, Der Dachberg. Preuß. geol. L.-A. 1886.

³⁾ J. SOELLNER, N. J. XXIV 1907, S. 539.

⁴⁾ a. a. O. S. 83.

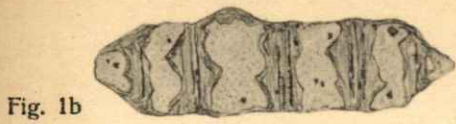


Fig. 1b

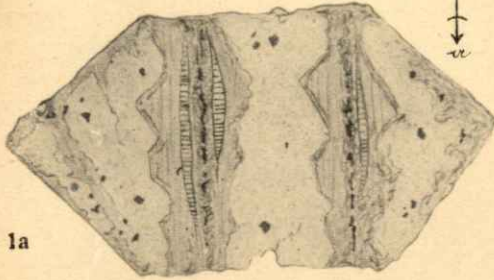


Fig. 1a

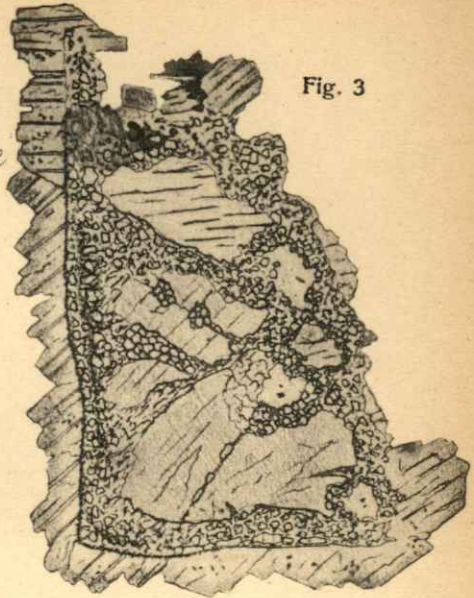
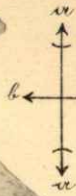


Fig. 3

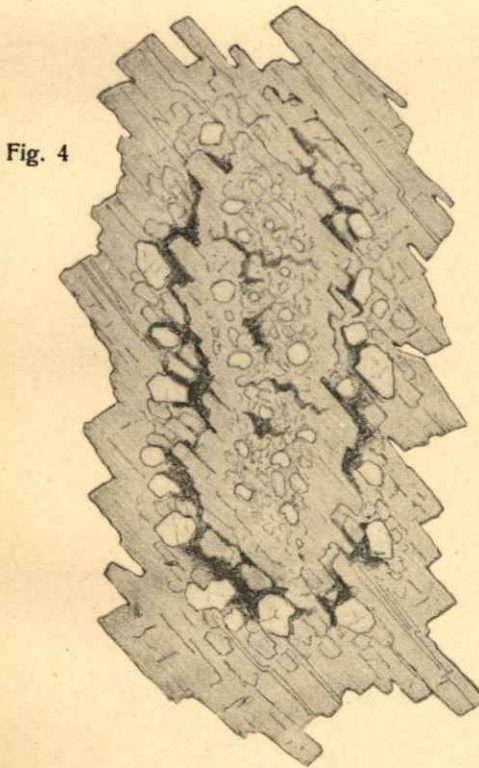


Fig. 4

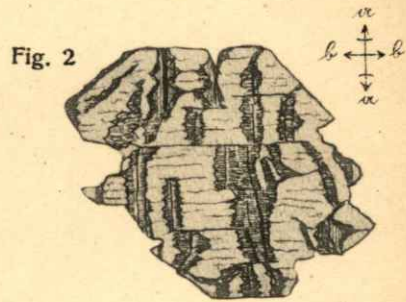


Fig. 2

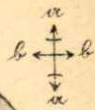


Fig. 5a



Fig. 5b

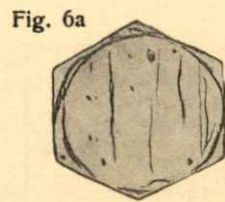


Fig. 6a



Fig. 6b

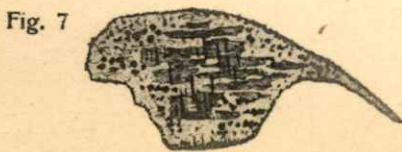


Fig. 7

Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu.

Von

Dr. Karl A. Reiser.

I. Teil.

Vorwort.

Das im Nachfolgenden zur Darstellung gelangende Bergland meines heimatlichen Allgäus bildet nur einen Teilabschnitt eines größeren Studiengebietes, dessen geologische Untersuchung und Kartierung mich weit über zwei Jahrzehnte hindurch während der Ferien beschäftigt hat und das außer dem hier behandelten Gebirgstheil auch die südlich anschließenden Hintersteiner Berge, die Daumen-Nebelhorngruppe, sodann das Oberallgäuer Kreidegebiet westlich des Illertales bis zur Landesgrenze und das erst in den letzten Jahren in Angriff genommene voralpine Allgäuer Molasseland umfaßt. Was mich bestimmte, zunächst die Aufnahmeergebnisse gerade der Hindelanger und Pfrontener Berge zu veröffentlichen, ist der Umstand, daß sich dieses Gebiet vor den übrigen durch die große Mannigfaltigkeit der an seinem Aufbau beteiligten und teilweise in mehrfacher Faziesausbildung auftretenden Formationsglieder und ebenso auch durch mancherlei eigenartige tektonische Erscheinungen auszeichnet. Das Manuskript für dieses Arbeitsgebiet war zudem in der Hauptsache schon lange vor der Kriegszeit abgeschlossen. Die Drucklegung wurde zuerst durch Stoffandrang und dann durch den Krieg so lange verzögert. Ob und wann die Ergebnisse des übrigen Aufnahmegebietes unter den gegenwärtigen traurigen Verhältnissen zur Veröffentlichung gelangen können, läßt sich nicht voraussagen.

Die Reichhaltigkeit der Formationsglieder, ihr oft zerstückeltes Vorkommen und der oft rasche Fazieswechsel machten es notwendig, der Fossilführung der einzelnen Schichtkomplexe eine erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden. Wo es immer anging, war ich bestrebt, es mit der Auffindung bloß einzelner Leitformen nicht genügen zu lassen, sondern durch wiederholtes Aufsammeln und Erschürfen ein annäherndes Gesamtbild der eingeschlossenen Fauna und Flora der einzelnen Schichtenkomplexe zu gewinnen. Die Bestimmung und paläontologische Verarbeitung des angefallenen Versteinerungsmaterials konnte ich dank des fördernden Entgegenkommens meiner dereinstigen Lehrer von ZITTEL und ROTHPLETZ und zuletzt seitens des Professors BROILI im paläontologischen Institut der Münchener Universität vornehmen. Ihnen schulde ich hierfür wärmsten Dank, wie ich auch den Herren Professoren SCHLOSSER, POMPECKY, BROILI, STROMER VON REICHENBACH für mancherlei Ratschläge, Literaturhinweise etc. verpflichtet bin.

Die rein paläontologischen Ergebnisse und die Beschreibung und Abbildung der gesammelten neuen oder unzulänglich bekannten Fossilformen konnten in die

vorliegende Arbeit nicht aufgenommen werden und sollen andernorts veröffentlicht werden. Die Originale und wichtigsten Belegstücke überließ ich der Münchener Staatssammlung. Doubletten sowie die verschiedenen Gesteinsproben der einzelnen Formationen aus dem gesamten weiteren Aufnahmegebiet wie aus verschiedenen übrigen Gebirgstheilen des Allgäus wurden zur Förderung der Heimatkunde dem städtischen Heimatmuseum Kempten übergeben, wo die Sammlung dank des verständnisvollen Entgegenkommens der Stadtverwaltung in einem eigenen Raum aufgestellt und der Besichtigung zugänglich gemacht wurde.

Eine wesentliche Förderung erfuhr die vorliegende Veröffentlichung dadurch, daß die Bayerische Akademie der Wissenschaften zur Herstellung der beigegebenen Karte einen erheblichen Zuschuß gewährt hat, wofür hier geziemend Dank bekundet sei.

Topographie.

Der Gebirgstheil, der in der vorliegenden Arbeit zur eingehenderen Darstellung gelangt, gehört dem Ostflügel der Allgäuer Alpen zwischen dem Iller- und dem Lechtale an und bildet einen Bestandteil jenes nördlichen Abschnittes dieses Gebirgsdreieckes, der durch das Hindelanger- und Tannheimertal von dem südlichen Gebirgskörper abgetrennt wird. Von dieser nördlich der genannten Täler sich bis zur Hochebene ausbreitenden Gebirgslandschaft ist die östliche Partie der Tannheimer- und Vilsergruppe schon vor drei Jahrzehnten von A. ROTHPLETZ geologisch aufgenommen und kartiert¹⁾ worden und hat uns hier daher nicht mehr weiters zu beschäftigen. In gleicher Weise konnte auch der nordwestliche, an das Illertal anstoßende Gebirgsabschnitt des Grüntenstockes und des Gebietes zu beiden Seiten der Burgberger und der Wertacher Starzlach von unserer Darstellung ausgeschlossen bleiben, da für diesen Teil seit Jahren schon von Dr. O. M. REIS eine geologische Aufnahme und Kartierung im Gange ist.²⁾

In Betracht kommt also hier für uns nur der mittlere Teil des angegebenen Gebirgsabschnittes nördlich der Linie Hindelang—Tannheim. Das Gebiet umfaßt die nördlich von Hindelang sich erhebende Berggruppe, dann das Gebiet des Zinkens (Sorgschrofen), Schönkallers, Einsteins und Breitenberg-Aggensteins und reicht nördlich bis zur vorgelagerten Hochebene. Im Westen begrenzt es die obere Wertach vom Markte Wertach an aufwärts bis zur Einmündung des Weißenbaches bei Unterjoch, von wo dann die Grenze südwestlich der Flyschgrenze entlang im Hiebeloch („Häuseloch“ der Karte) aufwärts zieht, um dann über den Sattel beim Spießer und über die Sohlalpe abwärts zum Zillenbachtobel bei Hindelang zu gehen. Die letzt erwähnte Ausbiegung der Kartengrenze wurde gemacht, um die nördlich von Hindelang aufsteigenden Triasberge des Jochschrofens, des Spießers und Hirschberges noch einbeziehen zu können, die als die letzten vorgeschobenen Posten des Triasgebietes unserer Karte auf keinen Fall von demselben abgetrennt werden durften.

Um das Verständnis des Wertachdurchbruchs südlich vom Markte Wertach zu erleichtern, wurde die Kartierung noch auf die anstoßenden Rappenschrofen (des Kühbergs der Karte) ausgedehnt, obwohl diese eigentlich schon der Starzlach-Grüntengruppe zugehören. Ebenso wurde aus inneren Gründen im Süden des

¹⁾ A. ROTHPLETZ, Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen, Paläontographica Bd. 33, 1886.

²⁾ Einzelne Ergebnisse der Untersuchung dieses Gebietes durch O. M. REIS finden sich schon in dessen Erläuterungen zu der geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Diese Geogn. Jahresh. 7. Jahrg.

Kartenbereichs noch etwas auf das Blatt Hinterstein übergegriffen und der Hauptteil des Iseler Bergzuges noch in unsere Karte einbezogen. Für den übrigen Teil ward die Talsohle des Tannheimer Tales als Südgrenze gewählt.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil des Kartenbereichs fällt dadurch noch auf das benachbarte tirolisch-österreichische Staatsgebiet, für das mir photographische Reproduktionen der Originalaufnahme des österreichischen Generalstabes im Maßstabe 1:25 000 zu Gebote standen. Diese topographischen Grundlagen entstammen einer älteren Zeit und stehen, was Genauigkeit und Detaillierung anbelangt, freilich den neueren bayerischen Blättern der topographischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Höhenkurven von je 10 m sehr erheblich nach. Der gerade für unser Gebiet so außergewöhnlich unregelmäßige Verlauf der Landesgrenze der beiden Länder, der auf die natürlichen Verhältnisse der Orographie und Topographie wie auf die natürlichen wirtschaftlichen Verhältnisse nicht die mindeste Rücksicht nimmt, mußte es schon von vornhinein ausschließen, sie als Grenze unseres Aufnahmegebietes zu wählen. Man denke nur an die auf dem Zinkengrat bis auf Steinwurfbreite zusammengeschürte Ausbuchtung des österreichischen Gebietes von Jungholz, durch die de facto diese Gemeinde zu einer österreichischen Enklave auf bayerischem Gebiete gestempelt wird.

Auf der Ostseite schließt sich unsere Karte lückenlos an die ROTHPLETZ'sche von den Vilser Alpen an; für die östliche Partie des Breitenberges sah ich mich sogar veranlaßt, noch etwas auf dieselbe überzugreifen, einerseits um diesen Berg noch in seiner Gesamtheit zu behandeln und im Quertälchen des Reichenbaches eine naturgemäßere Abgrenzung unserer Karte zu gewinnen, andererseits um mein abweichendes Untersuchungsergebnis über diese Partie, die von ROTHPLETZ als sein Grenzgebiet offenbar nur mehr cursorisch behandelt wurde, zur Darstellung bringen zu können. Die Ostgrenze unseres Arbeitsgebietes zieht also in ziemlich gerader Linie von Grän im Tannheimer Tale zum Alpenvereins-Schutzhause an der Ostflanke des Aggensteins und folgt dann dem Laufe des Reichenbaches nordwärts bis zu dessen Mündung in die Vils westlich von Schönbichel.

Nach Norden wurden unsere Aufnahmen ausgedehnt bis zur vorliegenden Hochebene; dadurch umfaßt unser Kartenbereich außer dem Trias-Jura-Bezirk auch noch die Flysch- und die Kreidezone und noch einen Streifen der vorgelagerten Molasse.

Der Umstand, daß der randliche, vom Grünten herüberziehende Kreidezug sich ostwärts bis Pröbsten-Waizern fortsetzt, um erst von hier ab weiterhin gegen Osten auf lange Strecken unterzutauchen und sich zu verlieren, ließ es angezeigt erscheinen, die Kartierung dieser Zone auch bis dahin auszudehnen, womit die scheinbar launenhafte Ausbuchtung des Aufnahmegebietes hier nach Nordosten als in den geologischen Verhältnissen begründet erscheint.

Das innerhalb der angegebenen Umgrenzung sich ausbreitende Bergland hat eine Flächenausdehnung von etwas mehr als 170 qkm. Da ein besonderer, das Ganze umfassender Name für dieses Gebiet nicht existiert, wählten wir für dasselbe die uns als am brauchbarsten erscheinende Bezeichnung „Hindelanger und Pfrontener Berge“ oder Alpen, weil dieser Gebirgstheil in der Hauptsache nicht nur zwischen dem ausgedehnten, aus 13 Dorfschaften bestehenden Pfronten und Hindelang gelegen ist, sondern ganz besonders auch, weil diese Ortschaften ihren ausgebreiteten Besitz an Alpen, Weiden, Wiesen und Wäldern hauptsächlich in diesem Gebiete gelegen haben, der sich teilweise sogar sehr erheblich über die bayerische Grenze hinaus auf das österreichische Staatsgebiet erstreckt und daß

fast all die bedeutenderen Berge des Gebietes entweder ganz oder doch mit irgend einem Gehängeteil dem Pfrontener oder Hindelanger Bezirk zugehören.

Im einzelnen zeigt das Gebiet im Gegensatze zu dem im Süden des Tannheimer Tales gelegenen angrenzenden Gebirgszuge eine ziemlich weitgehende Gliederung, die durch Gebirgssenken, Einsattelungen und hauptsächlich durch die Tal-furchen der Wertach, Vils- und Achen bewirkt wird und wodurch das Aufnahme-gebiet in eine Anzahl von kleineren Berggruppen zerfällt.

Aus der Umgebung von Hindelang und dem Quellgebiet der Wertach erheben sich mit dem Hirschberg, Spießer, Jochschrofen und dem langgezogenen Iselerstock die Hindelanger Berge, von dem übrigen Gebirgssteile durch die Hochfläche von Oberjoch, Schwanden und Krumbach scharf abgetrennt. Die genannte, über 1140 m hoch gelegene hügelige Hochfläche, die der Wertach als Sammelbecken ihrer Quellbäche dient, ist von dem östlich sich anschließenden Tannheimer Tal nur durch einen flachen seitlichen Ausläufer des Kühgundrückens bzw. einen flachen Moränenwall abgegrenzt.

Am Ostrande dieser Hochfläche hat die Vils, die von Tannheim her in westlicher Richtung das Tannheimer Tal durchfließt, ein enges Quertal eingerissen, in dem sie von dem Weiler Staig ab nach Norden ausweicht, sich beim Fallstrudel über die das Tal querende Hauptdolomitbarriere stürzt, sich zwischen dem Zinken und Schranzschrofen durchwindet und dann später in östlicher Richtung in dem eigentlichen „Vilstale“ Pfronten-Ried zueilt, von wo sie sich am Rande des Gebirges wieder gebirgseinwärts wendet und bei Pfronten-Steinach links die ebenfalls gebirgseinwärts strömende Faule Ach und dann rechts die Achen aufnehmend, an dem kleinen Tiroler Städtchen Vils vorbei dem Lech zufließt. Den Gebirgssteil, der sich zwischen der Wertach und dem eigentlichen Vilstale ausbreitet und im Zinken oder Sorgschrofen, im Reuterwannekopf, Pfeiferberg, Edelsberg und der Alpspitze die bedeutendsten Erhebungen besitzt, kann man wohl am besten als die Jungholzer Berge bezeichnen.

In analoger Weise wie die Vils beschreibt auch die oben genannte Achen in ihrem Laufe einen halbkreisförmigen Bogen, indem sie als „Seebach“ zunächst das von dem Tannheimer Tale abzweigende Längstal der Enge (Engetal) durchfließt, dann als Achen sich in einem kurzen Quertal nordwärts und hierauf von der Fallmühle an ostwärts wendet und das bei Pfronten-Steinach mündende „Achental“ durchfließt. Durch den eigenartigen Verlauf der Talungen der Vils und der Achen wird ein hufeisenförmiger Gebirgsbogen abgegrenzt, bei dem im südlichen Teil das Einsteinmassiv, im mittleren der Schönkallerstock und im nördlichen die beiden Pfrontner Kienberge dominieren. Den Raum, den der eben genannte halbmondartige nach Osten offene Gebirgsbogen frei läßt, erfüllt der Gebirgsstock des Breitenbergs und des mit ihm eng verbundenen Aggensteins, in dem unser Aufnahmegebiet seine höchste Erhebung (1987 m) aufweist und der nach Osten in dem schmalen Grate des bösen Trittes mit den Tannheimer und Vilser Alpen zusammenhängt.

Unser Bergland besitzt, wie der gegebene kurze Überblick und noch mehr die eingehendere Betrachtung der Karte erkennen läßt, nicht nur eine mannigfaltige Gliederung, sondern auch eine reiche Mannigfaltigkeit der geologischen Formationen. Es zeichnet sich aus durch ausgebreitete vortreffliche Alpweiden, seine Talgehänge durch ausgedehnte Wiesenfluren und namentlich der nordöstliche Teil durch prächtige Wälder. Nur wenige Berge steigen über die Baumgrenze und

keiner über den Vegetationsbereich empor, so daß es nur ganz wenige unwirtliche Strecken und kahle Schutthalden aufweist. Die Talfurchen der Wertach, Vils und Achen durchqueren das Gebirgsland teils direkt, teils in längeren Bogen und ermöglichen so ohne erhebliche Hindernisse in unbeträchtlichen Abständen eine Verbindung der am Gebirgsrande gelegenen Ortschaften mit dem Inneren des Gebirgstalles.

Trotz alledem muß das Gebiet als ein recht mangelhaft erschlossenes bezeichnet werden, soweit nämlich der Mensch Hand anzulegen hat an der Erschließung und erleichterten Zugänglichmachung des von der Natur wahrlich nicht stiefmütterlich behandelten Berglandes. Was ihm fehlt, ist ein zulängliches Straßen- und Wegnetz, sind wenigstens Talwege, die nicht plötzlich aufhören oder auf denen auch größere Lasten ohne Gefährdung von Roß und Wagen fortbewegt werden könnten. In dieser Hinsicht ist unser Gebiet Jahrhunderte lang vernachlässigt geblieben und es haben sich, da man ebenso lang alles beim Alten beließ, Zustände herausgebildet, wie sie sich anderorts glücklicherweise nur mehr selten finden und die in einer Zeit entwickelter Verkehrsmöglichkeiten und gesteigerten Verkehrs laut nach Abhilfe schreien. Ein erfreulicher Anfang des Wandels zum Besseren ist seitens der beteiligten Staaten in letzter Zeit gemacht worden mit der Anlage der kunstvollen Jochstraße von Hindelang nach Oberjoch und ins Tannheimer Tal und dem Umbau der Gachtstraße vom Tannheimer Tale ins Lechtal, wodurch diese uralte Verkehrslinie zwischen Iller und Lech nun eine Straße erhalten hat, die den Ansprüchen der Jetztzeit vollauf gerecht wird. Wie sehr es aber im übrigen an Straßenverbindungen fehlt, möge die Erwähnung einiger der markantesten Beispiele dartun. Vom Markte Wertach führt an der Wertach aufwärts eine Poststraße nach Unterjoch; wer von da an die ca. 4,5 km lange Strecke nach Oberjoch weiterfahren will, um die Jochstraße zu erreichen, mag sehen, wie er auf dem schlechten über die Hochfläche führenden Weg ungefährdet an Leib und Leben weiter kommt. Wer mit einer schwereren Last oder mit „einem für Karrenwege“ nicht eingerichteten Gefährte etwa von Unterjoch nach Hindelang zu fahren hat, muß der erwähnten schlimmen Zwischenstrecke wegen den großen Umweg über Wertach, Kranzegg, Rettenberg, Burgberg, Sonthofen, also um den ganzen Grüntenstock herum machen und statt ca. 13 $\frac{1}{2}$ km im ganzen ca. 33 km zurücklegen. Ein durchgehender direkter, nicht einmal mit einem Karren fahrbarer Weg von Unterjoch, also auch von Hindelang nach Pfronten, ebenso von Schattwald oder von Jungholz dorthin existiert überhaupt nicht. Das Vilstal würde die direkte Richtung weisen. Der von Pfronten her dieses wiesenreiche Tal durchziehende primitive Weg geht nur etwas über die bayerisch-österreichische Landesgrenze bis zum Kälberhof und hört dann plötzlich inmitten der ebenen breiten Talsohle auf österreichischem Boden auf; das Sträßchen erstirbt hier inmitten einer ebenen Talweitung vor dem allerdings zuweilen wilden und geröllreichen Wankbache (Steinige Bach der Karte), der seitwärts herankommt. Würde die Straße hier auf der linken Seite der Vils auf österreichischem Boden auf eine Strecke von 2,5—3 km ohne besondere Schwierigkeiten weitergeführt bis auf die westliche Vilsterrasse und zu dem zu verbessernden Verbindungswege Unterjoch-Schattwald, so erhielten die Ortschaften Hindelang, Ober- und Unterjoch mit Pfronten und Füssen eine direkte Verbindung und es verschwände der unwürdige Zustand, daß die obere Teilstrecke eines stark bevölkerten und wirtschaftlich hoch entwickelten Flußtales, wie es das Tannheimer Tal ist, von der Teilstrecke seines Unterlaufes mit ebenfalls bedeutsamer wirtschaftlicher Entwicklung gänzlich ab-

geschnitten und abgesperrt und in seinem Verkehr an die Umwege durch benachbarte Flußtäler angewiesen ist.

Es ist hier nicht der Ort zu weiteren Erörterungen dieser rückständigen Verkehrsmöglichkeiten, aber wer über das landschaftlich interessante und schöne Gebiet zu schreiben hat, kann und darf an den Mißständen und uralten Versäumnissen nicht vorübergehen, ohne auf sie hinzuweisen. Daß diese Rückständigkeit sich so lange erhielt, mag zum nicht geringen Teile daran liegen, daß das Gebiet zwei verschiedenen Staaten mit verschiedenen verkehrshemmenden Zollschränken angehört, sodann an dem wunderlichen Verlauf der Landesgrenze, wodurch eine einheitliche rationelle Behebung der Mißstände erschwert wird. Ein guter Anfang hierzu ist mit der Regulierung der Joch- und Gachtstraße schon gemacht. Der sukzessive Ausbau des übrigen Straßennetzes ist eine Aufgabe der Zukunft. Es mag aber noch zu bemerken gestattet sein, daß diese Frage nicht bloß eine lokale Angelegenheit für die nächst beteiligten, in ihrer Leistungsfähigkeit beschränkten Ortschaften ist, sondern in einem Gebiete von sich immer mehr steigendem Fremdenverkehr viel weitere Bezirke berührt und die Mithilfe auch weiterer Kreise und des Staates erheischt. Ein gesteigerter wirtschaftlicher Betrieb in dem ganzen Gebiete hat unumgänglich eine bessere Erschließung durch geordnete Wege und Straßen zur Voraussetzung.

Bevor wir uns nun nach diesen einleitenden Darlegungen der eigentlichen geologischen Besprechung des Gebietes zuwenden, möchten wir noch zur Vermeidung von Verwechslungen oder Unklarheiten einigen Bemerkungen Raum geben über einzelne schwankende oder gleichlautende Berg-, Fluß- und Ortsnamen oder über topographische Namen, die auf der Karte nicht verzeichnet, aber in dem späteren Text öfters zu erwähnen sind.

An doppelt oder mehrfach vorkommenden Namen seien erwähnt:

Kappel, a) Weiler und Fraktion bei Schattwald im Tannheimer Tal; unweit davon der Kappler Bach und der Kappler Berg (= Kappler Viehweide und Höhenrücken nördlich von Kappel); b) Dörfchen am Gebirgsrand, = Pfronten Kappel, eine von den 13 Ortschaften, die den Kollektivnamen „Pfronten“ führen; westlich davon das Kappler Köpfle („Kappelköpfle“ der Karte). Kappler Berg = Kappler Viehweide.

Reichenbach (Flußname), a) der Reichenbach zwischen Breitenberg und Roten Stein bei Pfronten Steinach; b) der Reichenbach bei Nesselwang zwischen der Alp Spitze und der Blässe („Blöße“ d. K.); c) Reichenbach bei Hindelang am Imberger Horn.

Weißbach (ein Quellbach der Wertach), a) Bach bei Unterjoch, n. v. vom Spießler und Jochschrofen, vom Hieseloch (nicht „Häuseloch“ der Karte) kommend (Hieß = Matthies); b) „Weißbach“ der Karte, ebenfalls bei Unterjoch, vom Hintern Wiedhag kommend, einer der Quellbäche der Wertach; sein ortsüblicher Name ist „Pfunzenbach“, der schon zur Vermeidung von Verwechslungen allein berechtigt ist.

Steinebach, a) Steinbach bei Pfronten Kappel, vom Edelsberg herabkommend; b) Steinbach bei Zöblen im Tannheimerbach; c) Steiniger Bach, ebenfalls ein Seitenbach der Vils; er hat bei den nächsten Anwohnern den sehr treffenden Namen „Wankbach“ (Wank = Tal-, Wegbiegung), der allein anzuerkennen ist und zu keinen Verwechslungen Anlaß gibt.

Frikler Bach, a) durchfließt Friklen bei Schattwald; b) Friklerbach der Karte, parallel dem ersten laufend = Wieslerbach zwischen der Fraktion Wies und Kappel; sein von Norden ihm zufließender Seitenbach heißt Änderlesbach (Änderle = Dimin. v. Andreas).

Von gleichnamigen Bergen unseres Gebietes seien vermerkt:

Rappenschrofen, a) der östliche durch eine kleine Kammsenke abgetrennte Ausläufer des Einsteinstockes, nordwestlich von Grän im Tannheimer Tal; b) der Rappenschrofen am Eingange des Vilstales bei Pfronten Halden, eine auf der Karte nicht benannte, aus dem Talgehänge gegen den Kienberg aufragende Felsterrasse (Hierlatzkalkscholle); c) die Rappenschrofen, die westlich von der Wertachenge in mehreren Schrofen aufragen; sie sind auf der Karte ebenfalls nicht benannt und liegen zwischen der dort verzeichneten Schlaghütte und dem Kühberg.

Hirschberg; die Karte verzeichnet bei Hindelang zwei Hirschberge: a) der eigentliche Hirschberg, an dessen Fuße Hindelang liegt, und b) einen Hirschberg östlich vom Spießer P. 1644.

Zur Vermeidung von Unklarheit sei eigens bemerkt, daß in der Allgäuer Mundart der Name „Berg“ neben seiner allgemeinen Bedeutung auch noch den Begriff „Viehweide“ im Berggelände ausdrücken kann und also oft keinen eigentlichen selbständigen Berg, sondern nur einen Weidebezirk an einem Berghange etc. bezeichnen kann. In diesem Sinne sind z. B. in unserem Gebiete aufzufassen die Namen Kappler-, Wiesler-, Frikler-, Kienzer-, Berger-, Gschwenderberg als die Weidegebiete der Ortschaften Kappel, Wies, Fricken, Kienzen, Berg und Gschwend im Tanheimer Tal u. s. w. Sie bilden alle nur Dorfweidegelände hauptsächlich an dem südlichen Gehänge des Einsteinstockes.

Während verschiedene orographisch bedeutsame Bergteile auf unserer Karte oder beim Volke sich keines besonderen Namens zu erfreuen haben, besitzt der bei Unterjoch und zwischen dem Vilstal und Unterjoch kühn und mächtig aufragende Zinken oder Sorgschrofen gleich vier Namen. In Unterjoch, Oberjoch, Hindelang heißt er seiner charakteristischen Form wegen „Zinken“, eine Bezeichnung, die auch die österreichische Generalstabkarte gebraucht und die wohl am meisten Berechtigung besitzt. Die Jungholzer nennen den Berg Sorgschrofen, weil die Sorgalpe an seinem nordwestlichen Fuße liegt, ein Name, den auch die bayerische Karte aufweist und der jedenfalls auch als berechtigt anzuerkennen ist. Die Pfrontner nennen den Berg „Steineberg“, eine Bezeichnung, die schon deswegen keine Beachtung verdient, weil sie gleichlautend mit der am Südfuße des Berges gelegene Ortschaft „Steineberg“ ist und zu Verwechslungen Anlaß gibt. Die österreichische Generalstabkarte weist endlich für den Berg neben der Bezeichnung „Zinken“ auch noch den Namen „Riederspitze“ auf, nach der alten jetzt erloschenen und höchstens noch von einzelnen alten Leuten verstandenen Bezeichnung „Rieder“ oder „in den Riedern“ für die Ortschaft Jungholz. Dieser Name ist, weil im Volke nicht mehr verständlich und gebräuchlich, trotz seines ehrwürdigen Alters wohl auch fallen zu lassen, um so mehr, als kein Bedürfnis vorliegt, neben den beiden gebräuchlichen Namen Zinken und Sorgschrofen noch einen dritten Namen weiterzuführen.

Stratigraphie.

Das behandelte Kartengebiet zeichnet sich in stratigraphischer Hinsicht durch eine verhältnismäßig erhebliche Mannigfaltigkeit an Formationsgliedern aus. Es konnten als zutage tretend die folgenden Altersstufen und Schichtenglieder unterschieden werden:

Trias:

1. Buntsandstein.
2. Wettersteinkalk (ladinische Stufe).
3. Raiblerschichten (karnische Stufe).
4. Hauptdolomit und Plattenkalk (norische Stufe).
5. Rät (Kössener Schichten) (rätische Stufe).

Jura:

6. Lias in Hierlatzfazies.
7. Lias in Knollenkalkfazies.
8. Lias in Allgäu- oder Fleckenmergelfazies.
9. Dogger in Kalkfazies.
10. Dogger in Allgäu- oder Fleckenmergelfazies.
11. Malm, Aptychenkalk.
12. Malm, Tithonkalk.

Kreide:

a) Ostalpine Fazies (Innere Kreidezone):

13. Neokom oder untere Kreide.
14. Gault.
15. Cenoman.

b) Westalpine (helvetische) Fazies (Äußere Kreidezone):

16. Barrem oder Barremstufe.
17. Apt oder Aptstufe.
18. Gault (Albien).
19. Cenoman und Turon: Seewerkalk.
20. Senon, Seewenmergel.
21. Oberste Kreidemergel von Pröbsten.

Tertiär:

22. Flysch.
23. Diabasische Eruptivgesteine.
24. Molasse.

Quartär:

25. Diluvium.
26. Alluvium.

I. Triasformation.

I. Buntsandstein.

Zu diesem tiefsten Formationsglied der Trias zählen wir mit VON GÜMBEL quarzitische, braune, rote und weißliche Sandsteine, die in abnormer Lagerung bei Hindelang auftreten und in ihrer petrographischen Beschaffenheit und in ihrem ganzen Habitus mit den anderorts in den nördlichen Ostalpen auftretenden und nach der stratigraphischen Stellung gesicherten Buntsandstein so sehr übereinstimmen, daß sie davon nicht getrennt gehalten werden können.

Der Sandstein, dessen Farbe vom dunklen Braunrot bis zum blauen Hellrot und schmutzigen Weiß schwankt, besteht aus feinen eckigen Quarzkörnern, die oft durch Kieselsubstanz so innig verkittet sind, daß dem unbewaffneten Auge am frischen, noch nicht angewitterten Bruche die Sandsteinstruktur oft fast ganz verhüllt erscheint und das Gestein besonders in seinen dunkler gefärbten Varianten ein oft vollständig quarzitisches Aussehen gewinnt.

Weißer winzige Glimmerblättchen sind dem Gestein vereinzelt fast überall eingestreut, treten aber, besonders bei den dunkel gefärbten Arten, stellenweise auch in reichlicher Beimengung auf, gerade so wie bei dem sonstigen alpinen Buntsandstein. Bei den roten und blaßrötlichen Varianten fehlen auch die charakteristischen dunkleren oft mehr oder weniger verwischten Streifen und Flecken nicht. Wie Dünnschliffe, die bei der meist soliden Verkittung unschwer herzustellen sind, ersehen lassen, wird die dunklere Farbe des Gesteins von Verunreinigungen und eisenhaltigen Einschlüssen des quarzitischen Bindemittels verursacht; die Quarzkörner selbst sind stets hell.

Das **Vorkommen** unseres Sandsteines innerhalb unseres Aufnahmegebietes beschränkt sich auf die Umgegend von Oberjoch und Hindelang. In Fragmenten und Rollstücken findet er sich da zerstreut nicht selten auf den Feldern, in den Schuttanhäufungen der Moränen und in dem Geröll der Bäche und Wassergräben, insbesondere auf den Gehängen unterhalb der Gund- und Vorderen Wiedhagalpe bei Oberjoch und in den Schotteranhäufungen der dortigen Gießbäche und Zuflüsse der obersten Wertach.

Anstehend erscheint er dagegen erst weit oben an den nördlichen bzw. nordwestlichen Gehängen des Iselers. In einer Höhe von ca. 1500 m läßt er sich hier in einer Zone, die in sich ziemlich gleichbleibender Höhenlage von der Nähe der Vorderen Wiedhag-Alphütte südwestlich bis zu den gegen Hindelang zugewandten Gehängepartien im Hintergrunde des Ellesbachtobels hinzieht, an mehreren Stellen zutage tretend beobachten.

Bis zu der genannten Höhe wird das Berggehänge noch von Wiesen- und Weidegelände oder von Hochwald eingenommen und besteht, soweit es nicht von Gehängeschutt bedeckt ist, in normaler Reihenfolge aus der Schichtenserie: Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und einem Teil von Liasfleckenmergel, die alle annähernd südöstlich, also gegen den Berg einfallen. Darüber beginnt teils in Latschen-bedeckten Steilhängen teils in mächtigen Felswänden der unwirtliche obere Teil des langgestreckten Berges aufzuragen, der in seiner Hauptmasse aus ebenfalls nach Südosten einfallendem Hauptdolomit besteht und an seiner Basis noch von Rauhwacke begleitet wird. Da die jüngeren vorgelagerten Liasfleckenmergel, wie man besonders im Hintergrunde des Ellesbachtobels an mehreren Stellen klar sehen kann, unter die Rauhwacke und den Hauptdolomit einschießen, so ergibt sich schon beim ersten Blick, daß die obere Gebirgsmasse, die Iseler-Bschießer Scholle, an ihrem Rande über die vorgelagerte tiefere Scholle geschoben worden ist. Weil nun unser Buntsandstein in einzelnen Partien nur entlang dieser Überschiebungslinie auftritt, so kann wohl kaum ein Zweifel bestehen, daß derselbe bei der Überschiebung miterfaßt, mitgeschoben und geschleppt worden, daß er also erst durch die Überschiebung in seine gegenwärtige Lagerstätte gekommen ist.

Dafür spricht auch die Art seines Auftretens in einzelnen unter sich unzusammenhängenden Partien und in wirrem, durcheinandergemengtem Blockwerk. Nirgend ist auch nur eine Spur von nur annähernd geordneter Lagerung zu bemerken; während er an einzelnen Stellen in nicht unerheblichen Massen auftritt, erscheint er an einzelnen Punkten des Steilgehanges gegen den Ellesbach auf wenige Zentimeter Mächtigkeit herabgesetzt und eingekeilt oder eingepreßt zwischen der zur wirren Brekzie umgewandelten Rauhwacke und dem schwarzen Liasschiefer, dabei vielfach vollständig zerdrückt und von unzähligen glänzenden Druck- und Gleitflächen durchschwärmt.

Von Hindelang und Bad Oberdorf aus lassen sich unsere Buntsandsteinvorkommnisse am bequemsten erreichen, wenn man den von der Alpenvereinssektion Allgäu-Immenstadt angelegten Weg auf den Iseler benützt. Zunächst steigt man an der Balmwand vorbei bis zur Einbiegung des Weges in die Mulde des Ellesbaches über Hauptdolomit und Plattenkalk. Nachdem man die Mulde einwärts und dann im Hintergrunde derselben links aufwärts über mangelhaft aufgeschlossene Kössener Schichten und Liasfleckenmergel gekommen, gelangt man unterhalb des letzten Ausstiegs aus der Mulde und bevor man zu einem kleinen Absatz, den sog. „Iselerplatz“ kommt, im Hangenden des Lias plötzlich auf unsern Sandstein, der hier vorwiegend hellgefärbt und weißlich ist. An einem mächtigen aufragenden Block dieses Gesteins vorbei, der gleichsam die untere Grenze des Vorkommens markiert, führt der Pfad aufwärts in Serpentinaen längere Zeit ausschließlich über Blockwerk und Gries des Sandsteins, der seine Natur schon durch das Knirschen unter unseren Schuhsohlen verrät und im Sonnenschein auf den etwas angewitterten Bruchflächen lebhaft glitzert. Das Gestein ist hier nur sehr wenig aufgeschlossen

und insbesondere erscheint das Hangende desselben durch Vegetation und Schotter vollständig verhüllt.¹⁾

Besseren Einblick in die Lagerungsverhältnisse können wir aber gewinnen, wenn wir von der genannten Stelle aus mehr südwestlich in die Steilgehänge und zu den Runsen der Zuflüsse des Ellesbach vordringen, wo, wie schon erwähnt worden, die Überschiebung der auflagernden Rauhwaacke und Hauptdolomitmasse über den darunter einfallenden Liasschiefer klar zu beobachten ist und wo wir an mehreren Punkten dazwischen unsern Buntsandstein eingeschaltet oder vermengt mit Brocken brekziöser Rauhwaacke und Hauptdolomit eingeklemmt sehen können.

Sollten die bisher besprochenen Beobachtungen nicht schon zur Genüge dartun, daß unser Buntsandstein sich auf sekundärer Lagerstätte befindet und erst durch Gebirgsschub dahin gekommen, so kann dies klar und unzweideutig sogar direkt beobachtet werden und zwar bei seinem nordöstlichsten, auf unserer Karte noch verzeichneten Auftreten in der Nähe der Vorderen Wiedhagalphütte. Die flache Gehängemulde, auf der sich die genannte Alm ausbreitet, wird hier von einer gegen die Gundalphütte abwärts ziehenden großenteils bewaldeten Querrippe abgegrenzt, die, von der Alm aus betrachtet, sich in ihrem obersten Beginn kuppenartig von den höheren Gehängen abhebt. Diese bewaldete obere Kuppe wird nun von einem mächtigen Blockwerk unseres Buntsandsteins gebildet, der da in solcher Menge und Ausdehnung auftritt, daß er sogar morphologisch in die Erscheinung tritt. Bei der großen Widerstandsfähigkeit des quarzitischen Gesteins gegen Verwitterung besaßen die unter ihm befindlichen weicheren Liasschiefer ein schützendes Dach, so daß sie hier in geringerem Maße der Zerbröckelung und Abtragung ausgesetzt waren als in der Nachbarschaft, was die Entstehung der Gehängeriippe veranlaßte.

Von dem oben erwähnten sog. Iselerplatz gelangt man zu dieser Stelle, wenn man von dort, anstatt den Alpenvereinsweg aufwärts weiter zu verfolgen, so ziemlich in gleicher Höhenlage bleibend am freien Gehänge entlang ostwärts schreitet, wo man alsbald, über einen Zaun steigend, vom Gebiet der Ochsenbergalpe in das der Gundalpe kommt und dann nach im ganzen etwa 450 m betragenden Zwischendistanz unsere Waldkuppe vor sich hat.

Auf derselben ragt allenthalben aus dem Waldboden grobes kantiges Blockwerk unseres Sandsteines heraus. Sobald man aber in der Richtung gegen die östlich gelegene Wiedhagalphütte auf dem sehr steilen Seitengehänge etwas absteigt, kommt man auf Liasfleckenmergel und Schiefer, die dem Buntsandstein unterlagern und deren Schichtenflanken bei der Steilheit des Hanges zwischen den lückenhaften spärlichen Grasbüscheln überall zu Tage stehen. Überblickt man das ein prächtiges Querprofil darbietendes Seitengehänge, so bemerkt man nicht nur, daß die Liasschichten unter der Sandsteindecke ziemlich schräg gegen den Berg einfallen, sondern man sieht auch klar und deutlich, daß die Berührungslinie zwischen Sandstein und Liasschichten eine nahezu wagrecht verlaufende, zuletzt

¹⁾ Nicht unerwähnt soll bleiben, daß in der Nähe des Buntsandsteinvorkommens unweit des Iselerplatzes seitlich abwärts auf der Terrainkante, die das nördliche Gelände der Ochsenbergalpe von der Ellesbachmulde trennt, eine kleine isolierte Scholle von Kalksteinen der Kössener Schichten mit *Terebratula gregaria* SUESS etc. und darunter gelagertem Hauptdolomit zu Tage tritt, die den Liasschichten des oberen Teiles der Ochsenbergalpe aufgesetzt erscheinen. Wir bemerken dies ausdrücklich, da es leicht möglich wäre, daß Besucher dieser Stelle den rätischen Kalk ob seiner Lage im Liegenden des Buntsandsteins bei flüchtiger Betrachtung für Muschelkalk halten könnten, zumal dann, wenn die *Terebratula gregaria* als *Terebratula vulgaris* bestimmt wird.

in die Luft ausstreichende gerade Linie bildet, längs deren die Schichtköpfe des unterlagernden Liasschiefers und Mergels scharf abgeschnitten sind, wie dies Profil A der Karte zur Darstellung bringt. Die Überschiebung des Buntsandsteins erscheint uns hier also geradezu ad oculos demonstriert.

Das unmittelbar Hangende des Sandsteins ist an dieser Stelle durch Gebirgsschotter verhüllt, der hier auf dem Vorsprung nur zu leicht liegen bleiben konnte. Sobald aber das Gehänge aufwärts wieder steiler wird, was nach kurzer Strecke der Fall ist, sieht man allenthalben aus dem Rasen Rauhwaacke durchblicken, so daß wohl angenommen werden darf, daß auch hier wie sonst auf der ganzen Linie der Sandsteinvorkommnisse Raibler Schichten das Hangendgestein desselben bilden.

Diese Überlagerung des Sandsteins durch Raibler Rauhwaacke könnte vielleicht Bedenken erwecken, ob wir es hier denn wirklich mit Buntsandstein zu tun haben, was uns auch zu einigen Bemerkungen Anlaß gibt.

Sandsteine beteiligen sich bekanntlich vielerorten in den Alpen an der Zusammensetzung der Raibler Schichten, besonders der tieferen Lagen und auch in unserem Aufnahmegebiet treten, wie wir unten sehen werden, solche innerhalb des genannten Schichtensystems auf, wie deren Vorkommen im gleichen Verbands auch aus den benachbarten Vilser,¹⁾ Hohenschwangauer,²⁾ Lechtaler³⁾ und Hintersteiner⁴⁾ Berge belegt ist. Der Umstand nun, daß unser Sandstein im Liegenden der Raibler Rauhwaacke auftritt, daß er nicht auch von Muschelkalk oder anderen Gesteinen der tieferen Trias begleitet wird, könnte nahe legen, in ihm nur einen Vertreter oder eine lokale Abart von Raibler Sandstein zu vermuten.

Demgegenüber mag bemerkt werden, daß unser Iseler Sandstein von den in der Umgegend vorkommenden eigentlichen Raibler Sandsteinen so grundverschieden ist, daß eine Zusammenlegung beider vom petrographischen Standpunkt ausgeschlossen ist. Der Beweis ihrer Zusammengehörigkeit müßte demnach mit paläontologischen oder mit stratigraphischen Beweismitteln erbracht werden. Nun sind aber Versteinerungen aus unserem Sandsteine, die ja mit einem Schlage die Frage nach dessen Alter lösen würden, trotz aller Bemühungen leider noch nicht aufgefunden worden. So bleiben nur noch die Lagerungsverhältnisse übrig.

Das Auftreten unseres Sandsteines einerseits in abgerissenen mächtigen Blöcken, deren Gewicht nach Tonnen zählt, andererseits in mächtigem wirrem Haufwerk von Trümmern läßt ersehen, daß das Gestein durch die Überschiebung nicht bloß aus seinem ursprünglichen Schichtenkomplex herausgerissen, sondern daß die Straten auch unter sich den Zusammenhang verloren haben und also eine ungleich bewegtere Vergangenheit hinter sich haben müssen als die auflagernde Rauhwaacke, die allerdings in ihren unteren Lagen gegen die Überschiebungsfläche auch in Breckzie verwandelt wurde, aber doch sonst im großen den stratigraphischen Zusammenhang unter sich und mit dem Hauptdolomit bewahrt hat. Auch an den Stellen, wo der Sandstein als direkt der Rauhwaacke unterlagernd beobachtet werden kann, läßt sich nirgend auch mit nur annähernder Sicherheit ein ursprünglicher und organischer Schichtverband zwischen beiden erkennen. Würde der Sandstein aber je einmal als normales Glied der Raibler Schichtserie angehört und in so mächtigen Straten der Rauhwaacke untergelagert haben, daß daraus so gewaltige Blöcke, wie die herumliegenden, hervorgehen konnten, so müßte es ganz unerklärlich erscheinen, wie solch mächtige Lager stellenweise ganz und gar oder bis auf nur kleine Bruchstücke verschwinden konnten und warum nicht auf der ganzen Schnittlinie der Überschiebungsfläche in ununterbrochener Reihe Sandsteine zu Tage treten. Kurz die Art des Auftretens des Sandsteins nur in losgerissenem Block- und Trümmerwerk ohne jeglichen erkennbaren ursprünglichen normalen Schichtverband mit den auflagernden Raibler Rauhwaacken, sprechen lebhaft dagegen, daß wir es in ihm etwa mit einer lokalen Ausbildung des Raibler Sandsteins zu tun hätten, wenn auch Raibler Rauhwaacke die Hangendschichten bilden.

Beachtenswert ist, daß ganz gleichgeartete Sandsteine im Hintersteiner Tale am Roßkopfe in ganz anderer Schichtengesellschaft vorkommen; das Auftreten dieser zertrümmerten Sandsteine als Begleiterscheinung einer deutlich erkennbaren Überschiebungsfläche und ihre genaue petrographische Übereinstimmung mit alpinem und außeralpinem Buntsandstein läßt wohl keine andere Wahl, als

¹⁾ A. ROTHPLETZ, Monographie der Vilser Alpen, S. 19.

²⁾ E. BÖSE, Monographie der Hohenschwangauer Alpen, S. 10.

³⁾ v. WÖHRMANN, Fauna der Cardita und Raibler Schichten, S. 240.

⁴⁾ GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges, S. 270.

in ihnen auch ohne fossile Belege echten Buntsandstein anzunehmen, der bei der Überschiebung mitgeschleppt und in seine gegenwärtige Lage gebracht wurde. Ihr Auftreten am Iseler inmitten jüngerer Gesteine dürfte ohne Zweifel derselben Erscheinung angehören, wie das Vorkommen von mächtigen Glimmerschieferschollen und Blockwerk an der Rotspitze im nahen Rettenschwanger Tale und wohl auch das Vorkommen großer Gneisblöcke im kleinen Walsertale und am Bolgen.

2. Wettersteinkalk. (Ladinische Stufe.)

Während in der benachbarten Vilser und Tannheimer Gebirgsgruppe der Wettersteinkalk noch so mächtig entwickelt ist, daß er, in vier Längszügen auftretend, zahlreiche Berge, darunter die höchsten Spitzen der Tannheimer Gruppe, Rote Fluh, Gimpel, Kölle-, Gern- und Gachtspitze aufbaut und in seiner Ausbreitung unter allen Gesteinen die größte Fläche einnimmt, beschränkt sich sein Auftreten innerhalb unseres Aufnahmegebietes auffallenderweise plötzlich nur auf höchst bescheidene und räumlich geringfügige Vorkommnisse.

Der Kalk zeigt im ganzen das gleiche petrographische Gepräge und die gleiche **Gesteinsbeschaffenheit** wie im östlichen Vilser und Hohenschwangauer Gebiet und in den bayerischen Alpen. Wie dort zeichnet er sich durch große Reinheit und seine helle Farbe vor allen anderen Kalkgesteinen aus, das Weiß seiner Färbung spielt indes vielfach ins Gelbliche oder, besonders gegen die anstoßenden Sandsteine, in mattes Lichtrötliche über. Er ist in der Regel dicht bis feinkörnig, wird aber stellenweise sogar spätig und mehr oder weniger kristallinisch. Sein Bruch ist meist feinsplittigerig. Mit seiner überaus stark gestörten Lagerung hängt es wohl zusammen, daß er stellenweise von unzähligen feinen Bruchflächen, die ein mattes bestäubtes Aussehen zeigen, durchsetzt wird, so daß es gewöhnlich schwer hält, schöne Handstücke zu schlagen, wenn auch sonst das schöne Gestein keineswegs etwa Neigung hat, in Schutt zu zerfallen. Die außerordentliche Lagerungsstörung, die es durchgemacht, dürfte ebenfalls schuld sein, daß in dem Gestein jegliche Schichtung verschwunden ist; nur an einer beschränkten Stelle bei den Schnallwiesen glaubte ich unsichere Spuren einer solchen erkennen zu können. Die sonst in dem Wettersteinkalk nicht selten auftretende sog. Großoolithstruktur wurde nicht beobachtet, dagegen zeigten Gesteinsdünnschliffe vereinzelt Stellen, wo sich wirt büschel- und bündelförmig geordnete feinste Faserstruktur bemerken ließ.

Wie schon angedeutet wurde, ist seine **Verbreitung** im Gegensatz zu den Vilser Alpen in unserem Kartengebiet eine ganz untergeordnete. Sein Vorkommen beschränkt sich auf die Umgebung der Fallmühle im Achenal, wo er in der Fortsetzung der Richtung des langgestreckten Wettersteinkalkzuges Kalvarienberg—Salober—Falkenstein der Füssener und Vilser Berge und offenbar als dessen letzter Repräsentant nach einer Unterbrechung von nahezu 4 km in einigen isolierten Schollen zu Tage tritt. In nächster Nähe des Gasthauses und Elektrizitätswerkes „Fallmühle“ baut er dort den aus dem nördlichen Talgehänge steil bis zu einer Höhe von ca. 70 m aufragenden Kühschnallschrofen auf, der sich ostwärts in einigen kleineren Felswänden auf eine Erstreckung von ca. 250 m am Gehänge noch fortsetzt, worauf das Gestein plötzlich abbricht und weiterhin nur mehr in dem flachen Viehweidegelände etwa einen halben Kilometer talauswärts in einem kleinen Schollenrest zu Tage tritt, sonst aber bis Pfronten die Bildung des Talgehänges dem Hauptdolomit des Kienberges und dessen Schotterbildungen überläßt.

Westlich vom Kühschnallschrofen tritt der Wetterstein nach einer kurzen Unterbrechung bei den hinteren Schnallwiesen jenseits des zum Aftertal emporführenden Weges wieder erneut auf und zieht dann aufwärts zum Reßekopf oder dem „Reßermändleskopf“ der Karte, dessen bewaldete Kuppe und dessen südliche steil zum Fallbachtobel abfallenden bewaldeten Hänge er zusammensetzt. Das genannte Tobel bildet die südliche Grenze dieser Scholle, doch ist beachtenswert, daß die Sohle des tiefeingeschnittenen und ein sehr starkes Gefälle aufweisenden Wasserinnensales nicht etwa, wie man erwarten möchte, scharf der Bruchlinie folgt, die hier Wettersteinkalk und Aptychenschichten trennt, sondern in einem Abstand von derselben von wenigen Metern noch in den steilgestellten Aptychenschichten läuft und nur einmal auf eine kurze Strecke den Wettersteinkalk direkt berührt. Erst weit oben fast auf der Höhe des Sattels springt das weiße Gestein des letzteren so in das Rinnsal herein, daß er es absperrt und das Bächlein zwingt, in einem hübschen Wasserfall über diese Schwelle herabzustürzen. Weiterhin stellt sich Diluvium und Alluvium ein, doch ist es ausgeschlossen, daß der Wettersteinkalk sich unter demselben in der bisherigen Richtung irgend nennenswert weiter fortsetzt, da alsbald andere Gesteine hier zu Tage treten. Dagegen können wir ihn von dem erwähnten Wasserfall an anstehend schräg aufwärts gegen den Westerkienberg bis zu dem Saume des Waldes verfolgen, der den obersten Grat des genannten Kopfes bedeckt. Seine Anwesenheit veranlaßte bei seiner großen Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung und Abtragung offenbar nicht nur die Herausmodellierung des Reßekopfes aus der Umgebung, sondern auch der sich an diesen anschließenden wallartigen Terrainanschwellung, die die kleine Hochfläche der Bärenmoosalpe von dem ostwärts folgenden Aftertal scheidet. Verrät also hier am Reßekopf schon die äußere Terraingestaltung eine größere Flächenausbreitung des Kalksteins, so darf nicht unbemerkt bleiben, daß er am Kühschnallschrofen bei der Fallmühle in der Horizontalprojektion nur eine so schmale Zone einnimmt, daß die Breite derselben bei der Darstellung auf der Karte erheblich übertrieben eingezeichnet werden mußte, damit sie sich überhaupt noch einigermaßen deutlich bemerkbar macht, was man bei der Vergleichung der Karte mit der Wirklichkeit berücksichtigen wolle.

Besonderes Interesse beanspruchen die eigenartigen **Lagerungsverhältnisse** des Kalksteins und seine Beziehungen zum Nebengestein. Wie ein Blick auf unsere Karte zeigt, bilden entlang seiner Südgrenze das anstoßende Gestein jurassische Aptychenschichten, die ihm nicht bloß durch Bruch nebengelagert sind, sondern ihm sogar streckenweise unterteufen und so sein Liegendes bilden.

Geradezu in hervorragend schöner und instruktiver Weise ist dieser Sachverhalt am Kühschnallschrofen aufgeschlossen, wie wir uns überzeugen können, wenn wir uns der hübschen Felsgruppe eine Strecke weit hinter der Fallmühle von Süden her nähern. Die Talsohle hat sich hier so sehr eingengt, daß sie nur Raum bietet für den Achenfluß und die daneben herziehende Straße, die zur Enge und ins Tannheimer Tal führt. Südlich steht am Wege durch Seitenverschiebung in Trümmer gegangener Hauptdolomit an. Auf der andern Seite der Talenge hat die Achen am Ufer auf eine längere Strecke Aptychenschiefer und Mergel bloßgelegt, die zwar im einzelnen mannigfach verbogen sind, im ganzen aber doch ostwestliche Strichrichtung zeigen und mäßig geneigt nach Norden einfallen. Sie bilden auf der ganzen Linie ein schüttiges Gehänge von etwa 20—30 m Höherhebung, über dem sich eine Terrainstufe zeigt, auf dessen vorderen Kante wir

schon unseren hellerschimmernden Wettersteinkalk in mächtigen Blöcken aufrufen sehen und hinter denen zwischen den Baumkronen hindurch die hellen Felsen des Kühschnallschrofens herabblicken. Ersteigen wir die Terrasse entweder unmittelbar oder auf einem bequemeren aber längeren Umweg über die Schnallwiesen, so erscheint uns der genannte Schrofen nach wenigen Schritten zwischen Blockwerk hindurch als eine stark nach Süden überhängende mächtige Wand. Auf den ersten Blick erkennen wir mit Verwunderung, daß die Wand sich als eine auf große Strecken noch im vollständig intakten Zustand befindliche Gleitfläche darstellt. Sie streicht OW. (O. 5° S.) und fällt mit $55-60^{\circ}$ nach Norden ein. Bei solch bedeutsamer Neigung im Zusammenhalt mit ihrer beträchtlichen Höhe von ca. 40—50 m ist es verständlich, daß von den am meisten ausladenden und vorragenden und somit den Witterungseinflüssen, zumal dem Frost, am meisten ausgesetzten oberen Teilen der Wand verschiedenfach Partien und Blöcke im Laufe der Zeit sich lösen und abstürzen mußten, was das Vorhandensein der vielen herumliegenden Riesenblöcke, zumal am vordern Rand der Terrasse, von selbst erklärt. Umgekehrt zeigt sich die Gleitfläche am Fuß der Wand, wo ihre Bloßlegung durch Abtragung der anstoßenden Aptychenschichten ja am spätesten erfolgte, auch am besten erhalten und läßt sich, ohne daß sie eine Unterbrechung aufwies, auf eine Längenerstreckung von ca. 200—250 m verfolgen, bis ostwärts Blockwerk und Schutt das weitere Fortstreichen verhüllen, während sie westwärts gegen die Schnallwiesen in die Luft ausstreicht, weil sich hier das Gehänge senkt und zurückweicht und Aufschlüsse fehlen.

Leider ist die riesige mehrere tausend Quadratmeter große überhängende Bruch- und Gleitfläche von einem mehligem, mehrere Millimeter dicken Belag bedeckt, der von Sinter- und Sickerwasser abgesetzt wurde, teils auch von Flechten und Algen bedeckt, so daß Gleitstreifen und Schrammen nicht mehr zuverlässig bemerkbar sind. Bei dem Versuche, an einer Stelle nahe am Boden den Sinterbelag durch Abwaschen mit Bürste und Schwamm zu beseitigen, zeigten sich feine Gleitschrammen, die nahezu senkrecht ($10-15^{\circ}$ nach Osten ausschlagend) auf der Fläche nach unten ziehen und also bekunden, daß sie von einer Verwerfung herkommen, sei es, daß die Aptychenschichten hier abgesunken oder daß der Kalkkomplex steil von Norden her auf die ersteren aufgeschoben wurde.

Beachtenswert bei Beurteilung unseres Wettersteinkalk-Vorkommnisses sind auch dessen Beziehungen zum Hangendgestein. Leider sind zu deren Feststellung die Einblick gewährenden Gesteinsentblößungen nur lückenhaft und räumlich sehr beschränkt. Immerhin sehen wir sowohl am Kühschnallschrofen als auf der Ostseite des Reßkopfes in Begleitung des Kalksteins auf kurze Strecken Raibler Schichten auftreten. Da in geringem Abstände davon am Gehänge aufwärts der Hauptdolomit der beiden Kienberge zu Tage tritt, könnte es bei flüchtiger Betrachtung der Karte leicht scheinen, als hätten wir hier in noch ursprünglichem Zusammenhang normale Schichtfolge und ungestörten Schichtenverband vor uns. In Wirklichkeit lassen sich aber schon an den wenigen Gesteinsentblößungen bei näherer Untersuchung bedeutsame Dislokationen und Störungen auch den Hangendschichten gegenüber feststellen, wie denn solche auch schon die verschiedenen örtlichen Unregelmäßigkeiten im Zutagetreten des Wettersteinkalkes schon vermuten lassen.

Sehr instruktiv ist ein kleiner Aufschluß am Kühschnallschrofen gleich oberhalb der Fallmühle. Wenn wir den Fußsteig und die Viehtrift emporsteigen, die von der genannten Wirtschaft aus in kurzen Serpentinaen hinauf auf den Kühschnallschrofen und die Schnallalweide führen, kommen wir zunächst über schlecht auf-

geschlossenen Wettersteinkalk und später stellt sich dann auf eine kurze Strecke ein ebenfalls nur mangelhaft aufgeschlossener feinkörniger, graugrüner, aber bräunlich verwitternder Sandstein ein, der zahlreiche verkohlte Pflanzenreste führt und zweifellos den Raibler Schichten angehört. Ostwärts abseits findet sich nun eine Stelle, wo auf einige Meter der Wettersteinkalk aus dem Gehänge klippenartig herausragt und wo zugleich die anstoßenden Raibler Schichten soweit entblößt sind, daß man deutlich beobachten kann, wie die steil nordwärts einfallenden schieferigen Sandsteine und Mergelschiefer an dem Wettersteinkalk abstoßen. Der letztere zeigt eine auf mehrere Quadratmeter bloßgelegte Harnischfläche, die steil südwärts einfällt und beredtes Zeugnis davon ablegt, daß zwischen Kalkstein und Raibler Schichten kein organischer Schichtverband mehr vorhanden, daß auch nicht etwa bloß Schichtenüberkipfung vorliegt, sondern daß zwischen dem älteren Gestein und den jüngeren Schiefen bedeutsame Gleitbewegungen und Verschiebungen stattgefunden haben. Auf dem Kühschnallschrofen selbst, auf dem sich terrassenartig eine kleine Ebene ausdehnt, fehlen leider weitere Aufschlüsse. Wir sehen hier nur in schmaler Zone an der vorderen Kante den hellen Wettersteinkalk der oben erwähnten überhängenden Hauptwand ausstreichen,¹⁾ im übrigen verhindern Schotter und Weideboden weitere Beobachtungen. Erst im Reßetobel an der Ostseite des Reßekopfes ist wieder eine kleine isolierte Partie von Raibler Sandstein bloßgelegt; dessen Beziehung zum nahen Wettersteinkalk des Reßekopfes aber unklar bleiben, da sich zwischen beiden das Rinnsal des Tobels eingeschnitten haben und Geröll und Waldboden die Art der Anlagerung verhüllen. Immerhin aber läßt sich sagen, daß die scheinbar regelmäßige Schichtenfolge Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit hier keine normal ursprüngliche und ungestörte mehr ist. Berücksichtigt man die Lagerungsverhältnisse genauer, so ergibt sich vielmehr, daß der Wettersteinkalk und mit ihm mitgeschleppte Partien von Raibler Schichten hier gar nicht autochthon und wurzelständig, sondern erst durch tektonische Vorgänge, insbesondere durch Überschiebungen in ihre gegenwärtige Lage gekommen sind. Auf diese Sachlage glaubten wir schon hier im stratigraphischen Teil hinweisen zu sollen, um klar zu machen, daß der zu Tage tretende Wettersteinkalk in unserem Kartenbereich nicht mehr in ungestörtem ursprünglichen Schichtenverband auftritt und also nur mehr ein transferierter und eigentlich fremder Bestandteil unseres Schichtensystems ist, ebenso wie der Buntsandstein.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß auch am Nordgehänge des Einsteins südlich oberhalb von dem Bereich der Aschahütte und dem Seebach in der Nähe oberhalb des Punktes 1199 in einer Höhe von ca. 1250 m zahlreiche Blöcke von Wettersteinkalk in dem dortigen Gestrüppe herumliegen. Bei den mangelnden Aufschlüssen in dem gebüschreichen und waldigen Terrain muß es unentschieden bleiben, ob die Blöcke anstehenden aber verhüllten Partien von Wettersteinkalk entstammen, die bei der Überschiebung des Einsteins etwa mitgefördert wurden, oder ob sie erratischer Herkunft sind, in welchem letzterem Falle sie von der Tannheimer Gruppe stammen und über die Enge verfrachtet sein müßten.

Einigermaßen wohl erhaltene Versteinerungen hat der Wettersteinkalk unseres Gebietes bis jetzt nicht geliefert. Auf angewitterten Blöcken am Reßekopf ließen sich zwar Gebilde beobachten, die an *Diplopora annulata* SCHAFFH. erinnerten, jedoch bei dem mangelhaften Erhaltungszustand eine zuverlässige Bestimmung nicht

¹⁾ Auf der Karte der Deutlichkeit und Erkennbarkeit wegen als zu breiter Streifen eingetragen.

zuließen. Schliffpräparate von dem Gesteine lassen indes keinen Zweifel aufkommen, daß dasselbe zum großen Teile organogener Herkunft ist und vorzugsweise Kalkalgen und Kalkschwammstoffen seine Entstehung verdankt.

3. Raibler Schichten.

(Karnische Stufe.)

Bezüglich der **petrographischen Zusammensetzung** der Schichtenreihe, die sich zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit einschaltet oder, wo der erstere nicht mehr zu Tage tritt, doch das normale Liegende des letzteren bildet und die man unter dem Namen Raibler Schichten zusammenzufassen pflegt, herrscht auch innerhalb unseres Kartengebietes ziemlich große Mannigfaltigkeit. Es treten als Bestandteile des Schichtenkomplexes auf:

Sandsteine, von schmutzig gelber oder gelblichgrauer Farbe und ziemlich feinem, aber nach Farbe und Substanz ungleichheitlichem Korn, wobei jedoch Quarkörner vorwiegen; verkohlte undeutliche Pflanzenreste fehlen fast nie, sind stellenweise sogar häufig, ebenso wie durch Bitumen dunkelgefärbte unregelmäßig geformte Streifen und Flecken. Wo das Gestein durch Gebirgsdruck nicht allzusehr gelitten, ist es wohlgeschichtet, meist dünnbankig bis schieferig; die Schichtflächen sind bald eben, bald uneben wulstig und enthalten zuweilen zahlreiche feinste Glimmerblättchen. Die der Verwitterung ausgesetzten Flächen zeigen nicht selten einen ins Graugrünliche spielenden Anhauch. Wo der Sandstein in Schiefer übergeht, wie am Kühschnallschrofen, wird er oft mergelig oder er enthält sandige Lettenschiefer eingeschaltet.

Kalkstein, wohlgeschichtet, dünnbankig, grau, dicht bis feinkörnig; einzelne Bänke werden nicht selten etwas mergelig oder es schalten sich dünne, schieferige, unebenflächige oder verbogene Mergelplatten oder Tonlagen ein. Versteinerungen oder doch Spuren von Schalen etc. konnten in dem Gestein nicht beobachtet werden.

Dolomit, grau oder gelblichgrau, dicht oder feinkörnig, vielfach brekziös und dann bröckelig oder sandig, zumal bei vorgeschrittener Verwitterung. Griesige bröckelige oder tonig grünliche dünne Zwischenlagen sind nicht selten; in der Wankbachschlucht zeigen nicht selten einzelne Bänke an ihrer Oberfläche einen blaßgrünlichen Anflug, was ich bei dem Hauptdolomit nie beobachtete.

Rauhwaacke, von dem bekannten löcherig galligen oder grobporösen Aussehen, gelblich bis grau; meist massig entwickelt oder unregelmäßig dickbankig, wobei die Schichtung meist erst durch brekziöse, kantig bröckelige, schmutzfarbige Zwischenlagen angedeutet erscheint. Am Iseler konnten in solchen grusigen Zwischenlagen auch vereinzelt abgerollte Einschlüsse beobachtet werden. Durch zunehmende Verdichtung, verbunden mit regelmäßiger werdender Schichtung, pflegt die Rauhwaacke allmählich in Hauptdolomit überzugehen, so daß eine scharfe kartographische Abgrenzung beider Stufen nicht ausführbar ist. Bei der Kartierung wurde die typische Rauhwaacke stets noch zu den Raibler Schichten gestellt.

Gips von hell- bis dunkelgrauer Farbe und teilweise stark mergelig. Nur an wenigen noch zu erwähnenden Stellen.

Ein ungestört zusammenhängendes vollständiges Gesamtprofil ist indes in unserem Gebiete an keiner Stelle erschlossen, was schon deshalb nicht anders erwartet werden kann, als an dem einzigen Orte, wo das normale Liegendgestein, der Wettersteinkalk, zu Tage steht, der ursprüngliche Schichtenzusammenhang durch

Verwerfungen gestört worden, eventuell durch Gesteinsentblößungen nicht abgeschlossen ist. Immerhin läßt sich aber im allgemeinen sagen, daß das Auftreten typischer, Pflanzenreste führender Sandsteine und Sandschiefer sich mehr auf die tieferen Horizonte des Schichtenkomplexes beschränken, während in den höheren zum Hauptdolomit überführenden Lagen Rauhwanke vorherrscht; Dolomit und Kalkstein findet sich auf die ganze Schichtenreihe verteilt; Gips tritt nur örtlich in ganz beschränktem Maße auf.

Im einzelnen mögen noch folgende Angaben angeführt werden:

Daß am Küschnallschrofen in Begleitung des Wettersteinkalkes gelbliche feinkörnige Sandsteine mit undeutlichen Pflanzenresten anstehen, ist schon S. 71 erwähnt worden. Ihre Mächtigkeit dürfte 5—6 m kaum überschreiten. Die Schichtung ist durch den Gebirgsdruck verschwunden und das Gestein stark zerquetscht, wie die nach allen Richtungen ziehenden Rutschflächen dartun.

Unweit davon erscheint der Sandstein in schieferiger Ausbildung und mit eingeschalteten sandigen Lettenschiefern unmittelbar an die steil nach Süden einfallenden Gleitflächen des Wettersteinkalkes anstoßend, wie ebenfalls schon oben bemerkt worden.

Auf der Ostseite des Reßkopfes findet sich durch den vom Aftertal herabziehenden Tobel und ein in denselben im spitzen Winkel einmündendes zweites Wildbachrinnal leidlich gut aufgeschlossen, folgendes Teilprofil:

Wettersteinkalk unten am Beginn des Tobels, nur wenige Meter mächtig und ein kleines Wändchen bildend, über das das Wasser des Tobels stürzt und an dem in nächster Nähe Aptychenschichten abstoßen.

Gehänge- und Flußschotter, auf eine kurze Strecke das anstehende Gestein verhüllend.

Sandsteine, von der Beschaffenheit wie oben beschrieben, 5—6 m mächtig, wohlgeschichtet dünnbankig, nicht selten mit unebenen Schichtflächen; auf letzteren zuweilen reichlich winzige Glimmerblättchen; Gestein mit Salzsäure betupft nicht brausend. Nach kleiner Schotterunterbrechung:

Dolomit, dünnbankig, einzelne Bänke dicker, manche bröckelig brekziös gelblich und bräunlich verwitternd und dann sich sandig und rau anfühlend; sonst von grauer Farbe.

Kalke, meist dünnbankig, wohlgeschichtet, von grauer Farbe und mehr oder weniger dichter Struktur einzelne Bänke sind dicker, andere weisen oft erheblichen Mergelgehalt auf oder es schalten sich dünne mergelige, verbogene und unebenflächige Platten und Schieferzwischenlagen ein. Mächtigkeit ca. 20 m. Versteinerungen oder doch Spuren von Schalen etc. sind nicht zu beobachten. Die Schichten sind steil gestellt oder fallen etwas nach Norden ein; ihr Streichen ändert sich aufwärts etwas, was auf tektonische Störungen deutet; im allgemeinen ist es ein südöstliches. Auf diese Kalke folgt nun Gehänge- und Flußschotter, der die Fortsetzung des Profils verhüllt. Ob unter demselben sich Rauhwanke einstellt, läßt sich nicht bestimmt sagen, ist jedoch nicht unwahrscheinlich, da oben im Aftertal in einem Graben auf kurze Strecke solcher als anstehend beobachtet werden konnte.

Im übrigen Gebiet unserer Karte sind mit dem Ausscheiden des Wettersteinkalkes als Bestandteil des Gebirgsbaues die Raibler Schichten zum tiefsten Gebirgsglied geworden und daher treten sie hier meist nur mehr mit ihren oberen Schichtenlagen zu Tage, womit offenbar im Zusammenhange steht, daß sie sich in der Hauptsache nur mehr in der Ausbildungsweise der Rauhwanke vorfinden. Da ihr Zutagetreten zudem noch davon bedingt ist, daß der auflagernde Hauptdolomit noch genügend hoch gehoben wurde, um sie wenigstens teilweise noch zum Ausstreichen gelangen zu lassen, so ergibt sich von selbst, daß ihre Verbreitung nur mehr eine beschränkte und unregelmäßige sein kann, womit wiederum Hand in Hand geht

daß ihre Bedeutung für die orographische Gestaltung dieses Gebirgsabschnittes — ganz im Gegensatz zu den östlicheren Nachbargebieten — sehr zurücktritt.

Wie ein Blick auf die Karte zeigt, tritt im Bereich der vorderen (nördlichen) Dolomitzüge Raibler Rauhacke westwärts der Fallmühle nur noch einmal auf kurze Erstreckung auf und zwar jenseits des Bärenmoosalpsattels auf der Südseite des Westerkiemberges im Tälchen des Roterdbachs (des Roten Erzbaches der Karte). In der Streichrichtung der Fallmühl-Vorkommnisse liegend, fallen die Schichten steil nach Norden ein und sind von spärlichen Gipseinlagerungen begleitet, gelangen aber nur zu geringer Mächtigkeit, da sie alsbald von einer Längsverwerfungsfläche abgeschnitten werden durch die sie in Kontakt mit jurassischen Aptychenschichten gelangen, gerade so wie dies ostwärts des Bärenmoossattels mit dem Wettersteinkalk der Fall ist. Nach kurzer Längserstreckung verlieren sie sich auch westwärts gegen den Urfall zu, um erst nach sehr langer Unterbrechung nur noch einmal in schwachen Spuren zum Vorschein zu gelangen auf dem Sattel zwischen Spießler und Jochschrofen bei Oberjoch.

Bedeutsamer ist der Zug von Raibler Rauhacke, der mehr südlich sich auf einer langen, wenn auch verschiedenfach unterbrochenen Linie von der Achantalbiegung südwestwärts bis zum Ostrachgebiet verfolgen läßt und der zuerst die Nordseite des Schönkallerstockes bis zur Vils begleitet, sodann nicht unbeträchtlich seitlich abgelenkt in bedeutend höherer Lage wieder am langgestreckten Kühgund-Iseler auftaucht, an dessen oberem Nordgehänge entlang er bis zum Ellesbachtobel, wenn auch vielfach durch Gehängeschotter oder Vegetation verhüllt, hinzieht.

An den Nordwestabstürzen des Schönkallers und an den steilen westlichen Flanken seines dem Vilstal zugekehrten Ausläufers gelangt die Raibler Rauhacke mit ihren Begleitgesteinen zu einer sehr beträchtlichen Entwicklung und ist hier auch am besten aufgeschlossen. Unter den großenteils mäßig geneigt nach Süden einfallenden Hauptdolomitbänken ausstreichend, bildet sie von den weithin sichtbaren Abstürzen und Wänden, wie solche besonders im Hintergrunde des Wankbach- und des Urfallbach-Tobels sich erheben, die unteren Partien, die sich besonders durch die gelbliche Verwitterungsfarbe schon von weitem kenntlich machen. In dem tief eingeschnittenen, schluchtartigen und wildromantischen Rinnsal des Wankbaches („Steinigerbaches“ der Karte) findet sich — von unten nach oben — folgendes Profil bloßgelegt: 1. steil südlich einfallend Liasfleckenmergel; 2. Hauptdolomit, nur wenige Meter mächtig, das Rinnsal stark einengend; 3. wiederum steil südlich einfallende Liasfleckenmergel; 4. Raiblerschichten, über Nr. 3 ziemlich steil überschoben. a) dolomitische Brekzie, b) poröse, zellige Rauhacken, denen sich c) weiter aufwärts auch rauhe, sandig mergelige, rostfarbig verwitternde Zwischenschichten einmengen, d) ungleich bankige, meist dünn-schichtige Dolomite und dolomitische Kalke mit häufigen grünlichen sandig-rauhen dünnen Zwischenschichten und bald glatten, bald wellenförmig gebogenen Schichtflächen, die vielfach blaß grünliche Farbe zeigen, indes das Gestein bei frischem Bruch grau erscheint. Allmählicher Übergang zum 5. Hauptdolomit. Großer Wasserfall, der ein Weitervordringen hindert.

Mit dem Auftreten der Rauhacke in größerer Massenentwicklung fehlen auch die für sie charakteristischen eigenartigen Verwitterungsformen von dem Aussehen verfallener Ruinen und verfallenen Gemäuers nicht, wie sie besonders auf dem Wege, der über den Urfall zum Ächselesattel führt, an den unteren Gehängen des

Schönkallers beobachtet werden können. Kurz unter dem genannten Sattel greift die Rauhacke auch noch etwas auf die Südseite des hinteren Ächsele über und besitzt hier im ganzen eine hellweiße Farbe. Sie hat hier offenbar neben Abgabe aller bituminösen Bestandteile starke Umwandlungen erfahren, wie sich schon daran zeigt, daß all die kleinen Hohlräume über und über mit Drusen feinsten Kriställchen belegt sind und daß das Gefüge stark spätig erscheint. Mit Salzsäure betupft braust das Gestein auf. Auf dem Sattel selbst erscheint das Gestein in der Form von teilweise wieder zusammengebackenem Gries. Jenseits abwärts führt der Kallerbach (der Kollerbach der Karte) so viel Rauhackeblockwerk und -geröll, daß an dem Fortstreichen derselben nicht gezweifelt werden kann, wenn sie auch direkt anstehend erst ganz unten auf der Südseite des Ächseleausläufers erst wieder beobachtet werden kann, wie auf der Karte angegeben wurde.

Was die Verbreitung des **Gipses** anbelangt, beschränkt sich dessen Vorkommen nur auf ganz vereinzelte Punkte. Daß solcher im Roterdbachtal am Westerkienberg der Rauhacke beigeiselt vorkommt, ist schon oben S. 74 erwähnt worden. Demselben Zuge gehörte offenbar auch der Gips an, der ehemals bei der Fallmühle vermutlich unterirdisch abgebaut wurde. Die Stelle, wo das geschah, ist indes so gründlich verschüttet, daß sie nicht nur nicht mehr aufgefunden, sondern auch nicht einmal mehr bei der Bevölkerung erfragt werden konnte, obgleich sich sonst die Erinnerung an die einstmalige Gipsgewinnung erhalten hat.

Wie bei der Fallmühle ist ehemals auch bei Hindelang in der sogenannten Hölle am Wildbach oberhalb Bad Oberdorf Gips abgebaut worden. Auch hier ist die Fundstelle längst schon vollständig verschüttet, wird aber noch durch eine alte Schutthalde verraten, sowie durch spärliche Mauerüberreste einer ehemaligen Gipsmühle. Von Gips war hier schon jahrzehntlang nichts mehr zu sehen, bis das große Hochwasser vom 2. August 1901 wieder vorübergehend einen neuen Aufschluß schuf. Eine kurze Strecke unterhalb der Fundstelle, wo der Bach seine Richtung ändert und sich gegen Bad Oberdorf zu wendet, wurde die breite Bachsohle und das nächste Ufer so vollständig vom Gerölle befreit, daß das anstehende Gestein, nämlich schwarze Schiefer und grauer feinkörniger und feingeschichteter Gips zu Tage traten. Die Schiefer zeigten sich außerordentlich zerdrückt und enthielten, besonders auf der Bachsohle, vereinzelte wohl abgerundete Quarzrollstücke von der Größe von Tauben- und Hühnereier; an einzelnen Stellen häuften sich diese Einschlüsse so, daß man ein Konglomerat vor sich zu haben glaubte. Infolge der Wildbachverbauung ist dieser interessante Aufschluß zum allergrößten Teil wieder durch Bachgeröll und Schlamm zugedeckt worden, wie ich mich bei einem späteren Besuch der Stelle überzeugte. Das Auftreten dieser Gips-führenden Schichten in der Hölle am Fuße des Ochsenberges und also im Liegenden des Hauptdolomites macht deren Zugehörigkeit zu den Raibler Schichten im hohen Grade wahrscheinlich, wie auch das Zutagetreten der Schwefelbadquelle für das Bad Oberdorf in nächster Nähe es wahrscheinlich macht, daß die Schichten unter dem Hauptdolomit weiterstreichen. Auf alle Fälle darf aber nicht übersehen werden, daß wir uns hier in einem Gebiet starker Überschiebungen und weitgehender Störungen befinden. In nächster Nähe des Gipslagers sehen wir Eruptivgesteine, die offenbar durch den Gebirgsschub in ihrer Lagerung stark gestört wurden, auftreten und etwas oberhalb des geschilderten Gipsvorkommens sogar das Bachbett überqueren, wie ebenfalls die Hochwasserentblößungen ersahen ließen. Auch Flysch erscheint in nächster Nähe anstehend, alles Umstände, die bei der Beurteilung des

Sachverhalts zur Vorsicht mahnen und das angenommene Alter des Gipses keineswegs als absolut sicher gestellt erscheinen lassen.

Über die **Gesamtmächtigkeit** der Raibler Schichten in unserem Aufnahmegebiet lassen sich aus schon erörterten Gründen keine zuverlässigen Angaben machen. Im Gebiet des Schönkallers gewinnen die Rauhacken, soweit sie zu Tage treten, die beträchtliche Mächtigkeit von mindestens 150—200 m; auch am Iseler ist sie eine sehr erhebliche. Dagegen scheint der Gips nirgends zu einer bedeutenderen Entwicklung gelangt zu sein, was schon daraus hervorgeht, daß seine ehemaligen Abbaue in kurzer Zeit aufgelassen werden mußten.

Versteinerungen haben die Raibler Schichten in unserem Kartenbereich mit Ausnahme von unbestimmbaren verkohlten Pflanzenresten keine geliefert. Es mag dies zum Teil damit zusammenhängen, daß die Mergel- und Kalkschichten, in denen Versteinerungen etwa zu erwarten wären, überall nur in ganz beschränktem Maße aufgeschlossen und keine Schutthalden zum nachhaltigen Sammeln vorhanden sind. Der Gips und die Rauhacke scheinen, wie sonst überall, überhaupt versteinungsleer zu sein. Die Altersbestimmung konnte also nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der Stellung im Schichtsystem festgelegt werden.

4. Hauptdolomit und Plattenkalk.

(Norische Stufe.)

a) Hauptdolomit.

Ihm kommt im Aufbau unseres Gebirges, soweit dies der Trias etc. angehört, der hervorragende Anteil zu. Nicht nur, daß seine horizontale Ausbreitung unter allen Gebirgsgliedern die bedeutsamste ist und er daher auf der Karte die größte Fläche einnimmt, er baut auch all die höchsten Erhebungen und bedeutenderen Gipfel auf und bildet das feste Gerüste all der südlicheren Bergzüge und so das formbestimmendste Element. Meist in langgezogenen, nach Norden in steilen Wänden abstürzenden Graten auftretend, zeigt er auch in unserem Gebiete im ganzen seine bekannten petrographischen Charaktereigentümlichkeiten. Dies schließt aber nicht aus, daß er im einzelnen in seiner Gesteinsbeschaffenheit örtlich oft nicht unerhebliche Abweichungen aufweist, ja, daß diese Mannigfaltigkeit und Differenzierung seiner Ausbildungsweise in unserem und der nächstgelegenen Nachbargebiete viel erheblicher ist, als das nach meinen Erfahrungen ostwärts in den bayerischen Alpen oder gebirgseinwärts in der Allgäuer Hochregion der Fall ist. So kommt es, daß diese Veränderlichkeit uns oft nötigt, da wo er nur in kleineren Partien oder Schollen auftritt oder wo die Entblößungen beschränkt sind, erst seine Liegend- oder Hangendschichten oder sonst die gesamten geologischen Verhältnisse sorgfältig zu Rate zu ziehen, um ihn sicher als Hauptdolomit zu erkennen.

Gesteinsbeschaffenheit. Der dieser Stufe zugehörige Dolomit ist vorwiegend dicht oder nahezu dicht, erscheint aber bankweise auch mehr oder weniger körnig, zeigt an frischem Bruch gewöhnlich feine bis feinste Splitterung und fühlt sich stets, zumal wenn die Verwitterung auf ihn eingewirkt, etwas rau und sandig an. Seine Farbe schwankt vom lichterem bis zum dunkleren Grau und spielt meist mehr oder weniger ins Gelbliche oder Gelbbräunliche. An der Krähenwand und Kellerwand bei Hindelang läßt sich stellenweise auch rötliche Gesteinsfärbung beobachten, die offenbar nur mit der Umwandlung zur Brekzie und mit Infiltrationen zusammenhängt. Bei beginnender Verwitterung bleicht das Gestein oberflächlich gewöhn-

lich aus und wird mehr oder weniger weißlich oder licht aschgrau; später färbt es sich gelblich.

Wo er durch den Gebirgsdruck nicht allzusehr gelitten, erscheint der Dolomit stets schön geschichtet. Die Schichten schwanken in ihrer Mächtigkeit von dünnen plattenartigen Gebilden von nur wenigen Zentimetern Dicke und meist dichtem Gefüge und glatten weißlich bestäubten Schichtflächen bis zu Bänken mittlerer Dicke (10—50 cm), wachsen aber auch örtlich zuweilen, besonders gegen das Hangende hin, zu einer Mächtigkeit bis zu einem Meter und darüber an (Schattwald, unterster Stuibenbach, Vilsrain, Fallstrudel, Ellesbach etc.). In diesem Falle zeigen sie dann gewöhnlich auch weniger dichte Struktur und werden meist von zahllosen Kalkspatadern durchschwärmt, während die dünnen Platten meist nur von allerfeinster, erst beim Zerschlagen zu Tage tretender Zerklüftung durchsetzt werden, wornach sie bei fortschreitender Verwitterung auch gerne in scharfkantig eckige Schotter zerfallen. Wie die vielfach vorwaltende hellere Gesteinsfärbung schon anzeigt, tritt der Gehalt an Bitumen vielfach verhältnismäßig erheblich zurück und macht sich dann in der bekannten Weise beim Anschlagen oder Reiben des Gesteins kaum mehr bemerkbar; letzteres trifft besonders da zu, wo der Dolomit seine Bergfeuchtigkeit verloren hat.

Zwischenlagerung nichtdolomitischer Gebilde kommt vor, ist aber verhältnismäßig selten und stets örtlich beschränkt. So zeigen sich am Schratzenberg bei Hindelang den mäßig dicken Dolomitbänken Lager von blaßgrünem, in feine Blättchen zerdrücktem Ton eingeschaltet, der sogar einige Zentimeter Dicke erreicht. In einem verlassenen Steinbruch unweit Vilsrain bei Schattwald gewinnt eine solche Einlagerung von grauem braun verwitterndem und ebenfalls in dünne Blättchen zerdrücktem Ton auf eine Länge von mehreren Metern eine Mächtigkeit von $\frac{1}{2}$ m. Ähnliche Einlagerungen finden sich auch am Kapplerberg bei Schattwald; Spuren von Versteinerungen zeigen sie alle keine. Daß dem Dolomit selbst zuweilen ein nicht unwesentlicher Gehalt an tonigen Bestandteilen zukommt, läßt sich nicht selten bei stark vorgeschrittener Verwitterung an der Beschaffenheit der Gesteinsoberfläche erkennen und soll nur nebenbei bemerkt werden.

Durch starke Pressungen infolge tektonischer Vorgänge wurde die ursprüngliche Schichtung vielerorten verwischt oder sogar vollständig zerstört und das Gestein bis in sein innerstes Gefüge derartig umgewandelt, daß es in mehr oder weniger ausgeprägter gleichheitlich massiger Ausbildung auftritt oder da, wo die Wirkung eine weniger durchgreifende war, doch das Gefüge gröberer oder feinerer Brekzie zeigt. Selten erfolgte diese Umwandlung indes auf größere Erstreckungen so gleichheitlich, daß nicht da oder dort vereinzelt und mehr oder weniger versteckt noch Spuren der ehemaligen Schichtung zu beobachten wären. Besonders belehrend sind in dieser Hinsicht einige Aufschlüsse, die durch den Bau der neuen Jochstraße bei Hindelang in jüngster Zeit geschaffen wurden. In den Straßeneinschnitten, die östlich vom Jochschrofen in der Richtung gegen Oberjoch im Hauptdolomit ausgesprengt wurden, kann man auf eine größere Strecke beobachten, wie inmitten der umgewandelten schichtlosen Dolomitmasse größere linsenförmige Einschlüsse sich vorfinden, die noch deutlich die ursprüngliche Schichtung aufweisen, wenn diese erhaltenen Schichten auch mannigfache Biegungen und Knickungen erfuhren und aus dem ursprünglichen Streichen und Fallen gebracht wurden. Sie zeigen augenfällig, daß die Druckbewegung, von der der Gesteinskomplex in größerem Maßstabe erfaßt wurde, sich im einzelnen innerhalb der Gebirgsmasse ungleich

verteilte und da und dort Spannungen hervorrief, die nur unvollständig oder gar nicht mehr zur Auslösung kamen und so die umschlossenen Gesteinspartien vor der Zertrümmerung mehr oder weniger bewahrten.

Was die **Mächtigkeit** des Hauptdolomits anbelangt, so stellen sich deren Ermittlung mancherlei Hindernisse in den Weg, trotzdem das Gestein all die Hauptgipfel unseres Gebirgsabschnittes aufbaut, ein Umstand, der leicht zu Überschätzungen verleiten könnte. Von vornherein erscheint diese Ermittlung selbstverständlich überall da ausgeschlossen, wo durch Stauungen die Schichtung zerstört wurde und Ineinanderschiebungen und Brekzienbildung erfolgten; sodann da, wo nicht gleichzeitig auch die normalen Liegend- und Hangendschichten zur Beobachtung gelangen, was nur ganz vereinzelt der Fall ist. Selbst beim Schönkaller, wo dies zutrifft, müssen wir uns wegen sonstiger Schwierigkeiten nur mit einer annähernden Abschätzung begnügen. Immerhin läßt sich mit Bestimmtheit sagen, daß die Gesamtmächtigkeit hier 300 m nicht übersteigt. Das gleiche kann auch von den an den steilen Nordgehängen des Breitenbergs und des Kühgund-Iselerzuges austreichenden Dolomitschichten behauptet werden, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß die Profile hier unvollständig sind. Dieser Mangel abgeschlossener Profile macht es überhaupt auch unmöglich, festzustellen, welchen örtlichen Schwankungen die Mächtigkeit des Hauptdolomits unterliegt.

Hinsichtlich der **Verbreitung** des Hauptdolomits lassen sich innerhalb unseres Kartengebietes trotz mannigfacher Unterbrechung fünf bzw. sechs Längszüge erkennen, die alle, soweit sie sich in ihrem östlichsten Teil noch an die Vilser Alpen anschließen, anfänglich mehr oder weniger noch eine ost-westliche Streichrichtung besitzen, dann aber in ihrem Weiterverlauf gegen Westen immer mehr in die Südwest-Richtung umbiegen.

Der vorderste Zug, der sich nur auf die westliche Kartenhälfte beschränkt und in seiner ganzen Längserstreckung schon nahezu südwestliche Streichrichtung einhält, beginnt bei Jungholz mit dem langgestreckten Zinken oder Sorgschrofen (Steineberg), zieht über den Hotzeberg nach längerer Unterbrechung zum Spießer und endigt am Hirschberg bei Hindelang, wo er durch jüngere Schichten und insbesondere durch die südwärts gegen das obere Illergebiet vordrängende Flyschzone abgeschnitten wird. Die Schichten sind fast durchgehends steil gestellt oder steil gegen das Gebirge einfallend. Auf der Nordseite erscheint durch Bruch Cenoman angelagert, das den Zinkenstock auch östlich und südlich umsäumt und so von der nächsten Dolomitzone abtrennt. Nicht unbemerkt darf bleiben, daß als letzte Fortsetzung unseres Zuges in der Richtung nach Osten im Vilstal im sogen. Hangenden Schrofen inmitten aus jüngeren Ablagerungen noch einmal eine kleine Dolomitscholle auftaucht, die von Kalken begleitet wird, die dem Tithon angehören, wie solche Tithonkalke in gleicher Streichrichtung auch östlich im Vilstal am Rappenschrofen auftreten, wenn der Dolomit auch hier nicht mehr zur Beobachtung kommt.

Die folgende zweite Dolomitzone — eine Fortsetzung des Dolomitzuges Schloßberg (Füßen)-Salober-Stoffelsmühle der Vilseralpen — beginnt bei Pfronten Dorf mit dem Kienberg, zieht zum Westerkienberg, senkt sich zum Schranzschrofen, setzt sich dann in einer Reihe schmaler, landschaftlich wenig hervortretender Höhenzüge im sogen. „Mittelgebirge“ bei Rehbach, „in der Bränte“ und im Krumbacher Berg fort und gewinnt erst wieder im Jochschrofen bei Oberjoch größere Massentwicklung. Von rein lokalen Abweichungen abgesehen, ist die Schichtstellung dieses Zuges ebenfalls wie beim vorigen senkrecht oder nach Süden bzw. Südosten

einfallend, ein Umstand, der bei der geringen Höhenentwicklung der mittleren Strecke unserer Zone leicht verleiten könnte, in dem nahen hochaufragenden langgestreckten Zinken direkt eine Fortsetzung der beiden Kienberge zu erblicken und sie so zueinander in direkte Beziehung zu bringen. So wenig dagegen vom rein orographischen Standpunkt aus einzuwenden wäre, so darf doch nicht übersehen werden, daß Zinken und die Kienberge im Querprofile direkt entgegengesetzte Schichtenfolge aufweisen und daß es daher vom geologisch-stratigraphischen Standpunkt aus unzulässig erscheint, die beiden Züge zu identifizieren. Auf der Nordseite wird unsere Zone auf eine Längserstreckung von mehr als 12 km von meist steil aufgerichteten Cenomanschichten begleitet, die man vielerorts, sogar wenn auch ziemlich steil, unter den Dolomit einfallen sieht, wodurch Überschiebung des letzteren konstatiert erscheint.

Der dritte Hauptdolomitzug ist nur schmal und tritt daher landschaftlich wenig hervor. Er taucht westwärts vom Reichenbach an den Nordhängen des Breitenberges auf, zieht, in Gemeinschaft mit angelagerten Aptychenschichten eine mehr oder weniger hervortretende Gehängeterrasse veranlassend, über die Schwarze Wand westwärts, erfährt bei der Fallmühle und dann in seinem weiteren Verlauf nach Westen nicht unerhebliche seitliche Verschiebungen und erreicht am Urfall das Vilstal. Von da an verschwindet er unter Diluvium und Alluvium. Unterhalb Rehbach hat ihn die Vils am Westrand der Kälberhofebene noch einmal bloßgelegt, doch erscheint hier seine Mächtigkeit auf wenige Meter vermindert, was die Annahme nahelegt, daß er westlich ganz auskeilt.

Auch die folgende vierte Zone besitzt geringe Flächenausdehnung und taucht zuerst in der Quertalung der Achen im Gebiet der Schönen Oiben und der gegenüber liegenden Beurna-Wiesen isoliert inmitten aus Liasfleckenmergeln in einigen Hügeln auf, bildet dann die Felsrücken des Vorderen und Hinteren Ächsele und läßt sich jenseits des Urfallbaches in einem zwischen zwei abgesunkenen Liasschollen eingeklemmten Zuge verfolgen, der von dem genannten Bacheinschnitt über einen Gehängevorsprung dem sogen. Zwerenberg zum Wankbachrinnsal („Steinigen-Bach“ der Karte) und dann zum Quertal der Vils sich erstreckt. Weiter westlich breitet sich eine ausgedehnte Diluvialdecke aus und nur südlich von Krumbach zeigen sich am Weißenbach (Pfunzenbach) noch einmal spärlich entblößt Spuren unseres Zuges (Str. NO. mit 40° Einf. n. SO.).

Während die beiden letztangeführten Dolomitzüge bei ihrer geringen Massentwicklung und Breitenausdehnung landschaftlich nur wenig ins Auge fallen, treten die folgenden beiden orographisch um so mächtiger hervor. Der fünfte Zug streicht von den Hängen des unteren Vilstales unweit Schönbichl am Reichenbach in unser Kartengebiet herein, bildet die langgezogenen, nach Norden steil abstürzenden Felszinnen des Breitenberges und setzt sich dann jenseits des Achentales im Schönkaller und Kapplerberg und nach Überquerung des Vilstales unterhalb Schattwald im langgestreckten Kamm des Kühgund-Iseler fort, tritt aber schon am Kühgundkopf aus unserem Aufnahmegebiet aus. Auf der ganzen Linie sind die Schichten südlich bzw. südwestlich einfallend.

Die südlichste (sechste) Zone umfaßt die Dolomitmassen des Aggensteins (1987 m) und des Einsteins, die durch das Engetal voneinander getrennt werden, bei dessen Beginn in der sogen. „Enge“ aber miteinander direkt verbunden sind. Von allen hat diese Zone die weitgehendsten Störungen erfahren und zeigt daher auch in der Art ihrer Ausbreitung und in ihrem Bau die meiste Unregelmäßigkeit.

Die Schichten des Aggensteins fallen steil gegen Süden ein, jene des Einsteins sind ziemlich flach und ruhen als überschoben in der Hauptsache auf jüngeren Schichten auf, worauf wir noch zurückkommen.

b) Plattenkalk.

Auch da, wo in unserem Aufnahmegebiet im Hangenden des Hauptdolomits der Plattenkalk in größerer Mächtigkeit auftritt, unterscheidet er sich gewöhnlich, zumal in seinen tieferen Lagen, von dem unterlagernden Dolomit in seinem ganzen äußeren Aussehen, in Farbe, Gefüge und Schichtung so wenig, daß er oft erst unter Anwendung von Salzsäure sicher erkannt werden kann. Aber selbst bei Benützung dieses Hilfsmittels hat seine genauere Abgrenzung nach unten oft noch erhebliche Schwierigkeiten, wenn nämlich, wie das oft der Fall ist, vom Dolomit zum Kalkstein erst ein allmählicher und langsamer Übergang stattfindet, wodurch infolge nur allmählicher Abnahme des Bittererdegehalts das Gestein länger noch mehr oder weniger stark dolomitisch bleibt, wenn sich nicht gar noch, wie es nicht selten vorkommt, rückfällig noch vereinzelt Bänke eigentlichen Dolomits einschalten. Nur die Abwägung aller lokaler Verhältnisse kann dann bestimmend sein, ob man solche Übergangsschichten bei der Kartierung noch dem Hauptdolomit oder ob man sie dem Plattenkalk zuweisen will.

Wo hingegen der Plattenkalk zur typischen Ausbildung und zugleich bei nicht allzusteller Schichtenstellung auch räumlich einigermaßen zur Entfaltung gelangt, wie das innerhalb unseres Kartengebietes allerdings nur im Hangenden der beiden inneren Hauptdolomit-Längszüge: Hochalpe, Pfrontner Alpe, Kapplerberg (bei Schattwald) und an den Hängen des Kühgundkopfes zutrifft, da bildet er im Gebirgsaufbau lokal ein charakteristisches Glied, das gewöhnlich sich schon in der Bodenbeschaffenheit und in eigenartiger Terraingestaltung bemerklich macht. Der Rasen- und Weideboden zeigt sich nicht mehr so spärlich und dürftig, wie auf dem Hauptdolomit, ist aber auch noch nicht so tiefgründig und üppig wie im Gebiet der Kössener und liassischen Fleckenmergelschichten und so sieht man gewöhnlich an unzähligen Stellen noch den ausgebleichten und meist karren- oder reliefartige Verwitterungsformen aufweisenden Kalk aus dem Grün herausragen und meist auch zahlreiche lose Platten herumliegen, was solchen Geländen ein überaus charakteristisches Aussehen gibt und die Bezeichnung „Plattenkalk“ jedenfalls als höchst glücklich und zutreffend gewählt erscheinen läßt. Die meist dünnbankige und plattenartige Schichtabsonderung schließt nicht aus, daß örtlich, wie im unteren Kapplerberg und an den Gehängen des Kühgundkopfes, Bänke bis zu $\frac{1}{2}$ m Dicke auftreten. Auch dünne mergelige oder tonige Zwischenlagen kommen vor, sie begünstigen selbstverständlich den Zerfall in lose Platten und Bruchstücke. Zu den extremen Blockwerksanhäufungen, wie sie in der südlich angrenzenden Daumen-Gruppe zu beobachten sind, kommt es indes in unserem Kartengebiet noch nicht.

Die **Gesteinsbeschaffenheit** weist bei aller scheinbaren Einförmigkeit gerade so wie beim Hauptdolomit unseres Gebietes lokal und im einzelnen oft nicht unerhebliche Abweichungen auf, wie sich das besonders auf der Hochalpe am Breitenberg zeigt. Die Farbe schwankt vom lichten bis zum schwärzlichen Grau und geht zuweilen in ein ausgesprochenes schmutziges Graugelb über. Die Struktur ist dicht bis feinkörnig. Einzelne Schichten auf der Hochalpe zeichnen sich dadurch aus, daß in dem hellen gelblichgrauen dichten Gestein neben einzelnen größeren, spätigen, glashellen Einschlüssen zahlreiche winzige, glasartige, unregel-

mäßig geformte Körnchen und Partikelchen eingebettet sind, die sich im Dünnschliffe als reinster wasserheller Kalkspat erweisen. Sie lassen keine organische Struktur mehr erkennen, doch deuten vereinzelte Strukturüberreste an, daß in ihnen Umbildung bzw. Umkristallisation organischer Einschlüsse von Foraminiferen etc. vorliegen.

Eine viel dunklere Farbe zeigt der Plattenkalk auf dem Kapplerberg bei Schattwald, wo zudem einzelne Lagen auf der angewitterten Oberfläche nicht selten reichliche Querschnitte von Bruchstücken dünner Brachiopodenschalen aufweisen, die schon lebhaft an gewisse Rätkalke erinnern. Auf der gegenüber befindlichen Talseite am Gehänge gegen die Kühgundspitze sind die Kalkplatten wieder mehr grau. Hier ist der Übergang in die eigentlichen Rätschichten ein allmählicher und daher wenig scharfer, da hier ein Teil der letzteren auch eine ganz ähnliche Ausbildung zeigt und nur durch die spärliche Führung von rätischen Pekten etc. als schon zum Rät gehörend erkannt werden können. Im allgemeinen sind diese Übergangskalke schon mehr knollig ausgebildet und die ausgetrockneten Platten und Gesteinstrümmer geben beim Anschlag mit dem Hammer nicht mehr den hellen Klang, wie das sonst beim Plattenkalk der Fall ist.

An Versteinerungen ist der Plattenkalk in unserem Gebiete sehr arm. Die anderwärts oft häufig auftretende und für diese Stufe charakteristische *Holopella (Rissoa) alpina* GÜMBEL ist höchst selten und konnte nur auf der Pfrontner Hochalpe in zwei zudem mangelhaft erhaltenen Stücken beobachtet werden. Am Gehänge des Kühgundrückens bei Schattwald fand sich auf einer losen Platte auch eine mangelhaft erhaltene Koralle, cf. *Thecosmilia clathrata*. Das Vorkommen von Schalenstrümmern von Brachiopoden auf dem Kapplerberge ist schon erwähnt worden; es gelang nicht, bestimmbares Material herauszulösen.

Verbreitung. Pfrontner Hochalpe, südliches Breitenberggehänge, Kotbach, Pfrontner Alpe am Schönkaller, Kapplerberg, Osthang der Kühgundspitze gegen das Stuibenhochtälchen bei Schattwald. In den vorderen Dolomitzügen ließ sich der Plattenkalk nicht kartographisch ausscheiden.

Seine **Mächtigkeit** unterliegt örtlich großen Schwankungen. Genauere Angaben hierüber lassen sich bei seiner unbestimmten Abgrenzung gegen den Hauptdolomit und zum Teil auch nach oben gegen das Rät kaum machen. Am Kotbach dürfte die Mächtigkeit auf etwa 30—50 m zu schätzen sein. An dem Hang der Kühgundspitze wird sie bedeutender und ebenso namentlich am nahgelegenen aber nicht mehr auf unser Kartenblatt fallenden Bschießer.

5. Rät.

(Kössener Schichten; Oberer Rätalk.)

Bald dem Plattenkalk, bald dem Hauptdolomit direkt auflagernd, zeigen die Rätschichten ganz im Gegensatz zu ihrem Liegendgestein nicht nur in ihrer vertikalen Zusammensetzung einen regen Gesteinswechsel, sondern auch in ihrer horizontalen oder regionalen Verbreitung eine außerordentliche Unbeständigkeit, der zufolge kaum zwei Aufschlüsse zu finden sind, wo die Aufeinanderfolge der verschiedenen Schichten ganz gleich wäre. Dafür zeichnen sie sich aber bekanntlich durch eine oft sehr reichliche und artenreiche, selten ganz versagende Fossilführung aus, die gewöhnlich eine rasche Erkennung und Identifizierung dieser Schichten und damit eine sichere Orientierung im Falle wirrer tektonischer Verhältnisse ermöglicht.

Die Rätstufe besteht auch in unserem Aufnahmegebiete häufig aus einer unteren Abteilung von wechsellagernden Mergeln, Schiefertonen, Mergelkalken und Kalken, die man gewöhnlich als „Kössener Schichten“ (im engeren Sinne) zu bezeichnen pflegt, und dann aus einer in ihrer Mächtigkeit sehr schwankenden oberen Abteilung von vorwiegenden Kalkschichten, die man wohl am einfachsten und zweckentsprechendsten mit dem Namen obere Rätkalke oder oberrätische „Grenzkalke“ belegt, da die ältere Bezeichnung „Dachsteinkalk“ hiefür im Laufe der Zeit auch für Gebilde abweichenden Alters gebraucht worden ist und dementsprechend nicht mehr eindeutig und bestimmt und daher als Stufennamen am besten vermieden wird.

Diese beiden Schichtenabteilungen oder Schichtenkomplexe bleiben in ihrer Entwicklung und horizontalen Verbreitung vielfach sehr inkonstant. Während die oberen Rätkalke z. B. an dem einen Orte in erheblicher Mächtigkeit entwickelt erscheinen, sind sie an nahegelegenen anderen Stellen nur auf wenige Bänke reduziert oder sie fehlen ganz. Umgekehrt können auch die mergeligen und tonreichen Komponenten der tieferen Abteilung örtlich sehr zurücktreten, so daß dann das ganze Rät eine vorwiegend kalkige Ausbildung aufweisen kann. Das letztere ist besonders in den südlichen Grenzgebieten, also mehr gebirgsinwärts, der Fall. All diese zahlreichen Differenzierungen der Ablagerungen sind im Zusammenhalte mit dem raschen Wechsel in der Verteilung der Fossileinschlüsse nur verständlich bei der Annahme, daß der Boden des Rätmeeres und damit die Meerestiefe sehr ungleichmäßig beschaffen und die Ablagerungsverhältnisse örtlich und zeitlich starkem Wechsel unterworfen waren.

a) Kössener Schichten.

Bezüglich der **Gesteinsarten**, die die untere Abteilung oder die eigentlichen Kössener Schichten zusammensetzen, sei noch folgendes bemerkt. Im allgemeinen herrschen an den meisten Aufschlüssen Mergel und Mergelkalke vor. Die grauen Mergel sind teils mehr oder weniger schieferig und von geringer Festigkeit, teils gleichheitlich dicht und von festerer Beschaffenheit und dann meist auch dunkler grau bis schwarz und mehr oder weniger dünn-schichtig und durch tonige Zwischenlagen getrennt. Sie bleichen an der Luft alsbald weißlichgrau, oft mit einem ausgesprochenen Stich ins Blaue aus, andere werden gelblichgrau. Häufig sind auch graue, dünn-schichtige, knollige Mergel mit unebenen höckerigen Schichtenflächen, die oft voll von Brachiopoden oder Muscheln, häufiger von einem Trümmerwerk solcher Schalen erfüllt sind, gelblich anwittern und von den mehr oder weniger auswitternden Schalenresten, Crinoidengliedern etc. ein rauhes und für die Kössener Schichten charakteristisches Aussehen gewinnen. Am Wieslerbach bei Schattwald treten auch von Tonschmitzen durchsetzte, wenig verbandfeste und vorzugsweise *Gervillia subangusta* n. sp. führende dünne Mergelbänke auf, mit mehr oder weniger reichlichen Beimengungen von winzigen Quarzsandkörnern, wie Dünnschliffe dartun, und von vereinzelt winzigen Glimmerschüppchen. Südlich vom Ellesbach im Gebiet der Eggwiesen am Iselergehänge beobachtete ich als Einlagerung in den Rätsschichten sogar eine ziemlich dicke Bank von grauem, festem und hartem Sandstein. Das Material zu diesen Bildungen dürften Klippen und kleine Eilande des Rätmeeres geliefert haben.

Mit den Mergeln wechsellagern, doch im einzelnen bei fast jedem Aufschlusse in anderer Weise, dünne, bald dicke Bänke von Kalken und Mergelkalken und

andererseits Einlagerungen von blättrig zerfallenden und meist stark zerdrückten und gequälten Tonschiefern. An einigen Aufschlüssen, wie am Wiesler-, Elles- und Älpebach, gewinnen diese Toneinlagerungen in reichlichen Wiederholungen eine bedeutendere Entwicklung und eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern bis zu einem halben Meter und darüber. Manche oft nur auf wenige Zentimeter Mächtigkeit sich beschränkende Lagen dieser Tonschiefer sind erfüllt von einer Unzahl dünnschaliger, zerdrückter und gepreßter Muscheln der Gattungen *Modiola*, *Schizodus*, *Leda*, so daß sie, besonders die erstgenannte Gattung am Ellesbach, oft so eng und wirr neben- und übereinander liegen, daß es kaum möglich war, bei der außerordentlich leichten Verletzbarkeit der dünnen Schalen bestimmbare Stücke freizulegen. Den Atmosphärien ausgesetzt, zerfallen diese schieferigen, sich in papierdünne Blättchen ablösenden Tone in kürzester Zeit vollständig in lehmigen Schutt, so daß von den Fossileinschlüssen auch keine Spur mehr übrig bleibt, deren Anwesenheit kann also nur, da viele der Schichten völlig fossil leer sind, nur durch ausdauernde Schürfungen ermittelt werden.

Ähnliches gilt von einem weitverbreiteten Lager tiefroter eigenartiger Tone mit zum Teil eigenartiger Fauna, das wir weiter unten unter der Bezeichnung „Schattwalder Schichten“ noch gesondert zu besprechen haben werden.

Die Kalke und Mergelkalke unseres Räts bilden oft nur dünngeschichtete Einlagerungen, treten aber lokal auch in mächtigen meterdicken Bänken und größeren Schichtenkomplexen auf (Reichenbach, Kotbach etc.), ja sie können zum vorherrschenden Rätgestein werden (Hornalpe bei Hindelang, Rätsscholle am Iseler, Hintersteiner Gebiet etc.). Sie sind gewöhnlich von grauer, oft von charakteristischer graublauer, seltener von hellerer gelblicher Farbe und meist von nahezu dichtem Gefüge, d. h. in der anscheinend dichten, in Wirklichkeit kryptokristallinen allerfeinstkörnigen Grundmasse sind mehr oder weniger unregelmäßig begrenzte Kalzitpartikel als Umbildungen eingestreut, wie auch das Gestein sonst sehr häufig von zahllosen Kalkspatadern durchschwärmt erscheint. Die Schichtflächen der Kalke sind gewöhnlich uneben knollig und höckerig; manche Lagen enthalten reichlich Fossileinschlüsse oder doch Schalenbruchstücke. Besonders erwähnt zu werden verdient in dieser Beziehung vom Wieslerbach bei Schattwald eine kleine Reihenfolge dunkler bis schwarzer dünnplattiger Kalkeinlagerungen, die erfüllt sind von dünnen Muschelschalen und deren schwarze Schichtflächen meist geschlossen reliefartig bedeckt sind von Muscheln (*Cardium cloac.*, *Schizodus*, *Protocardia*, *Nucula* etc.) oder bei anderen Platten Schalen der *Avicula contorta* etc. Muschelplatten in dieser eigenartigen Ausbildung konnte ich an anderen Lokalitäten außer am Wieslerbach nicht beobachten.

Am Kotbach im Wilden Bachtel zwischen Einstein und Schönkaller finden sich dunkle Baktryllienkalke, d. h. schwärzliche fossilführende Kalke von außerordentlicher Zähigkeit und Festigkeit, deren Grundmasse dicht erfüllt ist von meist Bruchstücken wirr durcheinander liegender kleiner schwächiger Baktryllien und die erst in Schliffpräparaten mit ihrer tiefschwarzen verkohlten Körpermasse als solche zu erkennen waren. Die schwarzen Pigmentkörperchen, die in der Grundmasse vorkommen, entstammen wohl zweifellos ebenfalls zerfallenen Baktryllien und vielleicht ist die schwarze Pigmentierung, die ich bei vielen Schliffen von Rätgesteinen beobachtete, wenigstens zum großen Teil auch auf solche Herkunft zurückzuführen.

Auch hellere, lichtgraue, weißliche und gelbliche Kalke finden sich lokal unter den Rätgesteinen. Auf der Pfrontener Hochalpe am Aggenstein tritt ein

mehrere Meter mächtiger Komplex solcher hellen graugelblichen Kalkbänke mit weißlicher Verwitterungsfläche sogar morphologisch in einer südlich der Alphütte aus dem muldenförmigen Gelände aufragenden Felsterrasse zu Tage. Man möchte sie für Plattenkalk halten, wenn sie nicht, soweit die beschränkten Aufschlüsse ersehen lassen, von typischen fossilführenden Rätmergeln unterlagert wären. Sie zeigen in ihrer inneren Mikrostruktur weitgehende Druckwirkungen und kristalline Umwandlungen, die auch die organischen Einschlüsse von Schalenentrümmern erfaßten. In diesem Zusammenhange sei noch bemerkt, daß im Rät lokal verschiedenfach Kalkpartien zu beobachten sind, die durch Druck vollständig marmorisiert worden sind.

Nicht ohne Interesse, weil Licht werfend auf die Verschiedenheit der Ablagerungsverhältnisse, ist das Vorkommen von Oolithbildungen im Rät, d. h. von lokalen Einschaltungen nur wenige Zentimeter dicker mergelig kalkiger Lagen von Oolithkalk mit echten, bis zur Hanfkorngröße anwachsenden Ooiden, die bei günstiger Erhaltung schöne konzentrische Anwachsschalen aufweisen, die einen hellen Kalzitkern oder anscheinend abgerollte Bruchstücke von Echinodermen etc. umschließen. Solche Oolithgebilde, die schon GÜMBEL als Rätgesteine aufzählt, beobachtete ich in unserem Gebiete gar nicht selten, am besten am Magnusacker und Breitenberg bei Pfronten.

b) Oberer Rätkalk.

Was die obere Abteilung des Räts, den oberen Rätkalk oder den „Dachsteinkalk“ verschiedener älteren Autoren anbelangt, so ist schon auf die Unbeständigkeit seiner Mächtigkeit und seiner Verbreitung hingewiesen worden. Diese Unbeständigkeit und der Umstand, daß er zuweilen durch sogen. Lithodendron-Mergelkalke vertreten wird oder ganz fehlt, ohne daß im Schichtenbau irgendeine Diskordanz oder sonst Anzeichen einer Ablagerungsunterbrechung wahrnehmbar wären, lassen ersehen, daß diesem Kalke, wenigstens innerhalb unseres Kartenbereiches, nicht der Wert eines selbständigen konstanten Stufengliedes, sondern nur die Bedeutung einer besonderen Faziesbildung des oberen Räts zuzuerkennen ist. Die Kalke zeigen auch gar nicht die petrographische Ausbildung und Eigenart, die sie nach den Angaben von ROTHPLETZ (Vilser Alpen S. 22), BÖSE (Hohenschwangauer Alpen S. 14) und SÖHLE (Labergebirg S. 7) ostwärts im Vilser-, Hohenschwangauer- und Labergebirgs-Gebiete gewinnen. Sie sind im ganzen nur etwas lichter grau als sonst die tieferen Rätkalke. Am Ellesbach, wo sie durch die Führung vereinzelter, zum Teil großer aber schlecht erhaltener Megalodonten charakterisiert sind, bleiben sie dickbankig und erreichen, einen stattlichen Wasserfall veranlassend, eine Mächtigkeit von ungefähr 15—20 m, aber schon bei der nahen nur etwa 1 km entfernten alten Rät-fossilfundstelle am Ochsenberg sind sie auf eine Kalklage von nur 2—3 m reduziert. Sie werden hier ersetzt durch Lagen von Kalkmergeln, die erfüllt sind von mangelhaft erhaltenen Korallen (*Thecosmilia* cf. *clathrata*) und vereinzelt Terebrateln.

In den Profilen bei Schattwald am Wiesler Berg zeigen die oberen Rätsschichten durchaus das Gepräge der sonstigen Rätkalke, wogegen sie sich in der Pfrontener Alpe am Schönkaller als kompakte gelblichgraue Kalke in mächtigen Bänken und massigen Felsgebilden sich morphologisch aus dem grünen Weidegelände hervorheben. Auch an den Gehängen des Breitenberges erscheinen sie in massigen dicken Bänken entwickelt, die in den höheren Lagen gegen den Magnusacker in vielfach losgelösten Schollen und abgerutschten Trümmern herumliegen, da die unterlagernden leicht verwitterbaren Mergel ihrer Last nicht standzuhalten vermochten und diese

ins Gleiten brachten. Die ROTHPLETZsche Angabe (Vilser Alpen S. 23), daß in der Pfrontner Hochalpe bzw. am Unteren Breitenberg der „Dachsteinkalk“ eine sehr große Mächtigkeit besitze (über 200 m), sowie die einschlägigen Angaben der Karte bedürfen einer Berichtigung. Die Hangendschichten der Kössener Schichten sind hier nicht Dachsteinkalk, sondern überschobener Hauptdolomit, auf dem dann im Bereich der genannten Alpe Plattenkalke, Kössener Schichten und dann erst Bänke von oberem Rätalk oder Dachsteinkalk folgen, was ROTHPLETZ wohl deshalb übersah, weil er dieses Gebiet, als ganz am Rande seiner Karte liegend, nicht mehr eingehender untersucht und begangen haben dürfte. Die Mächtigkeit der oberen Rätkalke in dem genannten Gebiete beträgt in Wirklichkeit kaum mehr als etwa 10—20 m. Auf der Ostpartie des Magnusackers zeigen die Kalke, in denen vereinzelt auch Korallen auftreten, stellenweise Karren- oder Schratzenbildungen.

Was die **Gesamtmächtigkeit** des Räts anbelangt, unterliegt sie, wie schon hervorgehoben, örtlich mancherlei Schwankungen, ist aber innerhalb unseres Aufnahmegebietes nirgends sehr bedeutend. Sie dürfte kaum an einer Stelle 50—70 m übersteigen. Am Nordgehänge des Breitenberges sinkt sie auf etwa 20—30 m, doch können in dem stark gestörten Gebiete teilweise auch tektonische Vorgänge in Rechnung kommen.

Die **Verbreitung** der Rätschichten weist gegenüber dem Auftreten des nächst tieferen Gebirgsgliedes des Hauptdolomits bzw. Plattenkalkes mancherlei Unregelmäßigkeit auf und beschränkt sich nur auf die inneren Dolomitzüge. Die äußeren, auf jüngere Schichten überschobene Dolomitschollen des Hirschberges, Spießers Zinkens und der beiden Kienberge haben ihre Rätdecke — wenn sie überhaupt ursprünglich eine solche besaßen — offenbar schon frühzeitig verloren, sei es infolge tektonischer Vorgänge oder sei es bei der leichten Zerstorbarkeit der Rätschichten durch frühzeitige Abtragung etwa bei der Cenomantransgression. Kurz, es ließen sich im normalen Verband dieser vorderen Dolomitschollen nirgends mehr Rätschichten entdecken. Die Schichten, die hier dem Dolomit auf-, zum Teil auch anlagern, gehören jüngeren Stufen an (Gault, Neokom, Hierlatzkalk, Dogger etc.), zum geringen Teil älteren (Wettersteinkalk etc.).

Erst der schmale Hauptdolomitstreifen der Schwarzen Wand am Nordhange des Breitenberges im Achentale und in dessen Streichrichtung der Höhenrücken südlich des Fallbaches zwischen der Schönen Oib und der Bärenmoosalpe werden normal von wenig mächtigen, wahrscheinlich reduzierten Rätschichten und darauf ruhenden Allgäuschichten begleitet. Sie sind hier größtenteils mangelhaft aufgeschlossen oder meist nur vorübergehend in den Runsen entblößt. Den nämlichen Schichten begegnen wir dann wieder ostwärts am Unteren Breitenberghange, wo sie östlich des Triftweges zur Hochalpe in einigen Runsen wieder zu Tage treten und zwar in zwei Streifen, die durch zwischengelagerte, stark reduzierte Komplexe von Allgäufleckenmergeln und Aptychenschichten getrennt werden und also einer überkippten Mulde angehören dürften. Der hangende Flügel dieser Mulde erscheint auch am Westhange des Reichenbachtobels verschiedenfach entblößt und wird auch von dem Alpenvereinssteige, der zum Aggenstein führt, überquert.

In unreduzierter Entfaltung finden wir das Rät erst entlang dem nächsten, südlicheren Dolomitzuge Breitenberg—Schönkaller im Bereich der Pfrontner Hochalpe, am Magnusacker, im Aderatsbachtobel und dann jenseits des Engetales am Kotbach im Wilden Bachtel, in der Pfrontner Alpe am Schönkaller und endlich im Wiesler und am Frickener Bach bei Schattwald.

Auf der überschobenen Einsteinscholle haben sich Rätsschichten nicht erhalten.

Der langgezogene Bergzug Kühgundkopf—Iseler wird auf seiner Nord- wie auf seiner Südseite vom Rät begleitet. Auf der Nordseite finden sich Rätsschichten unterhalb der Hinteren Wiedhagalpe am Beckebach aufgeschlossen, dann weiter westwärts in der Ochsenbergalpe und im Gebiet des Iseler- und Ellesbaches zwischen Ochsenberg und Iseler. Dieser Zug zeichnet sich wie die Rätvorkommnisse im Wiesler- und Frickener Berge nicht nur durch starken Gesteinswechsel, sondern auch durch erheblichen Fossilreichtum aus.

Anders ist es mit dem Rätstreifen, der oberhalb von Schattwald im unteren Stuibenhohtälchen einsetzt und den Kühgund-Iseler Rücken südseitig über den Stuibensattel zur Zipfelsalpe begleitet. Hier erscheint der Gesteinswechsel schon auffallend vermindert, die zahlreichen schwarzen Toneinlagerungen treten zurück, die Gesteinsfolge wird einförmiger und mehr kalkig-mergelig, nur die schönroten Schattwalder Schichten bringen noch einigen Wechsel in das Profil. Hand in Hand mit der mehr einförmigen Ausbildung geht auch die Abnahme der Versteinerungseinschlüsse. Im benachbarten Hintersteingebiet wird dann die mehr kalkige Ausbildung des Räts immer mehr vorherrschend.

Wie fast überall in den Nordalpen, bilden auch in unserem Kartengebiet in bekannter Weise die Rätsschichten, und hier besonders auch im Verein mit den auflagernden gewöhnlich mächtigen Allgäuschichten, einen tiefgründigen fruchtbaren lehmreichen Boden, der meist eine sehr üppige Vegetation trägt. Das Vorhandensein wasserundurchlässiger Schichten veranlaßt häufig das Zutagetreten von Quellen mit fast immer ganz ausgezeichnetem Wasser. Eine Folge der leichten raschen Verwitterbarkeit der Rätmergel und Tone ist die Neigung zu Abrutschungen und Murbrüchen, besonders an den Hängen der meist tief eingefurchten Wassereintrisse und Tobel. Die entstandenen und häufig wechselnden schmierigen Schuttanhäufungen erweisen sich zwar oft günstig zum Aufsammeln der Fossileinschlüsse, die zuweilen prächtig auswittern (Ochsenberg, Aderatsbach), aber sie verhüllen dafür meist die anstehenden Schichten, so daß ein schichtweises Sammeln ebenso wie die Beobachtung der Schichtenfolge und die Aufnahme genauer Schichtenprofile sehr erschwert oder doch nur auf Teilstrecken ausführbar wird. Fallen die Schichten mehr oder weniger parallel zum Berghange ein, so können große Gesteinskomplexe ins Gleiten geraten, wie das besonders am Südhange des Breitenberges der Fall war, wo namentlich in dem an den Magnusacker anstoßenden Teil abgerutschte Kalkplatten von zum Teil riesigen Dimensionen zerstreut herumliegen. An dem Hange zum Faulen Graben in der Pfrontener Hochalpe hat eine solche Abrutschung in den letzten Jahren in einer Flächenausdehnung von vielen Hunderten von Quadratmetern die Schichtfläche einer festeren Kalkmergelbank freigelegt und es ließ sich noch genau feststellen, daß die Veranlassung zu dieser umfangreichen Abrutschung eine der erfolgten Durchweichung durch die Tageswässer die aufruhende schwere Last nicht mehr zu tragen vermochte. So können im Bereich zu Tage stehender Rätsschichten innerhalb weniger Jahre, wie ich wiederholt erfahren mußte, örtlich bedeutende Veränderungen eintreten, neue Aufbrüche und Aufschlüsse entstehen, andere verschwinden und man ist nie sicher, ob nicht ergiebige Fossilfundstellen, wenn man sie nach Jahren wieder besucht, nicht ganz oder teilweise verschüttet sind (Aderatsbach, Wieslerbach, Ellesbach, Schlagbach).

Versteinerungen des Räts.

Vorbemerkung. Das Rät unseres Aufnahmegebietes erwies sich im allgemeinen als ziemlich reich an Versteinerungseinschlüssen. Manche der leitenden Arten treten örtlich zuweilen in ungeheurer Individuenzahl auf. Ihre Verbreitung in horizontaler und ihre Verteilung in vertikaler Richtung auf die verschiedenen Niveaus unterliegt großem Wechsel. Verschiedene der selteneren Arten konnten oft nur an einem einzigen Fundplatz beobachtet werden. Die häufigeren Arten erscheinen meist auch als durchgehende Formen, die sich an keine bestimmte Schichtenlage halten. So findet sich beispielsweise die Brachiopodengruppe mit der *Terebratula gregaria* SUESS, *Spiriferina uncinata* SCHAFH. (= *Jungbrunnensis*) in großer Individuenzahl am Ochsenberg in den oberen Partien des Rätprofils, hier allerdings in Gesellschaft zahlreicher Bivalvenformen. Am Wiedhag 2 $\frac{1}{2}$ km weiter östlich erfüllen diese Brachiopoden in reicher Zahl ganze Bänke der tiefsten und untersten Rätschichten und am hinteren Wieslerbach bei Schattwald in gleicher Streichrichtung kaum 3 km weiter ostwärts scheinen sie ganz zu fehlen. Manche der selteneren Formen erscheinen allerdings nur auf einzelne Bänke beschränkt, allein sie besitzen dann gewöhnlich nur eine geringe horizontale Verbreitung und bieten so nur geringe Anhaltspunkte für Stufengliederungsversuche. So zeigte sich z. B. das massenhafte Vorkommen der langgestreckten dolchartigen *Gervillia subangusta* sp. n. nur beschränkt auf eine kaum 15 cm dicke sandig-mergelige Schicht am Wieslerbach (jetzt leider vollständig verschüttet), konnte aber an keinem anderen Punkte wieder beobachtet werden. So bietet denn diese Unregelmäßigkeit des Vorkommens und der vertikalen Verbreitung der Mehrzahl der Rätfossilien der Gliederung des Räts in Unterstufen und Horizonte auf faunistischer Grundlage Schwierigkeiten. Auch die herkömmliche Unterscheidung und Sonderung einer schwäbischen, karpathischen, Kössener etc. Faunafazies läßt sich bei der Unbeständigkeit der Fossilvergesellschaftung in unserem Gebiete, ähnlich wie nach G. SCHULZE¹⁾ in den Oberstdorfer Bergen nicht annähernd exakt und höchstens nur in ganz rohen unbestimmten Umrissen durchführen. Es läßt sich nur sagen, daß in den Schichtenkomplexen, in denen die *Avicula contorta* vorherrscht, die Brachiopoden stark zurücktreten oder lokal sogar nur vereinzelt auftreten, worin sich einigermaßen der Gegensatz zwischen der schwäbischen und karpathischen Fazies widerspiegelt. In dem wenig mächtigen Rät des Magnusackers am Breitenberg (Pfronten) konnten vereinzelt Reste von Rätammoniten beobachtet werden.

Noch einige Bemerkungen bezüglich der Versteinerungsfundplätze unseres Räts, an denen reichlicheres Fossilmaterial aufgesammelt werden konnte.

Seit vielen Jahrzehnten bekannt ist die ehemals sehr reiche Fundstelle in der Ochsenbergalpe am Ochsenberg südlich Oberjoch. Die Stelle ist etwa 200 m westlich der Alphütte, aber schon auf der Südseite des Grates, wo ein schlechter Waldweg abwärts führt. Die Aufschlüsse beschränken sich nur auf kleine Abbrüche im Waldgelände zu Füßen der ausstreichenden korallenführenden oberen Rätkalke. Durch einen einheimischen Sammler gelangte zahlreiches Material in die verschiedensten Sammlungen. Jetzt ist der Fundplatz schon längst recht abgesucht.

Durch GÜMBEL bekannt geworden ist eine Fundstelle am „Jörgbach“ (Nr. 65 seiner Fundortliste des „bayer. Alpengeb.“) in dem Graben des Beckebachs am Nordhange der Kühgundspitze — nicht des Jörgbachs, wie GÜMBEL angibt, der

¹⁾ G. SCHULZE, Geogn. Jahresh. 18. Jahrg. 1905, S. 7.

weiter oben im Lias fließt — etwa 200 Schritte oberhalb der Reichsstraße von Oberjoch nach Schattwald. Die Aufschlüsse dieses Grabens sind jetzt sehr dürrig und lückenhaft, müssen aber zu GÜMBELS Zeiten besser gewesen sein, da er von der Stelle bei 20 Fossilarten erwähnt und darunter als neue Art seine *Lima asperula* GÜMB.

Als sehr reich an Versteinerungen erwies sich das Rät am Wieslerbach in der Wiesler Viehweide bei Schattwald und zwar am westlichen Quellarm des Baches in einer Höhe von rund 1200 m. Die fossilreichen Schichten waren hier noch vor zehn Jahren viel besser aufgeschlossen und haben die meisten Arten des ganzen Kartengebietes geliefert, darunter verschiedene neue Arten. In den letzten Jahren sind erhebliche Abrutschungen und Verschüttungen erfolgt und teilweise ist eine Regulierung und Bepflanzung der Böschungen vorgenommen worden, wodurch die Aufschlüsse sehr verkleinert wurden, doch sind die fossilführenden roten „Schattwalder Tonschiefer“ hier vorläufig noch gut entblößt. Die Fauna dieser Fundstelle besteht fast ausschließlich aus Lamellibranchiaten, von denen verschiedene in großer Individuenzahl auftreten.

Als weitere Fundstellen von Rätfossilien können noch erwähnt werden: die Pfrontner Alpe am Schönkaller, besonders der Tobel südlich der Alphütte (stellenweise stark verschüttet); das Rinnsal und Gelände des Aderatsbaches zwischen Breitenberg und Seekopf; der Magnusacker und die Pfrontner Hochalpe am Breitenberg, dann der Ellesbach am Iselerhange oberhalb Bad Oberdorf und das wilde Bsonderachtobel, Eingang ins Retterschwanger Tal bei Bruck (Hindelang).

Versteinerungsliste der Rätschichten.

Abkürzungen: Aderatsb. = Aderatsbach; Bsond. = Bsonderach bei Hindelang; Ellesb. = Ellesbach am Iseler; Fr. = Fricken bei Schattwald; Hoch.A. = Hochalpe am Breitenberg und Aggenstein; Kotb. = Kotbach im Wilden Bachtel am Schönkaller; O. = Ochsenberg bei Hindelang; Schattw. = Schattwald, Fundplatz am Wieslerbach; Schattw. Sch. = Schattwalder Schichten; Wiedh. = „am Wiedhag“ oder Beckebach am Iseler; allg. = allgemein vorkommend, d. h. an allen Fundstellen und wo Rätschichten anstehen.

Lamellibranchiata.

1. *Avicula (Pteria) contorta* PORTL. Allg.; bei Schattw. die Schichtflächen einzelner Bänke dicht bedeckend. 2. — *Azzarolae* STOPP. Schattw. Wir stellen zu dieser bei STOPPANI mangelhaft abgebildeten Art Formen, die an Größe die *A. contorta* fast um das Doppelte überragen, eine flachere Wölbung und abgerundete Rippen zeigen und stark nach unten hinten ausgezogen sind.
3. *Oxytoma inaequalis* Sow. var. *intermedia* EMMR. (WAAGEN) = *Avicula Koessenensis* DITTMAR. Bis jetzt nur in den Schattwalder Schichten beobachtet, hier nicht selten; darunter auch einige flache rechte Klappen. 18 St. Schattw. Von GÜMBEL auch vom Wiedhag (Jörgebach) zitiert.
4. *Avicula* sp. 2 St. Schattw.
5. *Cassianella speciosa* MER. Graue Tonschiefer, Schattw. 2 St. 6. — *planidorsata* MÜNSTER. 1 St. Schattw.
7. *Pinna* aff. *miliaria* STOPP. O. Bsonderach. Steht der STOPPANISCHEN *P. miliaria* sehr nahe; statt der Knotenreihen zeigen sich Radialrippen mit knotenartigen Verdickungen, die Rippen sind gegen den Stirnrand häufig unterbrochen und in längliche unregelmäßige Knotenwülste aufgelöst. Anzahl der Rippen ca. 20.
8. — *miliaria* STOPP. var. *Sancti Magni* n. v. 3 St. Magnusacker der Pfrontner

- Hochalpe. 9. — cf. *papyracea* STOPP. Schattw. Verschiedene größere und kleinere Schalenbruchstücke, die wir wegen ihrer papierdünnen glatten Beschaffenheit zu dieser Art zählen. In dem Lager der *Gervillia subangusta* sp. n. sehr häufig.
10. — cf. *vomis* WINKLER. O. Schattw. In größeren dickschaligen Bruchstücken.
11. *Gervillia inflata* SCHAFFH. O. Wiedh. 12. — *praecursor* QUENST. Schattw. 13. — *Wagneri* WINKLER. Schattw. Graue Tonschiefer. 14. — *subangusta* sp. n. Schattw. Häufig in einer rauhfächigen kalksandigen Mergelschicht. 15. — (?) cf. *Galeazzi* STOPP.
16. *Inoceramus rhäticus* sp. n. Schattw. und Älpebach bei Tannheim. Charakteristisch für die Schattwalderschichten.
17. *Lima praecursor* QUENST. O. Schattw. 18. — *millepunctata* GÜMBEL. Schattw. 19. — *Hettangiensis* TERQUEM. Schattw. 20. — aff. *subdupla* STOPP. Schönkaller. 21. — cf. *Bochari* MARTIN. 1 St. Schattw. Die mangelhafte Erhaltung macht eine bestimmte Identifizierung unmöglich. 22. — *asperula* GÜMB. GÜMBEL hat diese Form vom Wiedhag („Jörgbach“) beschrieben. Bay. Algeb. S. 404. 23. — aff. *alpis sordidae* WINKLER. O. 1 St.
24. *Pecten Falgeri* MERIAN. O. Ellesb. 25. — *Foipiani* STOPP. O. 26. — *Valoniensis* DFR. SUESS U. OPPEL. O. Schattw. Aderatsb. 27. — *Schafhäulli* WINKLER. 3 St. Schattw. (Schattwalderschichten). 28. — *bavaricus* WINKLER. Schattw. 29. — *Schattwaldensis* sp. n. 10 St. Schattw. (Schattwalderschichten). 30. — *induplicatus* GÜMBEL. 31. — *Guembeli* DITTMAR. 32. — *Pollux* D'ORB. 2 St. Hochalpe. 33. — *coronatus* SCHAFFH. (= *P. squamuliger* GÜMBEL = *P. janiriformis* STOPP.). O. 34. — *Winkleri* STOPP. 35. — cf. *versinodus* GÜMBEL. 36. — sp.
37. *Terquemia spinosocostata* sp. n. 3 Stck. Schattw.
38. *Plicatula* sp. n. Hoch.A. am Breitenberg.
39. *Dimyodon intusstriatum* EMMR. sp. Überall.
40. *Placunopsis (Anomia) alpina* WINKLER sp. Überall. Besonders häufig bei Schattwald in Gesellschaft von *Cardium cloacinum*, *Cypricard. decurtata*. 41. — — *fissistriata* WINKLER sp. Schattw., Kotb. 42. — — *gracilis* WINKLER sp. 2 St. Schattw. 43. — — cf. *Favrii* STOPP. sp. Schattw., Anodontophoralager. 44. — — sp.
45. *Ostrea Häulingeriana* EMMR. Überall, wo Rhät ansteht. 46. — cf. *Pictetiana* MORTILLET. Hoch.A. 47. — *hinmites* STOPP. Bsonderach, Münchener Staatssammlung. 48. — sp.
49. *Myoconcha glabrata* DUNKER sp. 50. — sp.
51. *Modiola Escheri* GÜMBEL. O. 52. — *minuta* GOLDF. 53. — *rhaetica* LEPSIUS. 54. — sp. Schattw.
55. *Mytilus* sp.
56. *Leda bavarica* WINKLER. Schattw. 57. — *percaudata* GÜMBEL.
58. *Macrodon (Cucullaea?) Rothpletzi* sp. n. 59. — sp.
60. *Arca* cf. *Azzarolae* STOPP. Schattw. 61. — cf. *Songavatii* STOPP. Schattw. 62. — sp. Schattw.
63. *Anodontophora (Anoplophora) Schattwaldensis* sp. n. Schattw. Älpebach bei Tannheim. 64. — — var. *elongata* n. var. ebenda. 65. — — var. *obliqua* n. var. ebenda.
66. *Schizodus Ewaldi* BORNEMANN. Schattw. 67. — *Guembeli* n. n. Schattw.
68. *Myophoria inflata* EMMR. Schattw. Pfrontner Alpe. 69. — *liasica* STOPP. O.
70. *Trigonia Azzarolae* STOPP. Von DITTMAR vom Ochsenberg zitiert.
71. *Cardita austriaca* HAUER. Schattw. Aderatsb. 72. — cf. *munita* STOPP. Durch ihre Zwischenrippen von der vorigen unterschieden.
73. *Opis* sp. Schattw. Schattwalder Schichten.
74. *Megalodon* sp.

75. *Isocardia Azzarolae* STOPP. O. Staatssammlung in München.
 76. *Lucina* cf. *Stoppianiani* DITTMAR. Schattw. Schattwalder Schichten.
 77. *Cardium reticulatum* DITTMAR. O. 78. — *cloacinum* QUENSTEDT. Schattw.
 79. *Protocardia rhätica* MERIAN. Schattw. 80. — *alpina* GÜMBEL. Schattw.
 81. *Cypricardia decurtata* WINKLER. Schattw. Lager des *Cardium cloacinum*.
 82. *Homomya (Pholadomya) lagenalis* SCHAFFH. Kotb.
 83. *Anatina (Panopaea?) Suessi* OPPEL (non STOPP. et MOORE). 84. — *rhätica* GÜMBEL. Schattw.
 85. *Cuspidaria ornata* sp. n. Kotb.

Brachiopoda.

86. *Spiriferina uncinata* SCHAFFH. (= *Jungbrunnensis* PETZ) allgem. 87. — *austriaca* SUESS. 88. — *Kössenensis* ZUGM. 89. — *Suessi* WINKLER.
 90. *Pterophloios Emmrichi* GÜMBEL. 8 St. Fricken bei Schattwald.
 91. *Rhynchonella fissicostata*. 92. — *subrimosa* SCHAFFH. 93. — *cornigera* SCHAFFH. O.
 94. *Terebratula gregaria* SUESS. Meist in großer Menge Mergelbänke erfüllend. O. Pfr. A. Ellesb. Aderatsb. Fricken bei Schattw.; am Wieslerbach äußerst selten.
 95. — *pyriformis* SUESS. O. Hoch.A. Pfr.A. Magnusacker.
 96. *Waldheimia norica* SUESS. Pfr.A.

Gastropoda.

97. *Ditremaria praecursor* QUENST. O.
 98. *Rissoa alpina* GÜMBEL.

Vermes.

99. *Serpula constrictor* WINKLER. O. 100. — *rhätica* GÜMBEL. 101. — *gregaria* sp. n. Schattw.

Echinodermata.

102. *Pentacrinus bavaricus* WINKLER. Stielglieder O. Ellesb. Pfr. A. Hoch.A. besonders häufig am Ochsenberg, hier in Menge lose ausgewittert herumliegend.
 103. — *Cidaris Curioni* STOPP. O. Ellesb. 104. — *Cornaliae* STOPP. O. Ellesb.
 105. — *stipes* STOPP. O. Schattw. 106. — *verticillata* STOPP.
 107. *Hemicidaris rhätica* DITTM.

Anthozoa.

108. *Stylophyllopsis rudis* EMMR. sp.
 109. *Thecosmilia clathrata* EMMR. 110. — cf. *bavarica* FRECH.
 111. *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL.
 112. *Astrocoenia hexactis* FRECH. Schattw., Schattwalder Schichten.
 113. *Stephanocoenia Schafhäutli* WINKL. sp.

Vertebrata.

114. *Saurichthys acuminatus* AG. ZAHN. Pfronter Hochalpe.
 115. *Semionotus*-Schuppen. Schattw. Von rhombischem Umriß, glatt und glänzend.

Pflanzenreste.

116. *Bactryllium striolatum* HEER. Schattw. 117. — *giganteum* HEER. Schattw.
 118. — *deplanatum* HEER. Schattw. 119. — sp. ind. Kotb.

Anhang.

Schattwalder Lettenschiefer (Anodontophora-Lager).

Wie schon oben angedeutet wurde, möchten wir mit dieser Bezeichnung eine eigenartige Schichteneinlagerung des Räts festlegen, die eine sehr erhebliche Verbreitung zu besitzen scheint, aber am Wieslerbach bei Schattwald am schönsten und mächtigsten entwickelt ist und sich sowohl petrographisch als auch durch die Führung besonderer Fossileinschlüsse vor allen übrigen Rätsschichten unterscheidet. Diese Schichten bestehen aus Letten und Lettenschiefen, die im bergfeuchten nassen Zustand eine intensiv rote (Englischrot) Farbe besitzen, die allerdings beim vollständigen Austrocknen des Gesteins ihre Lebhaftigkeit verliert und sich in ein mattes Graurot verwandelt. Stellenweise erscheinen auch Partien der Tonmasse, die eine graugrüne Farbe besitzen. Die ursprüngliche feine Schichtung und Schieferung ist, hauptsächlich wohl infolge des Gebirgsdruckes, nicht selten vollständig verdeckt, so daß sie dann klotzig und massig erscheinen und sich nur mit Mühe nach den Schichtflächen spalten lassen. In bergfeuchtem Zustande sind sie zwar zäh aber nicht plastisch und Handstücke davon lassen sich mit dem Messer zuschneiden. Läßt man sie langsam austrocknen, so werden sie spröde und sie erlangen eine verhältnismäßig erhebliche Verbandfestigkeit, die sich besonders fühlbar macht, wenn man eingeschlossene Fossilien durch Präparieren freilegen will. Naß gemacht, überhaupt in Berührung mit Wasser dürfen solche Stücke freilich nicht mehr gebracht werden, da sie sonst unrettbar mit samt den aufsitzenden Muschelschalen, die ihrerseits eine höchst geringe Konsistenz besitzen und höchst zerbrechlich und verletzbar sind, in lockeren Schutt oder blätterige Masse zerfallen. So kommt es, daß die zu Tage austreichenden Schichten nur da ihre ursprüngliche Beschaffenheit und lebhaftige Farbe zeigen, wo sie, wie am unmittelbaren Bachufer, beständig naß bleiben und keine Gelegenheit haben, vollständig auszutrocknen. Im andern Falle zerfallen sie unter den Einflüssen der wechselnden Witterung in kürzester Zeit in lockeren feinen Schutt, der von den Tagwässern leicht abgespült wird, und auch die etwaigen Einschlüsse der dünnschaligen Muscheln pflegen bis auf die letzten Spuren zu verschwinden und weggespült zu werden. Bei diesem Verhalten veranlassen die Tone meist Nach- und Abrutschungen der Hangendschichten und ihre Ausblößstelle wird verschüttet und verhüllt. So dürfte es kommen, daß diese Schichten und ihre Fauna bisher der Beobachtung entzogen oder nicht näher beachtet blieben und in der Literatur keine Erwähnung fanden. Einmal auf die Eigenart dieser Tone aufmerksam geworden, haben mich die blätterigen oder feinzerbröckelten roten Schuttsuren in Wassergräben, an Weganschnitten oder Gehängen verschiedenemal geleitet zur Auffindung dieser Schichten.

Verbreitung. Unsere roten rätischen Letten sind keineswegs eine nur lokale Bildung, sondern sie besitzen nach meinen Beobachtungen eine recht erhebliche Verbreitung. Ich fand sie innerhalb unseres Aufnahmegebietes an verschiedenen Punkten und überall, wo immer die Rätsschichten nicht allzu spärlich aufgeschlossen sind, so am Unteren Breitenberg in einer Seitenrunse des Pfrontner Reichenbaches — sie sind hier außerordentlich stark zerdrückt und in papierdünne glänzende Blättchen ausgewalzt —, am nördlichen Teil des Magnusackers zwischen Breitenberg und Aggenstein; an einem Seitengraben des Aderatsbaches im Engetal, am Oberen Stuiben auf dem Sattel zwischen Kühgundkopf und Bschießer, auf der Nordwestseite des Iselers am Iseler- und Ellesbach. Ihre Verbreitung erstreckt sich

südwärts und südöstlich weithin, anscheinend über das ganze östliche Allgäu und das Lechtaler Gebiet, denn ich beobachtete sie in dem Rät des Geißbecks, westlich des Geißhorns, am Ausgang des Älpe- oder Roßbachtals südlich von Kienzen und unweit des Schießstandes bei Tannheim, dann weiter gebirgseinwärts am Zeiger südlich vom Nebelhorn und Wengenerkopf bei Oberstdorf und sogar ostwärts vom Lechtale im Rotlechte bei der Sägemühle Rotlech nordöstlich von Kelmen. An all diesen Punkten zeigen sie die gleiche intensiv rote Farbe und den gleichen Gesteinscharakter.

Ihre **Mächtigkeit** beträgt am Wieslerbach bei Schattwald, wo ich sie zuerst auffand und studieren konnte, ungefähr 4 m, bleibt aber an den meisten Stellen ihres sonstigen Vorkommens in der Regel unter diesem Betrag und schwankt zwischen 1—3 m. Da die Letten gegen Druck und tektonische Einwirkungen nur geringen Widerstand entgegensetzen können, kann es nicht befremden, daß sie an verschiedenen Punkten stark gepreßt, zerdrückt und reduziert erscheinen und streckenweise gänzlich ausgequetscht wurden.

An **Versteinerungen** erwiesen sich die Schichten da ergiebig, wo infolge günstiger Aufschlüsse und Gesteinserhaltung bisher Schürfungen vorgenommen wurden, so am Wieslerbach und dann am Älpe- oder Roßbach bei Tannheim, wo der Bach an einer Stelle, die am Eingang des Tobels etwa 200 m südlich der Brücke bei den zwei Gehöften „Wiesle“ liegt, die frischen Schiefer in ähnlicher Weise am Ufer angeschnitten hat und vom Schutt frei hält, wie das am erstgenannten Bache der Fall ist. An den anderen der erwähnten Örtlichkeiten zeigten sich an den Ausbissstellen die roten Schiefer durch die Einwirkung der Atmosphärien, zum Teil auch durch den Gebirgsdruck so sehr in Schutt zerfallen und zerstört, daß alles Suchen nach Versteinerungseinschlüssen ohne tiefer gehende Grabungen von vornhinein als aussichtslos aufgegeben werden mußte. Man wird bei der Untersuchung der Schiefer auf ihren Fossilgehalt sein Augenmerk hauptsächlich auf solche Stellen richten, wo durch Bergwässer immer ein Anschnitt frischen Gesteins erhalten und der anfallende Schutt weggespült wird, oder wo das Gestein wenigstens immer bergfeucht bleibt und vor Frost geschützt wird.

Bei den beiden erwähnten Vorkommnissen am Wiesler und am Älpebach konnte ein ziemlich reichliches Fossilmaterial gesammelt werden.

Neben einzelnen typischen allbekannten Rätfossilien enthalten die Letten an den beiden Fundplätzen auch Formen, die meines Wissens bis jetzt im Rät unbekannt geblieben sind und die sich nach unseren Beobachtungen auch nur auf diesen Horizont beschränken und ihm so eine gewisse faunistische Selbständigkeit verleihen.

Versteinerungsliste der Schattwalder Schichten.

1. *Anodontophora (Anoplophora) Schattwaldensis* sp. n. Schattwald, Älpebach. 2. — var. *elongata* n. var. Schattwald. 3. — var. *obliqua* n. var. Schattwald.
4. *Inoceramus rhäticus* n. sp. Schattwald. Älpebach.
5. *Pecten Schattwaldensis* n. sp. Schattwald.
6. *Pecten Schafhütli* WINKLER. Schattwald.
7. *Oxytoma (Avicula) inaequivalve* SOW. var. *intermedia* EMMR. (= *Avicula Koessenensis* DITTMAR). Schattwald.
8. *Avicula (Pteria) contorta* PORTL. Schattwald (selten).
9. *Macrodon* sp.

10. *Macrodon* sp.
11. *Schizodus Gümbelei* n. n. Älpebach.
12. *Mytilus* sp. Älpebach.

Am meisten charakteristisch für unsere Schattwalder Letten sind die Anodontophoren, die namentlich am Wieslerbach in großer Menge auftreten und das weit- aus vorherrschendste Fossil bilden. Dabei zeigen sie in ihren äußeren Umrisen und Formen eine sehr große Veränderlichkeit, so daß man, wenn nicht so reichliches Material und alle möglichen Übergangsformen vorhanden wären, leicht versucht sein könnte, sie verschiedenen Arten zuzuweisen. Um ein Identifizieren dieser veränderlichen Art an anderen Fundorten zu erleichtern und um in die Formenfülle doch einige Ordnung zu bringen, haben wir die extremsten Formen zu Variationen zu gruppieren versucht.

Welche Beziehungen unsere alpinen Anodontophoren zu denen des außer-alpinen Keupers haben, muß noch weiteren Studien vorbehalten bleiben und ist hier nicht weiter zu erörtern. Von Interesse ist es, daß in jüngster Zeit auch F. HAHN¹⁾ von *Anodontophora*-Funden im Rät der Kammerker-Sonntagshorngruppe Mitteilung gemacht hat.

Der neue Pekten, der in Größe und Umriß Ähnlichkeit mit dem liasischen *P. subreticulatus* besitzt, aber eine andere Schalensulptur zeigt, ist am Wieslerbach nicht gerade selten, er ist aber seiner dünnen und zerbrechlichen Schale wegen nur schwer unverletzt freizulegen. Letzteres gilt auch von dem *Inoceramus rhäticus*, der sich von den liasischen *Inoceramen* hauptsächlich durch eine viel schlankere Gestalt, spitzere Wirbelpartie und geringere Größe unterscheidet.

Die zu der Gattung *Macrodon* gestellten beiden Muschelformen stellen höchst wahrscheinlich neue Arten dar; sie sind unter dem Gebirgsdruck in der Regel stark gepreßt und deformiert worden. Die *Avicula (Pteria) contorta*, die am Wieslerbach in den nur wenig tieferen Lagen in so großer Menge auftritt, daß sie dichtgedrängt die Schichtflächen dünnbankiger dunkler Mergelkalke bedeckt, findet sich in den roten Letten nur mehr ganz vereinzelt und in verkümmelter Gestalt. Keineswegs selten ist bei Schattwald die *Oxytoma inaequivalve* var. *intermedia* EMMB., ja es fanden sich hier sogar wohlerhaltene Stücke der sonst höchst seltenen flachen rechten Klappe.

Zur stratigraphischen Stellung der Schattwalder Letten im Schichtensystem des Räts.

Bei der weiten Verbreitung unserer Schattwalder Schichten, die sich nicht nur petrographisch in sinnenfälliger Weise von allen übrigen Rätsschichten unterscheiden, sondern auch in ihrer Fossilführung eine Sonderstellung einzunehmen scheinen, ist die Frage von Wichtigkeit, ob wir es hier innerhalb der sonst bekanntlich sehr unbeständigen und oft rasch sich ändernden Rätsschichten mit einer einheitlichen Bildung und also, soweit diese Schichten reichen, mit einem konstanten und durchgehenden stratigraphischen Horizont zu tun haben, mit anderen Worten, ob wir die Letten überall da, wo wir sie auftreten sehen, als gleichartige und einheitliche Ablagerungen betrachten dürfen oder müssen. Wenn ja, fragt es sich dann weiter, welche Stellung bzw. welches Niveau dieser Horizont innerhalb der Räteprofile einzunehmen pflegt.

¹⁾ F. HAHN, Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 1910, Bd. 60, S. 350 und 352.

Es mag gleich zum **vorhinein** bemerkt werden, daß noch viel zu wenig Erfahrungen vorliegen, um diese Fragen **schon jetzt** endgültig entscheiden zu können. Maßgebend sind hier jedenfalls in erster Linie die **paläontologischen** Befunde. Bis jetzt liegen aber, wie wir sahen, nur von zwei Stellen solche vor, nach denen unsere Letten hauptsächlich als Anodontophoren-Horizont in Betracht käme. Es muß sich erst durch weitere Untersuchungen anderer möglichst voneinander entfernt liegender Vorkommnisse zeigen, ob die Fossilführung konstant bleibt. In Anbetracht aber, daß unsere Letten überall wo sie beobachtet wurden, petrographisch ganz den gleichen Charakter zeigen, wäre es andererseits rein willkürlich und launenhaft, wollte man, so lange nicht faunistische Gegenbeweise vorhanden sind, zum **vorhinein** annehmen, daß in ihnen nicht identische Bildungen vorliegen. Bis jetzt vermochte ich keine Gründe zu finden, die für diese Auffassung sprechen würden. Die weite horizontale Verbreitung der eigenartigen Letten und ihre einheitliche petrographische Beschaffenheit läßt sie nicht mehr als eine bloß zufällige, rein örtliche Ablagerung erscheinen, sondern scheint mir auf eine einheitliche und räumlich weit ausgreifende Entstehungsursache zurückzuweisen. Auch die Einwanderung, Ansiedelung und Anpassung der nur diesen Schichten eigenen Anodontophoren und anderer neuen Muschelformen spricht sicherlich nicht für die Annahme einer nur spezifisch rein örtlichen und vorübergehenden Bildungsweise, setzt vielmehr eine längere Zeitdauer für die Ablagerung dieser Gebilde voraus, die nach der durchgehends zarten dünnen Schalenbeschaffenheit der eingeschlossenen Muscheln zu urteilen nur auf einem ruhigen Meeresgrunde erfolgen konnte. Auch die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit dieser Ablagerung, die nur aus dem allerfeinsten gleichheitlichen Schlammmaterial hervorgegangen sein kann, ja sogar ihr örtliches Fehlen in einem oder dem andern Profil braucht uns bei Berücksichtigung ihrer sonstigen weiten horizontalen Verbreitung nicht abzuhalten, ihr den Charakter eines selbstständigen Horizonts zuzuerkennen. Bei all diesen Erwägungen tragen wir kein Bedenken, die geschilderten Lettenschiefer, wie sie in unseren Rätprofilen auftreten, allerdings vorerst nur mit Vorbehalt überall als identische Bildungen anzusehen und in ihnen eine weitverbreitete einheitliche Rätstufe zu erblicken.

Es fragt sich nun noch, welche Stellung sie in der vertikalen Schichtenfolge einnehmen. Ein unglücklicher Zufall wollte es, daß gerade an den beiden Lokalitäten, wo bis jetzt auch die faunistische Eigenart dieser Stufe festgestellt werden konnte, nämlich am Wiesler- und am Älpebach, die entsprechenden Rätprofile in tektonische Störungsgebiete fallen und nur unvollständig erhalten sind.

Am Wieslerbach, wo die Schichten an sich am mächtigsten und typischsten entwickelt und bei nahezu wagrechter, nur schwach ostwärts einfallender Lagerung auch am schönsten angeschnitten sind, sind nur die anschließenden Liegendschichten erschlossen, die aus einer Reihe grauer Mergelkalkbänken, aus dünneren grauen Mergelschichten bestehen, die verschiedenfach mit schwarzen, zum Teil sehr fossilreichen Tonschiefern wechsellagern und die alle ausschließlich nur eine, wie wir sehen, allerdings sehr reichliche Bivalvenfauna beherbergen. Überlagert werden unsere Letten hier jetzt nur mehr von einer Decke von Gehänge- und Glazialschutt; die ursprünglichen Hangendschichten sind abgetragen. Die Lagerungsverhältnisse sind hier kompliziert und schwer sicher zu deuten.

Nicht viel günstiger sind die Verhältnisse am Tobeleingang des Älpe- oder Roßbachs bei Tannheim. Die roten Tonschiefer sind hier senkrecht gestellt und etwa 2 m mächtig, von den Hangendschichten ist nur mehr ein kleiner Komplex

typischer dünnbankiger Mergel erhalten in der bekannten Weise voller Schalen-trümmer. Sie scheinen den Brachiopodenhorizont zu vertreten. Im Liegenden, also tobeleinwärts, folgen zunächst, wie bei Schattwald, dicke feste Kalkbänke und eine Partie von schwarzen, dünngeschichteten und zerdrückten Mergeln mit schwarzen Mergelschiefern wechsellagernd, dann dünne Contortabänke reich an *Avicula contorta*, dicke massige Kalkbänke und graue Mergelkalke, aber alsbald ändert sich das Fallen und teilweise auch das Streichen der Schichten und wir erkennen, daß hier zum Teil Fältelung und ein starkes Störungsgebiet vorliegt und daß es vergeblich ist, hier irgend zuverlässig die normale Schichtenfolge und das ursprüngliche Gesamtprofil feststellen zu wollen.

So sind wir hinsichtlich der Beurteilung der vertikalen Stellung unserer Letten auf die übrigen Rätprofile angewiesen. Es kann bei dem bekannten starken regionalen und vertikalen Wechsel der rätischen Schichtenzusammensetzung, dem zufolge fast nie ein Rätprofil mit einem andern in der Schichtenfolge genau übereinstimmt, nicht erwartet werden, daß unser Lettenhorizont an allen Orten seines Auftretens an die gleichen Liegend- und Hangendschichten gebunden sei. Nach den Beobachtungen an den Profilen am Unteren Breitenberg bei Pfronten, am Stuibensattel, am Geißbeck, am Zeiger beim Nebelhorn etc. läßt sich soviel sagen, daß unsere roten Schattwalder Schichten überall in den beobachteten Profilen ein mittleres Niveau einnehmen und in der Regel etwas über die halbe Höhe oder die untere Grenze des oberen Drittels fallen.

Sollte sich bei den weiteren Untersuchungen und Beobachtungen die Einheitlichkeit und paläontologische Beständigkeit unserer Letten bestätigen, so besäßen wir in ihnen für das weite Gebiet ihrer Verbreitung einen fixen Horizont, der die Orientierung und die Profilvergleichung nicht unwesentlich erleichtern würde. Auch wären dann in ihm Anhaltspunkte gegeben zu einer Untergliederung der Rätmergel u. s. w., Grund genug, auf diese Schichten überall, wo sie sich zeigen, ein Augenmerk zu richten.

Da es noch nicht sicher ist, daß diese Lettenschichten auf weitere horizontale Erstreckung durch die Führung von Anodontophoren etc. charakterisiert werden, glaubten wir von der Bezeichnung „Anodontophoren-Schichten“ vorerst am besten noch abzusehen und wählten daher bis auf weiteres für sie die nichts präjudizierende lokale Bezeichnung „Schattwalder Schichten“.

II. Juraformation.

Neben den Gesteinen der Triaszeit haben die Sedimente der Juraperiode an dem Aufbau des eigentlichen Hochgebirgsteiles unseres Kartengebietes hervorragenden Anteil. Dabei findet sich auch hier die doppelte Faziesentwicklung noch vor, die wir überhaupt in den nordöstlichen Kalkalpen zu beobachten gewohnt sind (namentlich noch in den angrenzenden Vilser Alpen), nämlich einerseits eine reine Kalk-, andererseits die bekannte Mergel- oder Allgäu-Fazies. Indes macht sich in dem gegenseitigen Verhältnis dieser beiden Entwicklungen gerade dem benachbarten Vilser Gebiet gegenüber schon ein erheblicher Unterschied geltend, der sich besonders in dem starken Zurücktreten der Kalkfazies und umgekehrt in dem stärkeren Hervortreten und Mächtigerwerden der Mergelfazies bekundet. Die Kalkfazies umfaßt ferner nicht mehr wie dort lückenlos alle Altersstufen des Lias und

Doggers, sondern es findet sich in dieser Ausbildungsart nur mehr je der untere Lias und der untere Dogger vertreten, während die übrigen Stufen sich faunistisch nur mangelhaft und unsicher oder gar nicht nachweisen lassen. Dafür konnte in unserem Gebiete bei der Mergel- oder Allgäufazies das Vorkommen aller Hauptabteilungen sowohl des Lias als auch des Doggers festgestellt werden.

Was die Gesteinsausbildung des weißen Jura oder Malm anbelangt, zeigen sich so viele örtliche fazielle Abweichungen und insbesondere in der vertikalen Reihenfolge der Schichten so starker Wechsel heterogener Gesteinsausbildungen, daß eine einfache Scheidung in eine Kalk- und Mergelfazies sich nicht mehr durchführen läßt, ohne dem Tatbestand Zwang anzutun. Immerhin ist es von Interesse, daß wenigstens in dem an einigen Stellen vorkommenden Tithonkalk noch ein unverkennbares Analogon zu der Kalkfazies der älteren Abteilungen, insbesondere des Hierlatzkalks des Lias, vorliegt.

Es ist erklärlich, daß jede der in Rede stehenden Gesteinsfazies auch eine ihr mehr oder weniger eigenartige Fauna einschließt. In der Kalkfazies, insbesondere im Hierlatzkalk, herrschen wie anderwärts Brachiopoden und Lamellibranchiaten vor, während hier Cephalopoden nur selten sind; umgekehrt finden sich in den Allgäuschichten vorwiegend Ammoniten und es gehören besonders Brachiopoden zu den Seltenheiten. Wenn ein und dieselbe Art in beiden Fazies auftritt, besteht gewöhnlich doch ein Unterschied in dem Grade der Häufigkeit ihres Vorkommens. Aber auch Ausnahmen kommen vor, wie das Beispiel der *Posidonomya alpina* GRAS des Doggers zeigt, die in einem Teil unserer Fleckenmergel in ebenso reichlicher Individuenzahl ganze Schichtflächen bedeckt wie sonst anderorts in den entsprechenden Horizonten der Kalkfazies.

Beachtenswert ist, daß die Kalk- und Mergelfazies in unserem Gebiete sich ziemlich schroff und unvermittelt einander gegenüberstehen und nirgends durch unzweideutige Übergänge miteinander verbunden sind, trotzdem ihre gegenwärtigen Grenzen sich an mehreren Stellen auf wenige hundert Meter nähern. Ebenso sieht man nirgends in der zeitlichen Stufenfolge etwa ein zeitweiliges Übergreifen des einen Faziesgebietes auf das andere oder daß Lücken in der Altersfolge der Kalkfazies durch Ablagerungen in der Ausbildung der Mergelfazies ausgefüllt würden. Es beweist dies jedenfalls, daß die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse durch die spätere Gebirgsfaltung, durch Abtragungen u.s.w. in hohem Maße verändert und bis zur Unkenntlichkeit verwischt wurden.

Lias.

A. Die Kalkfazies.

Die reine Kalkfazies des Lias beschränkt sich in den Hindelanger und Pfrontner Bergen nur auf vereinzelte Vorkommnisse in einer schmalen Zone nahe dem äußeren Rande des Trias-Juragebietes. Die Gebilde dieser Fazies gehören in ihrem Alter nach Ausweis ihrer Versteinerungen nur

dem unteren Lias

an. Es wurden zwar auch wenige vereinzelte Versteinerungen gefunden, die als charakteristisch für den mittleren Lias gelten, allein sie beschränkten sich nur auf loses Blockwerk, so daß für die Ausscheidung einer mittleren Liasstufe die nötige

sichere Basis nicht gegeben war. Hingegen müssen bei der unterliassischen Kalkfazies zwei Ausbildungsarten unterschieden werden, nämlich:

1. ein vorwiegend grauer Knollenkalk,
2. der sogen. Hierlatzkalk.

I. Knollenkalkfazies von Hindelang und Unterjoch.

In nächster Nähe von Hindelang stehen im Bereich des Hirschberges am Zillenbach etwa 300 m aufwärts von der Gailenberger Brücke gleich beim Eingang des eigentlichen ziemlich tief eingeschnittenen Tobels auf dem Ostgehänge graue Liaskalke an. Die in Rede stehenden Kalke ragen dort in einer etwa 30 m hohen Felswand auf, die im Volksmunde „Geißwand“ heißt. Am Fuße derselben breitet sich reichliches abgestürztes Schuttblockwerk aus, das den unteren Teil des Gehanges bedeckt. Die an die Wand anstoßenden, ebenfalls steil aufragenden, stark zerklüfteten und zerdrückten Mergelschiefer gehören schon dem Cenoman an.

Gesteinsbeschaffenheit. Der in seiner Hauptmasse graue Liaskalk zeigt vielfach ein knolliges, teilweise fast brekziöses Aussehen und wird häufig von mergeligen und sandig-tonigen Schmitzen und Putzen durchsetzt, die sich namentlich auch auf den unebenen, höckerigen, wenig deutlichen Schichtflächen reichlich vorfinden und sich nicht selten zu sandig-mergeligen, dünnen Zwischenlagen ausbreiten. Der Kalk ist selten ganz dicht, hat vielmehr fast immer kristalline und spätige Einsprenglinge, zeigt oft körniges Gefüge und splitterigen Bruch. Einzelne Lagen oder einzelne Partien besitzen eine schmutzig-rötliche oder rotbraune Färbung; ihr körnig spätiges Gefüge wie ihr ganzer Habitus unterscheidet sie indes auf den ersten Blick von den roten Kalcken der Hierlatz- und Adnether Fazies. Stellenweise ist sowohl der graue als auch der rote körnige Kalk voller Crinoidenreste und Dünnschliffe lassen ersehen, daß er in seiner Hauptmasse überhaupt vorwiegend aus organogenem Detritus zusammengesetzt ist. Die zahlreichen Schalenentrümmer etc. haben indes fast durchgehend ihre organische Struktur verloren, nur die Echinodermenreste zeigen noch mehr oder weniger ihr ursprüngliches charakteristisches Gefüge.

Die **Mächtigkeit** des Kalkes, soweit er der Beobachtung zugänglich ist und vor der Abtragung verschont blieb, beträgt ungefähr 15—25 m. Er streicht im ganzen ungefähr NNO. und läßt sich in dieser Richtung am Tobelrand entlang und am Gehänge des Hirschberges aufwärts bis fast zur Höhengote 1050 verfolgen, wo er dann in dem Waldboden und Schutt sich den Blicken entzieht und jedenfalls alsbald sich verliert oder von dem Hauptdolomit abgeschnitten wird.

Die **Lagerungsverhältnisse** des Knollenkalkes am Zillenbach sind eigenartig und interessant. Die Schichten fallen sehr steil nach Südosten ein und werden von einem sehr mächtigen Komplex von Cenomanmergeln unterteuft. Der Kontakt wird von einem 2—3 m mächtigen Grundkonglomerat und einer Brekzie gebildet, zu der der Liaskalk besonders in dem unteren Teil des Tobels vorwiegend sein Material geliefert hat.

Nach Westen bzw. Südwesten setzt sich der Kalkzug nicht fort; das gegenüber befindliche Gehänge des Tobels zeigt außer Cenomangebilde überall Flysch, der weiter unten auch auf die Ostseite des Zillenbaches herübergreift. Weniger klar bleiben die Beziehungen dieses Liaskalkvorkommens zu den ostwärts folgenden Schichtkomplexen, da es in dem Weidegelände an Aufschlüssen fehlt. Von dem benachbarten, seinerseits auch nur höchst dürftig entblößten Doggerkalk wird er durch eine an dem Gehänge steil herunterziehende scharfe Terraineinfurchung und

durch ein altes Wasserrinnsal getrennt. Hier ließ ich an einigen Punkten schürfen und konnte feststellen, daß Mergelschiefer anstehen, deren Streichen mit jenem des Liaskalkes ziemlich übereinstimmt und die ich nach ihrem ganzen Habitus und Gesteinscharakter ebenfalls für Cenomangebilde halte.

Aus dem skizzierten Sachbestande geht hervor, daß der Kalkkomplex der Geißwand eine Scholle ist, die in dem mächtigen Cenoman steckt, die vom Cenomanmeer oberflächlich teilweise bearbeitet und von dessen Ablagerungen eingehüllt worden und erst durch die teilweise Abtragung der letzteren wieder zu Tage getreten ist.

Die gleiche Erscheinung finden wir im Bereich des Zillenbachs weiter aufwärts, wo am unteren Rand des „Höfle“ in dem Zwickel zwischen dem Zillenbach und einem ihm zufließenden östlichen Seitenbach ebenfalls ein größerer Komplex unseres Knollenkalkes im Bereich des Cenomans aus dem Steilgehänge herausragt.

Ein weiteres schollenartiges und isoliertes Vorkommen unseres Liaskalkes im Bereich des Cenomans und zwar ebenfalls in Begleitung von Doggerkalk ist zu verzeichnen von dem Gehöfte Untergschwend bei Unterjoch, westlich vom Hotzenberg. Hier treten in dem Zwickel zwischen der Wertach und dem Hieße- lochbach (dem „Weißenbach“ der Karte) und unweit der Wirtschaft „Zinken“ hellgraue, fast dichte oder durch den Gebirgsdruck marmorisierte Liaskalke mangelhaft aufgeschlossen zu Tage, von denen einzelne Lagen ganz das spätere Gepräge unseres Hindelanger Knollenkalkes zeigen.

Nicht unerwähnt soll noch bleiben, daß ich in der mächtigen Moräne, die von dem Dorfe Jungholz am Fuße des Zinken oder Sorgschrofen gegen den Weiler Langenschwanden hinzieht und zwar hauptsächlich in der Kiesgrube bei dem Mühlbache östlich von Jungholz ganz typische Blöcke und Brocken unseres Knollenkalkes beobachtete. Sie können von der räumlich keineswegs ausgedehnten Scholle von Untergschwend hierher verfrachtet worden sein; ich möchte aber eher glauben, daß ehemals noch an anderen Stellen des Cenomanzuges solche Einlagerungen zu Tage gestanden sind.

Versteinerungen des Liasknollenkalkes.

Aus dem Knollenkalk ließen sich nur sehr wenige bestimmbar Versteinerungen herauschlagen. Es wurden bis jetzt gefunden: 1. *Arietites (Coroniceras) Bucklandi* Sow. 2 Stücke; 2. *Arietites Hartmanni* (nach Böse); 3. *Pentacrinus tuberculatus* MILLER; 4. *Rhynchonella cf. plicatissima* QUENST.; 5. *Rhynchonella* sp.; 6. *Terebratula*; 7. *Spiriferina alpina*; 8. *Placodonte* Zahn; 9. *Acrodonter* Fischzahn.

Durch die erstgenannten Arten erscheint das unterliasische Alter unseres Kalkes genügend gesichert. Von den beiden Bucklandiern besitzt das eine Exemplar einen Durchmesser von mehr als 30 cm, die Höhe des äußeren Umganges mißt 10 cm; das andere, nicht viel kleinere Exemplar wird jetzt in Kempten im Bureau für Wildbachverbauung verwahrt. Von den Brachiopoden finden sich in dem Gestein meist nur vereinzelte schlecht erhaltene Schalen.

2. Hierlatzkalkfazies.

Lias in der Ausbildung des Hierlatzkalkes beschränkt sich auf eine schmale Zone, die im Vilstal beim Försterhäuschen am Schranzschrofen mit einem mächtigen Blockwerk auf sekundärer Lagerstätte anhebt und dann sich allerdings in nahezu geschlossener Reihe auf eine Erstreckung von 4 km westwärts an den Gehängen des Zinken oder Steineberges und des Hotzenberges bis Unterjoch verfolgen läßt

und dem Hauptdolomit auflagert. Vom Hotzenberg an westwärts erscheint das Gestein nur mehr in vereinzelt Blöcken als Bestandteil des besonders im Hießeloch am Fuße des Spießerzuges mächtig entwickelten Cenoman-Konglomerates. Erst bei Hindelang tritt das Gestein nochmals in größerer Masse am Südgehänge des Hirschberges auf, aber auch hier nur mehr wie beim Försterhäuschen im Vilstal als mächtige Blockanhäufung auf sekundärer Lagerstätte.

Gesteinsbeschaffenheit. Der Kalk ist durchgehends ein schönes Gestein von rosaroter bis braunroter Färbung, meist makroskopisch dichtem Gefüge und marmorartigem Aussehen. Er ist meist stark zerklüftet, wird durchschwärmt von unregelmäßig verlaufenden weißen Kalkspatadern und von fein- bis grobspätigen Kalkspatputzen, ebenso von unregelmäßig gewundenen Tonhäutchen und Drucksuturen und zuweilen von tonreicheren Knauern. Die durch den Gebirgsdruck hervorgegangene weitgehende regellose Durchklüftung und ungleichmäßige Verbandfestigkeit machen das an sich schöne Gestein für Steinmetzarbeiten und selbst zu Bauzwecken wenig oder gar nicht geeignet. Bei der Anwitterung verliert das Gestein seine lebhaft Farbe und bleicht aus oder belegt sich mit einem matten graulichen oder weißlichen Anflug und Besteg. Am Hirschberg bei Hindelang finden sich auch namentlich gegen die Grenze zum östlichen Hauptdolomit Partien von mehr grauer Farbe und fein kristallinem bis fein zuckerkörnigem Habitus, die aber die gleichen nur schlechter erhaltenen Versteinerungen führen wie die roten Blöcke. Ich beobachtete da auch verschiedene lose Bruchstücke und Brocken von grobspätigem und teilweise undeutlich oolithischem Gefüge, zum Teil voller Echinodermenresten.

In Dünnschliffen erwies sich der Hierlatzkalk durchgehends reich an organogenen Bestandteilen, namentlich an Schalenentrümmern und an Echinodermenresten mit ihrer charakteristischen Gitterstruktur. Es finden sich meist auch, bald nur vereinzelt, bald in größerer Anzahl, Einschlüsse von stark kalzitisierten unbestimmbaren Foraminiferen, von welchen nur die Gattungen *Nodosaria*, *Cristellaria*, *Glandulina*, *Dentalina* festgestellt wurden.

Von den Einzelvorkommnissen sei folgendes bemerkt:

a) Vorkommen bei Hindelang.

Am längsten bekannt wegen seiner Fossilführung ist das Blockwerk von Hierlatzkalk, das auf der Südseite des Hirschberges bei Hindelang in ihrem westlichen Teil in einer Höhe von ca. 960—1060 m in der Nähe der Luitpoldhöhe dem Bergegehänge aufrucht, sich als kleiner Gehängevorsprung von der Umgebung morphologisch abhebt und wegen des herumliegenden Gesteinstrümmerwerks den Namen „Steinköpfe“ führt. Moosbewachsene Blöcke von oft vielen Kubikmetern Inhalt ragen aus dem Waldboden heraus und bilden bis zur kleinen Kuppe des Steinköpfles das ausschließliche Gestein, das zu beobachten ist. Quert man das Blockwerk dem Gehänge enthang in östlicher Richtung, so stößt man alsbald auf Hauptdolomit, der, soweit die dürftigen Aufschlüsse ersehen lassen, beinahe NS. streicht und westwärts einfällt. Gegen die Grenze zum Hauptdolomit verliert der Kalk seine schöne rote Farbe, wird mehr grau, fühlt sich mehr rauh an und zeigt in seinem Gefüge starke Zerrüttung; infolge davon sind auch die Versteinerungen, die einzelne Blöcke einschließen, sehr schlecht erhalten und insbesondere durch zahlreiche Verwerfungen deformiert. Immerhin läßt sich feststellen, daß die Fauna dieser Blöcke dieselbe ist wie in dem roten Gesteine mehr westlich, in denen der Erhaltungszustand der eingeschlossenen Brachiopoden vielfach sehr gut ist.

Daß das mächtige Blockwerk gegenwärtig mindestens sich an zweiter, wenn nicht vielleicht an dritter Lagerstätte befindet, liegt wohl auf der Hand. Man gewinnt zunächst an Ort und Stelle durchaus den Eindruck, daß hier ein Bergsturz vorliege und daß sich die Felsmassen vom Hirschberge abgelöst haben. Steigt man von dem Scheitel des Steineköpfles und dem Absatz, der sich an dem Gehänge hier gebildet hat, in der Lotrichtung des Blockwerks an dem sehr steilen Hange weiter aufwärts, so findet man nach einer größeren Unterbrechung in der Höhe von 1100 bis 1130 m wieder unseren Hierlitzkalk in kleinen Felspartien vor, die aus dem größtenteils bewaldeten Steilhange zu Tage treten und hier wohl als anstehend zu betrachten sind, da sich bei der steilen Böschung lose Blöcke und Schollen kaum zu halten vermochten. In gleicher Höhe befinden sich in geringem Abstände westwärts Felspartien von grobspätigem, weißlichen Doggerkalk, während auf der entgegengesetzten Seite gegen Osten ebenfalls in ganz geringem Abstand der Hauptdolomit des Hirschberges mächtig zu Tage tritt. Es verbleibt für das in Frage kommende Absturzgebiet des gewaltigen Blockwerks, das jetzt eine Fläche von sicher ein paar Hektar bedeckt, in dem geschilderten Gehängeteil ein sehr beschränkter Raum übrig, wenn man annehmen will, daß dieses Material des ganzen Steinköpfles durch Felssturz von oben abgestürzt sei. Mir scheint eine andere Annahme natürlicher und einfacher zu sein. Am unteren Teile des Steinköpfles tritt auf der Westflanke des Hierlitzkalkblockwerks aus dem Viehweideboden spätinger Doggerkalk zu Tage, von dem verschiedene Schichten bei der Anlage des Verschönerungsweges, der vom Zillenbach zum Steinköpfele und zur Luitpoldhöhe führt, angeschnitten wurden und der also hier unzweifelhaft ansteht, wie wir ihn auch weiter oben an der steilen Berglehne in Begleitung des Hierlitzkalkes anstehend antreffen. Ein direkter Schichtverband zwischen den beiden Kalken ist nicht aufgeschlossen. Es erscheint uns daher sehr wahrscheinlich, daß auch am Hirschberghang der Dogger nicht unvermittelt dem Hauptdolomit aufruht, sondern dem Hierlitzkalk und daß dementsprechend dieser zwischen Hauptdolomit und Dogger von der Höhe 1130 m an anstehend am Hange herabzieht bis zum Fuß des Steinköpfles und daß das in der Tiefe anstehende Gestein hier am Steinköpfele nur von dem Blockwerk bedeckt wird, das von oben abgestürzt ist.

Wie die anderen Gesteine dieses Gebietes zeigt auch der Hierlitzkalk hier am Hirschberg in seinem inneren Gefüge allenthalben die Spuren gewaltiger Druckwirkungen und reichliche Zerklüftung, wodurch das an sich sehr schöne Gestein für technische Verwendung so gut wie unbrauchbar geworden ist.

Versteinerungen des Hindelanger Hierlitzkalkes.

Der Kalk ist trotz seiner größtenteils organogenen Herkunft im allgemeinen arm an Versteinerungen. Das schließt aber nicht aus, daß in einzelnen Blöcken nesterweise Versteinerungen in reicher Menge vorkommen. Schon OPPEL hat hier reiches Material gewonnen und seitdem wurden zahlreiche Museen mit Material versehen. Die Oberfläche des Fundplatzes ist gegenwärtig stark abgesucht.

Die Fauna des Hindelanger Hierlitzkalkes hat in neuerer Zeit von E. BÖSE, zum Teil auf der Basis von eigenen Aufsammlungen am Steineköpfele, an denen ich mich auch beteiligt hatte, eine besondere paläontologische Bearbeitung erfahren.¹⁾

¹⁾ L. BÖSE, Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten bei Hindelang. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1892. Bd. 42 S. 627—650. Mit 2 lithogr. Tafeln.

Im Gegensatz zu den Hierlatzkalken am Zinken sind in dem Hindelanger Gesteine die Brachiopoden sowohl hinsichtlich der Zahl der Individuen als auch der Arten weitaus vorherrschend. Lamellibranchiaten treten sehr zurück und Gastropoden und insbesondere Ammoniten sind geradezu selten. Es kann gesagt werden, daß in den verschiedenen Blöcken der Hauptsache nach immer wieder die gleichen Formen wiederkehren.

Die nachfolgende Fossilliste stützt sich, abgesehen von einigen neu hinzugekommenen Arten, auf der revidierten Liste BÖSES, a. a. O. S. 629.

1. *Arietites (Arnioceras) rejectum* FUCINI. 2. — cf. *falcarius robustus* QU. Abgebildet bei BÖSE Taf. 14 Fig. 1. 3. — (*Arnioceras*) *speciosum* FUCINI (= *Ar.* cf. *Bodleyi* BUCKM. bei BÖSE, abgebildet Taf. 14 Fig. 2. FUCINI¹⁾ hat diese Form mit der von ihm neu aufgestellten angegebenen Art vom Monte Cetone vereinigt.
4. *Aegoceras adnethicum* HAUER.
5. *Pleurotomaria anglica* SOW. Abgebildet bei BÖSE Taf. 15 Fig. 2.
6. *Discohelix excavata* REUSS sp.
7. *Ostrea Arietis* QU.
8. *Plicatula Hettangiensis* TERQUEM.
9. *Gryphaea* cf. *arcuata* LAM.
10. *Oxytoma inaequivalve* SOW. sp. (= *Avicula sinemuriensis* d'ORB.).
11. *Pecten subreticulatus* STOL. 12. — cf. *textorius* SCHLOTH. 13. — *Hehlü* (= *P. calvus* GOLDF. 14. — *Ugolini* FUCINI.
15. *Spiriferina Haueri* SUESS. 16. — *Münsteri* DAVIDSON. 17. — *rupestris* DESLONG. 18. — *angulata* OPP. 19. — *alpina* OPP. 20. — *obtusa* OPP. 21. — *sicula* GEMM.
21. *Rhynchonella belemnica* QUENST. Sehr häufig. 22. — *polyptycha* OPP. 23. — *Grep-pini* OPP. 24. — cf. *palmata* OPP. 25. — *Fraasi* OPP. 26. — *latifrons* STUR m. s. 27. — *plicatissima* QUENST. 28. — — var. *applanata* ROTHPL. 29. — *retusifrons* OPP. 30. — *laevicosta* STUR m. s. 31. — *Bonifazii* HAHN. Abgebildet bei BÖSE Taf. 15 Fig. 47 (= *Rh.* sp. bei BÖSE, vgl. HAHN, N. Jahrb. f. Min. etc. Beilageband 32 1911 S. 562 Taf. 21 Fig. 6. 32. — sp. ind. Abgeb. bei BÖSE Taf. 15 Fig. 3.
33. *Terebratula punctata* SOW. 34. — — var. *ovatissima* QU. 35. — — var. *Andleri* OPP. 36. — *Edwardsi* DAY. 37. — *basilica* OPP., sehr häufig. 38. — sp. ind. Abgeb. bei BÖSE Taf. 14 Fig. 3.
39. *Waldheimia Waterhousi* DAY. 40. — *cornuta* SOW. 41. — *perforata* PIETTE. 42. — *Sarthacensis* DESH. 43. — *Mariae* d'ORB. 44. — *indentata* SOW. 45. — *mutabilis* OPP. 46. — *subnumismalis* DAY.
47. *Pentacrinus tuberculatus* MILLER.
48. *Cidaris* sp. (Stachel).

b) Vorkommen bei Unterjoch und am Zinken.

In einem Abstände von ca. 5 km von dem Hindelanger Vorkommnisse taucht erst bei Unterjoch wieder Hierlatzkalk auf, läßt sich dann aber, wie schon oben erwähnt worden, entlang des Zinkens bis zum Schranzschrofen im Vilstal verfolgen. Am Hotzenberg bildet er den obersten bewaldeten Teil des Südgehanges und einen Teil der Nordseite. Er ruht hier dem Hauptdolomit auf, der auf der steilen Nordseite in dem Waldgehänge ausstreicht, während die vorgelagerten Wiesengehänge schon aus Cenomangebilden bestehen, geradeso wie die vorgelagerten Wiesen-

¹⁾ FUCINI, Cefalopodi liassici del Monte di Cetona, Parte sec. in Palaeontographia Italica Vol. 8. Jahrg. 1902. S. 184.

gelände am Südfuße des niederen Bergzuges. Die Aufschlüsse sind hier durchgehends mangelhaft.

In der Einsenkung, die den Hotzenberg und den Zinken voneinander trennt und die der Pfunzenbach (der Weißenbach der Karte) sowie die von Schattwald kommende Straße durchqueren, hat der Bach nur Hauptdolomit bloßgelegt, dagegen taucht in Unterjoch selbst, also auf der Nordseite des Dolomitzuges und in der Streichrichtung des Cenomanzuges nochmals eine kleine Scholle von Hierlatzkalk auf, auf der die Kirche und das Schulhaus des freundlichen Dörfleins stehen. Rascher Wechsel im Streichen und Fallen des Hauptdolomites in der Einsenkung deuten eine Störungslinie an, die hier den Gebirgszug quert und die die isolierte kleine Hierlatzscholle in die gegenwärtige, von dem übrigen Zuge abseits gerückte Lage gebracht haben dürfte.

Am Zinken oder Sorgschrofen schließt sich der Hierlatzkalkzug beim Pfunzenbachdurchbruch unmittelbar an jenen des Hotzenberges an, um dann dem Südgehänge des Berges in der Richtung ONO. zu folgen und in vielen aus dem Weideboden und dem mehr oder weniger steilen Hang aufragenden Felspartien und kleinen Wändchen zu Tage zu treten. In dem westlichen Teil des Berges, insbesondere bei der Schießstätte von Unterjoch und oberhalb des Weilers Steineberg sind die Felsauftragungen am zahlreichsten. Hier zeigt der Kalkstein stellenweise mehr oder weniger deutliche dünnbankige Schichtung, doch sind die Schichtflächen durchgehends uneben und holperig. (Streichen östlich der Schießstätte anscheinend konform dem Hauptdolomit O. 30° N. mit $60-70^{\circ}$ Einfallen nach Süden). Auch konnten in dem Gestein, das in seinen oberen Lagen vielfach hellfarbiger bis weißlich wird, stellenweise Kieselausscheidungen und Kieselkonkretionen beobachtet werden. Eine in dem versteinungsarmen Kalke vereinzelt aufgefundene *Rhynchonella plicatissima* QU. var. *Salisburgensis* NEUM. war vollständig verkieselt.

An verschiedenen Stellen läßt sich beobachten, daß der Hierlatzkalk unmittelbar dem Hauptdolomit aufsetzt. Dabei zeigt sich, daß der Kalkstein in alle Unebenheiten der Grundlage eingreift und daß in den untersten Lagen Dolomittrümmer und kantige Brocken in dem roten Kalke eingebettet sind. Verschiedene Bänke haben daher ein brekzienartiges buntes Aussehen und zeigen innigste Vermengung von Dolomit und Kalk. Es ist also unverkennbar, daß die Dolomitunterlage vor der Ablagerung des Hierlatzkalkes einer verschiedenartigen Verarbeitung unterworfen war. Auch zeigt der Dolomit in diesen obersten Lagen festeres Gefüge und in seiner Farbe einen Stich ins Rötliche und auf Sprüngen und Spalten rötliche Ausfüllungen, Erscheinungen, die auf Infiltrationen aus dem Hangendgestein zurückzuführen sind.

Während in den westlichen Partien des Berges bis zu der Viehweide der zwei Gehöfte „Zehrer“ steilgestellte Cenomangebilde dem Hierlatzkalk aufruhren oder doch wenigstens angelagert sind, erscheint in der genannten Viehweide unvermutet grauweißlicher Doggerkalk dem Profil eingeschaltet, der nach kurzer Erstreckung sich wieder verliert. In diesem Teil hat der Liaskalk wohl unter dem Schutze des auflagernden Doggers seine Schichtung viel besser bewahrt und zeigt Bänke von 20—50 cm Dicke, seine Mächtigkeit im ganzen aber erscheint, besonders im Vergleich zu seiner Massenentwicklung mehr im Osten, stark reduziert.

Verfolgt man von der Zehrerpalpe aus das Gehänge nordöstlich weiter, so ist man, wo bei spärlichen Entblößungen Hierlatzkalk zu Tage tritt, nie sicher, ob dieser noch sich in seiner primären Lagerstätte befindet oder durch Umlagerung

und Einlagerung schon bereits einen Bestandteil des Cenomans bildet. Kommt man in der Fortsetzung der Wanderung zu den Gehängen, die sich südlich an den Bergvorsprung des Tatznriesköpfles anlehnen, so wird man unwillkürlich ins Staunen versetzt von dem gewaltigen Trümmerwerk von Hierlatzkalk, das hier auf weiter Fläche herumliegt und einen Raum von vielen Hektaren bedeckt. Blöcke bis zur Zimmergröße ragen aus dem mächtigen Haufwerke auf. Erst da, wo mit der sich beim Urfall nördlich wendenden Vils auch das Gehänge nach Norden umbiegt, verliert sich das Blockwerk und es treten da und dort steilgestellte Cenomanmergel zu Tage, die hier über das Tal setzen und auf denen, wenigstens in den unteren Partien des Hanges, sicher auch das Hierlatzblockwerk aufrucht.

In seinem Gesteinscharakter zeigt der Hierlatzkalk hier auch fast durchgehends rote oder rötliche Farbe und die gleiche Ausbildung wie bei Unterjoch und Hindelang. Daß sich in dem reichen Blockwerk mancherlei Abweichungen finden, kann nicht verwundern. Nicht selten begegnet man Blöcken, die dicht erfüllt sind von Apiocrinusstielgliedern und die bei etwas vorgeschrittener Verwitterung beim Anschlagen mehr oder weniger in Grus zerfallen. Seltener sind eigentliche körnige Crinoidenkalke. Gewöhnlich zeigt sich der schöne Kalkstein makroskopisch dicht und nur die ihn durchsetzenden sekundären weißen Kalkspatadern sind kristallinisch körnig. Eine häufige Erscheinung ist indes, daß da, wo durch Anhäufung von Fossilien ursprünglich Hohlräume blieben, diese gewöhnlich durch radial geordneten stengeligen oder faserigen Kalkspat ausgefüllt wurden, ein Vorgang, der schon primär bei der Einbettung der Fossilschalen durch Ausscheidung von Kalzit erfolgt sein muß und der mit der sekundären Ausfüllung der Druckspalten etc. nichts zu tun hatte.

An **Versteinerungen** ist der Hierlatzkalk im Gebiet des Zinken im Verhältnis zu seiner Massenentwicklung, geradeso wie bei Hindelang, arm zu nennen. Das hindert aber nicht, daß auch hier nesterweise Fossilien in reichster Menge vorkommen und zwar eigentümlicherweise nur an wenigen vereinzelt Plätzen. Es beweist dieses Verhalten, daß die Gesteinsblöcke bei ihrer Verfrachtung auf die gegenwärtige sekundäre Lagerstätte nicht erheblich durcheinander gemengt worden sein können. Andererseits läßt dieses nur ganz sporadische, dann aber so reichliche Vorkommen von Fossileinschlüssen ersehen, daß es in dem Meere, in dem die Hierlatzkalke zum Absatze gelangten, Stellen gab, an denen ein reiches Tierleben ganz besonders begünstigt war oder an denen die sich anhäufenden harten Organismenreste rasch genug auf dem Meeresgrunde eingebettet wurden, ehe sie anderweitig der Zerstörung anheimfielen.

Während in den Hierlatzkalken bei Hindelang unter den Fossileinschlüssen ganz besonders die Brachiopoden vorwiegen, sind hier Einschlüsse von Lamellibranchiaten ebenso häufig, ja oft vorwiegend; besonders häufig sind glatte und gegitterte Pekten. Ammoniten finden sich, wenn auch nicht reichlich; von größeren Exemplaren sind meist nur Bruchstücke vorhanden.

Der Erhaltungszustand der meisten Einschlüsse ist gut; es hält aber oft schwer, sie vom Hüllgestein frei zu bekommen. Schloßpräparate sind fast nie auszuführen. Störend sind vielfach auch die zahlreichen, das Gestein und dessen Einschlüsse durchsetzenden Kalkspatadern.

Von dem gesammelten Fossilmaterial des Zinkens oder des „Steinebergs“ der Pfrontener konnten bestimmt werden:

Versteinerungen aus dem Hierlatzkalke vom Zinken. (Südostgehänge im „Urfall“.)**Cephalopoda.**

1. *Arietites* cf. *Listeri* SOW. sp. 2. — *Cordieri* CAN (WÄHNER). 3. — aff. *Cordieri* CAN.
4. — Gruppe des cf. *Bucklandi* SOW. sp. 5. — n. f. aff. *Ariet. altesulcatus* WÄHNER.
6. — *Hierlatzicus* HAUER sp. 7. — cf. *sinemuriensis* D'ORB.
8. *Aegoceras Adnethicum* HAUER sp.
9. *Lytoceras subarticulatum* n. sp. 10. — cf. *fimbriatum* (juv) SOW. sp.

Gastropoda.

11. *Scurria* cf. *undatiruga* GEM, 12. — sp. ind.
13. *Pleurotomaria Suessi* HÜRN. 14. — *Mopsa* D'ORB. 15. — *Emmrichi* GÜMB. sp.
16. — *faveolata* DESLG. 17. — *Hierlatzensis* HÜRN. 18. — cf. *coarctata* STOL.
19. *Discohelix orbis* REUSS sp. 20. — *excavata* REUSS sp. 21. — *ferox* GÜMB. sp.
22. *Chemnitzia (Pseudomelania) turgida* STOL. 23. — cf. *Hierlatzensis* STOL.
24. *Vermetus?* sp.

Lamellibranchiata.

25. *Oxytoma inaequivalve* SOW. sp. (*Avicula Sinemuriensis* D'ORB.).
26. *Gervillia* sp.
27. *Lima punctata* SOW. 28. — *gigantea* DESH. 29. — *stigma* DUM. 30. — *Deslongchampsii* STOL. 31. — *Haueri* STOL. 32. — *scrobiculata* STOL. 33. — *nodulosa* TERQ. 34. — cf. *compressa* TERQ. 35. cf. *amoena* TERQ. 36. — (*Ctenostreon*) *tuberculata* TERQ. 37. — (*Plagiostoma*) *acuticosta* var. *nodosa* QU. 38. — *Hettangiensis* TERQ. 39. — cf. *Fischeri* TERQ.
40. *Pecten subreticulatus* STOL., sehr häufig. 41. — *verticillus* STOL. 42. — *Rollei* STOL. 43. — *Ugolini* FUC. 44. — *lacunarius* ROTHPL. 45. — cf. *textorius* SCHLOTH. 46. — cf. *Uhligi* GEMM. 47. — *liasinus* NYST. 48. — *pseudodiscites* GÜMB. 49. — *Hehli* D'ORB. 50. — sp.
51. *Plicatula* cf. *Baylii* TERQ.
52. *Placunopsis nuda* TERQ. & PIETTE. 53. — *striatula* OPP.
54. *Ostrea arietis* QU. 55. — *multicostata* MÜNST. 56. — *irregularis* MÜNST. 57. — *frontensis* sp. n. 58. — cf. *arcuata* LAM.
59. *Hippopodium (Cypricardia) Partschi* STOL.
60. *Macrodon semistriatum* n. sp. 61. — n. sp. 62. — (*Arca*) *aviculinum* SCHAFFH. 63. — sp. n. 64. — sp. n.
65. *Opis clathrata* STOL.

Branchiopoda.

66. *Koninckina styriaca* BITTNER.
67. *Spiriferina alpina* OPPEL. 68. — *sicula* GEMM. 69. — *pinguis* ZIET. 70. — *Münsteri* DAV. 71. — *Haueri* SUSS. 72. — *brevirostris* OPPEL. 73. — sp. ind.
74. *Rhynchonella belemnitica* QUENST. 75. — *plicatissima* QU. 76. — *Greppini* OPPEL. 77. — cf. *polyptycha* OPPEL. 78. — *latifrons* STUR. 79. — *laevicosta*. 80. — *ramosa* ROTHPL. 81. — *Cartieri* OPP. 82. — — var. *rimata* OPPEL. 83. — *retusifrons* OPPEL. 84. — *orthoptychoides* ROTHPL. 85. — *prona* OPPEL. 86. — *Matiasowskyi* BOECKH. 87. — *praetrigona* sp. n. 88. — sp. 89. — sp. 90. *Rhynchonellina pygmaea* GEMM.
91. *Terebratula punctata* SOW. 92. — — var. *Andleri* OPPEL. 93. — — var. *ovatisima* QU. 94. — *basilica* OPPEL. 95. — *juvavica* GEYER. 96. — *bimammata* ROTHPL. 97. — cf. *synophrys* UHLIG.

98. *Waldheimia numismalis* LAM. DAV. 99. — *subnumismalis* DAV. 100. — *Sarthacensis* DESL. 101. — *indentata* SOW. sp. 102. — *stapia* OPPEL. 103. — *mutabilis* OPPEL. 104. — *Ewaldi* OPPEL. 105. — *alpina* GEYER. 106. — *cor.* LAM. 107. — cf. *batilla* GEYER. 108. — cf. *Choffati* HAAS.

Echinodermata.

109. *Pentacrinus tuberculatus* MILLER var. *alpina* ROTHPL.
 110. *Apioxrinus* sp.
 111. Zahlreiche verschiedene Echinodermenreste nachgewiesen in Schliffpräparaten.

Aus der vorstehenden Fossilliste geht klar hervor, daß die Hierlatzkalke des Zinkengebietes — wenigstens soweit sie fossilführend sind — ihrem Alter nach dem unteren Lias angehören. Am wichtigsten zur Altersfeststellung sind selbstverständlich die angeführten Ammoniten. Von besonderem Interesse ist das Vorkommen des glattrückigen *Arietites* (*Aegoceras*) cf. *Listeri* SOW. (CAN.), der nach WÄHNER¹⁾ in den östlichen Nordalpen (am Breitenberg im Salzkammergut) in der Zone des *Psiloceras megastoma* auftritt, die der genannte Autor²⁾ der mitteleuropäischen Zone der *Arietites laqueus*-„Oolithenbank“ parallel stellt. *Arietites Cordieri* CAN. (WÄHNER) kommt nach WÄHNER in der Zone der *Schlotheimia marmorea* OPP. und des *Arietites rotiformis* vor, die mit den mitteleuropäischen Angulaten- bzw. Bucklandihorizonten korrespondieren. Von *Arietites Bucklandi* SOW. fand ich am Zinken zwar nur ein Teilstück eines Umganges, das aber einem sehr großen Exemplar angehörte. Die Höhe des erhaltenen Umganges mißt 8 cm, die Breite ca. 6 cm; die Art der Berippung, der rechteckige Querschnitt und die tiefen Furchen neben dem Kiel lassen an der Zugehörigkeit des Stückes zu einem Bucklandier nicht zweifeln. Beachtenswert ist die Größe des Exemplars, da sonst die in unseren Kalken auftretenden Ammoniten meist nur in kleinen Formen vorkommen.

Die angeführten Ammoniten lassen ersehen, daß die Hierlatzkalke des Zinken bis zu den tieferen Stufen des Lias herabsteigen, jedenfalls tiefer als die eigentlichen Hierlatzkalke am Hierlatze selbst, die bekanntlich nach den aus diesen bekannt gewordenen Fossileinschlüssen nicht unter die Oberregion des unteren Lias (Obtusus-Oxynotus-Raricostatuszone, also Lias β) herabreichen, wie die bekannten Darstellungen durch OPPEL, GEYER, STOLICZKA dartun.

Auch von den aufgezählten Gastropoden und Lamellibranchiaten weisen einzelne auf Lias α . So werden zitiert: *Pleurotomaria Emmrichi* GÜMBEL sp. *Discohelix ferox* GÜMB. sp. von v. AMMON aus dem Hochfellenkalke (unterster Lias)³⁾ bzw. dem Rät. Die der erstgenannten sehr ähnliche, wenn nicht mit ihr identische *Pleurotomaria basilica* CHAP. & DEW. stammt aus den Angulaten-Schichten.

Lima stigma DUM. aus der Zone des *Am. Bucklandi*.⁴⁾ *Lima amoena* TERQ.

Lima cf. *compressa* TERQ. *Lima nodulosa* TERQ. aus dem Grès infra-liasique de Hettange.⁵⁾

Pecten pseudodiscites GÜMB. aus dem Rät von Garmisch und Kössen.⁶⁾

¹⁾ WÄHNER, Beiträge zur Kenntnis der tiefen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. Beitr. z. Pal. Öst.-Ung. 4. Bd. 1886, S. 206 (105).

²⁾ Verhandl. d. K. K. Reichsanst. 1886, S. 170.

³⁾ v. AMMON, Gastropoden des Hochfellenkalks etc. Geognost. Jahreshfte 4: Jahrgang 1891, S. 165 bzw. 175.

⁴⁾ DUMORTIER, Dépôts jur. II. S. 66 T. 16 f. 15—16.

⁵⁾ TERQUEM, Pal. de l'étage inf. d. l. form. lias d. l. Tr. Luxembourg et de Hettange 1855 S. 102 ff.

⁶⁾ GÜMBEL, Bayer. Alpengebiet S. 393 und 403.

Placunopsis nuda TERQ. & PIETTE und *Placunopsis striatula* OPPEL, beide aus dem Kalke mit *Am. bisulcatus* von Valière.¹⁾

Während so die Altersgrenze unserer Hierlatzkalke des Zinken paläontologisch nach unten bis zu den untersten Stufen des Lias verlegt werden kann, muß ihre Altersabgrenzung nach oben unbestimmt bleiben. Sie enthalten zwar verschiedene Formen, die außer im unteren auch noch im mittleren Lias vorkommen, die aber eben deswegen für eine speziellere Altersbestimmung unbrauchbar oder doch problematisch erscheinen. Bis jetzt läßt sich nur sagen, daß spezifisch mittel- oder oberliassische Fossilien in ihnen noch nicht gefunden worden sind.

c) Vorkommnisse bei Pfronten.

Vom Zinken (Urfall) an treten ostwärts erst wieder nach einer Unterbrechung von 5 km beim Ausgang des Vilstales Hierlatzkalke zu Tage, wo sie am unteren Nordhange des Kienberges die aufragende Felsterrasse des „Rappenschrofen“ (auf der Karte nicht benannt) aufbauen. Sie bilden hier auf eine Längserstreckung von beiläufig 500 m eine etwa 10—40 m hoch aufragende Felswand. Obgleich der Kalk ungefähr in der Streichrichtung des Hierlatzkalkes am Zinken und Tatzensriesköpfe auftritt, sind die Lagerungsverhältnisse hier doch ganz andere, wie man leicht und bestimmt feststellen kann. Die vorhandenen gegen den Kienberg ansteigenden Bach-einrisse lassen ersehen, daß der Kalk durch einen mächtigen Komplex von Cenomanmergeln und Konglomeraten etc. vom Hauptdolomit des genannten Berges getrennt ist. Der Kalk ragt also als eine isolierte Klippe inselartig im Bereich des Cenomans oder doch mindestens an der Grenze zwischen diesem und dem Flysch auf. Aus dem Umstand, daß an dem Nordfuße der Felswand fossilführende Tithonkalke unter den Hierlatzkalk einfallen, ergibt sich auch, daß hier eine Schichtenüberkippung vorliegt.

Petrographisch zeigt der Hierlatzkalk des Rappenschrofens ganz das gewohnte Aussehen wie bei den sonstigen Vorkommnissen des Gebietes; ob er aber ebenso wie am Hirschberg und Zinken seinem Alter nach dem unteren Lias oder nicht vielleicht einem höheren Horizont angehört, konnte nicht ermittelt werden, da es trotz aller Bemühungen nicht gelang, Versteinerungen in dem Gesteine aufzufinden. So lange nicht vielleicht irgend zur Gewinnung von Baumaterial oder zu technischen Zwecken hier Gesteinssprengungen vorgenommen werden, dürfte eine Aufsammlung von Versteinerungen hier wenig Aussichten haben.

Ganz nebenbei soll noch zur Vermeidung voreiliger Annahmen seitens der die Gegend durchwandernden Geologen bemerkt werden, daß die rote Felswand, die man bei der Wanderung durch das Vilstal etwa auf der Strecke zwischen Sochers Säge und der Wirtschaft „Berg und Tal“ von der Straße aus hoch oben am Kienberg herabblicken sieht, nicht, wie man ihrer Farbe wegen vermuten möchte, aus rotem Hierlatzkalk besteht, sondern aus einem bunten Cenomankonglomerat mit rotem kalkigen Bindemittel, dessen Herkunft allerdings vorzugsweise aus Detritus roten Hierlatzkalkes zurückzuführen sein dürfte, wie man ja auch die Felspartie des Rappenschrofens mehr als den Rest einer Klippe im Cenomanmeer, denn als eine erst nachträglich überschobene und aufgelagerte Scholle wird auffassen können.

Die sonstigen Vorkommnisse von Hierlatzkalk in der Pfrontener Gegend, wie im Bereich der oberen Reichenbachtalung und am Aggenstein fallen schon voll-

¹⁾ TERQUÈM & PIETTE, Lias inf. de l'est de la France 1865, S. 112 und 113.

ständig in das Grenzgebiet unserer Karte bzw. darüber hinaus und sind seinerzeit schon von ROTHPLETZ in seiner Monographie der Vilser Alpen eingehend und gründlich behandelt worden.

B. Mergelfazies des Lias (Allgäuschichten).

Es ist schon erwähnt worden, daß die Liasgebilde unseres Kartengebietes vorwiegend in der Fazies der sogen. Allgäuschichten oder Fleckenmergel entwickelt sind. Wenn diese auch hier noch nicht so hervorragend Anteil am Gebirgsaufbau nehmen wie in den südlichen Nachbargebieten der Oberstdorfer Berge, so gelangen sie doch, namentlich in dem südlichen Teil unseres Gebietes in der Umgebung des Einsteins und Schönkallers schon zu einer erheblichen Mächtigkeit und Bedeutung. Ihr Vorkommen, besonders in Verbindung mit den liegenden Kössener Schichten, verrät sich gewöhnlich schon äußerlich in den tiefgründigen, mattenreichen, grünen und weichen Oberflächenformen, die zu den reich profilierten starren und vegetationsarmen Felsgebilden des Hauptdolomits einen angenehmen Kontrast bilden.

Die **Gesteine** dieser Fazies sind vorwiegend aus klastischem Material, aus mehr oder weniger feinem Schlamm und Detritus hervorgegangen und zeigen fast durchgehends eine dunkle graue bis schwarze Farbe und vorherrschend schieferige bis dünnbankige Schichtung.

Im einzelnen fehlt es nicht an mancherlei petrographischer Differenzierung der Schichten, die sich jedoch in verhältnismäßig engen Grenzen bewegt und die hauptsächlich nur durch Schwankungen des Mengeverhältnisses zwischen Tonerde und Kalkgehalt, dann vielfach durch Beimengung von mehr oder weniger Kieselsubstanz oder auch durch feinere oder gröbere Beschaffenheit des zur Ablagerung gelangten Sinkstoffes verursacht wird. Graue bis schwarze Mergel wiegen in dem Schichtenkomplexe vor; sie sind oft nur undeutlich geschiefert, zuweilen aber lassen sich einzelne Lagen leicht in ebenflächige dünne Platten spalten oder sie zerfallen mit beginnender Verwitterung in dünne Blätter. Am meisten charakteristisch für die Allgäuschichten sind die den Mergelschiefern bald nur zerstreut und einzeln, bald in größeren Komplexen eingelagerten festeren Bänke lichtgrauer, gelblichgrauer oder blaugrauer Mergelkalke mit überaus dichtem Gefüge, flach muscheligen Bruche und den bekannten, oft fucoidenähnlichen schwarzen Flecken, wie solche vielfach auch den zwischengelagerten weicheren grauen „Fleckenmergeln“ eigen sind. An diesen dichten gefleckten, grauen Mergelkalkbänken sind die Allgäuschichten in unserem und auch in den benachbarten südlichen Gebieten selbst bei sonst mangelhaften Aufschlüssen schon petrographisch mit ziemlicher Sicherheit zu erkennen und von gewissen, ebenfalls Fleckenmergel führenden Cenomanablagerungen (Unterjoch, Hotzenberg) oder von nahestehenden Flyschgebilden zu unterscheiden. Ihr Vorkommen ist nicht auf eine bestimmte Altersstufe beschränkt, wie seinerzeit BEYRICH annahm, sondern sie finden sich, wenn auch lokal in wechselnder Mächtigkeit, in den verschiedensten Niveaus des ganzen Lias und selbst in der Mergelfazies des Doggers vor, geradeso wie die Mergelschiefer. Entsprechen die erwähnten Mergelkalke und Fleckenkalke genetisch nur sehr tonarmen Mergeln, so fehlt es umgekehrt auch nicht an solchen, die durch Abnahme des Kalkgehaltes stark tonig werden und Schiefertönen nahe kommen. Sie bilden dann oft nur dünne Zwischenlagen zwischen den festeren Schichten oder nur oft glänzende Tonhäutchen auf den Schichtflächen, treten aber lokal auch in stärkerer

Mächtigkeit auf und werden, wie wir bei der Einzelbesprechung noch sehen werden, örtlich sogar charakteristisch für das Epsilon des oberen Lias.

Nicht selten finden sich unter den Fleckenmergeln Lagen, die sehr kieselhaltig sind und in Kieselkalke übergehen, die bei der Verwitterung durch die Abgabe ihres Kalkgehaltes oft ein charakteristisch löcheriges, poröses oder schwammartiges Aussehen gewinnen. Mitunter herrscht der Kieselgehalt so sehr vor, daß die dunklen Gesteine stellenweise hornsteinartig werden. Auch manganhaltige Schiefer treten hier auf, auf die wir bei der Einzelbesprechung noch zurückkommen müssen.

Wie Dünnschliffe zeigen, sind verschiedene der dunkleren dünnschieferigen Mergel sowohl der unteren als lokal namentlich der mittleren Liasstufe erfüllt von zahllosen meist kalzinierten Spongiennadeln. Diese Spongienschiefer sind meist dünnblättrig, zeigen ein härteres Gefüge, fühlen sich etwas rauh an und sind meist schwarz oder grauschwarz. Sie bilden im unteren Reichen- und Kesselbach auf der Nordseite des Breitenberges, sodann am Magnusacker, an den Südgehängen des Einsteins im Kienzerlesbach etc. Komplexe von oft mehreren Metern Mächtigkeit und führen an all diesen Punkten gar nicht selten den *Amaltheus margaritatus*.

Bezüglich der **Altersgliederung** der Allgäuschichten zunächst einige historische Vorbemerkungen.

GÜMBEL hat in seinem Alpengebirge 1861 bekanntlich die Allgäuschiefer hauptsächlich infolge irrtümlicher Fossilbestimmung — er hielt den *Amm. algovianus* für den *Amm. radians* — oberliasisches Alter angenommen. 1862 stellten BEYRICH¹⁾ und OPPEL auf Grund von Studien auf dem Sattel zwischen Breitenberg und Aggenstein (Magnusacker) in den unteren Lagen der Fleckenmergel das Vorkommen einer unterliasischen Fauna und in den höheren mehr mergeligen, das Auftreten von mittelliasischen Ammoniten fest, wenn auch BEYRICH irrtümlich meint, daß sich die beiden Abteilungen auch schon petrographisch auseinander halten lassen würden. Die Altersfrage wurde weiter gefördert durch OPPEL²⁾ und ZITTEL³⁾ ZITTEL stellte 1868 auf Grund von Fossilauflammlungen im Bernhardstal bei Elbigenalp (Lechtal) und von Sammlerfunden vom Frickener Bach bei Schattwald das mittelliasische Alter der dortigen Allgäuschiefer fest, welchem Ergebnis sich dann auch GÜMBEL in seiner Geologie von Bayern, II. Bd., S. 100, im allgemeinen anschloß.

Vor etwa 25 Jahren fand ich in den Fleckenmergeln bei Hindelang einen sicher bestimmbaren *Hamatoceras insigne*, welcher bewies, daß in unseren Fleckenmergeln tatsächlich auch oberer Lias vertreten sei. Seitdem ist der obere Lias in den Fleckenmergeln bei Neuaufnahmen schon mehrfach paläontologisch nachgewiesen worden, so von E. BÖSE in den benachbarten Hohenschwangauer Bergen und zwar durch reichhaltiges Fossilmaterial,⁴⁾ dann durch G. SCHULZE⁵⁾ im Oberstdorfer Gebiet, durch J. KNAUER im Bereich des Herzogsstand-Heimgarten⁶⁾ und von D. AIGNER im Gebiet der Benediktenwand⁷⁾ u. s. w.

¹⁾ BEYRICH, Über die Lagerung der Lias- und Jurabildungen bei Vils. Auszug aus den Monatsber. der K. Akademie d. W. zu Berlin 1862, S. 647 (mit einer Karte und drei Profilen).

²⁾ OPPEL, Paläontolog. Mitteilungen Bd. I S. 138.

³⁾ ZITTEL, Pal. Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bayer. und österr. Alpen. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 1868, Bd. 18, S. 599.

⁴⁾ Diese Jahreshefte Jahrg. 1895.

⁵⁾ Ebenda Jahrg. 1905.

⁶⁾ Ebenda Jahrg. 1905.

⁷⁾ Landeskundl. Forschungen der Geogr. Ges. München, Heft 16, 1912 (zugleich Mitteil. der Geogr. Ges. VII, 3).

Die folgenden Ausführungen werden dartun, daß in den Allgäuschichten unseres Aufnahmegebietes alle drei Hauptstufen des Lias vertreten erscheinen. Sie auch auf unserer Karte bestimmt abzugrenzen und einzutragen, hat sich bei ihrer unregelmäßigen Fossilführung und bei den häufig auftretenden Fältelungen und Störungen als undurchführbar erwiesen.

1. Unterer Lias der Allgäufazies.

Diese Abteilung läßt sich auf Grund von Versteinerungseinschlüssen an drei verschiedenen Stellen nachweisen, nämlich im Bereich der Pfrontner Hochalpe auf dem Sattel zwischen Breitenberg und Aggenstein, sodann am Kotbach im sogen. Wilden Bachtel zwischen Schönkaller und Einstein und endlich unweit Schattwald bei Zöbeln, Fricken und Wies. Der Lias lagert hier überall konkordant und normal den Rätmergeln auf. Beachtenswert aber ist, daß der petrographische Charakter der Schichten keineswegs konstant bleibt, sondern daß sich in dieser Beziehung zwischen den genannten Lokalitäten trotz ihrer verhältnismäßig geringen Entfernung voneinander schon recht erhebliche Unterschiede geltend machen. Der rasche fazielle Wechsel, der für das liegende Rät so charakteristisch ist, spiegelt sich unverkennbar auch noch etwas in diesen unteren Liasschichten.

a) Vorkommnisse in der Pfrontner Hochalpe.

In dem mächtigen Komplex von Fleckenmergeln, die in dem Bereich der Pfrontner Hochalpe dem Hauptdolomit-Rät des Breitenberges normal aufsetzen und in zusammenhängender Schichtenserie im sogen. „Magnusacker“ den Quergrat zusammensetzen, der den Breitenberg mit dem Aggenstein verbindet und als Wasserscheide die kurzen Erosionstalungen des westwärts fließenden Aderatsbaches und des ostwärts ziehenden Kitzetales oder des „Faulen Grabens“ der Karte voneinander trennt, zeichnen sich besonders die tiefsten Lagen durch relativ reichliche Fossilführung aus. Leider sind aber die Aufschlüsse, soweit diese untersten Horizonte des Lias in Betracht kommen, größtenteils nur mangelhaft.

Wie schon oben bemerkt wurde, ist von dieser Lokalität schon von OPPEL und BEYRICH an einer nicht näher bezeichneten Stelle, wahrscheinlich am Magnusacker, das Vorkommen einer unterliasischen Fauna beobachtet und bekannt geworden. So berichtet BEYRICH in der oben angegebenen Mitteilung namentlich auch von einer „kaum über fußdicken“ Bank nahe der Auflagerung des Lias über den Keupermergeln, die von Fossilien des untersten Lias erfüllt war. OPPEL bestimmte die Fossilfunde und BEYRICH teilt das Verzeichnis davon mit. ROTHPLETZ hat dann das Fossilmaterial, soweit es in der Münchener Staatssammlung noch aufzufinden war, einer Revision unterzogen und gibt davon in seinen „Vilser Alpen“ S. 31 das folgende Verzeichnis:

1. *Arietites geometricus* OPP.
2. *Rhynchonella plicatissima* QU. 3. — *Magni* ROTHPL.
4. *Spiriferina Haueri* SUSS. 5. — aff. *Guembeli* NEUMAYR (*apice alta et reclivi*).
6. *Gryphaea arcuata* LAM.
7. *Limea* cf. *Koninckana* CHAP. & DEV.
8. *Pecten textorius* SCHLOTH.

Außer diesen von ROTHPLETZ revidierten Arten werden von OPPEL bei BEYRICH noch die folgenden weiteren, von ROTHPLETZ ebenfalls zitierten und als in der Münchener Staatssammlung nicht mehr auffindbaren Arten angegeben:

9. *Belemnites cf. acutus* MILL.
10. *Nautilus striatus* Sow. (bis 9 Zoll im Durchmesser).
11. *Pleurotomaria cf. similis* Sow. sp. 12. — *polita* Sow. sp.
13. *Mytilus cf. laevis* ZIET.
14. *Lima cf. Engelhardti* ROLLE. 15. — *cf. pectinoides* Sow.
16. *Avicula Sinemuriensis* D'ORB.
17. *Pecten Hehli* D'ORB.
18. *Anomia* sp. ind.
19. *Ostrea arietis*.
20. *Terebratula arietis* OPP. (ähnlich QU. Jura Taf. 9, Fig. 6).
21. *Pentacrinus cf. tuberculatus* MILL.

Außerdem werden von BEYRICH von dem Gelände der Hochalpe namentlich von seinem „härteren Gestein der unteren Mergel“ des Plattenbachs an unterliasischen Versteinerungen angeführt (a. a. O. S. 651):

Arietites cf. bisulcatus, Plattenbach; — *stellaris* Sow., Plattenbach; — *rariocostatus* ZIET, Plattenbach.

Aegoceras Birchii Sow.

Amaltheus oxynotus QU., Plattenbach.

Inoceramus ventricosus Sow., Plattenbach; — *Falgeri* MER. Plattenbach (Geröll).

Meine eigenen Untersuchungen des in Betracht kommenden Geländes haben ebenfalls ergeben, daß die Schichten des tiefsten Lias hier in der Tat verhältnismäßig reich an Fossileinschlüssen sind. Leider gestatten die häufigen Unterbrechungen der Aufschlüsse in dem bewachsenen Weidegebiet keine Aufnahme eines zusammenhängenden Gesamtprofils. Zum Glück hat gerade im Bereich des tieferen Lias und zum Teil auch des Räts das Vieh einen Triftweg zum Sattel ausgetreten, in dem die im allgemeinen OW. (O. 10—15° S.) streichenden und etwa 45° südlich einfallenden Schichten teilweise entblößt sind. Es zeigte sich, daß hier sogar der Angulatushorizont paläontologisch nachweisbar ist. Die weiteren tieferen Lagen, die vielleicht den Pylonotenhorizont vertreten, sowie der unmittelbare Übergang zum Rät, in dessen oberen Lagen ich sogar Reste von Rätammoniten entdeckte, sind leider verhüllt.

Die von BEYRICH erwähnte fußdicke Fossilbank voll von *Gryphaea arcuata*, die ihrem Gesteinscharakter nach einer Bank schwäbischen Gryphitenkalkes gleichen würde, konnte ich nicht auffinden. Sie dürfte identisch sein mit der von ROTHPLETZ (Vilseralpen S. 30) erwähnten „Tuberkulatusbank“. Zum Glück sind die Fossileinschlüsse hier nicht auf eine einzelne Bank beschränkt, aber in der vertikalen Fortsetzung des Gratprofils lassen sie uns vollständig im Stich, so daß eine Abgrenzung gegen den mittlern Lias nicht möglich und ein Urteil über die Mächtigkeit unserer unteren Liasstufe nicht zu gewinnen war.

Meine Aufsammlung aus den tieferen Lagen des Unterlias hier am Magnusacker und den Gehängen des obersten Faulen Grabens hatten das folgende Fundergebnis

1. *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. sp. 2. — sp. 3. — *cf. marmorea* OPPEL.
4. *Arietites Bucklandi* Sow. 5. — *rotiformis* Sow. sp. 6. — *geometricus* OPPEL.
7. — (*Arnioceras*) *mendax* var. *rariplicata* FUCINI. 8. — aff. *spinaries* QU. = *Ar. Sauzeanus* D'ORB.
9. *Nautilus striatus* Sow.
10. *Lima antiquata* Sow. Zone des *Ar. rotif.*

11. *Oxytoma inaequivalve* SOW. sp. = *Avicula sinemuriensis* D'ORB. mit *Ar. geom.*
12. *Perna* ex aff. *isognomoides* STAHL = *P. mytiloides* QU. mit *Ar. Buckl.*
13. *Posidonomya* sp. n.
14. *Spiriferina Haueri* SUESS.
15. *Rhynchonella retusifrons* OPP. 16. — *Magni* ROTHPL.
17. *Waldheimia* cf. *frontensis* ROTHPL.
18. *Koninckina* sp.
19. *Serpula* sp. auf *Ariet. Bucklandi*, ähnlich der *Serp. conformis* GOLDF.

Die Angabe OPPELS von dem Vorkommen des *Nautilus striatus* SOW. in Exemplaren bis zu 9 Zoll Durchmesser kann bestätigt werden. Ich fand an dem Platze eine ausgewitterte, nicht mehr vollständig erhaltene Wohnkammer von dieser Art deren Dicke ca. 11 cm mißt. Auch das aufgefundene Bruchstück des *Arietites Bucklandi* SOW. muß einem riesig großen Exemplar angehört haben. Der letzte vorhandene, aber noch gekammerte Teil des Umgangs mißt von der Naht bis zum Rücken ohne den nicht erhaltenen Kiel 11,5—12 cm; Breite ebenso viel. Ergänzt man durch Zeichnung annähernd die fehlenden Bestandteile, so ergibt sich, daß mit Zurechnung der nicht erhaltenen Wohnkammer die ganze Scheibe dieses Ammoniten einen Durchmesser von mindestens 70 cm gehabt haben muß, wahrscheinlich hatte er aber mehr. Die Loben und Sättel der Scheidewände sind nicht so tief geschlitzt, wie sie die Abbildung des Riesenbucklandier bei QUENSTEDT, Liasammoniten, zeigt.

Die Muschelart *Perna isognomoides* STAHL = *Perna mytiloides* QU. ist aus dem Dogger beschrieben worden und gilt als eine Doggermuschel. Ich fand auf der Rückseite einer Gesteinsplatte, die einen großen *Bucklandier* enthielt, zwei Muscheln dieser Gattung, die in Gestalt und Umriß mit der erwähnten Doggerform sehr gut übereinstimmen oder doch dieser Form so nahe stehen, daß ich mich nicht für berechtigt hielt, sie bloß deshalb als eine besondere Art abzutrennen, weil sie hier im Lias auftritt.

b) Vorkommnisse am Kotbach im Wilden Bachtel.

Am Kotbache, der aus dem wild eingerissenen Hochtälchen des Wilden Bachtels zwischen dem Einstein und dem Schönkaller kommt, folgen in normaler Lagerung auf den Hauptdolomit wohlentwickelte Plattenkalke, Kössener Schichten und dann Liasmergel von dunkler grauer Farbe. Diese letzteren fühlen sich, besonders auf den Schichtflächen, rauh an, sind ziemlich weich und enthalten, wie Dünnschliffe zeigen, reichlich Spongiennadeln beigemengt. Da diese dünnbankigen und schieferigen Mergel verhältnismäßig leicht verwittern, sind sie vielfach verschüttet und schlecht aufgeschlossen. Erst weiter taleinwärts, wo dann typische Fleckenmergel und Fleckenmergelkalke häufiger eingelagert erscheinen, werden auch die Aufschlüsse besser und zuletzt ganz ausgezeichnet, so daß dann Schicht für Schicht — sie fallen alle mäßig geneigt (mit 35°) gegen Süden ein — auf der Bachsohle oder in unzähligen kleineren und größeren Wasserfällen bloßgelegt erscheinen. Versteinerungen sind auf der ganzen Strecke, auf der meist nur die Schichtköpfe und Schichtflanken oder von den Schichtflächen nur schmale Gesimse zu Tage liegen, selten zu finden. Erst weiter oben, nachdem sich das Rinnsal gegabelt hat, konnten in dem westlichen Seitentobel auf einem Seitenvorsprung in anstehenden Fleckenmergelkalken einige Ammoniten (*Arietites stellaris* SOW.) in frisch bloßgelegtem Gestein gesammelt werden.

Da der genannte Ammonit überall noch den unteren Lias charakterisiert und in Schwaben zusammen mit dem *Amm. obtusus* das untere β des Lias kennzeichnet,

so wird durch dieses Vorkommen dargetan, daß unser Unterer Lias hier im Wilden Bachtel eine sehr bedeutende Mächtigkeit besitzt, die ich bei aller Vorsicht mindestens auf 250 m schätze. Dieser Sachbestand verdient um so mehr Beachtung, als sonst in unserer alpinen Mergelfazies gewöhnlich der untere Lias wenig mächtig entwickelt ist. Von besonderem Interesse im Zusammenhang mit den Verhältnissen im Wilden Bachtel ist die Mitteilung G. SCHULZES¹⁾ aus den Oberstdorfer Bergen, daß sich am Kegelkopf an einer Stelle in der Gündlealpe und dann am Einödsberg in den Fleckenmergeln in einem Vertikalabstand von 5 bzw. 8 m über den Kössener Mergeln bzw. dem rätischen Grenzkalk die Amaltheenzone mit *Harpoceras Ruthenense* REYNÈS und *Amaltheus margaritatus* MONTF. vorfand.

c) Vorkommen bei Schattwald (Geometricusbank).

In den Fleckenmergeln, die von Untergschwend bis Wies bei Schattwald die wiesen- und weidenreichen Nordostgehänge des Tannheimer Tales zusammensetzen, läßt sich die untere Liasstufe an mehreren Punkten paläontologisch nachweisen. Aufschlüsse bieten nur die Bacheinschnitte des Kienzerles-, des Steiner- oder Zöbler-, des Frickener- und des Wieslerbaches. Die Schichten sind hier fast durchgehends stark gefaltet und ändern oft das Streichen und Fallen, so daß es gänzlich ausgeschlossen ist, die an einzelnen Stellen bloßgelegten Horizonte im Gelände weiter und etwa von dem einen zum andern Tobel zu verfolgen. Für uns kommen hier nur die Einschnitte des Frickener- und des Wieslerbaches in Betracht, hauptsächlich der erstgenannte. Bei den oberen Häusern des Ortes Fricken hat der Bach an einzelnen Stellen spärlich Kössener Schichten bloßgelegt. Auch die denselben aufsetzenden Liasfleckenmergel sind in ihren unteren Lagen noch mangelhaft abgeschlossen. Schwarze und graue, zum Teil dünnplattige, tonige und mergelige Schiefer wechsellagern mit etwas festeren grauen Steinmergelbänken von 10—20 cm Dicke. Beachtenswert ist hier das Vorkommen einer grauen Mergelbank, die erfüllt ist von Arieten und zwar fast ausschließlich von dem Genus *Arietites* (*Arnioceras*) *geometricus* OPPEL. Die Fundstelle ist da, wo die Viehtrift, die von dem Dorfe an dem Bache entlang aufwärts zieht, in die Viehweide ausmündet und zwar unmittelbar am Triftwege auf der östlichen Seite, einige Meter unterhalb, bevor er den Bach überschreitet und jenseits aus dem Tobel hinausführt. Die Frickener Wasserleitung quert den Tobel und Weg. Neben letzterem ragen etwa meterhoch einige festere, durch Zwischenlager von Mergelschiefern getrennte Fleckenmergelbänke, die N. 35° O. streichen und mit 35° NW. einfallen, aus dem Tobelgehänge hervor. Eine dieser Bänke ist nun die fossilreiche Geometricusbank, von der freilich alle bequem zu Tage stehenden Teile zum Zwecke der Fossilgewinnung bereits abgeschlagen sind. Auf den beiden Schichtflächen der etwa 8—12 cm dicken Bank wimmelt es gleichsam von Ammoniten, die aber, wie schon erwähnt, fast alle der angeführten Art angehören. Insbesondere ist die untere Schichtfläche fast vollständig damit bedeckt, stellenweise so dicht, daß sie sich gegenseitig vielfach decken.

Sofort in die Augen fallend ist, daß alle der Schichtfläche parallel eingebetteten Exemplare die gleiche Deformation aufweisen: sie sind durch den Gebirgsdruck nämlich im Umriss oval oder elliptisch gestreckt worden, eine Erscheinung, die auch andernorts häufig vorkommt und daher nichts Ungewöhnliches bietet. Was aber hier besondere Beachtung verdient, ist der Umstand, daß die Längsachse all

¹⁾ G. SCHULZE, Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes etc. Diese Jahreshäfte 18. Jahrg. 1905.

der gestreckten Formen nach ein und derselben Richtung orientiert erscheint, und was noch mehr überrascht, daß diese Richtung nicht etwa mit der Linie des gegenwärtigen Streichens der Schicht oder mit der senkrecht zum Streichen orientierten Linie, die die Druckrichtung für die jetzt vorliegende Faltung oder Schichthebung angibt, zusammenfällt, sondern mit dieser Linie einen spitzen bzw. einen stumpfen Winkel bildet. Daraus geht hervor, daß die Deformierung nicht etwa erst anlässlich der letzten Gebirgsbewegung, die die gegenwärtige Schichtenstellung hervorbrachte, erfolgte, sondern in einem viel früheren Stadium und bei einer anders gerichteten Druckwirkung. Diese gleichmäßige und gleichorientierte Deformierung legt aber auch Zeugnis ab von einer erfolgten sehr beträchtlichen Volumverminderung der Schichten in der Richtung parallel zur Schichtfläche, ja sie gibt sogar ein Maß an die Hand, den relativen Betrag dieser seitlichen Volumverminderung, die ungefähr bis zu 20% beträgt, festzustellen. Näher darauf einzugehen ist hier nicht der Platz und soll andernorts geschehen.

Bei der so erheblichen seitlichen Pressung und Volumverminderung der Schichten muß man sich fast verwundern, daß der Erhaltungszustand der Ammoniten im übrigen ein relativ guter ist. Sogar die Lobenlinien sind vielfach nahezu intakt erhalten, ebenso die Rippen, die nur an den Stellen, wo sie rechtwinkelig zur Druckrichtung liegen, näher zusammengedrückt, andernfalls mehr oder weniger verkürzt erscheinen. Die Schale selbst hat wohl vorwiegend unter Mitwirkung chemischer Einflüsse des zirkulierenden Wassers ihre Konsistenz durchgehends verloren und bildet nur mehr einen mehlig schön weißen Belag auf den Steinkernen, so daß die freigelegten Stücke wie dicht gepudert erscheinen und sich auf dem dunklen grauen Gestein um so deutlicher abheben. Die Pressung und einseitige Volumverminderung äußerte sich nur wenig oder gar nicht durch äußere mechanische Zerreibungen und Rißbildungen, sondern sie traf die ganze innere Gesteinsmasse gleichmäßig und ist vielleicht in einem Stadium erfolgt, wo die Gesteinsmasse noch unvollständig erhärtet und gegen Druck noch nachgiebiger war. Dünnschliffe von den Mergeln zeigen reichliche Kalkspatneubildungen und alle organischen Einschlüsse haben ihre Struktur verloren. Die Druckwirkung kam also hauptsächlich nur in der Veränderung und mechanischen Zerstörung des innersten Gefüges zum Ausdruck.

Erwähnt sei noch, daß im Hangenden der Hauptgeometricusbank, in geringem Abstand von derselben, sich eine etwas weichere und tonreichere Schicht vorfindet, die ganz bespickt ist von Schalentrümmern und Bruchstücken, die alle — soweit die Beschaffenheit der Berippung ein Urteil zuläßt — von Schalen des *A. geometricus* stammen.

In den Liegendschichten der Geometricusbank konnten am Frickenerbach, trotzdem eine Serie von etwa 15—20 m Mächtigkeit davon einigermaßen aufgeschlossen ist, keine Versteinerungen aufgefunden werden. Die tiefsten Lagen und der Anschluß an das Rät sind nicht entblößt. In den erheblich höheren Hangendschichten findet sich nicht selten der *Arietites varicostatus* ZIETEN und zwar hier wie anderwärts in den dichten schön muschelig brechenden helleren gefleckten Kalkmergelbänke. Sein Auftreten in den Profilen bietet überall eine erwünschte Orientierung daß wir uns noch im Unterlias befinden. Die Mächtigkeit desselben ist auch hier an den Nordhängen des Tannheimer Tales eine sehr erhebliche.

Versteinerungen des Unteren Lias von Fricken und Schattwald.

1. *Arietites geometricus* OPPEL (in ungezählter Menge in der Geometricusbank).

2. — (*Coroniceras*) cf. *Bucklandi* Sow., Abdruck großer Bruchstücke, Geometricus-

- bank. 3. — — Gruppe des *Bucklandi* Sow., Abdruck eines großen Exemplars, Wiesler Bach. 4. — — *rotiformis*, Wiesler Bach. 5. — (*Ophioceras*) *raricostatus* ZIET., Wiesler Bach. 6. — — ZIET. var. *Quenstedti*, Wiesler Bach. 7. — (*Astero-ceras*) *stellaris*, Zöbler Bach (Münchner Staatssammlung).
8. *Oxynticeras oxynotum* QU., Wiesler Bach.
9. *Aegoceras* aff. *capricornum* SCHLOTH.
10. *Oxytoma inaequivalve* Sow. (*Avicula sinemuriensis* D'ORB., Fricken, Geometricusbank.
11. *Inoceramus* cf. *ventricosus*, Fricken, Geometricusbank, Zöbler Bach.
12. *Spiriferina Pichleri* NEUM., Geometricusbank, Fricken.
13. *Waldheimia* sp. (kleine unbestimmbare Jugendformen aus der Geometricusbank).
14. *Terebratula* sp., Zöbler Bach.

2. Mittlerer Lias der Allgäufazies.

Die mittlere Liasstufe war in dem behandelten Kartengebiet an zahlreichen Stellen faunistisch nachzuweisen und umfaßt wohl allem Anscheine nach den überwiegenden Teil der Fleckenmergel oder Allgäuschichten. Ihre untere, dem schwäbischen Gamma entsprechende Abteilung ist wohl durchgehends noch sehr arm an Fossil-einschlüssen und daher ist eine bestimmte Abgrenzung derselben gegen den unteren Lias fast immer ausgeschlossen. Besser steht es mit der oberen Abteilung, dem Delta, das vorzugsweise durch *Amaltheus margaritatus* MTF. und des *Arieticeras algovianum* OPPEL charakterisiert erscheint, deren Vorkommen gar nicht selten, örtlich sogar sehr häufig ist und daher in willkommener Weise meist eine wenigstens allgemeine Orientierung in den sonst oft so fossilkargen Fleckenmergelprofilen ermöglicht. An zahlreichen Punkten konnte dieser Amaltheus- bzw. Algovianushorizont nachgewiesen werden, so im untersten Kesselbach bei Pfronten-Steinach, am Nord- und Westgehänge des Breitenberges, in der Schönen Oib (Au) im Achentäl, an den Gehängen des Seewaldes im Engetal, im Wilden Bachtel und dann besonders an den ausgedehnten Liasgehängen zwischen Tannheim und Schattwald.

Es beteiligen sich an dem Aufbau des Mittleren Lias Mergelkalke und weichere graue bis schwarze Mergelschiefer und etwas festere Spongienschiefer, die indes sich in allen möglichen Übergängen vorfinden. Mit Vorliebe, aber keineswegs etwa ausschließlich, finden sich die Amaltheen in den weicheren dunklen Schiefen, wie schon OPPEL und BEYRICH beobachteten. Bei Schattwald fand ich diese Formen auch reichlich mit *Arieticeras algovianum* OPP. auf den unebenen holperigen Schichtflächen härterer dunkler Kalkplatten, dann aber fast immer mangelhaft erhalten.

Besondere Erwähnung verdient das reichliche Vorkommen von Arieticeraten der Gruppe des Algovianum und von Amaltheen im Gebiet des Kienzerlesbaches, der unterhalb Tannheim bei dem Weiler Kienzerle in die Vils mündet und der in dem Fleckenmergelgehänge des westlichen Ausläufers des Einsteins ein tiefes Rinnsal eingeschnitten hat. In verschiedenen Lagen finden sich auch reichlich Fossilien vor, die uns nicht im Ungewissen lassen, in welchem Horizonte wir uns befinden. Gleich bei der ersten Biegung des Tobels nach Osten, von unten aus gezählt, stellt sich der *Arieticeras algovianum* OPP. ein, wenn auch nicht häufig. Später, nach der zweiten Biegung nach Norden, findet sich in den dunklen Schieferkomplexen häufig *Amaltheus margaritatus* etc. Besonders versteinungsreiche Schichten waren vor Jahren aufgeschlossen in dem zweiten von Osten her in den Haupttobel einmündenden Seitentobel des sogen. Plättbaches, der zuletzt eine Strecke weit im Streichen der Schichten verläuft. Die Stelle befand sich gleich abwärts

von dem Wasserfalle, den das Bächlein bildet. Die hier anstehenden Schichten enthielten, wenn auch seitlich stark zusammengedrückt, das *Arieticeras algovianum* OPP., *A. Ruthenense* und Verwandte, die man zu Hunderten sammeln konnte. Daneben fand sich auch der *Amaltheus margaritatus* ziemlich häufig vor, seltener dagegen und merkwürdigerweise immer nur in Bruchstücken das *Phylloceras Partschi*.

Versteinerungen der mittelliasischen Fleckenmergel.

1. *Amaltheus margaritatus* MONTE., Kienzerlesbach, Schönoib Ostseite, Unterer Breitenberg, Kesselbach, Magnusacker. 2. — *gibbosus*, Kienzerlesbach. 3. — *costatus nudus* QU., ebenda.
4. *Phylloceras Partschi* STUR, Kienzerlesbach, Kesselbach, Kotbach. 5. — *tenuistriatum* MENEGH., Kienzerlesbach.
6. *Arieticeras algovianum* OPPEL, Kienzerlesbach (sehr häufig), Seewald, Schönoib, Schwarzwand am Breitenberg, Schönkaller, Schattwald. 7. — *Ruthenense* REYNÈS, Kienzerlesbach, Schönoib, Schwarze Wand, Seewald. 8. — *Reynesi* FUCINI, Tannheim. 9. — *Bertrandi* KILIAN, Kienzerlesbach, Rehbach, Breitenberg Nordgehänge. 10. — *Paronai* GEMM., Kienzerlesbach. 11. — *retrorsicosta* OPPEL, Schönoib, Kienzerlesbach. 12. — *Lottii* GEMM., Breitenberg Nordseite. 13. — *crassitesta* QU., Kienzerlesbach.
14. *Harpoceras* cf. *pectinatum* MENEGH., Seewald zusammen mit *Arieticeras algovianum* und *Ruthense*.
15. *Belemnites paxillosus* SCHLOTH., Schönoib, Kienzerlesbach. 16. — *tirolensis* OPP., Einstein (Münchener Staatssammlung). 17. — sp., Kienzerlesbach.
18. *Pecten* sp. n., Kienzerlesbach.
19. *Inoceramus* cf. *dubius*, Kesselbach (Breitenberg). 20. — sp., Kienzerlesbach.

Es ist bereits oben S. 108 mitgeteilt worden, daß ZITTEL schon 1868 (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1868 Bd. 18) eine Liste von Versteinerungen aus den Fleckenmergeln des Tannheimer Gebietes bekannt gegeben hat. Das Material entstammte dem Frickener Bach bei Schattwald — nicht „Voikenbach“ wie ZITTEL irrtümlich schrieb — und ist von dem Hindelanger Sammler RÄDLER gesammelt worden. Wir finden diese Fossilangaben unter Ausschaltung der unsicheren Bestimmungen auch in GÜMBELS Geologie von Bayern S. 100 wiedergegeben. Einen Teil dieses Schattwalder Materials habe ich in der Münchener Staatssammlung gesehen und gefunden, daß davon verschiedene Exemplare nur in dürftigen Bruchstücken vorhanden sind, so daß ich die Bestimmung derselben, die nach ZITTELS eigenen Angaben (a. a. O. S. 600) teils von ZITTEL, teils von WAAGEN ausgeführt wurden, bei manchen Formen nur als sehr problematisch ansehen kann. Die Fossiliste sollte seinerzeit das vorwiegend mittelliasische Alter der Fleckenmergel nachweisen.

Als sicher gestellte Formen des ZITTEL'schen Verzeichnisses können gelten:

Phylloceras striatocostatum MEN. (*Amm. Partschi* STUR.).

Amm. algovianus OPP.; — *kurrianus* OPP.; — *retrorsicosta* OPP.

Inoceramus Falgeri MER. (= *I. ventricosus* nach BÖSE).

Avicula Sinemuriensis D'ORB. (*Oxytoma inaequivalve* SOW. sp.).

Von den folgenden von ZITTEL angeführten Arten konnte ich die Originalstücke in der Münchener Staatssammlung nicht auffinden.

Phylloceras Loscombi SOW.

Amm. Maugenesti D'ORB.; — cf. *submuticus* D'ORB.; — cf. *arietiformis* OPP.; — *Jamesoni* SOW.; — cf. *Lynx* OPP.

Außer diesen Arten werden noch folgende Formen angeführt, deren Bestimmung man anzweifeln kann: *Phylloceras Mimatensis* HAUER (BON D'ORB.); *Amm. hybridus* D'ORB. (nur ein Bruchstück vom Rücken); *Amm. Centaurus* D'ORB. (bei besserer Präparierung zeigte sich, daß die Bestimmung unhaltbar ist; ist vielleicht ein zerdrückter *Aegoceras* sp.); *Amm. Masseanus* D'ORB. (kleines schlecht erhaltenes Stück).

3. Oberer Lias der Allgäufazies.

Wenn auch GÜMBEL seinerzeit zu Unrecht seine Allgäuschiefer in ihrer Gesamtheit dem Oberen Lias zugesellt hatte, so treten doch in den höheren Lagen dieser mächtigen Schichtenfolge an mehreren Stellen unseres Kartenbezirkes Schichtenkomplexe auf, deren Zugehörigkeit zum Oberen Lias entweder direkt durch ihre Versteinerungseinschlüsse nachgewiesen werden kann oder, wie an anderen Punkten, durch ihre stratigraphische Stellung im Schichtenverbande doch als sehr wahrscheinlich erscheint. Von Interesse und der vollen Beachtung wert ist, daß an mehreren Punkten die faunistisch sicher als oberliasisch ermittelten Schichten sogar petrographisch ihre eigenartige Gesteinsausbildung aufweisen, von der sich freilich noch nicht sagen läßt, ob sie über weitere Gebiete aushält. Beachtenswert ist namentlich auch ihr mehr oder weniger in die Erscheinung tretender Gehalt an Mangan, der wie die sonstige noch zu besprechende petrographische Eigenart Anregung geben mag, da, wo sie sich zeigen, zu intensiverer Umschau nach Versteinerungseinschlüssen, die durchgehends ziemlich spärlich vorzukommen scheinen. Vielleicht führen weitere Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß der Mangangehalt allein schon, wie es gar nicht unwahrscheinlich ist, uns ein Mittel an die Hand gibt, die in weiten Gebieten vorkommenden GÜMBELschen „Manganschiefer“ mit unseren als sicher oberliasisch ermittelten manganhaltigen Schiefeln stratigraphisch zu identifizieren und so auch deren Alter festzustellen.

Lias Epsilon.

a) Vorkommen bei der Fallmühle und in der Schönen Oib.

Im Achenal treten an zwei kaum einen Kilometer voneinander entfernten Punkten wohlgeschichtete dünnstieferige bis plattige, tonreiche, ziemlich weiche Schiefer zu Tage, die oberliasische Fossilien einschließen. Die erste dieser Stellen befindet sich ungefähr $\frac{1}{2}$ km von der Fallmühle taleinwärts auf der rechten (östlichen) Uferseite der Achen in nächster Nähe des Sträßchens zur Enge und in das Tannheimer Tal, schräg gegenüber der Schnallbrücke und nahe von P. 945,5. Ein von den Wiesen kommender Entwässerungsgraben hat sich im Terrassenhang vertieft und das anstehende Gestein bloßgelegt. Die Schichten dieses Aufschlusses zeigen auch in petrographischer Hinsicht manche Eigenart. Sie bestehen ziemlich gleichheitlich aus dünnblättrigen grauen Schiefeln; Einlagerungen festerer und dickerer Mergelkalke fehlen. Die Schichtung ist eine vollkommene und läßt sich bis auf millimeterdünne Lagen verfolgen. Die Schichtflächen sind eben, wenn auch einzelne Partien durch den Gebirgsdruck schalenförmig verbogen erscheinen. Es lassen sich leicht größere dickere Platten herauslösen, die dann ihrerseits im Querschnitte feinste Schichtung erkennen lassen, wobei nicht selten einzelne dünne, nicht scharf begrenzte, etwas kalkreichere und hellere Lagen eine Art Streifung im Querschnitt erkennen lassen. Der Schichtverband ist ein inniger, so daß sie sich im bergfeuchten oder nassen Zustand nach Fossileinschlüssen oft nur schwer spalten lassen, besser aber, wenn sie ausgetrocknet sind. Besonders in den oberen Lagen des ganzen aufgeschlossenen Komplexes zeigen die Schiefer, so lange die Verwitterung nicht zu weit vorgeschritten ist, auf frischen Spaltflächen und im frischen Bruch ganz ausgesprochen vielfach einen Stich ins Schmutziggrünliche, zumal so lange das Gestein bergfeucht ist. Auf älteren Bruchflächen und auf den locker gefügten Schnittflächen erscheint dagegen häufig ein schön blauer, fast metallisch schimmernder Anflug, der besonders auffällt, so lange die Fläche naß

oder feucht ist. Die Untersuchung bestätigte die Annahme, daß derselbe auf Mangan-gehalt der Schiefer zurückzuführen sei. Mit Soda und Salpeter geschmolzen, färbten die Proben die Schmelze grün, wodurch der Mangan-gehalt chemisch als genügend festgestellt erscheint.

Was nun diesen Manganschiefern erhöhtes Interesse sichert, ist, daß sie fossil-führend sind und eine interessante oberliasische Fauna einschließen, in der Ammoniten vorherrschen. Diese sind zwar alle seitlich gepreßt und nicht selten durch Verwerfungen und Verschiebungen zertrümmert, sonst aber in den Einzelheiten bis auf die feinste Skulptur erhalten und meist bestimmbar. Sie sind allerdings nicht häufig. Das Liegende der Schiefer tritt nicht zu Tage. Der Aufschluß selbst beschränkt sich in einer Erstreckung von ca. 30 m auf das ziemlich steile Terrassen-gehänge, was etwa eine Mächtigkeit der aufgeschlossenen Schiefer von ca. 20 m ergibt. Oberhalb wird das Gelände flacher und tiefgründige Wiesen breiten sich aus, die kein anstehendes Gestein mehr zu Tage treten lassen. Doch ist kein Zweifel, daß auf weithin der Wiese Fleckenmergel als Grundlage dienen. Jenseits der Schnall-brücke tauchen die in Rede stehenden Schiefer auf eine kleine Erstreckung noch einmal an einer kleinen Terrasse auf, worauf dann alsbald am Wege ins Aftertal sich Aptychenschichten einstellen.

Die zweite der erwähnten Vorkommnisse Oberer Liasschichten befindet sich etwa 1 km taleinwärts. Geht man von der Fundstelle an der Schnallbrücke auf dem Sträßchen, das in die Enge führt, weiter, so kommt man durch Hauptdolomit zu einer Talweitung. In der westlich der Achen sich ausbreitenden wiesenreichen Mulde der „Schönen Oiben“ (= schönen Auen) hat der Schönoibbach in seinem unteren Lauf auf eine kurze Strecke Schiefer angeschnitten, die petrographisch und faunistisch den manganhaltigen Schiefen bei der Schnallbrücke gleichkommen, nur daß in ihnen Versteinerungen weniger selten sind. Der Erhaltungszustand derselben ist ein verhältnismäßig guter; die Schale einzelner Ammoniten zeigt, so lange das Gestein bergfeucht ist, sogar lebhaftes Farbenspiel (Irisieren). Leider sind die früheren Aufschlüsse in neuerer Zeit durch Hochwasser verschüttet und mit Geröll und Schotter zugedeckt worden.

An **Versteinerungen** haben die manganführenden Mergelschiefer bei der Schnallbrücke und am Schönoibbach geliefert:

1. *Phylloceras Pompeckji* HUG, Schönoib, Schnallbrücke. 2. — sp., Schnallbrücke.
3. *Paroniceras cf. sternale* BUCH., Schönoib.
4. *Harpoceras serpentinum* sp. REINECKE, Schnallbrücke. 5. — *exaratum* Y. & B. sp., Schönoib. 6. — *lythense* Y. & B., Schnallbrücke. 7. — *capellinum* SCHLOTH. sp., Schnallbrücke. 8. — *Renevieri* HUG., Schönoib. 9. — *Harpoceras (Hildoceras) cf. Bodei* DENKMANN, Schnallbrücke.
10. *Coeloceras (Dactyloceras) commune* Sow. sp. var. *varistriatum* QU., Schnallbrücke.
11. — — *anguinum* REIN, Schnallbrücke. 12. — (*Perenoceras*) cf. *fibulatum* Sow. sp., Schnallbrücke.
13. *Inoceramus cf. polyplocus* RÖMER, Schnallbrücke. 14. — cf. *dubius* Sow.
15. *Nucula cf. inflexa* RÖMER.
16. Fischschuppen, Schönoib.
17. Vereinzelt verkohlte Pflanzenreste. Schnallbrücke.

Wie aus der vorstehenden Fossilliste zu ersehen ist, gehören die Manganschiefer des Achantals nach ihrem Alter dem Epsilon des Lias Schwabens an. Die ganze Fauna ist eine ausgesprochen mitteleuropäische und umfaßt Formen, wie sie

fast alle in Schwaben vorkommen und überhaupt den oberen Jura Englands und des mittleren Europas charakterisieren. Es sei aber auch hingewiesen auf die nahen Beziehungen dieser Fauna mit der Ammonitenfauna, wie sie in den Freiburger Alpen der Schweiz aus grauen, leicht in dünne Platten spaltbaren Kalkmergeln an der Südwestseite des Moléson bei den Lokalitäten Les Pueys und Teysachaux bekannt geworden und in neuerer Zeit von O. HUG paläontologisch beschrieben wurde.¹⁾ Alle oben aufgeführten Ammonitenarten finden sich auch dort vor. *Harpoceras Renevieri* HUG ist eine Form, die bis jetzt ausschließlich nur vom Moléson bekannt war; *Phylloceras Pompeckji* HUG kannte man nach HUG nur von Teysachaux und von Berg in Franken. Die von dem genannten Autor von dem gleichen Fundort unter der Bezeichnung *Harpoceras (Hildoceras) cf. Bodei* DENKM. aufgeführte unsichere Form fand sich in ganz gleicher Weise auch in unseren Schiefern.

Neben der Gleichartigkeit der Versteinereungseinschlüsse geht auch eine merkwürdige Ähnlichkeit der Gesteinsausbildung einher, so weit ich wenigstens nach Handstücken urteilen kann, die in der Münchener Staatssammlung vom gleichen Horizont vom Moléson, von Boll in Schwaben, selbst von Yorkshire in England etc. vorliegen. So zeigen beispielsweise Handstücke mit *Harpoceras Renevieri* vom Moléson so große Ähnlichkeit des Hüllgesteins mit solchen von dem Schönoibvorkommnisse, daß man sie bei flüchtiger Betrachtung leicht miteinander verwechseln könnte. Sieht man freilich genauer zu, so ergeben sich im einzelnen mancherlei Unterschiede und Eigentümlichkeiten. Ähnliches gilt gegenüber den schwäbischen Mergelschiefern von Boll oder manchen Stücken von Yorkshire. Im allgemeinen erscheinen die Allgäuer Mergelschiefer etwas dunkler in der Farbe und sind, wie wir sahen, durch ihren Mangangehalt gekennzeichnet.

Es drängt sich die Frage auf, ob die Schichten auch innerhalb unseres Kartengebietes und dann darüber hinaus in weiterer alpiner Ausdehnung sich petrographisch konstant bleiben und ob insbesondere etwa der Mangangehalt Anhaltspunkte zur Identifizierung zu bieten vermöchte. Zur Beantwortung dieser Frage fehlt es zunächst noch an genügender Erfahrung. Entsprechende Fossilfunde allein könnten erst Gewißheit bringen.

Daß unser Horizont nur an vereinzelt Punkten entwickelt sei, ist wohl kaum anzunehmen; ebenso unwahrscheinlich dürfte es sein, daß die oben geschilderte Art seiner petrographischen Ausbildung ganz vereinzelt dastehe. Verschiedene Anhaltspunkte sprechen für seine größere Verbreitung, nur dürfte die leichte Verwitterbarkeit dieser Schiefer und der Umstand, daß sie nicht durch eingelagerte härtere Mergelkalkbänke vor der Verschüttung mehr geschützt sind, schuld sein, daß sie den Blicken entzogen bleiben. Erschwert dürfte ihre Auffindung auch dadurch sein, daß alle etwa freigelegten Fossileinschlüsse bei der leichten Verwitterbarkeit des Schiefers in kürzester Zeit der Zerstörung anheimfallen.

b) Vorkommen am Hirschbache bei Hindelang.

Ich trage kein Bedenken, einen Komplex grauer stark zerdrückter Mergel und kalkfreier Schiefer vom Hirschbach bei Hindelang unserem Epsilonhorizonte zuzuweisen. Dazu veranlaßt mich nicht nur die petrographische Beschaffenheit der in Frage kommenden Schiefer, sondern ganz besonders auch ihre Stellung im Schichtverband, nämlich im Liegenden — in Wirklichkeit wegen der überkippten

¹⁾ O. HUG, Beiträge zur Kenntnis der Lias- und Dogger-Ammoniten aus der Zone der Freiburger Alpen etc. Abhdlgn. der schweiz. paläont. Gesellsch. V. XXV 1898.

Lagerung im Hangenden — der Zeta-Schiefer des Lias. Die fraglichen Schiefer befinden sich unterhalb des Eingangs zum Hirschbachtobel etwa 100 m von der Staatsstraße nach Oberjoch entfernt. Sie treten hier nur auf der Sohle des Hirschbaches auf einige Meter zu Tage. Die Ufer sind hier durch Schutzmauern verbaut, wodurch die Untersuchung der Mergel nach Fossileinschlüssen unmöglich und auch unzulässig ist. Paläontologische Beweise für die Zugehörigkeit dieser Schichten zu unserem Epsilonhorizont konnten unter solchen Umständen nicht erbracht werden. Zugänglich sind die Schiefer nur auf der Bachsohle und hier sind sie durch das beständig darüberfließende Wasser selbstredend so ausgelaugt, daß eine Probe auf Manganengehalt bis jetzt ebenfalls zu keinem Ergebnisse führte. Die Zuweisung der Schiefer zum Lias-Epsilon kann also vorerst nur auf ihre Stellung im stratigraphischen Schichtverband und auf ihre Gesteinsbeschaffenheit gestützt werden.

Lias Zeta.

Während die Schichten der Epsilonstufe in unserem Aufnahmegebiet sich, wie wir sahen, schon durch ihre petrographische Eigenart kenntlich machen, zeigen die im Hangenden folgenden Schichten mehr oder weniger wieder das Aussehen der gewohnten echten Fleckenmergel und Fleckenmergelkalke, so daß über diese Stufe nichts Besonderes zu bemerken ist. Sie ist in unserem Kartengebiet an verschiedenen Punkten vertreten, wie die Fossilfunde dartun, doch sind über ihre Mächtigkeit noch keine genaueren Angaben zu machen, da ihre Abgrenzung gegen den Dogger Schwierigkeit macht.

An **Versteinerungen** dieser Stufe sind zu verzeichnen:

1. *Harpoceras radians* REIN., Ellesbach.
2. *Hammatoceras insigne*, Hirschbachtobel, Hindelang.
3. *Harpoceras (Grammoceras) Aalense* ZIETEN, Hirschbach.
4. *Phylloceras* cf. *Nilsoni*, Hirschbach.
5. *Harpoceras*, Gruppe des *Aalense*, Hirschbach.
6. *Harpoceras Reiseri* BÜSE, Steinebach bei Schattwald.

Dogger.

In gleicher Weise wie beim Lias sehen wir auch in den Absätzen des Doggers sich zwei verschiedene Faziesbildungen einander gegenüber treten. Wir müssen auch hier unterscheiden zwischen einer reinen Kalkfazies und einer Fleckenmergelfazies, welche letztere sich in der Gesteinsausbildung und im Gesamtcharakter kaum von jener des Lias unterscheidet und daher auch nur faunistisch feststellbar war. Wir sehen also, daß die Bedingungen und Ursachen, die für diese Faziesdifferenzierung zur Liaszeit maßgebend waren, der Hauptsache nach auch für die Doggerperiode fortbestanden haben. Neben der ununterbrochen fortdauernden Sedimentation eingeschwemmten Schlamm-Materials, die die Mergelfazies erstehen ließ, fand an räumlich beschränkteren Stellen und Meeresteilen unter besonderen, uns wenig bekannten Umständen der Absatz reinen Kalkgesteins statt. Dabei obwalteten Bedingungen, die stellenweise die Entfaltung reicher Tierkolonien begünstigten, deren Hartgebilde ihrerseits reichlich Material abgaben zum Aufbau reinen Kalkfelsens. Beachtenswert ist, daß sich das horizontal wenig ausgedehnte Auftreten des Doggerkalkes räumlich enge an das Gebiet hält, in dem die Liasbildungen rein kalkig auftreten. Dies ist wohl kaum zufällig, sondern deutet auf

die Entstehung in gleichen Meeresteilen, gleichgültig, ob man sie in der Nähe ihrer gegenwärtigen Lage entstanden denkt oder ob man sie durch Überschiebungen oder Deckentransport weit herkommen läßt. Beachtenswert, wenn auch vielleicht nur rein zufällig, ist auch die Lückenhaftigkeit, die die Profile der Kalkfazies aufweisen. Wie beim Lias dieser Fazies finden wir auch beim Dogger in unserem Aufnahmegebiet nur je die unterste älteste Stufe vor, während in dem benachbarten östlichen Vilsergebiet noch alle Doggerstufen vorkommen, aber, bezeichnend genug, auch hier nie in geschlossenem Schichtenverband, sondern räumlich getrennt und scheinbar voneinander unabhängig, wie die ROTHPLETZ'sche Karte und Beschreibung dieses Gebietes klar ersehen lassen. All diese Erscheinungen sprechen in hohem Maße für die Annahme weitgreifender Massenbewegungen und Massenverschiebungen im Verlaufe der Gebirgsbildung, durch die die ursprünglich in vielleicht sehr beträchtlichen Abständen voneinander gebildeten Faziesgebilde oft in nächste und unvermittelte Nachbarschaft zueinander gebracht worden sind.

Wie beim Lias behandeln wir die beiden Hauptfaziesbildungen gesondert.

A. Kalkfazies des Doggers.

Doggerkalk.

Doggerkalk kommt in unserem Aufnahmegebiet an mehreren Stellen vor, aber stets nur in räumlich bescheidener Ausdehnung und in geringer Massenentwicklung. Wir begegnen ihm an mehreren Punkten am Hirschberge bei Hindelang, dann am Südhang des Zinken und endlich noch in einer kleinen Scholle an der Wertach bei Unterjoch. An allen diesen Lokalitäten besitzt der Kalk eine grauweißliche Farbe und in der Hauptmasse ein körnig spätiges, teilweise oolithisches Gefüge und gehört nachweislich der unteren Doggerstufe an. Im einzelnen zeigen sich mancherlei Abweichungen.

a) Doggerkalk am Zinken.

Er kommt am Südhang des Zinken oder Sorgschrofen vor und zwar in der Höhe von beiläufig 1300 m oberhalb der beiden von dem Weiler Steineberg etwas abgerückten und höchstgelegenen zwei Bauernhöfen „im Zehrer“. Verfolgt man von dem oberen der beiden Gehöfte den Viehtrittweg aufwärts bis zur Viehweide und in dieser dann den neuangelegten sich schräg rechts am Hange aufwärts ziehenden Zugweg, so gelangt man alsbald zu der Stelle, wo der Kalk ansteht und von ihm reichliches loses Blockwerk auf dem Weidegelände herumliegt und Gelegenheit zum Sammeln von Fossilien bietet.

Gesteinsbeschaffenheit. Petrographisch ist das Gestein von dem unterlagernden Liaskalk leicht zu unterscheiden. Es hat eine schmutzig weiße bis weißlich graue Farbe. Das innere Gefüge wechselt sehr erheblich. Neben feinkörnigen anscheinend fast dichten Lagen finden sich solche von grobspätig körniger und oolithartiger Struktur, die vereinzelt sogar in Großoolithstruktur übergehen kann. Der Bruch des Gesteins ist uneben und splitterig, nie aber muschelartig wie beim unterlagernden Hierlatzkalk. Die Verwitterungsoberfläche bleicht aus und erhält ein mehlig staubiges Aussehen.

In Dünnschliffen zeigt es sich, daß auch die scheinbar dichte Gesteinsvarietät vollständig kristallin ist und aus einem feinen Haufwerk klarer, vielfach verzahnter Kristallindividuen besteht. Die Spaltungslamellen des Kalzits weisen, besonders bei den mehr spätig entwickelten Lagen, häufig Krümmungen und Verbiegungen auf.

Die Schichten ruhen dem Hierlatzkalk auf; sie streichen konform dem Streichen des Lias und Hauptdolomites O. 20° N. mit 70° Einfallen nach S. Weiter ostwärts biegt das Gehänge des Berges etwas einwärts und läßt die Doggerschichten in die Luft austreichen.

Die Mächtigkeit des kleinen Komplexes läßt sich nicht bestimmt angeben. Da aber eine kurze Strecke weiter abwärts beim Beginn des Viehtrittweges schon Cenomanmergel auftreten, kann sie kaum bedeutend gewesen sein. Gegenwärtig stehen die Kalke in einer Mächtigkeit von beiläufig 10—15 m zu Tage.

Wie in den Hierlatzkalken sind auch in unserem Doggerkalk die Versteinerungseinschlüsse höchst ungleich verteilt. Während die Hauptmasse desselben leer an solchen ist, finden sich nesterartig Partien, in denen vorzugsweise Brachiopoden zu einer förmlichen Lumachelle durch kristallinen Kalkspat zusammengekittet sind. Am häufigsten findet sich die *Terebratula Stephani* DAV. vor, die beispielsweise aus einem etwa zentnerschweren Blocke zu Hunderten herausgeschlagen werden konnte. Die geschlossenen, fast stets unbeschädigten Gehäuse lassen sich aus dem Gesteine leicht herauslösen; nur die Schalen bleiben gerne im Hüllgesteine hängen, was besonders bei den sehr spärlich sich vorfindenden Gastropoden recht mißlich wird und vielfach eine Artbestimmung unmöglich macht.

Da eine Schichtung des Kalkes kaum wahrnehmbar ist und die Versteinerungen nur nesterweise vorkommen, so wurde das gesammelte Versteinerungsmaterial vorzugsweise dem losen Blockwerk entnommen. Die fossilführenden Blöcke zeigten alle den gleichen Gesteins- und den gleichen Faunencharakter. Die gesammelten Arten lassen ersehen, daß in dem Kalke nur die untere Doggerstufe vertreten ist. Es wurden gefunden:

Versteinerungen des Doggerkalkes am Zinken (Zehrer Viehweide).¹⁾

1. *Phylloceras ultramontanum* ZITTEL.
2. *Harpoceras cf. opalinum* REIN.
3. *Sphaeroceras cf. pilula* PARONA.
4. *Pleurotomaria punctata* SOW.
5. *Pseudomelania (Chemnitzia) Normaniana* D'ORB. 6. — sp.
7. *Trochus* sp.
8. *Oxytoma (Avicula) inaequivolve* SOW. sp. (*Waagen*) var. *Münsteri* BRONN.
9. *Lima Schimperii* BRANCO. 10. — cf. *sulcata* MÜNSTER.
11. *Pecten (Velopecten) abjectus* PHILL. 12. — *silanus* GRECCO.
13. *Rhynchonella Chiemensis* FINKELSTEIN. 14. — *Aschaviensis* FINKELSTEIN. 15. — *fascilla* ROTHPL. 16. — *infirmata* ROTHPL. 17. — cf. *cymatophora* ROTHPL. 18. — *Vigili* var. *Erycina* DI STEF. 19. — *mutans* ROTHPL. 20. — cf. *distracta* WAAGEN. 21. — *rubrisaxensis* ROTHPL. 22. — — var. *rectifrons* ROTHPL. 23. — *Vilsensis* OPPEL. 24. — sp. n.
25. *Terebratula punctata* SOW. var. *infraoolithica*. 26. — *Stephani* DAV. 27. — *rubrisaxensis* ROTHPL. 28. — — var. *distracta* ROTHPL. 29. — *latilingua* ROTHPL. 30. — cf. *Rossii* CANAV. 31. — *Bentleyiformis* FINKELSTEIN.
32. *Waldheimia Waltoni* DAV. 33. — *supinifrons* ROTHPL. 34. — aff. *areadis* VACEK. 35. — sp.

¹⁾ Auf das Vorkommen von Versteinerungen an der genannten Stelle wurde ich ehemals zuerst von dem um seine Heimatgemeinde sehr verdienten Herrn Bürgermeister BALTH. LANDERER von Unterjoch, dem Besitzer der Fundstelle, aufmerksam gemacht, der mir in dankenswertester Weise auch beim Sammeln behilflich war, wofür ich ihm auch hier meinen Dank bekunden möchte.

Von den Kalken der unteren Doggerstufe des ostalpinen Gebirgsrandes ist bis jetzt eine reichlichere Fauna nur von den Vorkommnissen am Rotenstein bei Vils, aufgeführt in ROTHPLETZ' „Vilseralpen“,¹⁾ und vom Laubenstein bei Hohenaschau, behandelt in FINKELSTEINS Arbeit vom „Laubenstein“,²⁾ bekannt geworden. Ein Vergleich unserer Fauna vom Zinken mit jener der beiden genannten Fundplätze ist nicht ohne Interesse. An allen drei Orten walten die Brachiopoden weitaus, sowohl an Arten- als an Individuenzahl, vor, aber an jedem sind es wieder andere Arten, die sich durch Häufigkeit hervortun. Die *Terebratula Stephani* DAV., die am Zinken in Nestern zu vielen Hunderten vorkommt und dabei in ihren Formen eine sehr große Veränderlichkeit aufweist, ist an dem nur 11 km Luftlinie entfernten Rotenstein schon selten und wird vom Laubenstein gar nicht erwähnt. Umgekehrt sind die am Rotenstein so überaus häufige *Rhynchonella rubrisaxensis* ROTHPL. und die *Rh. cymatophora* ROTHPL., die auch am Laubenstein häufig vorkommt, am Zinken nur in einigen wenigen Stücken gefunden worden. Die beiden kleinen Rhynchonellen-Arten *Rh. Aschaviensis* FINKELST. und *Rh. chiemiensis* FINKELST. finden sich sowohl am Laubenstein wie am Zinken und auch am Hirschberg bei Hindelang häufig, werden aber vom Rotenstein nicht angeführt. Vergleicht man des weiteren die von ROTHPLETZ und FINKELSTEIN mitgeteilten Fossilisten des Unteren Doggers vom Rotenstein und vom Laubenstein mit dem obigen Verzeichnis, so ergibt sich folgendes: Die Liste vom Zinken hat unter 35 Arten nur 17, also nur die Hälfte mit jener vom Rotenstein und nur 16 mit jener vom Laubenstein gemeinsam, trotzdem von ersterem 90 und von letzterem 64 Arten aufgezählt werden und man also annehmen möchte, die kleine Liste müßte von der mehr als um das doppelte größeren beiden anderen vollständig gedeckt werden. Zu berücksichtigen ist bei der gegenseitigen Faunavergleichung sicherlich auch der Umstand, daß am Zinken die Doggerkalk bis auf einen Rest von 10 m Mächtigkeit abgetragen worden sind, während ihre Mächtigkeit am Rotenstein auf mindestens 100 m und am Laubenstein auf 150 m angegeben wird. Um so mehr ist zu beachten, daß am Zinken trotz seiner geringen Entfernung vom Rotenstein verschiedene Arten auftreten, die dem letzteren zu fehlen scheinen, und daß namentlich hinsichtlich der Brachiopodeneinschlüsse die Übereinstimmung des Rotensteins mit dem weit entfernten Laubenstein ungleich viel größer ist als mit dem nahegelegenen Zinken. Nicht unberücksichtigt darf diesen Wahrnehmungen gegenüber allerdings auch nicht bleiben, daß sowohl am Rotenstein wie am Zinken eine schichtenweise Untersuchung des Gesteins auf seine Fossil-einschlüsse nicht möglich war.

b) Doggerkalk bei Hindelang.

In räumlich viel geringfügigeren Partien als am Zinken tritt Doggerkalk am Hirschberge bei Hindelang auf. Eines dieser Vorkommnisse ist schon bei Besprechung des dortigen Hierlatzkalkes erwähnt worden. Es findet sich am unteren Südwesthang des Steinköpfles auf der Ostseite einer von dem Hange des Hirschberges herabziehenden scharfen Trockenfurche. Man kommt, wenn man den Verschönerungsweg geht, der vom Zillenbach zum Steinköpfle und zur Luitpoldhöhe führt, an der Stelle vorbei. Verschiedene Schichten des Kalkes sind bei der Anlage des genannten Steiges angeschnitten worden. Die Lagerungsverhältnisse sind hier recht verwickelt. Es ist schon oben bei Besprechung des Liasknollenkalkes der Geiß-

¹⁾ Palaeontographica Bd. 33 1886 S. 34.

²⁾ N. Jahrb. f. Min. etc. Beilageband VI 1888 S. 55.

wand bemerkt worden, daß der Doggerkalk westseits von Cenomanmergeln abgegrenzt wird, wie durch Schürfungen festgestellt werden konnte. Über die Einzelheiten des zweifellos gestörten Kontaktes konnte nichts ermittelt werden. Die Mergel zeigen wie am Zillenbach nordöstliches Streichen und ein gegen den Doggerkalk zugekehrtes südöstliches ziemlich steiles Einfallen.

Der erwähnte Doggerkalk ist am unteren Teile des Steinköpfles in dem Weidengelände nur auf einem verhältnismäßig kleinen Raum als anstehend zu beobachten. Lose Blöcke von ihm aber begleiten den Westsaum des Hierlatzkalkaufwerks des genannten Steinköpfles. Am Gehänge zwischen dem letzteren und dem Zillenbachtobel und der östlich in denselben einmündenden Seitentobelung der „Siehe“ aufwärts ragen an mehreren Stellen in kleinen Partien unsere Kalke aus dem Rasenboden heraus. Aufwärts folgt dann auf den sehr steilen Hängen gegen den Tobelbereich des Zillenbaches zu ein größerer Komplex, der sicher als anstehend zu betrachten ist.

Ein weiteres interessantes Vorkommen findet sich dann wieder ganz oben auf der südwestlichen Kante des Sattels zwischen Hirschberg und Roßkopf etwa 150 m westlich der oberen Sohlalphütte in nächster Nähe des Weges, der vom „Höfle“ zu der genannten Hütte führt. Der Kalk bildet hier inmitten des Cenomangebietes eine Klippe, die durch die Erosion der leichter verwitterbaren Mergel im oberen Teil freigelegt wurde und aus dem Rande des Sattels, wo die steilere Gehängeböschung beginnt, als kleine Felskuppe morphologisch aus der Umgebung emporragt. Von dem Hauptdolomit des Hirschberges wird der Felskegel durch eine beträchtliche Schichtenfolge von Cenomanmergeln getrennt, die durch eine nahe Wasserrunse gut aufgeschlossen sind. Auf der entgegengesetzten Seite steht in kurzem Abstände Flysch an. Von dem freigelegten Felskegel liegt ringsum abgewittertes und abgestürztes Blockwerk des Kalkes, so daß die Art, wie die Kalkscholle im Cenoman eingehüllt ist, leider nicht beobachtet werden kann. Die Zugehörigkeit des Kalkes zum Dogger ist auch durch die Fossilfunde sichergestellt. Ein Analogon findet diese Doggerscholle in der weiter unten „am Höfle“ befindlichen, ebenfalls im Cenoman liegenden größeren Scholle von Liasknollenkalk, die wir S. 98 erwähnt haben, und dann in der Hauptdolomit-Tithonscholle des „Hangenden Schrofens“ im Vilstal, von der noch die Rede sein wird.

Gesteinscharakter des Hindelanger Doggers. Der Kalk ist weißlich bis lichtgrau und zeichnet sich vor allen übrigen Kalken ganz besonders durch sein grobspätiges, grobkörniges und teilweise oolithähnliches Gefüge aus. Dieses ist im allgemeinen grobkörniger und spätiger als die sonst ähnlichen Lagen des Liasknollenkalkes vom Zillenbach und von Untergschwend bei Unterjoch. Mit fortschreitender Verwitterung lockert sich das Gefüge und das Gestein zerfällt überhaupt in sandigen Grus. Die Schichtung des Gesteins ist meist undeutlich. Dünnschliffe zeigen, daß der Kalk reich an Echinodermenresten ist, von denen jedoch meist die feinere Struktur mehr oder weniger zerstört ist.

In einzelnen Lagen finden sich zahlreiche Schalenreste von Brachiopoden, ja stellenweise ist der Kalk erfüllt von Schalen, die jedoch meist zerdrückt sind, so daß es schwer hält, bestimmbares Material (selten die beiden Klappen) herauszubekommen. Der Umstand, daß in manchen Lagen die Brachiopodenschalen verkieselt sind, hat seinerzeit E. Böse in seiner Arbeit über die liasischen Brachiopodenschichten bei Hindelang¹⁾ verleitet, unseren Doggerkalk für liasisch zu halten

¹⁾ Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. 1892 Bd. 42 S. 627.

und in Beziehung zu bringen mit dem Lias in der Dachsteinfazies am Hochfellen Bestärkt wurde BöSE in seiner Annahme noch dadurch, daß er den Doggerkalk am Steinköpfe für das gleiche Gestein hielt wie den benachbarten Knollenkalk der Geißwand am nahen Zillenbach, in dem er einen *Arietites Hartmanni* gefunden hatte. Es wurde schon erwähnt, daß die beiden Kalke Ähnlichkeiten besitzen; doch ergeben sich mancherlei Unterschiede, so daß sie sich bestimmt voneinander unterscheiden lassen.

Der Doggerkalk auf dem Hirschbergsattel zeigt die grobspätige körnige Struktur stark ausgeprägt. Er ist teilweise ziemlich brekziös und Dünnschliffe zeigen, daß der Kalk reich an sekundären Kalzitbildungen ist. Auch hier ist der Kalk reich an organogenem Material, besonders an Schalentrümmern; Verkieselung der Schalen wurde aber hier nicht beobachtet.

Versteinerungen.

An Artenzahl der bestimmaren Versteinerungen ist der Hindelanger Doggerkalk nicht so reich wie jener vom Zinken. Von den verkieselten Brachiopodenschalen einzelner Lagen des Kalkes vom Steinköpfe konnten durch Herausätzen in Salzsäure verhältnismäßig nur wenige vollständige und bestimmare Stücke gewonnen werden. Das Ätzverfahren lieferte deshalb meist nur Bruchstücke, weil die Schalen vielfach nur unvollständig verkieselt sind.

Durch die aus dem Gestein gewonnenen Versteinerungen und die sonstigen petrographischen Merkmale kann die Altersbestimmung als Kalk des unteren Doggers für hinlänglich gesichert gelten.

1. *Rhynchonella Aschaviensis* FINKELSTEIN. Vorkommen häufig in gleicher Weise wie im Doggerkalk am Zinken und am Laubenstein bei Hohenaschau. Am Steinköpfe meistens verkieselt. Steinköpfe, Sohlalpe.
2. *Waldheimia supinifrons* ROTHPL. Verkieselt am Steinköpfe. Genau übereinstimmend mit den Formen des Doggers am Zinken und am Rothenstein bei Vils.
3. *Waldheimia Waltoni* DAV. Untergschwend bei Jungholz, Sohlalpe.
4. *Terebratula subbentleyiformis* FINKELSTEIN. Steinköpfe, Sohlalpe. 5. — cf. *Stefani* DAV. Sohlalpe.

c) Doggerscholle bei Untergschwend (Unterjoch).

Sie befindet sich in dem Winkel zwischen der Wertach und dem Weißenbach (Hießelochbach) südlich der zu Unterjoch gehörenden Häusergruppe Untergschwend, wo sie als kleine Erhöhung neben dem von Oberjoch nach Unterjoch führenden Sträßchen zu Tage liegt und zwar, wie schon S. 98 angeführt wurde, in Gesellschaft einer durch eine schmale Terrainfurche abgetrennten ebenfalls isolierten Scholle von Liasknollenkalk, ähnlich wie das bei Hindelang am Hirschberg der Fall ist. Die Lagerungsverhältnisse sind im einzelnen nicht aufgeschlossen, doch so viel kann gesagt werden, daß beide Schollen in der Streichrichtung des Cenomanzuges und innerhalb dessen Bereichs liegen, wie ein Blick auf die Karte zeigt. Sie bilden also in gleicher Weise wie die Doggerfelskuppe auf dem Hirschbergsattel (Sohlalpe) isolierte Schollenvorkommnisse im Cenoman.

Der Doggerkalk hat das gleiche spätige Aussehen und die gleichen Fossilspuren wie das Hindelanger Doggervorkommen; er zeigt auch Kieselausscheidungen. Das Auffinden einer *Waldheimia Waltoni* Dav. in dem weißlich grauen Kalke bestätigt dessen Zugehörigkeit zum Dogger auch paläontologisch.

B. Mergelfazies des Doggers (Doggerfleckenmergel).

Nach vielerlei fruchtlosen Bemühungen gelang es mir vor langen Jahren, zuerst am Innergschwender- oder Guggerbach bei Tannheim, dann im Hirschbachtobel bei Hindelang und in den letzten Jahren im Quertal der Vils oberhalb Rehbach durch Auffindung unzweifelhafter Doggerfossilien festzustellen und meine aus den Lagerungsverhältnissen abgeleiteten Vermutungen bestätigt zu finden, daß wenigstens an einzelnen Stellen unseres Aufnahmegebietes ein Teil der Allgäuschichten auch den Dogger vertreten. Bei weiterem oft wiederholtem Suchen und Schürfen nach paläontologischem Belegmaterial ergab sich, daß im Hirschbachtobel diese Doggermergel sogar eine sehr beträchtliche Mächtigkeit besitzen, nachweisbar bestimmt die untere und mittlere Doggerstufe und aller Wahrscheinlichkeit nach in den folgenden oberen unter Einwirkung der auflagernden mächtigen Aptychenkalke stark zerdrückten und mylonitisierten Mergelkomplex auch den oberen Dogger umfassen, in dem sich offensichtlich infolge der Zerrüttung der Schichtenstruktur keine Fossilien erhalten konnten.

Was die **petrographische Beschaffenheit** der Doggerfleckenmergel sowohl im Hirschbachtobel als bei Innergschwand und im Vilsquertal oberhalb Rehbach anbelangt, konnte ich nicht finden, daß sie sich irgend wesentlich von jenen der Liasfleckenmergel unterscheiden oder daß in ihnen Schichten vorkämen, die nicht ebenso im Lias vorkommen könnten. Vielleicht, daß Bänke mit Ausscheidungen von Kieselkalkgebilden mehr zurücktreten als beim Lias. Eine Eigentümlichkeit bildet vielleicht auch das verhältnismäßig häufige Vorkommen von Schwefelkiesausscheidungen in Putzen und namentlich in Form Hasel- bis Welschnuß-großer Knollen und Kugeln mit innerlich radialstrahligem stengeligem Gefüge, eine Erscheinung, die mir sonst in den Liasfleckenmergeln nie aufgefallen ist und die nur in verringertem Maße in den Aptychenkalken des Malms wiederkehrt. Es verbleiben also für die sichere Erkennung der Doggerfleckenmergel nur die leitenden Fossil-einschlüsse und gegebenen Falls etwa die Stellung im Schichtverband.

a) Die Doggerfleckenmergel des Hirschbachtobels.

Seit der Anlage eines Fußsteiges durch den tiefeingeschnittenen stellenweise schluchtenartigen Tobel ist derselbe überaus bequem zu erreichen und zu durchwandern. Wir finden hier ein zusammenhängendes einheitliches Schichtenprofil stellenweise vorzüglich aufgeschlossen, das vom oberen Lias (vgl. S. 118) geschlossen bis zum Gault reicht. Die im allgemeinen südwärts einfallenden Schichten zeigen eine überkippte Lagerung, der zufolge wir bei der Durchwanderung flußaufwärts fortlaufend zu immer jüngeren Schichten gelangen, bis zuletzt bei einer Höhe von ca. 1100 m die durch Bruch angelagerte fast senkrecht aufragende Hauptdolomitwand, über die sich der Hirschbach in hohem Wasserfall herabstürzt, den Tobel abschließt und seitlich der Hirschberg-Spießerpfad auf steilem Hang weiterführt. Für uns kommt hier nur der untere Teil des Tobels in Betracht. Infolge der 1905 erfolgten Wildbachverbauung sind die ehemaligen Entblößungen auf der Bachsohle größtenteils wegen der durch die zahlreichen Querwehre veranlaßten Geröllanhäufungen verschwunden, andererseits sind aber bei der Anlage des Verschönerungsweges und zur Gewinnung von Material für die Wildbachverbauung verschiedene künstliche Aufschlüsse geschaffen worden. Da seit der Verbauung das seitlich abgestürzte Material durch die Hochwasser nicht mehr weiter verfrachtet wird, beginnen

die vorderen frischen Abbruchstellen schon sich immer mehr mit zerfallenem Verwitterungsschutt und Vegetation zu bedecken, so daß in wenigen Jahren zahlreiche Aufschlüsse verschwunden sein werden.

Bezüglich des Doggerprofils nun folgendes. Schon oben S. 118 wurde dargelegt, daß am unteren Eingang und in der untersten Partie des Tobels noch Obere Liasmergel anstehen mit Ammoniten der Aalensis-Gruppe. Es folgte dann eine größere Strecke festere und dickere Mergelkalkbänke mit schwächeren Mergel-einlagerungen, die, trotzdem sie gut aufgeschlossen sind, bei allen Bemühungen keine bestimmbareren Fossileinschlüsse geliefert haben und bei denen es daher vorerst unentschieden bleibt, ob sie noch dem oberen Lias oder schon dem unteren Dogger angehören.

Aller Zweifel behoben sind wir dagegen bei der weiteren Schichtenfolge, in denen echte Doggerammoniten teils aus dem anstehenden Gestein, teils aus den von den Hängen abgestürzten Blöcken herausgeschlagen werden konnten, so u. a. *Hammato-ceras (Erycites) gonionatum* BEN., *H. planinsigne* VAC., *Lytoceras dilucidum* OPP., *Harpoceras* cf. *Murchisonae* Sow. Wir befinden uns in der Murchisonae-Zone.

Weiterhin gelangen wir zu einem Komplex dunkler bis schwarzer dünn-gebänkter Mergel und Mergelschiefer, die von dem Verschönerungsvereinsweg angeschnitten wurden und die paläontologisch besonders charakterisiert werden durch das teilweise reichliche Vorkommen der

Posidonomya alpina GRAS.

Diese Muschel kann auf den meist schmierigen Schichtflächen überaus leicht übersehen werden und wurde auch von mir lange übersehen, da die zerbrechliche Muschel von dem zu Tage stehenden Gesteinschichten in kürzester Zeit abbröckelt und der Zerstörung anheimfällt. In ihrer Gesellschaft wurden noch gefunden bzw. erschürft *Phylloceras ultramontanum* ZITTEL, *Ludwigella (Ludwigia) rudis* BUCKM., *Phylloc.* cf. *tatricum* RESCH etc. Das Vorkommen der *Posidonomya alpina* konnte in den hier nahezu steilgestellten dunklen bis schwarzen Mergelschiefern auf einer Strecke von 19 m beobachtet werden, was eine nachweisbare Mächtigkeit der Posidonomyenschichten von etwa 19 m ergibt.

Von diesem Fundort an macht der Tobel alsbald gegen Westen ein Knie und verläuft auf eine Erstreckung von etwa 120 m im spitzen Winkel zum Streichen der steil nach Süden fallenden Schichten. Hier konnten Ammoniten, die dem *Harpoceras Murchisonae* sehr nahe stehen, dann *Harpoceras costula* REIN. mut. *bicostula* GREG. und *Lytoceras dilucidum* OPP. gesammelt werden. Seit der Bachverbauung ist die Böschung dieser Strecke ruhiger geworden und jetzt größtenteils von Schutt und Vegetation verhüllt. Die nun folgende wieder nordwärts gerichtete Tobelstrecke zeigt auf eine Länge von ca. 120 m bis zum Beginn der Aptychenkalke immer spärlicher werdende Aufschlüsse. Tonreiche Mergelschiefer gewinnen immer mehr die Oberhand und je mehr wir uns den ehemals auflagernden Aptychenkalkmassen nähern, um so mehr erscheinen die tiefen Schiefer in ein von zahllosen glänzenden Tonhäutchen durchsetztes feines Trümmerwerk zerdrückt, in denen organische Reste sich nicht erhalten konnten.

Trotzdem werden wir auf Grund ihrer konkordanten Lagerung zwischen dem mittleren Dogger und dem Aptychenkalk annehmen müssen, daß in diesen Mergeln der obere Dogger, vielleicht auch schon unterer Malm stecke und daß dieser Stufe, trotzdem eine scharfe Abgrenzung nach unten nicht möglich ist, keineswegs eine geringfügige Mächtigkeit zukommt.

Wir haben für die Beurteilung der Verhältnisse des letztgenannten Abschnittes uns ausschließlich an die Erscheinungen des westlichen Gehänges gehalten. Das Ostgehänge bleibt von dem oben erwähnten Tobelknie an vorsichtshalber am besten für uns ganz außer Betracht, da hier tektonische Störungen vorliegen und das Gebiet von einer Überschiebungsfläche getroffen wird mit einer Zone verfrachteter Diabasblöcke, mit einer Partie von Liasfleckenmergeln etc. etc.

Was die **Gesamtmächtigkeit** der Doggerfleckenmergel des Hirschbachtobels anbelangt, ist zwar eine genaue Zahlenangabe wegen der nicht genauen Abgrenzbarkeit gegen den Lias nicht möglich. Der Umstand aber, daß wir die in Frage kommenden Mergel in dem im allgemeinen annähernd quer zum Streichen der Schichten verlaufenden Tobel auf eine Erstreckung von 300 m Luftlinie verfolgen können und das Einfallen durchgehends nach Süden erfolgt, wenn auch in Schwankungen von 45—80°, läßt ersehen, daß diese Gesamtmächtigkeit ganz unerwartet eine recht erhebliche ist. Wir glauben eher zu wenig zu sagen, wenn wir sie auf etwa rund 250 m abschätzen; dieser Betrag ist nicht ohne Interesse und läßt vielleicht erwarten, daß Dogger in der Mergelfazies noch in anderen Bezirken aufgefunden werden kann.

An **Versteinerungen** des Doggerfleckenmergels konnte ich im Hirschbachtobel im Laufe der Jahre auffinden:

1. *Harpoceras opalinum* REIN. 2. — *Murchisonae* SOW. sp.
3. *Hammatoceras planinsigne* VAC. 4. — (*Erycites*) *gonionotum* BEN.
5. *Harpoceras* cf. *bicarinatum* ZIET. 6. — — *costula* REIN. mut. *bicostula* GREG.
7. *Lytoceras dilucidum* OPP.
8. *Phylloceras* cf. *tatricum* PUSCH. 9. — *ultramontanum* ZITTEL.
10. *Ludwigella* (*Ludwigia*) *rudis* BUCKM.
11. *Posidonomya alpina* GRAS. In den Posidomyenschiefern stellenweise in großer Zahl die Schichtflächen bedeckend.

b) Doggerfleckenmergel bei Tannheim.

Sie sind faunistisch nachweisbar nordöstlich von Innergschwend im unteren Teil des Sockels, auf dem der Einstein aufruht. Hier hat sie namentlich das von dem Einsteinhang herabkommende Innergschwender- oder Guggerbächlein in ihren oberen an die Aptychenkalke angrenzenden Partien auf eine kurze Strecke leidlich gut entblößt.

Verfolgt man das Bächlein vom obersten Hause von Innergschwend aus aufwärts, so treten an verschiedenen Stellen in dessen seichtem Rinnsal echte Fleckenmergel auf, die im allgemeinen ostwestlich streichen und südwärts einfallen. Die Aufschlüsse sind in dem wenig tiefen Graben infolge zahlreicher künstlicher Querwehre und dadurch bewirkter Geröllanstauungen leider zu häufig und zu sehr unterbrochen, als daß sie eine zusammenhängende genauere Profilaufnahme ermöglichen würden. Es läßt sich nur sagen, daß sie nach Ausweis einiger schlecht erhaltener Ammoniten dem Lias angehören. Erst bei Beginn der Viehweide unterhalb der Stelle, wo Aptychenkalke in einer etwa 8—10 m hohen Wand anstehen, über die sich das Bächlein stürzt, werden die Aufschlüsse besser und so, daß man nach Fossileinschlüssen suchen kann. Nach andauernden Bemühungen gelang es, an der Stelle, wo ein Viehtrittweg das Rinnsal westwärts quert (Höhe ca. 1180 m) festzustellen, daß hier schon Doggerfleckenmergel vorliegen. In einem im Bachbette aufragenden Komplex OW. streichender und mit 80° südlich ein-

fallender härterer Mergelkalkbänke, die das Fundament eines aus Holzstämmen aufgeführten Querwehres bilden, fand ich einzelne Mergellagen, deren Schichtflächen reich bedeckt waren von der *Posidonomya alpina* GRAS. Der Fund eines wohl erhaltenen *Macrocephalites typicus* BLAKE beweist, daß wir uns hier bereits schon im Makrocephalenhorizont befinden. Leider gestatten keine Aufschlüsse, die tieferen Doggerhorizonte bachabwärts zu studieren. Bachaufwärts in dem vorhandenen etwa noch 8—10 m mächtigen Fleckenmergelkomplex bis zu den kieselreichen roten Aptychenschichten konnten keinerlei Spuren von Posidonomyen mehr entdeckt werden. In den tektonisch stark mitgenommenen verwitterten Mergeln und Mergelkalken konnten bei andauerndem Suchen und Schürfen zwar verschiedene Ammoniten gefunden werden, aber von so ungenügendem Erhaltungszustand, daß eine Bestimmung nicht mehr möglich war. Auch hier machte sich in den Mergeln ein häufiges Vorkommen von bald frischen, bald zersetzten Schwefelkieseinschlüssen bemerkbar.

Nach dem Gesagten sind in unserem Innerschwender Fleckenmergelprofil nur die oberen an dem Malm grenzenden Partien der Beobachtung zugänglich. Zu der Annahme, daß die tieferen Horizonte fehlen, liegt kein Grund vor. Die vorhandene leicht überkippte Schichtenlagerung ist sichtlich auf eine sekundäre örtliche Überfaltung und örtliche Lagerungsstörung zurückzuführen. — An bestimmbar**en Versteinerungen** unseres Innerschwender Doggerfleckenmergels wurden gefunden:

1. *Posidonomya alpina* GRAS.
2. *Macrocephalites typicus* BLAKE.
3. *Belemnites exilis* D'ORB.
4. *Inoceramus* aff. *furcus* QU.
5. *Orbitulina conoidea* GRAS.

c) Doggerfleckenmergel im Vilsquertal.

(Nachtrag.)

Dieses Doggervorkommen ist auf der Karte noch nicht eingetragen, weil es erst in den letzten Jahren nach Fertigstellung der Karte faunistisch sicher festgestellt werden konnte. Die Stelle findet sich in dem engen steilhängigen Vilsquertal unterhalb dem Vilsfall gegen Rehbach zu, wo SW. von P. 1093 Fleckenmergel am rechten Vilsufer in steilem Felshang aufragen und abgestürztes Blockwerk das Ufer umsäumt, und wo sich auf der Karte zwischen Raibler Schichten und dem isolierten Hauptdolomitstreifen Allgäuschiefer oder Liasfleckenmergel eingetragen finden. Dadurch, daß es mir gelang, aus dem Gesteinsmaterial ein sicher bestimmbares *Lytoceras ultramontanum* ZITTEL herauszuschlagen, ist die auf nicht ganz sichere Fossilfunde gestützte Vermutung, daß hier in den Mergeln Dogger vertreten sei, genügend bestätigt worden. Die betreffenden Mergelschiefer sind hier vollständig aus dem ursprünglichen Schichtverband gekommen und tektonisch verlagert worden. Ob der ganze eingeklemmte Schichtenkomplex dem Dogger angehöre oder auch Allgäuschiefer anderer Altersstufen einschließe, muß vorerst unentschieden bleiben, ist meines Erachtens auch ziemlich belanglos.

Oberer Jura oder Malm.

Im Gegensatz zum Lias und Dogger zeigen die Ablagerungen des oberen Juras in unserem Gebiete in gleicher Weise wie in den anstoßenden östlichen und südlichen Alpentteilen vorzugsweise eine kalkige und kalkig-kieselige Gesteinsausbildung.

Wo sich noch Mergel an seiner Zusammensetzung beteiligen, bilden sie nur mehr untergeordnete Einlagerungen, treten aber nicht mehr als eine selbständige und namentlich sich auch morphologisch geltend machende Faziesbildung auf.

Am hervorragendsten wird der petrographische Gesamtcharakter der oberen Jurastufe bestimmt durch die bekannten meist dünngeschichteten Kalke und Kieselkalke, die man seit langem als Aptychenkalke zu bezeichnen gewohnt ist. Diese Kalke zeigen zwar in ihrer Gesteinsbeschaffenheit und der Art ihrer Schichtung bis zu einem gewissen Grad überall einen ähnlichen Gesamtcharakter und Habitus, der für den nordalpinen oberen Jura charakteristisch ist und durch den sie bekanntlich fast immer von den Kalkgebilden anderer Formationsglieder leicht zu unterscheiden sind. Im einzelnen zeigen auch sie freilich lokal mancherlei Differenzierungen, namentlich in der vertikalen Gesteinsfolge der einzelnen Profile.

Außer den eben erwähnten Aptychenkalken treten im Pfrontner Gebiet an vereinzeltten Punkten auch Kalke anderer, noch näher zu besprechenden Art auf, die durch ihre Fossileinschlüsse als Tithonkalke charakterisiert werden. Von einzelnen sonstigen lokalen Besonderheiten soll weiterhin noch die Rede sein.

Einer spezielleren Altersgliederung in einzelne Unterstufen setzen unsere Juraablagerungen, wenn man von den genannten Tithonkalken absieht, wegen unzulänglicher Fossilführung auch in unserem Gebiete, wie sonst fast allenthalben, die größten Schwierigkeiten entgegen. Bei diesem Mangel makroskopischer Leitfossilien lag es nahe, der Mikrofauna vermehrte Aufmerksamkeit zuzuwenden. Unsere darauf gerichteten Untersuchungen blieben nicht ganz ohne Erfolg, denn sie führten wenigstens zu dem einen Ergebnis, daß in unserem Gebiete ein Teil der Aptychenkalke der unteren Kreide zuzuweisen ist und daß also die obere Grenze der Aptychenkalkbildungen nicht überall zugleich auch die Grenze zwischen Jura und Kreide bildet.

Über die auszuscheidenden petrographischen und stratigraphischen Unterabteilungen sei folgendes angeführt:

1. Radiolarienschichten.

Sie bilden in unserem Aufnahmegebiet ähnlich wie in den benachbarten Alpentteilen in der Regel die tiefsten Lagen bzw. die unteren und damit älteren Schichtenpartien der Malmprofile und gehen dann nach oben allmählich in die eigentlichen Aptychenkalke über. Sie bestehen der Hauptsache nach gewöhnlich aus roten, wohl auch stellenweise grünlichen Hornsteinkalken oder doch aus stark kieselhaltigen Kalken und Mergeln, die bald wohlgeschichtet in ebenflächigen, nur wenige Zentimeter dicke Platten, bald in unregelmäßigen dünnen knauerigen bis schieferartigen Lagen abgesetzt erscheinen und die in der Regel Reste von Radiolarien enthalten, weshalb man sie als in größeren Meerestiefen abgesetzt betrachtet. Der Kieselgehalt dieser Schichten kann örtlich sehr verschieden sein. Reine dichte Hornsteine finden sich nur vereinzelt, wie auch das Vorkommen der kieselreichen Hornsteinkalke sich gewöhnlich nur auf wenige Meter Mächtigkeit beschränkt und in unserem Gebiete nie die mächtige Entfaltung gewinnen, die sie in dem südlich benachbarten Hintersteiner und Oberstdorfer Gebiete zeigen (Giebel, Schneck, Höfats). In dem vollständig aufgeschlossenen Profil im Hirschbachtobel bei Hindelang fehlen sie so gut wie ganz. An ihrer Stelle, also in den tiefsten Lagen über den Doggermergeln, finden sich weißlichgraue, stellenweise rote und grünliche dünnegebankte Kalkschichten von nahezu dichtem Gefüge und ganz geringem Kieselgehalte. Die schlecht erhaltenen kugeligen Mikroorganismenreste

zeigen vereinzelt noch eine Gitterstruktur, wie sie den Radiolarien zukommt und weisen diese Kalke den Radiolariten zu. In einzelnen höheren Schichtenlagen findet sich die Kieselsubstanz sekundär zu knollenartigen, dichten, grauen, flintartigen Konkretionen ausgeschieden.

Bezeichnend für die Unregelmäßigkeit ihres Vorkommens ist, daß Kieselkalke, nach denen man im Profil des Hirschbachtobels vergeblich sich umsieht, schon in nächster Nähe weiter oben im Gebiet der Hirschbergalpe in verschiedenen Lagen auftreten und daß sie auf der gegenüberliegenden Talseite am Imberger Horn sogar eine viele Meter mächtige Schichtenserie bilden. Auch in dem östlich liegenden Teilgebiet der Pfrontener Berge ist ihr Vorkommen in den verschiedenen Juraprofilen sehr wechselnd. Sie finden sich beispielsweise schön entwickelt im Urfall und am Roterzbach südlich des Westerkienberges, dann am Fallbach westlich der Fallmühle und an der Schwarzen Wand im Achentale, während sie weiter östlich am Fuße des unteren Breitenberges am Kesselbach fehlen und durch sehr radiolarienhaltige graue Kalke vertreten werden.

Im Gebiet des Einsteins im Tannheimer Tale ist das Vorkommen von rotem Hornsteinkalk in dem Weidegelände des Berger Bergs auf weitere Strecken durch zerfallenen, unter den Fußtrittten knirschenden Grus dieses Gesteins angedeutet, er findet sich auch am Fuße der „Weißen Wand“ und am Innergschwender- oder Guggerbach und gewinnt dann ostwärts außerhalb unseres Kartengebietes eine reiche Entwicklung.

Beachtenswert ist vielleicht, daß bei dem Vorkommen auf dem südlichsten Teile des Sattels zwischen Breitenberg und Aggenstein zwischen den Fleckenmergeln (Dogger?) im Liegenden und den roten Hornstein- und Kieselkalken im Hangenden einige etwa fußdicke Bänke roten Sandsteins von feinem gleichheitlichem Korn und kieseligem Bindemittel eingeschaltet sind. Sie bilden die tiefsten den Fleckenmergeln konkordant aufsetzenden Lagen der nun folgenden roten Kalkhornsteine und Aptychenkalke. Ob diese Sandsteine an der Grenze zwischen den Fleckenmergeln und den Aptychenkalken schon dem Malm zuzuweisen sind oder etwa dem Dogger oder Lias angehören, muß vorerst mangels bestimmter Anhaltspunkte unentschieden bleiben. Ausgeschlossen dürfte es sein, soweit die Lagerungsverhältnisse ersehen lassen, daß in den roten Sandsteinen wie am Iseler überschobener mitgeschleppter Buntsandstein vorliegt.

Die Gesteinsbeschaffenheit der Kalkhornsteine und Hornsteine und ihr größerer oder geringerer Gehalt an Radiolarien sprechen sehr dafür, daß unsere Hornsteinbildungen aus einem ähnlichen oder gleichen feinsten kieselreichen Material hervorgegangen ist, wie es der in großen Meerestiefen heute noch vorkommende Radiolarienschlick ist. Wir würden darnach mit STEINMANN und anderen Forschern in unseren Radiolariten folgerichtig küstenferne Bildungen der Tiefsee erblicken müssen. Es darf indes nicht übersehen werden, daß Radiolarien, wie wir oben sahen und wie auch vor langem schon RÜST gezeigt hat, ebenso in ton- und kieselarmen und nahezu reinen Kalken vorkommen, die man sich gewöhnlich nicht als in großer Meerestiefe entstanden vorzustellen pflegt. Schwierigkeiten bieten auch der oft rasche Wechsel der Mächtigkeit dieser Ablagerungen und der Umstand, daß in tektonisch gleichwertig zu bemessenden Schollen auf ganz nahe Entfernung Kalk- und Kieselbildungen einander vertreten, Erscheinungen, die bei der Annahme einer Bildungsstätte von rasch wechselnder Meerestiefe ohne weiteres verständlich wird.

Die genauere **Abgrenzung** der Radiolarienschichten von den Aptychenkalken im Hangenden allein nur auf Grund der Radiolarieneinschlüsse ist vielfach recht

unsicher. Zum Glück kommt es auf eine derartige genauere Abgrenzung auch gar nicht an, da sie für eine genauere Altersgliederung wenigstens vorerst nichts beisteuern kann und daher stratigraphisch belanglos wäre. Da, wo die Radiolarienschichten vorwiegend kieselig entwickelt sind — und das ist in der überwiegenden Mehrzahl der Profile der Fall —, ist die Abgrenzung ja annähernd durch die Gesteinsbeschaffenheit und meist auch durch Gesteinsfarbe gegeben; in den anderen Fällen muß allerdings die mikroskopische Untersuchung einspringen.

Ihre **Mächtigkeit** kann bei dieser Unsicherheit einer genaueren Abgrenzung auch selten zahlenmäßig bestimmt angegeben werden; es läßt sich jedoch sagen, daß sie in unserem in Frage kommenden Gebiete meist nur bei einigen Metern bleibt und den Betrag von 10—20 m wohl kaum übersteigt.

Ogleich die Radiolarienschichten im allgemeinen die unterste Abteilung des oberen Juras darstellen, wurde in Anbetracht der mannigfachen Unsicherheiten im einzelnen von Anfang an darauf verzichtet, sie auf unserer Karte von den auflagernden Aptychenkalken abzutrennen; in den beigegebenen Einzelprofilen ist das aber, wo es möglich war, geschehen.

Versteinerungen der Radiolarienschichten. Sie beschränken sich auf meist vereinzelt, gewöhnlich mangelhaft erhaltene Aptychen, deren Arten von jenen der eigentlichen Aptychenkalken kaum verschieden sind, dann hauptsächlich auf die Mikrofauna der Radiolarien und Foraminiferen. Über die Radiolarien des Jura verdanken wir Rüst eine paläontologische Arbeit,¹⁾ die für uns schon deshalb wichtig ist, weil zu der Untersuchung Rüst's auch Gesteine aus unserem Aufnahmegebiet zugezogen und eine Anzahl von Radiolarien aus ihnen beschrieben wurden, so aus dem Pfrontner Teilgebiet vom „Erzbach“ oder Rotem Erzbach beim Urfall (Westerkienberg), vom Breitenberg (Wassergraben), vom Aggenstein (Nordgehänge) und vom Grän (rote Aptychenschiefer, Grenzgebiet unserer Karte). Rüst beobachtete und gewann sein Untersuchungsmaterial nach eigenen Angaben teils aus Aptychenschiefern (sandig kalkigen und mergeligen Bildungen) und dichten hellen und roten Kalken, dann aus „Hornsteinen“ (Gemenge von Kieselsäure und Kalk, unserer Kalkhornsteine), und aus Jaspis (Ton und Kieselsäure). Aus seinen Darstellungen geht hervor, daß er die Aptychenschiefer und Hornsteinbildungen, „die in den Alpen und Karpathen mitunter die sämtlichen postliasischen Schichten des Jura einnehmen“, als eine geologische und stratigraphische Einheit auffaßte und daher keine weitere Rücksicht nahm auf die Stellung und Lage, die sein zur Untersuchung verwendetes Gesteinsmaterial in der Schichtenreihe einnahm. Es sei betont, daß wir in den höheren Horizonten der Kalkgebilde keine Radiolarien mehr entdecken konnten. Wir belassen sie unter dem eingebürgerten Namen Aptychenkalke. In den eingehender studierten Profilen im Hirschbachtobel bei Hindelang und am Innerschwenderbach zeigte es sich, daß, wie schon angedeutet wurde, in der obersten Abteilung dieser Aptychenkalke sich Foraminiferen einstellen, die für die untere Kreide charakteristisch sind. Aus diesem und anderen noch zu erörternden Gründen haben wir diese oberste Abteilung der Aptychenkalke der unteren Kreide zuzuweisen (Neokomptychenkalk).

An Versteinerungen der eben näher abgegrenzten Radiolarienschichten seien erwähnt:

¹⁾ Rüst, Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura, Palaeontogr. Bd. 31, 1885.

1. *Aptychus lamellosus*, Breitenberg, 2. — sp. ind.
 Radiolarien vom Roterzbach nach RÜST:
 3. *Cenellipsis macropora* R.
 4. *Staurolonche Struckmanni* R.
 5. *Lithocyelia alternans* R.
 6. *Porodiscus Nuesslinii* R.
 7. *Perispongidium angusticameratum* R. (selten).
 8. *Rhopalastrum processum* R. 9. — *contractum* R. 10. — *proavitum* R.
 (selten und meist in Fragmenten).
 11. *Theocorys morchellula* R.
 12. *Theosyringium probiscideum* R.
 13. *Lithocampium stabile* R.
 14. *Lithocampe cretacea* R. 15. — *aptychophila* R.

2. Jura-Aptychenkalke.

Im Hangenden der Radiolarienschichten auftretend, bestehen sie in der Regel aus lichten hellgrauen, grünlichgrauen und grauweißlichen dünnplattigen bis grob und unregelmäßig geschieferten Kalken von vorwiegend dichtem Gefüge und meist feinsplitterig muscheligen Bruch. Lokal und stellenweise kann die Farbe des Gesteins auch rot, blaßrötlich oder grünlich werden, erreicht aber nie das tiefe Rot der meist stark eisenschüssigen, untergelagerten, kieseligen oder kalkigen Radiolarienschichten. Wo die ursprüngliche dünnbankige Schichtung durch tektonische Einwirkungen nicht allzusehr alteriert wurde, wie z. B. im Hirschbachtobel, zeigen die Schichtflächen der Kalke einen Belag bis zu wenigen Millimetern von Mergel- und Tonabsatz. Auch beträchtlichere Mergel- und Tonlagen können namentlich in den höheren Lagen vorkommen, sind dann aber fast immer nur beschränkt lokale Erscheinungen (Innerschwenderbach am Einstein, von dem wir unten eine kurze Profilskizze geben. In der Gesellschaft solcher Mergel- und Tonlagen zeigen manche Lagen der grauen Kalke dunkle, undeutlich begrenzte Flecken (Algenflecken), so daß sie Ähnlichkeit zeigen mit manchen Lagen der Lias- und Doggerfleckenmergel.

Wo die Kalke bei den tektonischen Vorgängen besonders starkem Druck ausgesetzt wurden, wird das Gefüge flaserig schieferig, die gepreßten dünnen Schichten sind verbogen, schalig gekrümmt, gefältelt und verschiedene oft glänzende Tonhäutchen, nicht selten zu feingezackten Suturlinien umgewandelt, durchziehen das Gestein, ebenso zahllose, oft nur in den Dünnschliffen deutlich werdenden feine Kalkspatadern. (Einsteingehänge, Kesselbach etc.) Örtlich zeigen sich auch einzelne Schichten mehr oder weniger kieselhaltig, doch macht sich der Kieselgehalt nie in dem Maße bemerkbar wie bei den tieferen Radiolarienschichten. Putzen- und knollenartige Kieselausscheidungen sind höchst selten (Hirschbachtobel). Die Kieselsubstanz ist gewöhnlich in der Kalkmasse feinst verteilt geblieben.

Die ursprüngliche **Mächtigkeit** der Kalke kann bei den meisten Vorkommnissen wegen Schichtenstörungen, Fältelungen, unvollständiger Erhaltung nicht sicher beurteilt werden. Im Hirschbachtobel hat sich infolge von Schichtenüberkipfung zwar die vollständige Schichtenreihe des oberen Jura vom Dogger bis zum Neokom erhalten, aber die Mächtigkeit kann auch hier, da Anzeichen von Stauungen vorliegen und die Abgrenzung gegen die Kreide nicht scharf zu ziehen ist, nur ganz roh abgeschätzt werden. Die Gesamtmächtigkeit der Kalkschichten beträgt ungefähr

280 m, wovon etwa 10—15 m für die Radiolarienschichten und etwa 80 m für die Kreideaptychenschichten abzurechnen wären.

Trotz dieser sehr bedeutenden Mächtigkeit besteht das ganze Profil ausschließlich aus Kalken. Wenn auch stellenweise die Schichtfugen stark mergelig und tonig werden, fehlen doch größere Mergel­einlagerungen, wie sie anderwärts und namentlich ostwärts im Einstein- und Tannheimer-Gebiet vorkommen, ganz und auch der Gesteinscharakter der Kalke bleibt im großen ganzen ziemlich konstant.

Als Gegenbeispiel zu dieser ziemlich einheitlichen und gleichheitlichen Gesteinsfolge im Hirschbachtobel, also im westlichen Teilgebiet unserer Karte, sei das Profil vom Gugger- oder Innergschwender-Bach am Einstein mit seiner mehr wechselnden und differenzierten Gesteinsfolge kurz angeführt. Wir wählen dieses Profil, weil auch hier Doggerfleckenmergel wie am Hirschbach die Liegendschichten bilden. Die sich oben anschließenden unteren Kreideschichten sind hier leider nur wenig aufgeschlossen.

Profil der oberen Juraschichten am Innergschwender Bach östlich Tannheim.¹⁾

Unten

Liegendes: Doggerfleckenmergel mit *Posidonomya alpina* GRAS und ihnen auflagernden Mergeln mit schlecht erhaltenen Ammoniten.

Obere Juraschichten:

a) Radiolarienschichten:

1. ca. 5 m rote dünnbankige Hornsteinkalke in tonhaltige rote Kalke übergehend;
2. 5 m rote dünn­schichtige Kalke, durch Verwitterung oberflächlich verblässend.

b) Aptychenschichten:

3. 5 m lichtgraue dünnbankige, dichte Kalke;
4. 10 m Unterbrechung des Profils durch Schotteranhäufung;
5. 6 m graue dünnbankige Kalke mit unebenen welligen Schichtflächen und schwarzen Tonflasern und vereinzelt Mergelschiefer­einlagerungen;
6. 11 m hellgraue, dünnbankige, schalig gebogene Fleckenkalke mit schwarzen glänzenden Tonflasern; durch die dunklen Flecken erinnert das Gestein an Liasfleckenmergel, nur sind die Flecken kleiner und verschwommener;
7. 3 m wohlgeschichtete graue leichtgefleckte Kalke mit grauen (nicht schwarzen) Tonhäutchen; Dicke der Schichten 0,5—2 dm; Kalk etwas tonhaltig und bräunlich bis gelblich anwitternd;
8. 40 cm graue dünnblättrige wohlgeschichtete Kalkschiefer, spröde und zersplitternd oder in Blätter zerfallend; etwas tonhaltig;
9. 3 m graue wohlgeschichtete Kalke, etwas tonhaltig; mit brauner Verwitterungsfläche und einzelnen Schiefer­einlagerungen; sie enthalten verkieste Belemniten;
10. 0,5 m knollige schalige hellgraue Kalke mit schwarzen suturähnlichen Tonflasern;
11. 3 m schwarze tonreiche Mergelschiefer, in schwarzen Schutt zerfallend;
12. 4 m grauer Mergelschiefer, wie vorige in Schutt zerfallend;
13. 4,5 m grauer knolliger bis dünnbankig flaseriger Kalk mit kohlschwarzen Tonsuturen und Tonhäutchen;
14. 12 m spröde, dichte, lichtgraue dünnbankige Kalke;
15. 8 m Schotter;
16. graue Kalkbänke mit verändertem, dem Bache parallel laufendem Streichen und sich verflachendem Einfallen.

Auf weite Strecken aufwärts nur Gehängeschutt und keine Aufschlüsse. Zuoberst am Fuße des aufgeschobenen aus Hauptdolomitmassen bestehenden Rappenschrofens dünnplattige und schieferige Sandsteine mit reichlichen Glimmerschuppen auf den Schicht-

¹⁾ Da eine exakte Messung der örtlichen Verhältnisse wegen auf technische Schwierigkeiten stieß, wurden die Maße teilweise nur roh mit dem Bergstocke bestimmt und abgerundet und können also auf größere Genauigkeit, die uns hier nicht von Belang schien, keinen Anspruch machen.

flächen und graue zerdrückte dunkle Mergelschiefer, beide unter den aufragenden Hauptdolomit des Sattels zwischen Einstein und Rappenschrofen einfallend. Sie sind nur auf eine kurze Strecke aufgeschlossen, sind fossilifer, gleichen aber petrographisch in hohem Maße den Gaultschichten am Hirschberge bei Hindelang. Wir zählen sie daher zum Gault, um so mehr, als sie sonst bei anderen Formationsgebilden nicht unterzubringen sind.

Versteinerungen. An Versteinerungen sind die Aptychenschichten unseres Gebietes sehr arm und ihr Erhaltungszustand ist meist sehr mangelhaft. Anhäufungen von Aptychen auf den Schichtflächen, wie ich sie in den Hohenschwangauer Alpen (Fällgraben, Kammerkopf, vgl. auch BÜSE, Hohenschwangauer Alpen S. 22) sah, waren nirgends zu beobachten. In den grauen Kalken am Innergschwenderbach fand ich vereinzelt Spuren von Ammoniten. Aus roten marmorähnlichen Kalken am südlichen Einsteinhang hat Prof. Dr. IMKELLER einige Ammoniten (*Perisphinctes*) und einen flachen Seeigel herausgeschlagen, die aber nicht näher bestimmt werden konnten.

Besonders bemerkt sei, daß in der oberen Abteilung der grauen Aptychenkalke des Hirschbachtobels nach dem Ausweis von Dünnschliffen die einkammerige Foraminiferengattung

Calpionella alpina LORENZ

stellenweise in großer Anzahl vorkommt und für diese Abteilung charakteristisch zu sein scheint. In der tieferen Abteilung der Kalkserie (von der Rotplattenbachmündung abwärts) kommt sie noch nicht vor, wie denn deren Kalke überhaupt fast frei von Foraminiferen sind. Die genannte *Calpionella* findet sich auch in den oberen Lagen der Aptychenkalke von der Unteren Schwande.

Die Versteinerungen, die in den Aptychenschichten gefunden wurden, sind:

1. *Aptychus gracilicostatus*, Breitenberg, Hirschbachtobel. 2. — cf. *lamellosus* VOLTZ. Berger Viehweide. 3. — *Beyrichi* OPPEL. Nordfuß des Breitenberges.
4. *Belemnites Tyrolensis* OPPEL. Einstein (Münchner Staatssammlung). 5. — cf. *semi-sulcatus* MÜNSTER. Breitenberg. 6. — cf. *tricanaliculatus* ZIET. Roterzbach. 7. — sp. Berger Viehweide. 8. — sp. Roterzbach.
9. *Perisphinctes* sp. ind. Einstein.
10. *Pleuromya*? sp. Rehbach.
11. *Calpionella alpina* LORENZ. Hirschbachtobel, Untere Schwande.

3. Bunter Tithonkalk.

Die Tithonstufe ist fast immer in einem Teil der Aptychenkalke vertreten, wie die in diesem Kalke gewöhnlich vorkommenden Tithonversteinerungen dartun. Außerdem kommen aber an drei Stellen unseres Kartenbereiches ganz unabhängig von den Aptychenkalkvorkommnissen noch bunte marmorartige und dem Hierlatzkalk ähnliche Kalke vor, deren Versteinerungen beweisen, daß sie dem Tithon angehören, die aber durch ihren Gesteinshabitus und die anders geartete Fossilführung ganz offenbar eine von den Aptychenkalken völlig abweichende besondere Fazies darstellen, die etwa mit der Kalkfazies des älteren Doggers und Lias korrespondiert.

Gesteinsbeschaffenheit. Der in Betracht kommende Tithonkalk tritt vorwiegend in roter und rotbrauner Farbe auf, wird aber in einzelnen Lagen und Partien zuweilen auch rosafarben, gelb weißlich oder licht grau. Er zeigt fast durchgehends ein dichtes Gefüge und glatten oder feinsplitterigen muscheligen Bruch und besitzt, wie schon erwähnt, bei flüchtiger Betrachtung viele Ähnlichkeit mit dem roten Hierlatzkalk unseres Gebietes, von dem er sich jedoch beim näheren aufmerksamen

Zusehen und sobald man sich mit ihm länger beschäftigt hat, doch unschwer unterscheiden läßt. Sein Tongehalt und die innere Struktur sind gewöhnlich etwas anders und charakteristisch für ihn sind auch die in ihm häufig vorkommenden hanfkorngroßen gelben oder eisenschüssig roten Tongallen.

Wie die Dünnschliffe ersehen lassen, ist dieser Kalk zum größten Teile zoogener Natur. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich in reichlicher Menge Echinodermenreste, dann stellenweise angehäuften kalzinierte Spongiennadeln, verschiedene meist schlecht erhaltene, mehrkammerige Foraminiferen, dünne Schalen-trümmer von Brachiopoden. Die Grundmasse, die die zahlreichen organogenen Bestandteile umschließt, ist feinkörnig kryptokristallin. Dem Hierlatzkalk gegenüber fallen am meisten die oft gehäuften hellen winzigen Stäbchen auf, die wohl als Spongiennadeln (Einstrahler) zu deuten sein dürften.

Das Auftreten des bunten Tithonkalkes ist in unserem Gebiete ähnlich wie im benachbarten Vilser- und Hohenschwangauer Gebiete nur ein sporadisches und von den Aptychenkalkvorkommnissen vollständig unabhängiges.

An jedem der drei Stellen, wo der Kalk in sehr beschränkter Massenentwicklung zu Tage tritt, zeigt er sich in anderem Schichtenverbannde. Zwei der Vorkommnisse liegen inmitten des Cenomangebietes und dabei steht der Kalk, soweit die mangelhaften, nicht lückenfreien Aufschlüsse ein Urteil gestatten, räumlich im Konnex mit einer Hierlatz-, das andere Mal mit einer überschobenen oder überstürzten Hauptdolomitscholle. Im dritten Falle taucht der Kalk im Bereich von Liasfleckenmergeln auf.

Es liegt wohl auf der Hand, daß diese gegenwärtige Lage und Schichtenverbindung das Ergebnis umfassender tektonischer Vorgänge und Massenbewegungen ist, worauf wir im tektonischen Teil zurückkommen.

a) Vorkommen am Pfrontner Rappenschrofen.

Hier befindet sich der Tithonkalk in überkippter Lagerung am Fuße der Hierlatzkalkwand, die beim Eingang in das Vilstal aus den unteren Gehängen des Kienberges als sogen. Rappenschrofen mit einer Höhe von ca. 20 m aufragt, wie schon oben S. 106 bemerkt worden. Er wurde da im Herbst 1901 gelegentlich der Eröffnung eines Steinbruches für Privatbauten bloßgelegt.¹⁾ Die Mächtigkeit des schönen Gesteins, soweit es durch Steinbruch freigelegt wurde, beträgt ungefähr 8—10 m. Einige Meter aufwärts am Gehänge ragt dann der rote Hierlatzkalk wandförmig auf, von dem schon S. 106 die Rede war. Der direkte Kontakt der beiden Kalke ist durch Schutt verhüllt und leider nicht freigelegt worden. Wohl infolge tektonischer Vorgänge ist die ursprüngliche Schichtung des zerklüfteten Tithonkalkes verwischt worden. Das marmorisierte Gestein zeigte zwar an manchen Stellen an der angewitterten Oberfläche der Seitenflanke eine feine lamellenartige Streifung, allein diese scheinbare Schichtung zeigte die merkwürdigsten Krümmungen und ellipsoidische Umbiegungen, daß sie wohl nur das Ergebnis einer inneren Umwandlung durch Druckwirkung darstellt, nicht aber eine ursprüngliche Schichtung. Stellenweise ist das Gestein vollständig gleichmäßig dicht.

Der ganze Felskomplex ist überkippt und bildet eine isolierte Scholle im Cenomanzug, der entlang des ganzen Vilstales unter den überschobenen Hauptdolomit des Kienberges einfällt, wie schon S. 78 dargelegt wurde.

¹⁾ Die Aufbruchstelle ist, weil im Weidegebiet gelegen, wieder eingeebnet worden und der künstliche Aufschluß wieder verschwunden.

b) Vorkommen am Hangenden Schrofen im Vilstal.

In einem Abstände von ca. 5 km vom Rappenschrofen und ungefähr in dessen Streichrichtung steht im Vilstale eine isolierte Felskuppe, die sich unmittelbar neben dem das Tal durchziehenden Sträßchen steil erhebt und im Volksmunde „der Hangende Schrofen“ heißt. Der größte Teil dieser Felskuppe besteht aus rotem wohlgebanktem Tithonkalk, der steil nach Südwesten einfällt. Er ist durch den Gebirgsdruck stark zerklüftet und zerdrückt und durchschwärmt von zahllosen tonigen Gleitflächen. Reiches Block- und Schuttwerk verhüllt den Kontakt des Felsens mit dem Nachbargestein. In geringem Abstände zeigt sich hier Flysch. Die südliche Partie des Hangenden Schrofens ist stark bewaldet und zeigt überall da, wo Gestein aus dem Waldboden herausragt, Hauptdolomit. Dessen Kontakt mit dem Tithonkalk ist nicht aufgeschlossen, ebenso ist sein Zusammenhang mit den Cenomanschichten verhüllt, die in geringem Abstand südwärts zu Tage stehen und uns dann am Wege bis zum Urfall und Kälberhof begleiten. Ob der Tithonkalk und Hauptdolomit des Hangenden Schrofens noch innerhalb der Zone des Cenomans liegt oder an der Grenze von Flysch und Cenoman, muß unentschieden bleiben; wahrscheinlicher ist das erstere.

An Versteinerungen ist der Kalk sehr arm, und wenn sich solche finden, sind sie vielfach wegen schlechter Erhaltung nicht bestimmbar; immerhin genügten die gemachten Funde, um seine Zugehörigkeit zum Tithon außer allen Zweifel zu setzen, dem ihn übrigens allein schon die petrographische Beschaffenheit und die Übereinstimmung mit dem Tithonkalk des Rappenschrofens zuweist. Seine Mächtigkeit, soweit er zu Tage tritt, beträgt ungefähr 15—20 m.

c) Vorkommen am Breitenberg im Achantal.

Besondere Beachtung verdient das Vorkommen von Tithonkalk am Nordwestgehänge des Breitenberges im Achantal und zwar hauptsächlich deshalb, weil das Gestein hier im Verband mit Fleckenmergeln auftritt und ganz unerwartet innerhalb des Gebietes auftaucht, in dem sonst der obere Jura nur in der Ausbildungsform sogen. Aptychenschichten vorzukommen pflegt. Die Stelle, wo der rote und rotbraune Kalk zu Tage tritt, findet sich im Hangenden von Fleckenmergeln unterhalb des Brentenecks, das aus Hauptdolomit besteht. Das der Verwitterung mehr Widerstand als der darunterliegende Fleckenmergel entgegenstellende Gestein veranlaßt die Herausbildung einer kleinen Terrainstufe, an dessen Kante es an verschiedenen Stellen aus dem sich hier ausbreitenden Wiesenboden zu Tage tritt. Das Gestein stimmt petrographisch vollständig überein mit den Tithonkalcken am Rappenschrofen und Hangenden Schrofens, so daß an seiner Zugehörigkeit zum Tithon kaum gezweifelt werden kann, wenn auch nur dürftige und unsichere Fossilreste in ihm gefunden werden konnten.

Soweit aus den mangelhaften Aufschlüssen zu ersehen ist, bildet es keine zusammenhängende Felsmasse mehr, sondern besteht aus einem aus dem ursprünglichen Zusammenhang geratenen verschleppten Blockwerk. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß der Kalk hier auf sekundärer Lagerstätte sich befindet und bei der Überschiebung der Hauptdolomitmasse des Breitenberg-Brentenecks mitgeschleppt worden ist.

Versteinerungen des Tithonkalkes. An Versteinerungseinschlüssen ist unser Tithonkalk nicht so artenarm wie der Aptychenkalk. Ihr Vorkommen ist aber ein sehr ungleichmäßiges und beschränkt sich anscheinend regellos nur auf einzelne

kleinere Gesteinspartien und Nester. Dabei finden sich die Einschlüsse auffallend häufig nur in Bruchstücken vor, so daß ein bestimmbares Material nur schwer zu gewinnen ist. Am Hangenden Schrofen und namentlich auch am Rappenschrofen zeigt das Gestein nesterweise zuweilen auf der Oberfläche zahlreiche Durchschnitte von Ammonitenbruchstücken, sogar mit wohl erhaltenen Lobenlinien, dann Querschnitte von oft winzigen inneren Windungen kleiner glattschaliger Ammoniten und von Ammonitenbrut. Es gelingt aber fast nie davon bestimmbare Stücke aus dem Gestein herauszubekommen, ebensowenig die gar nicht seltenen kleinen Belemniten einschlüsse. Weniger schwierig sind die seltenen, meist nur in Bruchstücken und Einzelklappen vorkommenden Brachiopoden herauszuschlagen.

Von den Fossilfunden am Rappenschrofen = R. und am Hangenden Schrofen = H. und Brenteneck = B. konnten folgende Formen bestimmt werden:

1. *Sphenodus* cf. *tithonicus* GEM. R.
2. *Nautilus* sp. R.
3. *Phylloceras tortesulcatum* D'ORB. R. 4. — *serum* OPPEL. R. 5. — cf. *silesiacum* OPPEL. R. 6. — cf. *Zignodianum* D'ORB. R. 7. — cf. *Kochi* OPP. R. 8. — sp. R.
9. *Oppelia* cf. *pseudoflexuosa* FAVRE. R. 10. — sp. R.
11. *Haploceras tithonicum* OPP. R.
12. *Aptychus punctatus* VOLTZ. H.
13. *Belemnites* cf. *tithonicus* OPP. R. 14. — cf. *strangulatus* OPP. R. 15. — sp. B.
16. *Ostrea* sp. R.
17. *Lingula* sp. n. R.
18. *Rhynchonella Segestana*. GEM. R. 19. — aff. *Malbosi* PIET. R. 20. — *spoliata* SUESS. 21. — cf. *Hoheneggeri* SUESS. R. 22. — *Pompeckji* REMES. 23. — cf. *tatica* ZEUSCHNER, SUESS. R.
24. *Terebratula diphya* COL. sp. R. 25. — *carpathica* ZITTEL. R. 26. — *Bouéi* ZEUSCHNER. R.
27. Zahlreiche Echinodermen-Reste nach Ausweis von Dünnschliffen. R. H.
28. Spongiennadeln.
29. Foraminiferen: Globigerinen, Cristellarien etc.

III. Kreideformation.

Die Ablagerungen der Kreideformation finden sich in unserem Aufnahmegebiet auf zwei getrennte Zonen verteilt, die als verhältnismäßig schmale miteinander nahezu parallel laufende Bänder oder Streifen in annähernd ostnordöstlicher bis östlicher Richtung unser Kartenblatt durchziehen und voneinander durch das zwischengelagerte Flyschgebiet getrennt werden. Ihr gegenseitiger Abstand voneinander beträgt gegenwärtig nur selten mehr als 2,5—3,5 km. Trotzdem bestehen zwischen den beiden Zonen in ihrer gesamten Ausbildungsart nur wenige oder wenn man will fast keine innere Beziehungen; sie zeigen vielmehr ganz verschiedene Faziesentwicklung und gehören trotz ihres gegenwärtigen so geringfügigen Abstandes voneinander ganz verschiedenen Faziesgebieten an. Zwar zeigt jede der beiden Kreidezonen in der Zusammensetzung und Beschaffenheit der einzelnen Stufen und Horizonte mancherlei lokalen Wechsel und für sich mancherlei Besonderheiten und Eigenart, aber in ihrem Gesamthabitus weist die innere Zone auf den Gebirgzug im Osten und hat ihre Korrelate hauptsächlich in den östlich

benachbarten Vilsler-, Hohenschwangauer- und Ammergauer Alpen, wie überhaupt in dem nördlichen Teil der Ostalpen und gehört also der Hauptsache nach der bayerisch ostalpinen Provinz an. Der vordere Kreidezug hingegen zeigt die neritisch helvetische Ausbildung und findet seine Korrelate im Westen in dem räumlich ausgedehnten Kreidegebiet des Bregenzerwaldes und der Schweiz.

Die Verschiedenartigkeit ihrer Ausbildung ist offenbar in ganz verschiedenen Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen begründet.

Es soll hier nicht unterlassen werden in Erinnerung zu rufen, daß Dr. O. M. REIS zum erstenmal (Geognost. Jahresh. VIII 1896 S. 20—23, in den Erläuterungen zur Bergen-Teisendorfer Aufnahme und Geogn. Jahresh. X S. 19—40) mit aller Schärfe die Flyschzone in Bayern als das Gebirgstrennungsmittel zwischen zwei Fazieszonen in der gesamten Kreide dargestellt hat, von welchen er die südliche die alpine, die nördliche die vindelizische genannt hat.

A. Die innere südliche Kreidezone, Ostalpine Kreidefazies

(„alpine Fazies“ Reis 1896).

Die Kreidebildungen der ostalpinen Fazies ziehen in einem verhältnismäßig schmalen Bande von Hindelang über Unterjoch nach Pfronten, von wo sie sich dann bekanntlich mit stellenweisen Unterbrechungen weiterhin in den Vilsler-, Hohenschwangauer- und Ammerwald-Bergen verfolgen lassen und überhaupt gegen Osten am Nordalpenrand an verschiedenen Stellen auftauchen. Sie treten nirgends in dem Landschaftsbilde besonders hervor und gelangen nicht zu der orographischen Selbständigkeit und Geschlossenheit, wie das bei dem in geringem Abstand parallel laufenden äußeren helvetischen Kreidezug der Fall ist.

In der Art ihres Auftretens und in ihren Beziehungen und Angliederung zu den älteren Gebirgstteilen haben wir naturgemäß streng zu unterscheiden und getrennt zu halten einerseits die Gebilde der älteren Kreidezeit, deren Ablagerung in ununterbrochener ruhiger und ungestörter Weise sich an die Straten des oberen Jura anschließt und die daher mit diesen in normalem und stratigraphisch lückenlosem Schichtverband stehen, und dagegen andererseits die übergreifenden Ablagerungen des Cenomans und der jüngeren Gebilde, die der bekannten Transgression des Kreidemeeres ihre Entstehung verdanken.

Diesen letztgenannten transgredierenden Cenomanbildungen fällt räumlich der Hauptanteil an der Zusammensetzung unseres inneren Kreidezuges zu. Sie schalten sich von Hindelang bis Pfronten in nahezu geschlossenem Zuge zwischen der vorgelagerten Flyschzone und dem Nordrande des Trias-Jura-Gebirgstoteles in beträchtlicher Mächtigkeit ein, meist steil unter diesem einfallend. Sie greifen aber auch auf den genannten Nordrand über oder umsäumen von demselben losgesprengte Parteien.

Innen gegenüber treten die Bildungen der älteren Kreide sowohl in der Mächtigkeit als auch in der räumlichen Verbreitung sehr zurück. Sie beschränken sich nur auf räumlich stark reduzierte Schollen und Parteien, die durch besondere Lagerungsverhältnisse von der Abtragung verschont geblieben sind. Es ist kein Zweifel, daß auch die älteren Kreidestufen ehemals wohl eine viel ausgedehntere Verbreitung besaßen.

Eine geschlossene zusammenhängende Schichtenserie, die sowohl die älteren wie die jüngeren Kreidehorizonte umfaßt, ist in unserem Aufnahmegebiet an keiner Stelle zu beobachten, die transgredierenden Cenomanschichten sind in ihrer Ver-

breitung unabhängig von den Vorkommnissen der älteren Kreide. Sogar muß es bemerkenswert erscheinen, daß die beiderlei Schichtengruppen sich gegenseitig auszuschließen scheinen. Wo die älteren Horizonte zu Tage treten, schließen sie nach oben mit dem Gault ab, ohne Spuren von auflagernden Cenomansichten aufzuweisen, obwohl sie in den in Betracht kommenden konkreten Fällen, wie wir sehen werden, infolge Überkippung vor der Abtragung geschützt gewesen wären, falls sie zur Ablagerung gekommen wären. Nur an einer Stelle bei Unterjoch (am Hotzenberg) ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß der Gault direkt von Cenomansichten überlagert wird.

An Formationsgliedern können bei der inneren Kreidezone unterschieden werden:

- a) Von den älteren Kreidestufen im normalen Verband mit dem oberen Jura:
 1. Untere Kreide oder Neocom im weiteren Sinne,
 2. Gault oder Albian;
- b) von der oberen Kreide:
 3. Cenoman und ?Gosaubildungen.

I. Neocom. (Untere Kreide.)

In der Umgebung von Hindelang, insbesondere im Bereich des Hirschberges, folgt in konkordanter Lagerung auf die Aptychenkalke eine nicht sehr mächtige Serie roter und grauer Mergel und Mergelkalke, die ihrerseits wieder vollständig konkordant von Ammoniten führenden und dadurch stratigraphisch sicher gestellten Gaultschichten überlagert werden. Durch diese Stellung im Schichtensystem konkordant zwischen dem Oberen Jura und dem Gault werden diese Mergel und Kalke allein schon mit genügender Sicherheit als zur Unteren Kreide oder zum Neocom im weiteren Sinne gehörend gekennzeichnet. Paläontologisch kann diese Zugehörigkeit zum Neocom bis jetzt nur durch die teilweise sehr reichhaltigen Einschlüsse ihrer Mikrofauna, insbesondere durch das oft massenhafte Vorkommen der *Globigerina cretacea* d'ORB. und verwandter Formen erhärtet werden.

Die Untersuchung der diesen Neocomschichten unterlagernden Aptychenkalke ergab, daß ein Teil derselben, nämlich die oberste Abteilung, auch noch der unteren Kreide angehört, da in ihnen an zwei Stellen der *Belemnites (Pseudobelus) bipartitus* BLAINV. aufgefunden werden konnte. Außerdem zeigte es sich, daß diese Kalke auch noch durch die Führung der genannten kretazischen Foraminiferen als zur Kreide gehörend zu betrachten sind.

Es beteiligen sich also an der Zusammensetzung der unteren Kreide oder des Neocoms in unserem Gebiete einerseits ein Teil der sogen. Aptychenkalke, den wir als Neocomaptychenkalk bezeichnen wollen, und andererseits ihnen auflagernde bunte Mergel und graue Mergelkalke.

a) Neocom-Aptychenkalk.

Er bildet überall, wo er noch erhalten geblieben ist, wie im Hirschbachtobel, auf dem Hirschberge, in der Hirschbergalpe und anderwärts, wie es sich eigentlich von selbst versteht, die oberste Abteilung der sogen. Aptychenkalke und zugleich die tiefste Abteilung der Kreidegebilde.

Was seine **petrographische Beschaffenheit** betrifft, konnte ich nicht finden, daß er sich irgend wesentlich von der des übrigen unterlagernden Aptychenkalkes

unterscheide. Höchstens ist zu erwähnen, daß seine dünnbankige Schichtung im Hirschbachtobel nach oben hin etwas regelmäßiger und ebenflächiger und weniger flaserig wird. Die lichtgraue bis weißliche, zuweilen schwach gefleckte Farbe, das dichte Gefüge und der Tongehalt bleiben die gleiche wie in den tieferen Lagen. Da bei der Gleichartigkeit des Gesteinscharakters für die Ausscheidung der Kreideabteilung der Aptychenkalke vornehmlich nur paläontologische Anhaltspunkte maßgebend sind, diese aber bei der bekannten Fossilarmut der genannten Kalke in der Regel nur sehr spärlich zu Gebote stehen, so ergibt sich von selbst, daß eine genaue und scharfe Abgrenzung der beiden Abteilungen und damit der Jura- und der Kreideformation in den meisten Fällen nicht möglich ist und daß wir uns nur mit einer annähernden Grenzbestimmung begnügen müssen. Diese Fossilarmut der Aptychenkalke hat es ja verschuldet, daß wir diese Kalke von der älteren vorwiegenden Gesteinsstratigraphie her noch immer als eine stratigraphische Einheit und ausschließlich nur als alpin weitverbreiteten Vertreter des Weißen Juras zu betrachten gewohnt waren. Die Unterscheidung und Auseinanderhaltung der beiden Stufen ist aber insofern von Belang, als dadurch verhütet wird, daß wir in Bezug auf die Fortdauer oder die Unterbrechung der Sedimentation zur Übergangszeit von der Jura- zur Kreideformation und überhaupt über den Verlauf der Meeresablagerungen und deren örtlichen Unterbrechungen unzutreffende Schlußfolgerungen machen.

Zur Feststellung der Zugehörigkeit der obersten Abteilung der Aptychenkalke zur unteren Kreide standen uns außer den Funden des charakteristischen stets leicht bestimmbar *Belemmites bipartitus* BLAINV., die allein schon zur sicheren Horizontbestimmung hinreichen würden, noch Mikroorganismen, wie schon angedeutet wurde, als paläontologische Zeugen zur Seite, auf die ein besonderes Augenmerk zu richten bei der sonstigen Fossilarmut dieser Ablagerungen von selbst angezeigt erschien. Es konnte festgestellt werden, daß die gleichen Foraminiferen, insbesondere die *Globigerina cretacea* D'ORB., die in den auflagernden roten und grauen Mergeln in so großer Menge vorkommen, auch noch, wenn auch in immer mehr abnehmender Zahl in die angrenzenden oberen Abteilungen der Aptychenkalke herabreichen.¹⁾

Die **Mächtigkeit** des Neocomaptychenkalkes läßt sich wegen seiner unsicheren Abgrenzbarkeit nach unten vorerst nicht genau angeben. Im Hirschbachtobel, wo die Aptychenkalke überhaupt sehr mächtig sind, dürften für ihn mindestens 30—40 m angesetzt werden. Unter eigenartigen Lagerungsverhältnissen tritt er auf dem Hirschberge selbst sogar morphologisch hervor. Er bildet hier an der höchsten Stelle des Berges eine abgerundete längliche Kuppe, die bei umgekehrter (über-

¹⁾ Um mich zu überzeugen, daß die erwähnten Globigerinen wirklich nur auf die kretazische Abteilung des Aptychenkalks beschränkt sind, unterzog ich das ganze Aptychenkalkprofil des Hirschbachtobels einer wenigstens kursorischen einschlägigen Untersuchung in der Weise, daß ich in dem Gestein in Abständen von je einigen Metern Stichproben entnahm und Dünnschliffe herstellte. Die Untersuchung führte zu folgendem allgemeinen Ergebnis:

1. Tiefste Abteilung, bunte Kalke, die hier die Kalkhornsteine vertreten: teilweise reicher Gehalt an meist schlecht erhaltenen Radiolarien, die Radiolarienstruktur nur vereinzelt erhalten (= Radiolarienschichten s. o. S. 129).
2. Schichtenreihe arm oder fast frei von Mikroorganismen.
3. Schichtenreihe im Gebiet der Rotplattenbachmündung und aufwärts: teilweise sehr reicher Gehalt an wohl erhaltenen Einschlüssen der *Calpionella alpina* LORENZ etc.
4. Schichtenfolge arm an Mikroorganismenresten (Gebiet der „Bengelbrücke“).
5. Obere Abteilung aufwärts von der Bengelbrücke: Zuerst vereinzelter und dann zunehmender Gehalt an mehrkammerigen Foraminiferen, insbesondere der Globigerinen (*Globigerina cretacea* D'ORB.) und auch von Radiolarienresten.

kippter) Schichtenfolge auf Neocommergeln und Gaultschichten aufsetzt und aus deren Rasendecke das Gestein verschiedenfach durchblickt. Die Lagerungsverhältnisse sind hier ganz die gleichen wie ostwärts unten in der Hochmulde am obersten Hirschbach „im Sack“, bevor er in großem Wasserfall in den vielgenannten Hirschbachtobel hinabstürzt. Es ergibt sich dies aus der ganzen Situation, wurde aber auch noch durch verschiedenfache Schürfungen, die ich vorsichtshalber ausführen ließ, bestätigt. Es besteht auch wohl kaum ein Zweifel, daß hier unser kretazischer Aptychenkalk, aus dem ich einen *Belemnites bipartitus* BLAINV. herausschlug, bei der umgekehrten Lagerung ehemals in der gleichen Weise von Jura-Aptychenkalk überlagert war wie nordöstlich gegenüber in dem sich anschließenden Gelände der Hirschbergalpe am Kreuzbichel, daß er aber hier auf der exponierten Bergkuppe längst abgetragen wurde und daß nur mehr der kleine Rest Kreide-Aptychenkalk übrig geblieben ist. In dem Profil der erwähnten Hochmulde „im Sack“, auf das wir noch eingehender zurückkommen müssen, ist unser Kalk bei der Steilheit des Berganges schwer zugänglich. Ebenso findet er sich in Begleitung von Neocommergeln in dem Einrisse des Seitenbächleins, das vom Gehänge des Spießers westlich des Kreuzbichels dem obersten Hirschbach zufließt.

In wie weit nun bei allen übrigen Vorkommnissen von sogen. Aptychenkalk innerhalb unseres Kartenbereichs und der Nachbarschaft der Kreideformation auch ein Anteil zukommt, das festzustellen muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.¹⁾ Daß der geschilderte Sachbestand in der Umgebung von Hindelang lediglich eine rein örtliche Erscheinung sei, ist nicht sehr wahrscheinlich. Auf alle Fälle dürfte es ratsam sein, den ehemals so viel umstrittenen Grenzschichten von Jura und Kreide und insbesondere den sogen. Aptychenkalcken und den ihnen ähnlichen Gesteinen aufs neue wieder mehr Aufmerksamkeit zuzuwenden. Es sei hier nur noch kurz bemerkt, daß südwestlich von Hindelang am Gehänge vom Imberger Horn beim Burgschrofen ein Teil der dortigen Aptychenkalke der Kreide zuzuweisen sind. Das Gleiche gilt von einem Teil einer kleinen Aptychenkalckscholle, die im Quellgebiete der Wertach in der Alpe Unter-Schwanden zu Tage tritt.

Daß die Neocomaptychenkalke nicht etwa bloß auf das Hindelanger Gebiet beschränkt sind, scheint unzweideutig aus den Mitteilungen hervorzugehen, die ROTHPLETZ in seinen „Vilseralpen“²⁾ von den „Neocommergeln“ am Kühbach, Gschroß und Eldrenbach bei Vils gibt, von denen er ausdrücklich bemerkt, daß sie „mit den Aptychenmergeln eine petrographische Ähnlichkeit“ hätten, nur daß sie einen größeren Tongehalt besäßen. In der Tat zeigen diese dünn- und unregelmäßig geschichteten lichten Kalke mit schwachen mergeligen Zwischenmitteln, die jetzt am Kühbach in einem Stollen für das Schretter'sche Zementwerk in Vils abgebaut werden, vollständig das gewohnte Aussehen von Aptychenkalk, von dem sie wahrscheinlich auch gar nicht unterschieden worden wären, wenn nicht ein ehemaliger petrefaktensammelnder Zollbeamter vom Weißhaus bei Füssen aus ihnen typische Neocomversteinerungen wie *Astierianus* D'ORB., *Aptychus Didayi* COQ., *A. Gumbeli* und *triqueter* WKL., *Belemnites bipartitus* BLAINO. gesammelt hätte. Die Bezeichnung „Mergel“ für diese allerdings etwas tonhaltigen Kalke könnte leicht zu einer irrigen Auffassung führen; ihr Gesamthabitus ist jener der sogen. Aptychenkalke.

b) Neocom-Mergel.

Sie bestehen in der Umgebung von Hindelang aus einer etwa 10—15 m mächtigen Reihe rotbrauner und grauer, teilweise gefleckter Mergel und vereinzelter

¹⁾ Zu der Unterscheidung zwischen Jura- und Neocomaptychenkalcken haben mich die Beobachtungen am Hirschberge bei Hindelang erst in neuerer Zeit geführt. Anderweitige in Angriff genommene Arbeiten haben mich bis jetzt an einer nochmaligen Überprüfung aller der in Frage kommenden Vorkommnisse verhindert.

²⁾ A. ROTHPLETZ, Monogr. d. Vilsner Alpen, Paläontogr. Bd. 33 S. 43.

festerer Mergelkalkzwischenlagen. Ihre Zugehörigkeit zur unteren Kreide, zum Neocom wird, was bei ihrer Fossilarmut sehr ins Gewicht fällt, allein schon durch ihre konkordante Zwischenlagerung zwischen dem Neocomaptychenkalk und den Gaultschichten genügend sicher gestellt. Da ihre Einreihung in eine der jetzt gewöhnlich unterschiedenen bestimmten Unterstufe der unteren Kreide mangels unzulänglicher Fossilfunden vorerst noch schwer fällt, wählen wir für sie vorläufig **noch die alte** etwas dehnbar gewordene Bezeichnung „Neocommergel“, eben deswegen, weil **dieser Begriff** einer jetzt noch nicht möglichen spezielleren Horizontierung am wenigsten **vorgreift**.

Diese Mergel sind an sich wohl **geschichtet** und mehr oder weniger schieferig, besitzen aber nur eine geringe Festigkeit und **verfallen** leicht der Verwitterung und Abtragung oder werden bei tektonischen Bewegungen **in Anbetracht** ihrer geringen Mächtigkeit leicht ausgequetscht.

So erklärt es sich wohl von selbst, daß sie in unserem und den **benachbarten** Gebieten nur mehr eine geringe Verbreitung besitzen und in vereinzelt Resten an solchen Stellen vorkommen, wo sie durch eine festere Decke namentlich durch Überkippung von der Abtragung geschützt geblieben sind. Ihre Gesteinsbeschaffenheit weist aber keineswegs etwa darauf hin, daß in ihnen nur rein lokale oder gar küstennahe Bildungen vorliegen, sie deutet vielmehr auf eine Entstehung in offener See und damit auf ein ursprünglich umfassenderes Verbreitungsgebiet.

Wir finden die Neocommergel im Hindelanger Gebiet anstehend im Hirschbachtobel, dann in der Hochmulde „im Sack“ und auf dem Gipfel des Hirschberges, in Resten am Burgschrofen, am Kleebach, im obersten Wertachgebiet etc.



Fig. 1. Foraminiferen in den Neocom-Mergeln vom Hirschbachtobel.

Neocommergel im Hirschbachtobel. Hier sind sie auf den Verschönerungswegen am bequemsten zu erreichen. Das in Frage kommende Profil ist hier folgendes:

Hangendschichten: Gaultsandsteine.

7. Mergelkalk, dunkelgrau spröde und hart, mit rostfarbigen stark abfärbenden, sandigen, dünnen Zwischenlagen. Das fein kristalline Gestein enthält nur vereinzelte Foraminiferen, deren Inneres vielfach vererzt, d. h. mit einer schwarzen Masse erfüllt ist;
6. dunkler schieferiger Mergel mit vereinzelt Algenflecken und spärlichen Globigerineneinschlüssen;
5. dunkelgrauer, leicht anwitternder Mergel, etwas tonreicher als der vorige, mit spärlichen grünlichen Flecken und vereinzelt Spuren schlecht erhaltener Foraminiferen;
4. rotbrauner, zum Teil schieferiger Mergel mit vereinzelt undeutlich begrenzten grau-grünen Flecken und wenig schlecht erhaltenen Foraminiferen;
3. rotbrauner, grau-grün geflammt Mergel, teilweise blätterig-schieferig mit zahlreichen besser erhaltenen Globigerinen;
2. grauer dichter Mergelkalk mit undeutlich begrenzten dunklen (Algen-) Flecken und Globigerineneinschlüssen;
1. Grauer dichter, teilweise etwas mergeliger Kalk mit einem Stich ins Grünliche; reich an Globigerinen und anderen schlecht erhaltenen Foraminiferen: Übergang zum Aptychenkalk. Liegendes: Neocomaptychenkalk.

Es sei bemerkt, daß die Abgrenzung nach oben gegen den Gault unsicher ist; ich zog die den Mergeln auflagernden Sandschiefer mit Kohlensparten zum Gault nur aus rein petrographischen Erwägungen, weil solche auch bei der Luitpoldhöhe für den Gault charakteristisch sind.

Neocommergel „im Sack“ und auf dem Hirschberge. Eine kurze Strecke oberhalb des eben skizzierten Neocom-Gault-Vorkommnisses im Hirschbachtobel quert der mächtig auftretende Hauptdolomit der Kellerwand den Tobel, und es erheben sich fast senkrecht die über 300 m hohen Wände des Hirschberges, die den bisher immer wilder gewordenen Bachtobel zirkusähnlich abschließen.

Wir verfolgen von dem Abschluß des Hirschbachtobels den nun beginnenden vom Alpenverein angelegten Spießbergweg und steigen empor, uns immer im Hauptdolomit befindend.

Oben über der Gehängekante gelangen wir in Weidegebiet mit anderem Gestein und Boden, aber mit nur wenigen und mangelhaften Entblößungen. Nach einer kurzen Strecke Weges mit Spuren von Aptychenkalk gewinnen wir den berasteten Höhenrücken, der gegen die obere Talung des Hirschbaches abfällt; wir verlassen den Spießbergweg und folgen an steilen Südwesthängen dem schmalen Fußsteig, der uns knapp oberhalb des großen Wasserfalles wieder zum Hirschbach führt. Hier im sogen. „Sack“ hat der Bach auf eine Strecke die auf dem Hauptdolomit auflagernden jüngeren Schichten durchsägt, die namentlich auf dem linken, östlichen Ufer in einer kleinen Wand prächtig entblößt austreichen. Wir finden hier wieder die Kreidebildungen des unteren Hirschbachtobels und zwar ebenfalls in überkippter Lagerung, aber die Schichten zeigen hier nicht mehr wie dort ein OW.-Streichen, sondern ein solches von NS. und ein ziemlich flaches Einfallen nach O. Zuunterst ruht auf dem Hauptdolomit die sandige und schieferig-mergelige Schichtenfolge des Gault, darüber wie im Hirschbachtobel konkordantes Neocom und dann ebenfalls konform die Neocomaptychenkalke, die die Unterlage des Weidegebietes ostwärts bis zur Hirschbergalplütte bilden.

Die petrographische Ausbildung der Neocommergel ist im ganzen dieselbe wie unten im Hirschbachtobel, sie bestehen aus rotbraunen, teilweise grünlich geflammten, dann aus grauen Mergeln und lichtgrauen Neocomaptychenkalken. Die braunen Mergel zeichnen sich stellenweise durch besonderen Reichtum von Globigerinen aus, die mitunter das tonreiche Gestein gedrängt erfüllen und die meist auch besser erhalten sind als in den durch Druck, Gleitflächen und Schieferung stark beeinträchtigten Mergeln des Hirschbachtobels.

Wie weit die Gault-Neocomschichten gegen Osten unter der mächtigen Decke der Neocom- und Jura-Aptychenkalke sich fortsetzen, konnte nicht sicher ermittelt werden.

Dagegen konnte durch eingehende Untersuchung, verbunden mit Schürfungen an verschiedenen Punkten, sicher festgestellt werden, daß unsere Gault-Neocom-Aptychenschichten vom Hirschbach „im Sack“ über die „Hirschbergwiesen“ westlich aufwärts sich bis zum Grat und Gipfel des Hirschberges ausbreiten und auf dem Hauptdolomit eine Decke bilden. Darauf deuten nicht nur der tonreiche tiefgründige Boden und an einigen Stellen ganz unerwartete Quellen, welche allerdings bei längerer Trockenheit versiegen. Endlich gestatten Abrißstellen verschiedenfache Beobachtungen der anstehenden mergeligen oder sandig-mergeligen Schichten. Um auch die letzten Zweifel zu beheben, ließ ich an verschiedenen Punkten, namentlich auf der Kuppe des Berges, wo die Aufschlüsse fehlen, Schürfungen vornehmen und konnte die Anwesenheit der vermuteten Kreideschichten endgültig sicher stellen. Die Untersuchung ergab folgendes. An dem Hange der sogen. Hirschbergwiesen sind die Aptychen-, die Neocom- und meist auch die weicheren Gaultschichten zum großen Teil schon abgetragen und die darunter lagernden etwas sandigen und festeren Gaultschichten allein erhalten, ja in der höheren Gehängepartie tritt an einer Stelle in einem schmalen Streifen, auf eine kurze Strecke sogar der unterlagernde Hauptdolomit zu Tage. Oben auf dem berasten Gratrücken hat sich eine als abgerundete Kuppe aufragende Partie von Neocomaptychenkalk erhalten (S. 140), die als Kappe den weicheren Mergeln noch aufsitzt und den höchsten Punkt des Berges bildet (Höhencote 1500 m). Rings um diese Kuppe bilden die tieferen weicheren Mergel die Unterlage der tiefgründigen Wiesen („Meßnerwiese“), ja in geringem Abstände von den dolomitischen Steilabhängen gegen Westen und kaum 20 m unter der genannten höchsten Kuppe sickert zu nassen Zeiten eine oberste kleine Quelle, die von den Wiesenarbeitern aufgefangen wurde und in dieser merkwürdigen Lage ihnen Wasser spendet. Die letzten Überreste und Zeugen der ehemaligen Kalkdecke bilden auf den Gratwiesen die zahlreichen Blöcke und Gesteinstrümmer von Aptychenkalk, die, um die Wiesen zu „räumen“, zu Haufen zusammengetragen worden sind.

2. Gault in der Flyschfazies.

Des Gaults ist schon wegen seiner Wichtigkeit für die Altersbestimmung der ihm unterlagernden Kreideschichten in den vorausgehenden Auseinandersetzungen mehrfach Erwähnung geschehen. Durch seine Ammonitenführung selbst wohl charakterisiert, gab er uns wertvolle und verlässliche stratigraphische Anhaltspunkte.

Sein Vorkommen beschränkt sich nach den bisherigen Erfahrungen nur auf den nördlichen Randbezirk des Trias-Juragebietes und auch hier nur auf einzelne Punkte. Sein Auftreten im Verband mit den Neocommergeln im Hirschbachtobel und auf dem Hirschberg kennen wir bereits.

Außerdem kommt er auch noch sporadisch vor an einer anderen Stelle am Hirschberg oberhalb Hindelang, dann in Spuren im Hieseloch, am Spießler und am Hotzenberg bei Unterjoch.

Länger bekannt war bisher nur sein Vorkommen in einer kleinen isolierten Scholle am Südhange des Hirschberges unterhalb der sogen. Luitpoldshöhe in nächster Nähe von Hindelang. Hier hat schon OPPEL aus ihm Ammoniten gesammelt, wie verschiedene Handstücke in der Münchener Staatssammlung dartun.

In seiner **petrographischen Ausbildung** kommt unser Gault der inneren Kreidezone in vieler Beziehung der Flyschfazies nahe, die hauptsächlich durch den reichen Wechsel von tonreichen, blätterigen Mergelschiefern mit meist glimmerreichen Sandsteinen, mergeligen Kalken und sogen. Kieselkalken oder Kryptosandsteinen charakterisiert erscheint und in ihren organischen Einschlüssen hauptsächlich durch das häufige Vorkommen von sogen. Fucoiden. All diese Erscheinungen mit Ausnahme der reinen Kalkschichten zeigen sich auch bei unserem Gault. Es treten in regem Wechsel in ihm auf

- a) ebenflächige dünnblättrige Ton- und Mergelschiefer;
- b) dünnblättrige, glimmerreiche Sandsteinschiefer und dünnbankige Sandsteine;
- c) dem Kieselkalke nahe kommende harte Kryptosandsteine.

a) Ton- und Mergelschiefer. Sie sind teils von tiefschwarzer, teils von dunkel- und schwärzlichgrauer Farbe, dünngeschichtet und lassen sich meist leicht in dünne ebenflächige Platten und Blätter spalten, zeigen aber auch unebene Schichtflächen und dann auch flachmuscheligen Bruch; bergfeucht sind sie verhältnismäßig weich, werden aber beim vollständigen Austrocknen ziemlich hart und spröd. Den Einflüssen der Atmosphärien ausgesetzt, zerfallen sie in kleines Trümmerwerk, verwittern aber nur langsam vollständig. Ihr Gehalt an Kalkkarbonat ist namentlich bei der schwarzen Varietät sehr gering. Erheblich dagegen ist ihr Gehalt an Bitumen, fein zerteilter Kohlensubstanz und Kohlenpigmenten, wie Dünnschliffe zeigen. Erhitzt man das schwarze Gestein, so entwickelt sich ein starker Bitumengeruch. Einzelne Lagen enthalten auch mehr oder weniger Asphalt und man trifft vereinzelt Schichtflächen, die einen vollständig glatten ebenflächigen und lebhaft glänzenden Spiegelbelag zeigen mit deutlichen Gleitspuren. Hier bildete der auf die Schichtfläche ausgetretene und ausgepreßte Asphalt gleichsam ein Schmiermittel.

Auch im Innern der schwarzen Schiefer finden sich, wie Schliffe quer zur Schichtung ersehen lassen, in unregelmäßigen Abständen mikroskopische 0,2—0,5 mm breite Lagen und Lamellen von einer amorphen, im durchfallenden Lichte gelben und gelbbraunen, meist schwarz pigmentierten Masse, die von der Salzsäure nicht angegriffen wird und die wir als Asphalt oder Bitumen deuten. Sie zeigen sich im Schlifffelde als unregelmäßig begrenzte, bald sich verbreiternde, bald schmaler werdende, sich zuweilen auskeilende, parallel zur Schichtfläche laufende Bänder. Wo sich ihnen ein Calciteinschluß in den Weg legt, umschließen sie ihn wie Holzmasern einen Astquerschnitt. Die daneben auftretenden zahlreichen mikroskopischen Fragmente von Kohlensubstanz zeigen in ihrer Anordnung ebenfalls ganz ausgesprochene Parallelstruktur, sie sind langgestreckt und konform der Schichtfläche orientiert und selbst die nicht zahlreichen Einschlüsse von Globigerinen sind entsprechend etwas seitlich zusammengedrückt. Es liegt auf der Hand, daß die gegenwärtige Parallelstruktur mit ihren dünnen Asphaltlagen nicht die ursprüngliche ist, sondern erst das Resultat von mancherlei Umgestaltungen und Umlagerungen, wobei dem Gebirgsdruck sicher die Hauptrolle zukam.

In den dunklen Schiefnern konnten auch vereinzelte besser erhaltene und bestimmbare Reste von Pflanzen (so Zweigstücke der Conifere *Frenelopsis*, dann *Glyptostrobus*) gefunden werden. Ebenso sind es einige wenige Lagen dieser Schiefer, die in überaus reicher Individuenzahl Ammoniten, meist Brut- und Jugendformen, einschließen, worauf wir noch zurückkommen.

b) Sandschiefer und Sandsteinbänke. Mit den schwarzen Ton- und Mergelschiefern vergesellschaftet sind verschiedene feinkörnige lichtgraue aber auch dunkle Sandschiefer und dünnplattige Sandsteine, die sich durch auffallend ebene Schichtflächen auszeichnen und sich nicht selten in dünne Blätter und Platten spalten lassen. Die Korngröße des Sandes schwankt bei den verschiedenen Schichten meist nur unbedeutend und ist in der Regel sehr gering. Das Bindemittel ist bald kieselig kalkig, bald mehr oder weniger tonig mergelig.

Nicht selten sind einzelne Lagen der plattigen Sandschiefer reich an hellen Glimmerschuppen und selbst den mergeligen Schichten fehlen vereinzelt eingestreute winzige Muskovitschüppchen fast nie ganz.

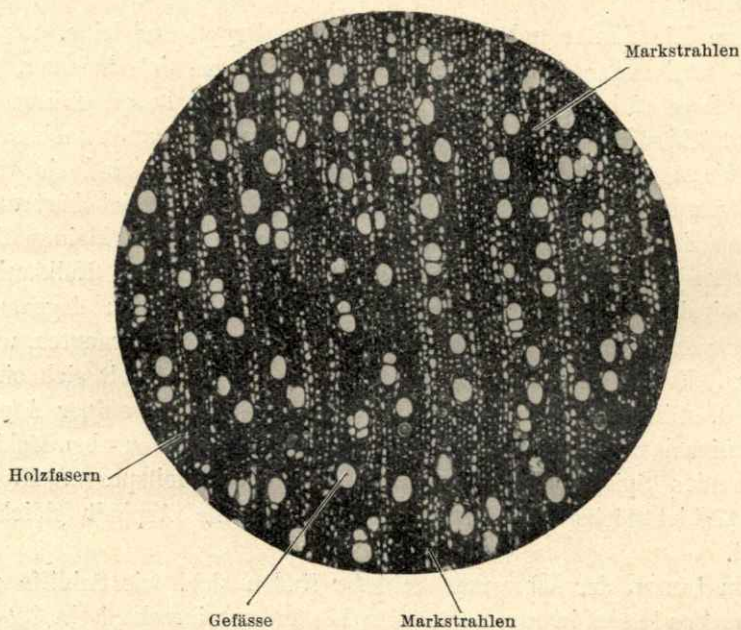


Fig. 2. Kohleneinschluß im Gault vom Hirschberg (Dünnschliff)
cf. *Aralinum* PLATEN sp. ind.

Eine Eigentümlichkeit der sandigen Schiefer und Bänke besteht darin, daß sie vielfach mehr oder weniger reichlich kleine Kohlenfragmente und verkohlte Pflanzenreste enthalten und daß, namentlich die Schichtflächen oft davon so reichlich bedeckt sind, daß das Gestein dadurch ein eigenartiges schwarz speckeliges Aussehen gewinnt, wie man dies sonst gewöhnlich nur in Flysch- oder in Molassesandsteinen unseres Gebietes findet. Besonders bemerkbar machen sie sich auf den Sandsteinschiefern und Sandsteinplatten des Gaults auf dem Hirschberg im sogen. „Sack“. Einzelne von den Schichtflächen abgelöste größere Kohlenbrocken erwiesen sich als verkohltes Holz, von dem in Schliffpräparaten noch die Zellen- und Gefäßstruktur deutlich zu erkennen ist. Nach dem Urteile des Paläobotanikers Dr. JULIUS SCHUSTER, der die Dünnschliffe zu untersuchen die große Freundlichkeit hatte, handelt es sich um Holz, das in seiner Struktur sehr an Araliaceen erinnert und jedenfalls immergrünen tropischen Laubbäumen angehörte (vgl. Fig. 2). Berücksichtigt man das erwähnte Vorkommen von Koniferenzweigen und Pflanzenresten in den Tonschiefern, so wird man an Bildungen denken dürfen, die nicht allzufern von bewaldeten Küsten oder Inseln entstanden sind. Dafür spricht vielleicht auch

die Beobachtung einiger nußgroßer Einschlüsse in den Sandschiefern, die in ihrer wachsgelben Farbe und in ihrem ganzen Habitus an versteinertes und allerdings stark umgewandeltes Harz erinnerten. Wir werden bei der Besprechung der nächstjüngeren Cenomanbildungen von ähnlichen Erscheinungen zu berichten haben.

Außer den Kohlenresten enthalten die Sandschiefer gar nicht selten auch noch teilweise gut erhaltene sogen. Fucoiden, namentlich *Phycopsis Targionii*, was mithilft, die Ähnlichkeit dieser Schiefer mit gewissen Flyschgebilden zu erhöhen, in gleicher Weise wie die nächstfolgenden Bildungen.

c) Bänke von Kieselkalken bzw. Kryptosandsteinen. Im frischen Zustande sind sie dunkelgrau, splitterig brechend und sehr hart. Bei fortschreitender Anwitterung werden sie oberflächlich stark verändert. Durch Auswitterung des Kalkgehaltes und Zurückbleiben der gleichmäßig erteilten Kieselsubstanz erhalten sie ein bräunliches, feinporöses, rauhes, sandsteinähnliches Aussehen, so daß man sie bei flüchtiger Betrachtung und ohne daß man Bruchflächen von dem frischen Gestein zu Gesichte bekommt, leicht für echten Sandstein halten könnte. Die durch tektonische Vorgänge vielfach zerklüfteten 30—40 cm dicken Bänke ändern rasch ihre Dicke und scheinen beim Vorkommen unterhalb der Luitpoldhöhe rasch auszuweichen. Es hat den Anschein, daß sie überhaupt nur lokale Erscheinungen sind, da von ihnen im nahen Hirschbachtobel nichts zu sehen ist.

Diese Kieselkalke erinnern in ihrem Gesamtcharakter sehr an ähnliche Bildungen, wie wir sie sonst im Flysch zu finden gewohnt sind.

Gaultscholle unterhalb der Luitpoldhöhe bei Hindelang.

Dieses Vorkommen ist schon vor 60 Jahren (1862) von OPPEL entdeckt worden, wenn sich auch in dessen Schriften keine besonderen Mitteilungen hierüber vorfinden. In der Folge sind dann von dem einheimischen Sammler RÄDLER, den OPPEL zum Sammeln angeleitet hatte, Ammoniten von dieser Lokalität in die verschiedenen Sammlungen gelangt.

Die Stelle findet sich in nächster Nähe nördlich von Hindelang an den Hirschberggehängen und zwar von der vielbesuchten Aussichtswarte Luitpoldhöhe schräg südöstlich abwärts in der Höhengcote 930, da wo der vom „untern Dorf“ und westlich vom Kalvarienberg heraufziehende Feld- und Viehtrittweg in der beginnenden Viehweide ausmündet. Der Platz, an dem die dunklen Gaultschichten nur teilweise berast, aus dem Viehweideboden anstehend zu Tage stehen, umfaßt kaum 200 qm. Die Schichten streichen unter ziemlich steilem Einfallen gegen den Berg anfänglich OW., biegen dann aber alsbald nach NO. um und verlieren sich dann unter dem Rasen. Aufwärts am Hang tritt in geringem Abstände der Hauptdolomit des Hirschberges in kleineren aus dem Weideboden heraustretenden Partien zu Tage, ebenso auf der Westseite. Die Schichtenfolge der kleinen isolierten Gaultscholle ist folgende:

(Oben.)

Hangendes: Weideboden, Gehängeschutt, Hauptdolomitblöcke, ininigem Abstand Hauptdolomit.
1 + x m. Tonschiefer, schwarz dünnplattig, eine etwa 10 cm dicke Lage enthält reichlich Ammoniten;

2 m. Kieselkalke bzw. Kryptosandstein, dickbankig, stark zerklüftet, zum Teil schalig gebogen;

4 m. Tonschiefer schwarz, graubraun verwitternd, einzelne Lagen mit zerdrückten Ammoniten;

0,2 m. Kieselkalkbank;

1,7 m. Tonschiefer, grau und schwarz, stark zerdrückt;

0,9 m. Kieselkalke grau mit feinsplitterigem Bruch, die angewitterten Flächen braune und rostige Flecken zeigend;

ca. 1,3 m. Sandschiefer, zum Teil hellgrau, reich an Glimmer, teilweise hart und kieselig, einzelne dünne Platten reich an Kohlenpartikeln auf den Schichtflächen.

Liegendes: Schlecht aufgeschlossene Spuren von grauen, schwach dunkel gefleckten Mergeln, die wohl schon dem Neocom zugehören; Viehtrittweg; Gehängeschutt; Wiesenboden.

(Unten.)

Gaultschichten im Hirschbachtobel auf dem Hirschberge.

Im Hirschbachtobel bildet der Gault den obersten Abschluß des umfassenden Dogger-, Malm- und Kreideprofiles. Seine Schichtenreihe ist hier wesentlich umfassender und vollständiger erhalten als bei der Luitpoldhöhe und oben auf dem Hirschberg, dagegen sind infolge von Verschüttungen die Aufschlüsse hier lückenhafter und sehr wechselnd. In den letzten Jahren sind vorübergehend auch Ammoniten-führende Lagen abgestürzt und haben reichliches Fossilmaterial geliefert, so daß auch hier über das Alter der Schichten kein Zweifel aufkommen kann. Abwärts gegen die auf der Ostseite angeschnittenen bunten Neocommergel fehlt auf eine Erstreckung von ca. 8 m jeglicher Aufschluß. Das im Bachrinnal liegende Blockwerk von Kieselkalken bzw. Kryptosandsteinen, von Platten, die mit Kohlenpartikel bedeckt sind, läßt ersehen, daß diese Bildungen auch hier nicht fehlen. Ein Teil der Tonmergel ist sehr reich an Bitumen. Auch fehlt es nicht an glimmerig sandigen dünnplattigen Sandschiefern mit Fucoiden.

Nach oben ist der Kontakt mit der festverkitteten Hauptdolomitbrekzie, die sich in einigem Abstände zu den steilen hohen Wänden des Hirschberges erhebt und über die der Hirschbach in Fällen herabstürzt, mit Blöcken und Gries verschüttet.

Was die **Mächtigkeit** der Gaultschichten betrifft, kann eine bestimmte Angabe nicht gemacht werden, da eine genauere Abgrenzung gegen das Neocom nicht möglich ist; die Gesamtmächtigkeit der Gaultschichten und der bunten Neocommergel kann zusammen auf ungefähr 60—70 m (100 Schritte) abgeschätzt werden.

Das Gaultvorkommen auf dem Hirschberge und in der Hochmulde „im Sack“ am oberen Hirschbache haben wir in der Hauptsache schon bei der Besprechung des Neocoms S. 143 kennen gelernt. Es sei hier nur noch bemerkt, daß der Gault hier direkt der Hauptdolomitsohle des Hirschberges aufliegt. Die Profilzeichnungen A und B der Karte suchen die Lagerungsverhältnisse klarzulegen. Im wesentlichen sind sie die gleichen wie unten im Hirschbachtobel, nur daß dort die Schichten eine senkrechte bzw. eine steil nach Süden einfallende Stellung erhielten.

Der Hirschbach hat „im Sack“ in seinem gewundenen Lauf die Kreideschichten bis auf den unterlagernden Dolomit durchschnitten und diesen auf der Bachsohle freigelegt, sich aber in ihn erst wenig einzusägen vermocht. Auf der vordersten Teilstrecke über dem Wasserfall lief das Wasser vor etwa zwanzig Jahren noch auf den letzten untersten dünnen kohlenbespiketen Gaultsandsteinschichten, seitdem sind diese auch hier infolge bedeutender Hochwasser durchsägt und die Dolomitunterlage freigelegt worden. Dagegen sind jetzt die bacheinwärts vorhandenen schönen Aufschlüsse auf der Bachsohle verschwunden, da zum Zwecke der Wildbachverbauung in jüngster Zeit an zwei Stellen starke Querwehre eingebaut worden sind, hinter denen sich Schlamm und Geröll staute.

Soweit die Aufschlüsse und die Erscheinungen im Gelände ersehen lassen, ist die Kontaktfläche zwischen Dolomit und Gault etwas unregelmäßig und höckerig-uneben. Irgend zurückgebliebene Reste von Rät oder Jura konnten nicht beobachtet werden.

Die Schichtenreihe des Gaults „im Sack“ ist nicht mehr so umfassend wie unten im Hirschbachtobel. Sie beschränkt sich bei dem Aufschluß am östlichen

Bachufer in der Hauptsache auf die obenbeschriebenen schwarzen und mit Asphalt infiltrierten Ton- und Asphaltschiefer in einer Mächtigkeit von etwa 10 m und vorn an der Kante des Absturzes gegen den Hirschbachtobel auf ein paar Meter dünnplattige Sandsteine und Sandsteinschiefer, teilweise mit reichlichem Glimmer und mit Kohlenfragmenten. Sie ruhen direkt dem Dolomit auf. Die harten Kieselkalkbänke und Kryptosandsteine des Gaultvorkommens bei der Luitpoldhöhe und im Tobel unten fehlen hier.

Innerhalb der erwähnten Tonschieferserie, die an dem Steilhange ausstreicht, finden sich nahezu in deren Mitte, etwa 5 m über dem Bachufer auf eine Mächtigkeit von nur wenigen Zentimetern Schieferlagen, die stellenweise reich erfüllt sind von meist kleinen jungen, zwar stark gepreßten aber sonst doch in ihren Einzelheiten wohl erhaltenen und bestimmaren Gaultammoniten. Größere und ältere Individuen sind selten, ebenso wie die mitvorkommenden Pflanzenreste. In dem oberflächlichen Gestein unterliegen diese Versteinerungen rasch der Zerstörung, weshalb sie erst durch Schürfungen gewonnen werden können. Das Vorkommen dieser Ammoniten ist von Wichtigkeit für die Entwirrung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes.

Gaultvorkommen weiter gegen Osten.

Außer im Bereich des Hirschberges bei Hindelang findet sich die gleiche Gesteinsausbildung auch noch weiter ostwärts. Diese Vorkommnisse sind aber nur ganz sporadische und leider nur ganz ungenügend aufgeschlossen, so daß nur Spuren ihre Ausbreitung nach Osten erkennen lassen. So fand ich verschiedene Gesteins-trümmer von ihnen in den abgestürzten Schuttmassen des Cenomangebietes im Hiebeloch auf der Nordseite des Spießers und insbesondere am Kleebach; dann ebenfalls abgestürzte dünne Gesteinsplatten voll von den charakteristischen Ammoniten auf dem schuttreichen Nordhange des Hotzenberges bei Unterjoch in Gesellschaft von Cenomanschutt an Stellen, wo sie nur von anstehenden aber verschütteten Schichten stammen konnten. Alle Bemühungen auf die anstehenden Schichten selbst zu stoßen blieben hier erfolglos.

Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, daß E. Böse¹⁾ in seinen „Hohenschwangauer Alpen“ S. 23 von ammonitreichen Gaultschichten Mitteilung macht, die jenseits des Lechs am Schleifmühlgraben bei Schwangau schon von OPPEL entdeckt worden waren und die in ihrem Gesteinscharakter und ihrer Fossilführung, wie die in der Münchener Staatssammlung vorhandenen Belegstücke dartun, vollständig übereinstimmen mit den Vorkommnissen am Hirschberg und Hotzenberg. Dagegen haben die weichen mürben Gaultmergel, die ROTHPLETZ (Vilser Alpen S. 43) vom Vilser Gebiet und zwar vom Leebach, Kühbach und Zitterbach erwähnt und beschreibt, petrographisch und auch in ihrem Faunencharakter mit unseren Gaultbildungen nichts zu tun.

Gaultversteinerungen des inneren Kreidegebietes.

An solchen ist der Gault keineswegs arm, aber sie sind sehr ungleich verteilt und bestehen hauptsächlich aus Ammoniten, vereinzelt Inoceramen, aus Foraminiferen und andererseits aus zahlreichen Spuren pflanzlicher Herkunft.

Das Vorkommen der Ammoniten beschränkt sich auf wenige Lagen der schwarzen bituminösen dünnplattigen Schiefer. Die Ammoniten finden sich dann aber gewöhnlich

¹⁾ E. Böse, Geogn. Jahresh. Jahrg. 1893.

in überaus großer Individuenzahl und vorwiegend nur in Jugendformen und „Brut“, so daß ausgewachsene Exemplare zu den Seltenheiten gehören. Sie sind alle seitlich stark zerdrückt und gepreßt, aber sonst in ihrer Ornamentierung so erhalten, daß sie meist noch bestimmbar sind. Ihre weißen dünnen Schalen leuchten aus dem schwarzen Hüllgestein hell hervor. In bergfeuchtem Zustande irisiert die Schale oft noch lebhaft.

Die gefundenen Versteinerungen sind: L. = Scholle unterhalb der Luitpoldhöhe; H. = Hirschbachtobel; S. = „im Sack“, Hirschbachmulde oberhalb des Wasserfalls; Hotzenb. = Hotzenberg bei Unterjoch.

1. *Lytoceras Agassizianum* PICT. L. H. S. Hotzenb.
2. *Hamites (Ptychoceras) algovianum* OPPEL. H. Hotzenb.
3. *Desmoceras (Puzosia) Mayorianum* D'ORB. sp. Hotzenb.
4. *Parahoplites Milletianus* D'ORB. sp. H.
5. *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* LEYM. L. H. S. Hotzenb. — 6. — sp. aff. *falcatus* MANT. L.
7. *Schloenbachia* cf. *Roissiana* D'ORB. H.
8. *Ancyloceras* sp. cf. *alpinum* OPPEL H.
9. *Crioceras (Ancyloceras)* sp. H.
10. *Hamites* sp. H.
11. *Belemnites* sp. H. S.
12. *Inoceramus* sp. cf. *anglicus* WOODS. H. — 13. — sp. cf. *concentricus* S.
14. Fisch-Schuppen.
15. Foraminiferen.

Pflanzenreste:

1. *Glyptostrobus* sp. aus den Ammoniten führenden Schichten im Sack.
2. *Frenelopsis Hoheneggeri* ETTINGH. sp. (SCHENK) ebenfalls aus den Ammonitenschichten im Sack.
3. *Phycopsis Targioni* BRONG. auf den Schichtflächen der flyschähnlichen glimmerführenden feinkörnigen Sandschiefern und auf flyschähnlichen feinstsandigen Mergelschiefern bei der Luitpoldhöhe und im H.
4. Fossiles Harz (Kopal), Kieselkalk vom Sack.
5. Verkohltes Holz von *Aralinium* sp. PLATEN „vom Sack“ (vgl. Fig. 2 S. 146). Herr Dr. JUL. SCHUSTER hatte die Freundlichkeit, die daraus hergestellten Dünnschliffe zu untersuchen und mir darüber mitzuteilen: Die pechkohlenartig erhaltenen Holzreste lassen bei Anwendung von chlorsaurem Kali und Salpetersäure eine Struktur erkennen, die in vieler Beziehung an die Holz Anatomie der Araliaceen erinnert. Eine nähere Bestimmung ist indes nicht möglich, da das Gewebe nicht in allen Feinheiten erhalten ist. Jedenfalls handelt es sich um einen immergrünen tropischen Laubbaum, nicht um Nadelholz. Von immergrünen Laubbäumen (Dipterocarpeen?) dürfte auch der Kopal stammen.

3. Cenoman.

Das Cenoman gewinnt in der inneren Kreidezone eine sehr beträchtliche Entwicklung und Ausdehnung. Vom Zillenbach bei Hindelang an bis Pfrontendorf bildet es auf eine Erstreckung von 16 km einen nahezu geschlossenen Zug entweder steil nach Süden einfallender oder saiger gestellter Schichten. Dieser Zug entsößt auf der einen Seite fast durchgehends an Hauptdolomit ab bzw. unterteuft

ihn, während er auf der nördlichen Seite auf der ganzen Länge von Fylsch begleitet wird. Auf der Strecke zwischen der Wertach und der Vils ist er sogar in zwei Arme gespalten, indem bei dem erstgenannten Fluß ein Ast südwärts abzweigt, um auf der Südseite des langgestreckten Hotzenberg-Zinken (Sorgschrofen) entlang ostwärts zu ziehen und dann bei der Vils sich wieder mit dem Hauptzuge zu vereinigen. Interessant ist wie die beiden Flüsse denn auch die Stellen, wo das Cenoman in Querbrüchen und Einsenkungen des Dolomitzuges in das Gebiet der Trias-Juraschollen vordringt, zu ihrem letzten Durchbruch aus dem erwähnten Gebiete benützt haben. Auch der südliche Seitenarm ist auf der Südseite vom Hauptdolomit begrenzt, während er auf der gegenüber liegenden Seite sich an die Juragebilde des Hotzenberges und Zinkens anschmiegt.

In Bezug auf die **petrographische Beschaffenheit** zeigen die Cenomanbildungen eine große Mannigfaltigkeit, stellenweise reichen Gesteinswechsel und teilweise lokale Sonderentwicklung. Im großen Ganzen ist jedoch der petrographische Gesamtcharakter so ziemlich der gleiche wie in den östlich anstoßenden Nachbargebieten der Vilser- und Hohenschwangauer Berge und überhaupt der bayerischen Nordalpen.

Es beteiligen sich an der Zusammensetzung des meist sehr beträchtlichen Schichtenkomplexes die folgenden Gesteinsbildungen:

1. Dünngeschichteter Mergel und Mergelschiefer. Sie bilden den Hauptbestandteil des Cenomanzuges, haben eine graue Farbe, oft eine geringe Verbandfestigkeit und meist eine unebenflächige, durch Druckwirkung oft undeutlich gewordene Schichtung oder Schieferung. Sie unterscheiden sich dadurch leicht von den Gaulttonen und Mergeln, da sie nie so ebenflächig dünnplattig oder so regelmäßig geschiefert sind. Sie bleichen bei der Verwitterung stark aus und zerfallen in unregelmäßiges oft blätteriges Trümmerwerk. Häufig finden sich in ihnen Einlagerungen von Brekzien und Konglomeraten und besonders charakteristisch sind für sie oft nur schwache Zwischenlagerungen aus kleinen eckigen Gesteins-trümmern und Sandkörnern. Am Kleebach werden sie teilweise sandig und umschließen vereinzelte wohlabgerundete Rollsteine von Nuß- bis Eigröße. Am Hotzenberg ist ein größerer Komplex von ihnen als echter Fleckenmergel ausgebildet, der einige Ähnlichkeit mit Liasfleckenmergel besitzt, doch nie die für diesen so charakteristischen dichten Fleckenmergelkalke einschließt. Auch sind die dunklen Flecken verschwommener und weniger bestimmt abgegrenzt. An Fossileinschlüssen sind die Mergel äußerst arm.

2. Brekzien und Konglomerate. In erster Linie ist zu erwähnen die Grundbrekzie, die da und dort an der Basis des Cenomans auftritt und aus den mehr oder weniger bearbeiteten Trümmern des Liegendgesteins besteht. Am Zillenbach bei Hindelang hat zu der 1—2 m mächtigen Grundbrekzie, die die Grundlage der nun folgenden sehr mächtigen Mergelschieferpartie bildet, hauptsächlich der unterliasische Knollenkalk der Geißwand das Material abgegeben. (Vgl. S. 97.) Im Gebiet der vorgeschobenen Dolomitschollen entstammt das Brekzienmaterial hauptsächlich dem Hauptdolomit, vereinzelt auch dem Hierlatzkalk. Am Südhange des Zinkens, wo teils Dolomit, teils Hierlatzkalk die Unterlage des Cenomans bildet, bestehen die Brekzienbildungen stellenweise aus einem Gemenge beider und es ist hier bei den oft sehr dürftigen Aufschlüssen in dem Viehweidegelände oft schwer zu entscheiden, ob diese Brekzienbildungen bei Beginn der Ablagerung des Hierlatzkalkes entstanden oder ob sie auf Rechnung des Cenomans zu setzen sind.

Mehr in die Augen fallend sind die oft sehr bedeutsamen massigen Einlagerungen polygener Brekzien und Konglomerate, die bald eine sehr grobe Beschaffenheit zeigen, bald aus kleinerem Trümmerwerk und Geröllen bestehen und die auf die verschiedensten Horizonte verteilt sein können. Den Brekzien sind gewöhnlich auch echte Rollsteine eingemengt, durch deren Häufung entstehen Übergänge zu echten Konglomeraten, wovon besonders auf der Nordseite des Kienberges, dann im Hiebeloch am Kleebach schöne Beispiele zu beobachten sind. Neben bald eckigen, bald mehr oder weniger abgekanteten Trümmerstücken, Geröllen von Gesteinen, wie sie die Berge der Umgebung aufweisen, finden sich aber auch Bestandteile, die mit den bekannten Gesteinen des Gebietes sich nicht identifizieren lassen und unbekannter Herkunft sind. Besonders erwähnt seien davon vom Hotzenberg abgerundete Rollstücke von Quarzporphyr mit schwarzer oder brauner Grundmasse und glashellen Quarzeinsprenglingen, dann Quarzite, Milchquarze und bunte Konglomerate mit reichlichen Urgesteinsbestandteilen. O. AMPFERER hat solche Gebilde auch aus dem Tannheimer Gebiete bekannt gemacht.¹⁾

3. Mergelige Sandschiefer mit sandigen Mergeln oft wechsellagernd, aber meist nur in untergeordneten Einlagerungen und in der Regel rasch auskeilend.

4. Knollige dünnbankige Kalke von grauer, gelblicher oder grauweißlicher Farbe, fast stets nur vereinzelt und als unbedeutende Einlagerungen (Zinken, Hiebeloch etc.). Gegenüber den überall vorwaltenden klastischen Gesteinen treten reine Kalkbildungen im Cenoman unseres Gebietes sehr zurück. Erwähnt sei eine mächtige Einlagerung eines überaus harten unregelmäßig körnigen Kalkes, die im oberen Kleebach auf der Ostseite an schwer zugänglicher Stelle zu Tage tritt und die wahrscheinlich nur eine vom Cenoman eingehüllte Scholle darstellt; Versteinerungen konnten in dem harten, teilweise kieseligen Kalke nicht beobachtet werden, weshalb sein Alter vorerst unbestimmt bleibt.

5. Als rein lokale Erscheinung eigenartige Sandsteinbildungen mit reichen Versteinerungseinschlüssen, die wir unter dem Namen „Zehrer Fossilschicht“ nachfolgend besonders behandeln.

Die **Mächtigkeit** des Cenomans unterliegt lokal mancherlei Schwankungen, wie das bei transgredierenden Ablagerungen kaum anders erwartet werden kann. Im Durchschnitt ist sie recht erheblich und beträgt beispielsweise am Westhange des Hirschberges bei Hindelang roh abgeschätzt 150—200 m, am Kleebach etwa 150 m, am Nordhang des Pfrontner Kienberges vielleicht aber 100 m und auf der Südseite des Hotzenberges vielleicht bis zu 200 m.

Ob die ganze zusammengefaßte Schichtenreihe nach ihrem Alter der Cenomanstufe allein angehört oder ob die höheren Schichtenpartien vielleicht nicht schon dem Turon oder den sogen. Gosaubildungen etc. angehören, muß vorerst unentschieden bleiben.

In den reichlich Rollsteine führenden dunklen Mergeln am obersten Hirschbach am Südhange des Roßkopfes, also in den oberen Lagen des ganzen Schichtenkomplexes schlug ich aus dem auf der Bachsohle anstehenden Gesteine einen

Spondylus spinosus Sow.

heraus, der sehr für Turonalter dieser Mergel spricht. Ebenso deuten die höher folgenden bunten Konglomerate auf Gosaubildungen.

¹⁾ O. AMPFERER und Th. OHNESORGE, Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen; Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. 52, 1909, S. 310 f.

Versteinerungen des Cenomans, abgesehen von der „Zehrer Fossilschicht“.

Im allgemeinen finden sich in unseren Cenomanschichten bestimmbare Versteinerungen sehr selten und spärlich, obgleich es in einzelnen Lagen und Örtlichkeiten mitunter nicht an Spuren organischer Reste, an Bruchstücken von Schalen, winzigen Gastropoden und an verkohlten Pflanzenresten fehlt. Auf den Schichtflächen von in den Mergeln eingelagerten Bänken einer polygenen Kleinbrekzie „in der Siehe“ am Westhang des Hirschberges fanden sich stellenweise Gastropoden, von denen einige bestimmbar waren.

Nicht allzuseiten findet sich in dieser Kleinbrekzie auch die *Orbitulina concava* LAM. und zwar meist in bester Erhaltung.¹⁾ Ich fand sie überall, wo bedeutendere Cenomanaufschlüsse sind. Reichlichere Organismenreste zeigen auch einzelne Lagen der Cenomanmergel im Ascha am Nordhange des Kienberges bei Pfronten-Dorf.

Von den gesammelten Fossilien konnten folgende bestimmt werden:

1. *Ammonites* cf. *Beaumontianus* D'ORB. Steineberg am Zinken.
2. *Spondylus spinosus* Sow. Hirschberg.
3. *Pecten* (*Neithea*) *quinquecostata* Sow. Zillenbach.
4. *Astarte* sp. Zillenbach.
5. *Turritella acanthophora* J. MÜLLER. Zillenbach.
6. *Margaritella* sp. Zillenbach.
7. *Cerithium* aff. *binodosum* ROEM. Zillenbach.
8. *Orbitulina concava* LAM. Zillenbach, Hießeloch, Pfarrwiesbach, Riesbach.

Dr. O. M. REIS erwähnt vom Zillenbach a. a. O. S. 21 noch:

Limopsis cf. *calva* Sow.

Cyclolites sp.

Fossilager im Cenoman der Zehrer Alpe (Zehrer Fossilschicht).

In die Schichtenserie des Cenomans der Zehrer Alpe auf der Südseite des Zinkens oder Sorgschrofens bei Unterjoch findet sich eine eigenartige Einlagerung, die nicht nur in der Gesteinsbeschaffenheit von den sonstigen Cenomanschichten unseres Gebietes sehr abweicht, sondern sich auch durch einen außergewöhnlichen Reichtum an Versteinerungen ganz besonders auszeichnet. Diese Zwischenschicht, die einer groben Brekzie eingeschaltet ist, nur eine Mächtigkeit von etwa 25 bis 30 cm besitzt, ist bis jetzt nur an der einen angegebenen Stelle beobachtet worden. Der Umstand aber, daß die artenreiche Fauna, die sie einschließt, engste Beziehungen zu der west- und mitteleuropäischen Kreidefauna aufweist, gibt der Einlagerung eine Bedeutung, die weit über eine bloß örtliche Erscheinung hinausgeht und namentlich für die Frage der Verbreitung verschiedener mittelkretazischer Tierformen von Wichtigkeit ist. Auf alle Fälle dürfte diese sporadisch auftretende Fauna schon deswegen Beachtung und Interesse verdienen, weil das alpine Cenoman bekanntlich sich sonst an Fossileinschlüssen meist ziemlich karg erweist. Aus diesem Grunde wurde eine Reihe von Jahren hindurch dieses Lager durch Schürfungen und Aufsammlungen untersucht.

Um für diese Ablagerung eine kurze Bezeichnung zu haben, nenne ich sie weiterhin nur mehr „Zehrer Fossilschicht“ bzw. zur Fixierung der petrographischen

¹⁾ Herr Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS war der erste, der in dem Cenoman am Zillenbach bei Hindelang dieses wichtige Leitfossil schon vor langen Jahren gefunden hat und mir davon Mitteilung machte (vgl. hierzu auch Geogn. Jahresh. 1895 S. 21 mit Bemerkungen über die Fazies).

Eigenart „Zehrer Schichten“ nach ihrem Auftreten in der Zehrer-alpe und in der Nähe der Gehöfte „Zehrer“ östlich von Steineberg bei Unterjoch.

Nach ihrer **Gesteinsbeschaffenheit** besteht die Zehrer Fossilschicht aus einer eigenartigen Gesteinsmasse, die eigentlich kein einheitliches gleichmäßiges Gestein darstellt.

In ihr sind Sand, verkohlter pflanzlicher Detritus, Pflanzenreste, brauner Schlamm und Tonerde zu einer — wenn man will — Art Sandstein zusammengebacken. Die Sandeinschlüsse bestehen vereinzelt aus gröberem, vorwiegend aber winzigen, eckigen und unregelmäßig geformten und nur selten abgekanteten Quarzkörnern, die in der grauen oder graubraunen, von Kohlensplitterchen durchsetzten tonigen Grundmasse makroskopisch meist nur wenig hervortreten und erst durch Schlemmen oder im Dünnschliff deutlicher erkennbar werden. Sie besitzen im durchfallenden Licht in der überwiegenden Mehrzahl eine weingelbe Farbe. In bald größeren bald kleineren, aber nur sehr unbestimmt und unscharf abgegrenzten Knauern und Knollen nimmt der Sandgehalt so zu, daß einzelne Teile den Charakter eines feinkörnigen dunklen grauen Sandsteins annehmen, der mitunter einen schwachen Stich ins Grünliche zeigt, obgleich der Gehalt an grünlichen Einschlüssen (Glaukonit?) nur ganz minimal ist. Diese sandsteinartigen Partien des Gesteins bilden oft nur den Kern größerer Knollen und besitzen bei ihrem unrein tonigen Bindemittel nur eine geringe Härte oder Verbandfestigkeit, so daß sie, wenn sie längere Zeit im Wasser gelegen, unschwer die eingeschlossenen Fossilien herauspräparieren lassen. Fast stets sind auch vereinzelt winzige, oft nur unter der Lupe deutlich werdende Glimmerblättchen (Muskovit) eingestreut.

Abgesehen von den geschilderten Partien besteht die Schicht aus einem Gemenge von etwas gröberem Quarzsandkörnern, verkohltem Pflanzenzerreißel, grau und braun gefärbter Substanz etc. Die Masse machte mir immer den Eindruck, als hätte zu ihrer Bildung in Ufernähe aber geschützt vor starkem Wellenschlag eingeschwemmter Moor- und Tonschlamm, bituminöser Waldboden in Verbindung mit eingeschwemmtem Tonschlamm und Sand das Material geliefert. In bergfeuchtem Zustand zeigt die Gesteinsmasse eine graubraune und schmutzig braune, durch die Kohlenpartikel oft schwarzspreckelige Farbe, schmiert an den stark verwitterten Spalt- und Bruchflächen braun ab und läßt sich stellenweise mit den Fingern zerbröckeln und zerreiben. Ausgetrocknet wird das Gestein fester und zäh, stellenweise filzig zäh, fühlt sich rau an und wird sehr spröde, so daß in diesem Zustande die Fossileinschlüsse bei ihrem geringen Zusammenhalt kaum unversehrt freizulegen sind. Diese sind im Gestein sehr ungleich und oft nahezu nesterweise verteilt. Abgesehen von den eingeschlossenen Schalen und Schalentrümmern ist das Gestein frei von Kalkgehalt, so daß es von Salzsäure nicht angegriffen wird. Trotz des reichen Tongehaltes besitzt die durch die Verwitterung mürb und weich gewordene Masse keine Spur von Plastizität. Als akzessorische Bestandteile finden sich in dem Gesteine, abgesehen von den reichlichen organogenen Einschlüssen, ab und zu erbsen- bis haselnußgroße Konkretionen von Schwefelkies, der indes vielfach schon mehr oder weniger in Brauneisenerz verwandelt erscheint. Außerdem finden sich nicht selten Einschlüsse von fossilen Harzen in roter, wachsgelber und schmutziggelber Farbe.

Zum **Vorkommen** der Zehrer Fossilschicht sei noch folgendes bemerkt. Ich entdeckte sie inmitten des rasenbedeckten Viehweidebodens der Zehrer-alpe, etwa 100 m oberhalb der Zehrer Alphütte (Höhencote ca. 1250). Die Stelle befindet sich

ziemlich nahe der bayerisch-tirolischen Grenze, die hier in gerader **Richtung** schräg den steilen Berghang des Zinkens oder Sorgschrofens hinaufzieht zum Grat des langgezogenen Bergrückens. Aus dem Gelände treten nur in den oberen Lagen im Bereich des Hauptdolomits und der Jurakalke da und dort Felsboden und Felspartien zu Tage. Soweit das Gehänge aber den Bereich des Cenomans, das den Doggerkalken auflagert, angehört, sind Aufschlüsse höchst spärlich vorhanden. An den steileren Stellen des Hanges hat das Vieh beim Weidegang zahlreiche Stapfen und Stufenwege in dem Boden ausgetreten, wodurch da und dort, wenn die Humusdecke nicht tief ist, kleine Entblößungen des anstehenden Gesteins entstehen können. An einer solchen ganz geringfügigen Entblößung fand ich denn auch bei der sorgfältigen Begehung des Gebietes einige losgetretene Gesteinsstücke mit Spuren von weißblinkenden Schalenresten. Eine genauere Untersuchung der Stelle durch kleine Schürfungen führten zur Entdeckung der fossilführenden Cenomanschicht. Die Stelle liegt etwa 30 Schritt südöstlich schräg abwärts von dem obersten Brunnen oberhalb der Zehrerhütte und unweit des nördlich aufwärts ziehenden Zaunes, der die Alpe westwärts gegen die ziemlich weit am Gehänge hinaufreichenden einmähigen Wiesen abgrenzt. Die cenomanen Mergelschichten, die an dem Gehänge hinziehen, haben Veranlassung gegeben zu dieser obersten Quelle, die zu dem genannten Brunnentrog geleitet wurde. Die Schurfstelle mußte, da sie im Weidebereich liegt, wieder eingeebnet werden. Es soll indes bemerkt werden, daß eine ergiebige Ausbeute ohne erhebliche Schürfungsarbeiten kaum mehr zu erzielen ist, da die oberen Teile schon abgebaut sind und zum tieferen Vordringen Sprengungsarbeiten notwendig sein würden. Die vorgenommenen Schürfungen haben die Schicht auf eine Länge von 5—6 m bloßgelegt; eine weitere Freilegung scheiterte vorerst daran, daß weiterhin nach beiden Seiten die Gehängeschuttdecke beträchtlich zunimmt.

Die eigenartige petrographische Beschaffenheit der Fossilschicht legt die Annahme nahe, daß wir es hier nur mit einer unter ganz besonderen Bedingungen entstandenen Bildung zu tun haben. Ich habe sie denn auch nur deshalb so eingehend behandelt, weil sie eine so sehr artenreiche Fauna in sich schließt, die geeignet ist, das alpine Cenoman faunistisch dem außeralpinen näher zu bringen.

Über die **stratigraphische Stellung** bzw. die Einreihung der Fossilschicht in die vertikale Schichtenreihe läßt sich nur die allgemeine Angabe machen, daß sie der tieferen Region der dortigen Cenomanschichten angehört und schätzungsweise ungefähr 10 m über der unteren Stufengrenze liegt. Im allgemeinen sind die Lagerungsverhältnisse hier am Zinken ziemlich einfach und klar. Der Kern des langgezogenen Berges wird vom Hauptdolomit gebildet, dem auf dem Südhang in der mittleren Höhe stellenweise noch Hierlatzkalke aufsitzen und diesem in beschränkteren Partien Doggerkalke. Alle diese Bildungen zeigen im ganzen annähernd nordöstliches Streichen und steiles Einfallen nach SO. Annähernd das gleiche Streichen und Fallen zeigen nun auch die im ganzen mergeligen Cenomanschichten, die den genannten Kalken aufliegen und ungefähr das untere Drittel des Berghanges einnehmen. Sie bilden im Bereich der Westhälfte des Bergzuges die Unterlage vorwiegend für Wiesenkulturland, in der Osthälfte für das Weidegebiet der Zehrer Alpe und für Waldkomplexe.

Die Fossilschicht selbst ist groben polygenen Brekzienbänken eingeschaltet, deren Bestandteile zum großen Teile aus mehr oder weniger grobspätigen und grobkörnigen Doggerkalken sich zusammensetzen, die hier auch vielfach als loser Schotter

herumliegen. In der Hauptsache jedoch sind es Mergelschichten, denen verschiedenfach dünne Lagen grauer oder gelblicher Kalke und sandige Schiefer eingeschaltet sind, die den ganzen Hang abwärts gegen die Zehrer Alphütte aufbauen, bis in der Terrainstufe des „Mittelberges“ wieder Hauptdolomit zu Tage tritt mit angelagerten Aptychenkalken und Liasmergeln etc.

Die Fauna der Zehrer Fossilschicht.

Sie ist ungewöhnlich artenreich, namentlich in Anbetracht der geringen Mächtigkeit dieser Schicht und der im ganzen doch nur sehr geringfügigen Gesteinsmasse, die zum Zwecke der Fossilsammlung bisher erschürft worden ist. Es sind indes nur wenige Arten, die in größerer Individuenzahl auftreten, und von nicht wenigen Arten liegen bis jetzt nur einzelne oder nur ein einziges Stück vor.

Eine Eigentümlichkeit dieser Fauna, deren Hauptzahl Lamellibranchiaten bilden, ist, daß sie ganz vorwiegend aus an sich kleinen oder Zwerg-Formen oder andererseits aus Jugendexemplaren besteht. Größere und ausgewachsene Stücke sind verhältnismäßig selten und oft nur in Bruchstücken oder mehr oder weniger beschädigt zu gewinnen gewesen. Nicht wenige sind überhaupt nur in Bruchstücken eingebettet worden, was darauf deutet, daß sicher ein Teil der Schalengehäuse mit allerlei Pflanzendetritus durch Wasserströmung eingeschwemmt wurde. Die größte Zahl der Zwergformen hat aber sicher in situ gelebt. Dafür spricht vor allem das Vorkommen ganz dünnschaliger, überaus zerbrechlicher Arten in unverletztem Zustande, so namentlich von höchst zarten nadeldünnen, leicht zerbrechlichen Turritellen in einer Länge von mehreren Zentimetern, dann die intakte Erhaltung ganz feiner Schalenverzierungen und von Formen, die einen weiteren Transport nicht ausgehalten hätten, ohne abgerieben oder beschädigt zu werden.

Die Ablagerung der Schicht erfolgte allen Anzeichen nach in einer wenig tiefen, aber durch Riffe und Inseln vor hohem Wellengang geschützten Bucht oder Enge des transgredierenden Cenoman-Meeres, in der aber ruhige Wasserströmung fortwährend organischen detritusreichen Schlamm und Pflanzendetritus herbeiführen konnte, durch den die Ansiedelung einer so reichen Tierwelt ermöglicht und begünstigt wurde. Auf Küstennähe weisen nicht nur die Gesteinsbeschaffenheit und der reiche Wechsel von Schlamm- und Sandgebilden, sondern auch die zahlreichen Einschlüsse von Pflanzenresten, deren oft langgestreckte Umriss an Schilf erinnern. Darauf weist auch das häufige Vorkommen von Einschlüssen verschiedener Arten von fossilem Harz in mannigfachen Putzen und nußgroßen Stücken. Das deutet untrüglich auf die Anwesenheit zahlreicher Bäume auf dem nahen Küstengebiet oder naher Inseln. An ein Aestuarium wird man nicht denken können, da die Fauna einen vollständigen marinen Charakter zeigt und Brackwasser und Süßwasserformen nicht vorkommen.

Was den **Erhaltungszustand** der Fossileinschlüsse anbelangt, so ist derselbe an sich kein schlechter. Die Schalen bei den kleinen Arten sind mit geringen Ausnahmen vollständig erhalten und meist auch wenig verdrückt, wohl aber erscheinen manchmal bei der ungleichmäßigen Beschaffenheit des Hüllgesteines einzelne Teile deformiert oder verbogen. Diese Hüllmasse ist im bergfeuchten Zustande oder wenn man das ausgetrocknete Gestein etwa 8 Tage ins Wasser legt, an sich wenig hart und läßt sich in der Regel dann leicht ablösen. Zwei Umstände sind es jedoch, die die Gewinnung guten Materials sehr erschweren. Einerseits haben all die Schalen und Kalkteile, namentlich die Prismenschichten ihren

Zusammenhalt je nach den Gattungen ganz verloren oder sie werden von zahllosen mikroskopischen Sprüngen so durchsetzt, daß sie abbröckeln, andererseits haftet die Oberfläche mit ihren Verzierungen so fest an der Hüllmasse, daß sie mit dieser in der Regel abgeht und nur die unteren Schalenteile bzw. die Perlmutter-schichten zurückbleiben. Unter diesen Umständen müssen die Fossilien kleinweise mit Stichel und Nadel mühsam herauspräpariert werden und man muß zufrieden sein, wenn man bei aller Vorsicht und Sorgfalt die Schale wenigstens teilweise mit der Verzierung frei bekommt. Oft gelang auch dies nicht. Aus diesem Grunde konnten viele Stücke nur vergleichsweise bestimmt werden. Von einer großen Zahl von Formen, insbesondere von Gastropoden, ließ sich nur die Gattung allein bestimmen und bei verschiedenen war auch dies nicht möglich.

Besonders mißlich machte sich der geringe Grad der Verbandfestigkeit der Schale bei den Muscheln geltend, bei denen zur Bestimmung die Beschaffenheit des Schlosses allein maßgebend ist. Nur in ganz vereinzelt Fällen konnte das Schloß notdürftig direkt freigelegt werden. Bei den Formen mit taxodontem Schlosse und auch da nur, wenn genügend Untersuchungsmaterial vorlag, half der Umstand weiter, daß das Hüllgestein an sich fast vollkommen kalkfrei ist und von Salzsäure nicht angegriffen wird. Hier war oft mit befriedigendem Erfolg durch Ätzen der Schloßabdruck der Einzelschalen frei zu bekommen.

Die Fossilien sind in der Schicht sehr unregelmäßig und ungleichmäßig verteilt, nicht selten waren größere der ausgepickelten Bruchstücke und Brocken ganz fossilfrei.

An bestimmbareren Versteinerungen hat die Zehrer Fossilschicht geliefert:

Cephalopoden:

1. *Gaudryceras* sp. ex. aff. *postremus* REDTENBACH.
2. *Scaphites* cf. *nodosus* OWEN. 3. — sp. 4. — sp.
5. *Hamites* sp.
6. *Baculites* cf. *anceps* LAM.

Lamellibranchiaten:

7. *Avicula* aff. *Geinitzi* REUSS. 8. — sp. ex aff. *minuta* REUSS. Eine kleine Form mit relativ großem abgesetztem Vorderflügel, der nicht abgesetzte Hinterflügel unvollständig erhalten; Schale mäßig stark gewölbt und glatt. Sie stimmt mit der von REUSS gegebenen Beschreibung leidlich gut zusammen. Eine Abbildung der Art wurde von REUSS nicht gegeben; eine sichere Identifizierung ist daher nicht möglich. 9. — sp.
10. — *Pinna cretacea* SCHLOTH. 11. — cf. *decussata* GOLDF. 12. — sp.
- 12a. *Stegoconcha* (*Pinna*) *Neptuni* GOLDF. sp. var. *alpina* n. v.
13. *Gervillia Forbesiana* D'ORB. 14. — aff. *sublanceolata* D'ORB. 15. — cf. *aviculoides* DEFR. 16. — cf. *solenoides* DEFR.
17. *Lima* (*Mantellum*) cf. *elongata* GEINITZ (non SOW.). 18. — — *Reichenbachi* GEINITZ. 19. — aff. *pseudocardium* REUSS. 20. — cf. *Itieriana* PICTET & ROUX. 21. — aff. *Dutempleana* D'ORB. 22. — *semisculpta* sp. n. 23. — (*Acesta*) aff. *ornata*. Im Umriß und in der Schalenverzierung wie *Lima ornata* D'ORB., hat aber kaum halb so viele Radialrippen. 24. — (*Limatula*) *Fittoni* D'ORB. 25. — — cf. *Dupiniana* D'ORB. 26. — — *decussata* MÜNSTER. 27. — — aff. *Wintonensis* WOODS. 28. — — *Archiaci* BRIART & CORNET. 29. — *cretacea* WOODS. 30. — cf. *cenomanensis* D'ORB. 31. — *Hoperi* MANT. 32. — sp. n. 33. — (*Ctenoides*) *Goupilii* POTIEZ & MICHAUD (= *Lima rapa* D'ORB.).

34. *Limea circularis* HOIZAPFEL.
 35. *Vulsella* sp. n. (Gruppe der *Vuls. turonensis* DUJ. aff. *Ostrea Madelungi* ZITTEL).
 36. *Pecten* (*Syncyclonema*) *orbicularis* SOW. 37. — cf. *exilis* REUSS. 38. — cf. *laevis* NILSSON. 39. — sp. cf. *occulte-striatus* ZITTEL. 40. — *strangulatus* sp. n. 41. — *membranaceus* NILSSON. 42. — — aff. *Vraconensis* PICTET & CAMP. 43. — (*Neithea*) *sexcostatus* WOODW. (= *N. Dutemplei* D'ORB. 44. — — *quadricostatus* SOW. 45. — — *cenomanensis* SÖHLE. 46. — — *Ettalensis* SÖHLE. 47. — — *Zehrerensis* sp. n.
 48. *Spondylus* cf. *hystrix* GOLDF. 2 Jugendformen. 49. — cf. *serratus* WOODS.
 50. *Plicatula* cf. *inflata* SOW. 51. — *Zehrerensis* sp. n.
 52. *Ostrea* cf. *nummus* COQ. 53. cf. *semitrana* SOW. 54. cf. *hippopodium* NILSSON. 55. cf. *diluviana* LINNÉ.
 56. *Exogyra conica* SOW. (NOETLING). 57. — *sigmoidea* REUSS. 58. — cf. *haliotoidea* SOW.
 59. *Mytilus* cf. *Galliennei* D'ORB. 60. — aff. *striatissimus* REUSS. 61. — *Dreysensia* sp. aff. *lanceolata* SOW. sp.
 62. *Modiola capitata* ZITT. 63. — *reversa* SOW. 64. — cf. *aequalis* SOW. 65. — cf. *inornata* D'ORB. sp. 66. — cf. *interrupta* D'ORB. sp. 67. — aff. *ligeriensis* D'ORB. 68. — sp. n.
 69. *Lithodomus* cf. *alpinus* ZITTEL. 70. — aff. *oblongus* D'ORB. 71. — sp. ex. aff. *caretonutis* D'ORB.
 72. *Nucula* sp. 73. — sp.
 74. *Leda* cf. *discors* GÜMBEL.
 75. *Macrodon* aff. *bifidus* REUSS.
 76. *Grammotodon* cf. *carinatus* SOW. sp.
 77. *Arca* aff. *elegans* D'ORB. 78. — sp. cf. *cardioides* J. BÖHM.
 79. *Barbatia marullensis* D'ORB. sp. 80. — *Geinitzi* REUSS.
 81. *Arca* cf. *inclinata* REUSS.
 82. *Barbatia aptiensis* PICTET & CAMPICHE. 83. — *Zehrerensis* sp. n.
 84. *Arca* (*Barbatia*) *papyracea* sp. n. 85. — — *rotundata* SOW.
 86. *Cucullaea glabra* PARKINS (= *fibrosa* D'ORB.). 87. aff. *Fittoni* PICT. & CAMP. 88. — sp. n.
 89. *Pectunculus* aff. *arcaceus* REUSS. 90. — *Renauxianus* D'ORB. 91. — *umbonatus* SOW. 92. — *cardioides* n. sp. 93. — *J. Böhmi* sp. n. 94. — sp.
 95. *Limopsis calva* SOW. 96. — *oblonga* sp. n. 97. — *elliptica* sp. n. 98. — *obliqua* sp. n.
 99. *Trigonia* cf. *crenulata* LAM. 100. — sp. juv. cf. *limbata*.
 101. *Cardita Meriani* PICT. & CAMP. var. *algoviana* n. v. 102. — *Reynesi* ZITTEL. 103. — aff. *Reynesi* ZITTEL. Im Umriß ähnlich der *C. Reynesi* ZITTEL, aber länger und stärker gewölbt. Die kräftigen abgeflachten und durch schmale tiefe Rinnen getrennten Radialrippen zeigen keine aufgesetzte Körnelung, vielleicht infolge von Abreibung. Nur 1 Stück. 104. — sp.
 105. *Astarte nana* REUSS. 106. — cf. *laticostata* DESH.
 107. cf. *Eriphyla striata* SOW.
 108. *Opis Ligeriensis* D'ORB. 109. — sp. cf. *Galliennei* D'ORB. 110. — *Rothpletzi* sp. n.
 111. *Crassatella*? sp.
 112. *Anthonya algoviana* sp. n.
 113. *Isocardia* cf. *Guerangeri* D'ORB. Jugendform. 114. — cf. *angulata* PHILL. Jugendform. 115. — sp.
 116. *Monopleura* sp.
 117. *Unicardium*? *Zehrerense* sp. n.

118. *Mutiella? Zehrerensis* sp. n.
 119. *Protocardium* aff. *altum* SOW. sp. (FORBES).
 120. *Cardium lineolatum* REUSS. 121. — *Otonis* GEINITZ. 122. — *bipartitum* D'ORB.
 123. — *cenomanense* D'ORB. 124. — aff. *exulans* STOL. 125. — *scrobiculatum*
 STOL. 126. — *Mailleanum* D'ORB. 127. — cf. *bidorsatum* COQ. 128. — cf.
Gosavense ZITTEL. 129. — cf. *Reussi* ZITTEL. 130. — cf. *productum* SOW.
 131. — (*Granocardium*) *scandulatum* sp. n. 132. — *pusillum* sp. n. 133. — sp.
 134. *Trapezium (Cypricardia) trapezoidale* ROEM. sp. var. *alpina* n. var. 135. — — cf.
Galiciana FAVRE sp. 136. — sp.
 137. *Anisocardia (Cyprina) aff. cordiformis* D'ORB.
 138. *Cyprina* cf. *Ligeriensis* D'ORB.
 139. cf. *Cyprimeria discus*. 140. — cf. *Gaultina* LORIOI. 141. — (*Cyclina*) *primaeva*
 ZITTEL.
 142. *Venus* cf. *parva* REUSS (VON SOW.).
 143. *Cytherea (Caryatis) Gardneri* LORIOI. 144. — sp aff. *laminosa* REUSS. 145. — sp.
 cf. *ovalis* GOLDF. sp. 146. — sp.
 147. *Tapes (Baroda) cf. Martiniana* MATHERON. 148. — — *eximia* ZITTEL. 149. — (*Ica-*
notia) sp. aff. *impar* ZITTEL (= *capsa elegans* D'ORB.). 150. — (*Icanotia*) aff.
impar.
 151. *Tellina (Linearia) cf. semiradiata* MATH. sp. 152. — — cf. *biradiata* ZITTEL.
 Jugendform. 153. — cf. *Renauxii* D'ORB. 154. — sp.
 155. *Siliqua Petersi* REUSS. 156. — *Zehrerensis* sp. n.
 157. cf. *Mactra angulata* SOW.
 158. *Goniomya* sp.
 159. *Panopaea cf. gurgitis* SOW.
 160. *Pholadomya cf. elliptica* MÜ. GOLDF. 161. — aff. *Ligeriensis* D'ORB.
 162. *Anatina sulcata* sp. n. 163. — sp.
 164. *Liopistha (Psilomya) Zehrerensis* sp. n.
 165. *Poromya* aff. *globulosa* FORBES.
 166. *Neaera* sp.
 167. *Corbula substriatula* D'ORB. 168. — sp.
 169. *Teredo* sp.
 170. *Martesia (Pholas) Zehrerensis* sp. n.
 171. *Turnus Zehrerensis* sp. n.

Gastropoden:

172. *Patella (Acmaea) rugosa* sp. n.
 173. *Acmaea concentrica* REUSS.
 174. *Scurria* sp.
 175. *Scutum* sp.
 176. *Trochus Marrotianus* D'ORB. 177. — sp.
 178. *Margaritella Zehrerensis* n. sp.
 179. cf. *Gibbula granulosa* STOL.
 180. *Natica (Gyrodos) acutimargo* ROEMER. 181. — aff. *gaultina* MICH. 182. — cf.
subexcavata THOMAS & PERON. 183. — sp.
 184. *Turritella granulata* SOW. 185. — cf. *nodosoides* FRECH. 186. — cf. *multistriata*
 REUSS. 187. — cf. *dispassa* STOLICZKA. 188. — aff. *disjuncta* ZEKELI. 189. — sp.
 190. *Scalaria Philippi* REUSS. 191. — sp.
 192. *Vermetus* sp.

193. *Nerinea longissima* REUSS. 194. — cf. *bicatenata* COQ. 195. — sp.
 196. *Nerinea* cf. *granulata* MÜNSTER sp. 197. — aff. *subpulchella* D'ORB. „Prodr.“
 (= *pulchella* D'ORB. Pal. franc.). 198. — sp.
 199. *Nerinea* sp.
 200. *Cerithium* (*Cimolithium*) cf. *hispidum* ZEKELI.
 201. *Mesostoma Zehrerensis* sp. n.
 202. *Fusus*. 203. — (*Cryptorhytis*) cf. *Renaucianus* D'ORB.
 204. *Volutilithes?* sp.
 205. *Actaeon* (*Solidula*) sp.
 206. *Acera* sp.
 207. *Bullinella* (*Cylicina*) sp. n.
 208. cf. *Tylodina* sp.
 209. *Dentalium arcus* sp. n. 210. — sp.

Vermes:

211. *Serpula gordialis* SCHLOTH. 212. — — SCHLOTH. var. *serpentina* GOLDF. 213. — cf. *rotula* GOLDF. 214. — sp. n. 215. — *dorsosulcata* sp. n. 216. — *subtrigonata* sp. n.

Echinoiden:

217. *Cidaris Sorignesti* DESOR Stachel. 218. — cf. *hirudo* SORIGNET Stachel. 219. — *vesiculosa* GOLDF. Stachel. 220. — aff. *Faujasi* DESOR Stachel.

Korallen:

221. *Trochocyathus gracilis* E. H.
 222. *Phyllocoenia* sp.
 223. *Leptophyllia* sp.
 224. *Parasmilia* sp.
 225. *Trochosmilia* sp.
 226. *Platyacyathus* cf. *d'Orbignyana*.

Foraminiferen:

227. *Orbitolina concava* LAM.
 228. *Orbitolites* sp.
 229. *Ceripora* (*Reptomulticava*) *collis* D'ORB.

B. Äußere nördliche Kreidezone. Helvetische Kreidefazies. (Vindelicische Fazies nach Reis.)

Zur Topographie.

Die äußere oder vordere Kreidezone zieht im Bereiche unseres Aufnahmegebietes in einem Abstände von durchschnittlich kaum 2 km Luftlinie der inneren Kreidezone nahezu parallel und wird von dieser durch die zwischengelagerte, zu Höhen bis 1600 m aufsteigende Flyschzone getrennt. Sie bildet, da ihr gegen die Hochebene zu nur mehr untergeordnete Molassehügel und flache Terrainwellen vorgelagert sind, zugleich die nördliche Randzone und Randkante des eigentlichen Gebirgslandes.

Wie schon erwähnt worden, gehört der ganze Randzug der helvetischen Kreidefazies an und beginnt im Westen — außerhalb unseres Kartenbereichs — mit dem Grüntal, der bei Burgberg unvermittelt aus der Nachbarschaft jüngerer Bildungen der Molasse und des Flysches als mächtiger östlicher Eingangspforten des oberen Illertales sich erhebt. Ein zu Tage stehender direkter Zusammenhang mit dem

Hauptgebiete der helvetischen Kreidefazies des Westens besteht, wie bekannt ist, nicht. Die gleichgearteten Kreidebildungen tauchen von Burgberg aus erst ca. 10 km das Illertal aufwärts gegen Süden bei Fischen an der Schöllanger Burg und bei Maderhalm wieder auf, von wo dann westwärts der Iller bzw. der Breitach die helvetische Kreide bekanntlich immer mehr an Raum gewinnt.

Der mit einem so beträchtlichen Abstände von der gleichgearteten Kreidezone des oberen Allgäus und des Bregenzerwaldes nach Norden bis zum Gebirgsrande abgerückte Kreidezug besitzt von Burgberg bis zu seinem östlichen Ende bzw. seinem Untertauchen unter Alluvium und jüngeren Schichten bei Waizern eine Längsausdehnung von etwa 26 km, bei einer Breite, die nur am Grünten nahezu 2 km erreicht, sonst aber meist unter 1 km bleibt. In ihm steht die Reuterwanne Spitze mit 1541 m, die Alpspitze mit 1576 m, das Kapplerköpfler mit 1479 m an Höhe dem Grünten mit 1738 m nicht allzuviel nach.

Ogleich der ganze Zug in seiner Gesamtheit der helvetischen Kreidefazies angehört, so zeigen sich doch in seinem Längsverlaufe wider Erwarten mancherlei nicht unerhebliche Differenzierungen namentlich fazieller Art. Diese lassen im Zusammenhalt mit den orographischen Verhältnissen und namentlich den Quertalungen ungekünstelt in der Richtung seines Längsverlaufes drei Teilgruppen oder Unterabteilungen unterscheiden, eine westliche, eine mittlere und eine östliche, von denen jede ihre geologischen Eigenarten und in Zusammenhang damit auch mehr oder weniger ihre orographische Besonderheiten aufweist.

1. Die westliche Teilstrecke mit dem Grüntenstock.

Sie entfällt auf den Gebirgsteil zwischen dem Illertal und dem obersten Wertachlauf und besitzt eine Längenausdehnung von ca. 5 km. Ihren Hauptbestandteil bildet der langgezogene, ungefähr ONO. laufende Rücken des Grünten. Gegen die Wertacher Starzlach, die den Bergzug quer durchbricht, senkt sich die Kammhöhe des Randzuges auf beiläufig 3 km erheblich, um ostwärts gegen die Wertach zu wieder anzusteigen und im Kühberg wieder nahezu 1300 m zu erreichen.

Im Gegensatz zu den östlicheren beiden Teilstrecken des Kreidezuges sind dem Grüntenstocke eigen: eine noch mächtige Entwicklung des eigentlichen Urgon- oder Schrätkalkes, der auch orographisch noch sehr hervortritt, dann das Auftreten von glaukonitreichen Sandsteinbildungen im Verband der Seewenschichten (Burgberger Sandstein, Oberstdorfer Sandsteine), das Auftreten von eozänen Nummulitenschichten im Konnex mit der obersten Kreide und endlich ein verhältnismäßig noch einfacher geotektonischer Aufbau.

Am Grünten und seiner Umgebung hat schon vor langen Jahren Oberbergrat Dr. O. REIS die geologischen Verhältnisse namentlich der oberen Kreide und der Eozängebilde in Gemeinschaft mit ähnlichen Bildungen bei Adelholzen, am Teisenberg zu untersuchen begonnen¹⁾ und seitdem die zusammenhängende geologische Aufnahme und Kartierung des ganzen Gebietes in Angriff genommen.²⁾

2. Die mittlere Teilstrecke.

Sie reicht von dem engen Querdurchbruchtal des Wertachflusses im Westen bis zu der breiten Pfrontner Talfurche bei Pfronten, Kappel und Weißbach im Osten. Die nahezu 10 km lange Randkette wird nun ihrerseits durch das tief ein-

¹⁾ Vgl. diese Jahreshefte 8. Jahrg. 1895.

²⁾ Eine gehaltvolle Studie „Zur Geologie des Grünten“ hat in jüngster Zeit ARN. HEIM veröffentlicht in der Heim-Festschrift, Viertelj.-Schr. d. Nat. Ges. Zürich 1919.

geschnittene, aber schmale Quertal des Reichenbaches westlich Nesselwangs orographisch in zwei ziemlich gleichwertige Unterabteilungen getrennt, nämlich in den westlichen Höhenzug mit der Blesse („Blöße“) und dem etwas seitlich gerückten Reuterwannekopf und in den folgenden östlichen Höhenzug mit der Alpspitze, dem Kappelköpfe und Hündelskopf. Die beiden langgezogenen Höhenrücken lenken, wenn man sich auf der Bahnlinie Kempten—Pfronten dem Gebirge nähert, lange Zeit den Blick des Reisenden auf sich.

Im Gegensatz zur Grüntengruppe sind dieser mittleren Teilstrecke des Reuterwannekopfes und der Alpspitze eigentümlich: das Fehlen des eigentlichen Urgon- oder Schrattenkalkes mit Requienien, der nur noch am Westende bei dem Markte Wertach in sehr verringerter Mächtigkeit in kleinen Partien vorhanden ist, dann aber ostwärts durch anders geartete Schichten vertreten wird; ferner das Fehlen der im Grüntengebiet noch wohl entwickelten obercretazischen Glaukonitsandsteine (der Burgberger und Oberstdorfer Sandsteine) und der eozänen Nummulitenschichten und endlich in tektonischer Beziehung ein viel stärkerer seitlicher Zusammenschub der Falten und vorwiegende Steilstellung der Schichten.

Das Gebiet dieser ganzen Teilstrecke wird vorwiegend von Viehweiden und von Wald eingenommen. Vereinzelte Felspartien ragen auf der Kammlinie oder an den Gehängen wohl da und dort auf, aber in Anbetracht des nichts weniger als einfachen inneren Aufbaues des ganzen Randzuges bilden Schuttgelände und die ausgebreitete Vegetationsdecke nur zu oft ein sehr empfindliches Hemmnis für eingehendere Beobachtungen.

3. Die östliche Teilstrecke der Freiberg-Eisenberg-Höhengruppe.

Eine sehr erhebliche Unterbrechung erfährt der vordere Kreidezug bei Pfronten-Kappel- und Weißbach durch die über 1 km breite, ebene und teilweise versumpfte Talfläche, die bei Pfronten-Steinach vom unteren Vilstal abzweigt und über Nesselwang zur Wertach bei Maria-Rain zieht, eine Talfläche, die, durch tektonische Störungen vorbereitet, nur von einem wasserreichen Gebirgsstrome erodiert worden sein kann, als welcher doch wohl nur der Lech mit der Vils in Betracht kommen kann. Jenseits dieser breiten Talsenke, in der noch einige kleine Kreidehügel inselartig aus den Alluvionen herausragen, erhebt sich, im ganzen so ziemlich in der bisherigen Längsrichtung, nur etwas gegen Norden seitabgerückt, unsere Kreidezone wieder auf eine Längenausdehnung von fast 5 km, bleibt aber auf dieser östlichen Teilstrecke, die wir nach ihren beiden höchsten ruinegekrönten Erhebungen am besten die Freiberg-Eisenberg-Gruppe nennen können, in ihrer Höhenentwicklung so beträchtlich zurück, daß sie die 1000 m-Kurve nur mehr in den beiden genannten Höhepunkten unerheblich übersteigt (Ruine Eisenberg 1055 m, Ruine Hohenfreiberg 1050 m). Trotz ihrer geringen Höhe ist diese Teilstrecke doch orographisch sehr lebhaft gegliedert und zeigt im kleinen einen überaus reichen und überraschenden Wechsel im Landschaftscharakter. Es braucht kaum eigens betont zu werden, daß dieser reiche Wechsel in dem landschaftlichen Detailcharakter begründet ist einerseits in einem relativ verwickelten geologischen Aufbau und andererseits in weitgehenden Abtragungen und Modellierungen aus der Diluvialzeit.

Im Gegensatz zu der mittleren Teilstrecke sind für diese östliche Kreidegruppe charakteristisch: das Wiederauftauchen des Urgon- oder Schrattenkalkes, der indes in der Westhälfte noch wenig mächtig entwickelt erscheint und nur ganz vereinzelt Requienien führt, dagegen in der Osthälfte, namentlich bei Lieben,

mächtiger wird und von Requinien ganz erfüllt ist; sodann das Vorkommen von hellen Aptkalken mit Orbitulinen, die in der mittleren Teilstrecke nur bei Wertach vorhanden sind, dann aber ostwärts in den Profilen fehlen; endlich im Osten bei Pröbsten das Auftreten graugrüner obercretazischer Tonmergel zwischen den Seewenbildungen und den südlich gelegenen Flyschhügeln, wie sie sonst westwärts in unserem Gebiete nirgends beobachtet werden konnten.

Noch sei bemerkt, daß in der Freiberg-Eisenberg-Gruppe die Aufschlüsse nur an ein paar Stellen etwas tiefer als die Urgonkalke herabgehen und auch da sind sie wegen der Vegetationsdecke so mangelhaft, daß umfassendere Beobachtungen nicht möglich sind.

Zur Stratigraphie.

Die jurassischen Liegendschichten der kretazischen Ablagerungen unseres vorderen Kreidezuges treten an keiner Stelle mehr zu Tage.

Die tiefsten Schichten, die in dem Kreidezuge noch zu Tage treten, gehen nirgends sicher nachweisbar unter das Barrem herab. Nur in einem Profile bei Nesselwang bleibt es zweifelhaft, ob nicht die tiefsten Schichtenlagen noch der Hauterive-Stufe angehören. Solange keine entscheidenden Fossilfunde gemacht werden, muß die Frage offen bleiben.

Die Altersstufen, die im vorderen Kreidegebiet sicher zu unterscheiden sind, sind von unten nach oben folgende: 1. Barrem oder die Barremstufe; 2. die Aptstufe (Aptian); 3. Gault (Albian); 4. Cenoman zum Teil und Turon (Seewenkalk); 5. Senon (Seewenmergel); 6. oberste Kreidemergel von Pröbsten.

Es ist bekannt, daß sich das Schichtensystem der helvetischen Kreide namentlich in seiner oberen Abteilung von jeher nur mit mancherlei Schwierigkeiten und Zwang sich in das ältere und in außeralpinen Gebieten gewonnene Stufenschema hat einfügen lassen wollen, vor allem auch, weil vielfach die zulänglichen paläontologischen Anhaltspunkte nur sehr spärlich zu Gebote standen.

Was das hier zu behandelnde Gebiet anbelangt, kann die oben verzeichnete Altersgliederung in der Hauptsache als paläontologisch leidlich gesichert gelten, wenn auch die schärfere und genauere gegenseitige Abgrenzung der einzelnen Stufen immer noch Schwierigkeit bereitet.

Bekanntlich hat die neuere eindringlichere Erforschung der alpinen Kreide zu einem weiteren Ausbau der Altersgliederung und auch teilweise zu neuen Stufenbezeichnungen geführt. Da diese revidierte und weiter ausgebauten Gliederung den gegebenen Verhältnissen auch unseres Gebietes besser entspricht, ergab sich ihre Annahme und Anwendung eigentlich von selbst. Da die tieferen Kreidestufen in unserem Gebiet nicht mehr zu Tage treten, so kommen nur mehr in Betracht die eingebürgerten älteren Namen „Urgon“ bzw. „Schrattenkalk“ als Stufennamen, ebenso die Bezeichnung „Neokom“. Was die Bezeichnung „Urgon“ bzw. „Schrattenkalk“ anbelangt, so läßt gerade die Art und Weise, wie in dem Verlauf des vorderen Kreidezuges innerhalb geringfügiger Distanzen der „Urgon“- oder „Schrattenkalk“ in den Profilen ohne jegliche erkennbare Sedimentationsunterbrechung verschwindet und dann andernorts wieder auftaucht, ganz klar und bestimmt erkennen, daß dieser charakteristische Kalk nur eine spezielle Art der Sedimentation und also nur eine Faziesentwicklung darstellt, nicht aber eine durchgehende selbständige Altersstufe. Es ist dies eine Beobachtung, die bekanntlich schon längst auch ander-

wärts, insbesondere in den Westalpen, von verschiedenen Forschern gemacht worden ist¹⁾ und durch die Erscheinungen in unserem Gebiete nur neu bestätigt wird.

Was die Gliederung der oberen Kreide betrifft, so konnte der „Seewenkalk“ auf Grund seiner Fossileinschlüsse in unserem vorderen Kreidezug und in den bayerischen Voralpen in der Hauptsache dem Turon zugewiesen werden. Die Übergangsschichten vom Gault zum Seewenkalk enthalten teilweise Fossilformen, die für das Cenoman als charakteristisch gelten, woraus sich ergeben dürfte, daß auch das Cenoman wenigstens teilweise vertreten erscheint. Eine genauere besondere Abtrennung und Abgrenzung desselben war noch nicht möglich. Die Zuweisung der Seewenmergel zum Senon ergab sich aus deren Stellung im Schichtensystem und wohl auch aus den dürftigen Fossilresten, die in ihnen gefunden wurden.

I. Barremstufe.

Als das tiefste bekannt gewordene Formationsglied des vorderen Kreidezuges gelangt das Barrem nicht mehr überall mit der ganzen Schichtenfolge zum Ausstreichen, so daß wir von verschiedenen Stellen nur dessen obere Schichtenreihen kennen. Am tiefsten gehen die Aufschlüsse in dem Quertobel des Steinebaches bei Pfronten-Kappel und dann in den Rinnsalen der beiden Quellarme des Schloßbaches an dem nordöstlichen Hang der Alpspitze. Es ist möglich, daß in dem letztgenannten Gebiet ein Teil der tiefsten Schichten vielleicht der Hauterive-Stufe angehören, was vorerst mangels Fossilbelege nicht zu entscheiden ist. In der Freiberg-Eisenberg-Gruppe tritt das Barrem nur mehr an einer Stelle des westlichsten Teiles mit einigen Schichtenlagen zu Tage.

Eine Eigenart des Barrems unserer vorderen Kreidezone, die es auch mit der nächst höheren Aptstufe teilt, ist, daß es in seiner Längserstreckung von Westen nach Osten oft schon nach verhältnismäßig unbedeutenden Zwischenräumen zum Teil gar nicht unerhebliche Änderungen der Gesteinszusammensetzung und -Beschaffenheit aufweist, was in der Aptstufe sich noch steigert und seinen Höhepunkt erreicht.

Was nun die **petrographische Beschaffenheit** der Barremstufe im allgemeinen anbelangt, können wir uns in Anbetracht ihrer Unbeständigkeit der Gesteinsentwicklung nur auf ganz allgemeine Angaben beschränken. Es läßt sich zusammenfassend nur sagen, daß die tiefere Abteilung dieser Stufe im allgemeinen eine mergelige Ausbildung zeigt. Es walten bald festere wohlgeschichtete dünne graublau bis graue Mergelbänke, bald dünngeschichtete bis schieferige dunkle weiche Mergel mit untergeordneten sandig kieseligen oder kalkig kieseligen Einlagerungen vor. Nach oben stellen sich gewöhnlich mehr gelblich anwitternde Mergelkalke und Kalkbänke ein. Wo im Hangenden die Schichten der Aptstufe eine ähnliche mergelig kalkige Ausbildung und Wechsellagerung besitzen, ist eine schärfere Abgrenzung der beiden Stufen gewöhnlich nicht möglich.

a) Profil am Lampenbach bei Wertach; Barrem im Gebiet der Wertachenge.

In der westlichen Abteilung der mittleren Teilstrecke gelangen die Barremschichten nur mehr teilweise zum Ausstreichen und sind meist auch nur sehr mangelhaft aufgeschlossen. Nur an dem auf der Karte nicht benannten Lampenbächlein, das sich etwa 1 km östlich des Wertachdurchbruches bei Markt Wertach auf der Nordseite des Kreidehöhenzuges ein Rinnsal eingefurcht hat, sind die Auf-

¹⁾ Vgl. Näheres hierüber bei KILIAN, *Lethaea geognostica*.

schlüsse im Barrem etwas umfassender. Die entblößten Schichten, die O. 15° S. streichen und ca. 75° nach Süden steil einfallen, bestehen aus ziemlich festen, wohlgeschichteten grauen Mergeln, wie sie sonst für das Barrem der helvetischen Fazies auch anderwärts, z. B. im südlichen Allgäu bei Tiefenbach etc., typisch sind. Steigt man in dem Graben südlich aufwärts, so stellen sich später immer mehr kalkige Einlagerungen ein und die zwischengelagerten Mergel werden schieferiger, tonreicher und leichter verwitterbar und damit werden die Gehänge schuttreicher und die Aufschlüsse mangelhafter. Es folgt aber aufwärts kein Schrattenkalk mehr, wie solcher einige hundert Meter westwärts noch in Felspartien und Steilwändchen zu Tage tritt, sondern es mehren sich nur etwas dickere Kalkbänke von teils dichtem, teils grobkörnigem Gefüge, mit Austern und reichlich zwischengelagerten Mergelpartien. Weiterhin aufwärts geben uns Kalkbänke mit der *Orbitolina lenticularis* Kunde, daß wir uns schon im Apt befinden. Eine genauere Grenze der beiden Stufen ist in dem stark verschütteten Gelände nicht zu ziehen. Das ganze Gebiet ist hier tektonisch stark gestört, wie ein Blick auf die Karte zeigt. Will man die Barremmergel in der Richtung des Streichens weiter gegen Osten verfolgen, so stößt man bald auf Seewenkalke, bald auf Gault etc., und Streichen und Fallen ändert sich oft schon in kurzen Abständen.

b) Barrem an den Schloßbächen b. Nesselwang. Glaukonitisch sandig-mergelige Schieferfazies.

An den beiden Quellarmen des Schloß- oder Mühlbaches bei Nesselwang bildet das Barrem die Basis des kretazischen Muldenflügels, der an dem Nordgehänge der Alpspitze in einer Höhe von 1200 m an die vorgelagerte Molasse angrenzt bzw. auf sie übergreift. Wie die Aufschlüsse — die in dem tief eingerissenen Rinnsal des östlichen Quellarms viel besser und umfassender sind als in dem stark verschütteten, auf der Karte „Schloß-Bächel“ bezeichneten westlichen — ersehen lassen, weichen hier die Barremschichten petrographisch in erheblichem Maße ab von dem Barrem, wie wir es westwärts am Lampenbach bei Wertach kennen lernten. Sie bestehen in der Hauptsache aus einem 60—70 m mächtigen Komplex dünner, im bergfeuchten Zustand schwarzer oder dunkelgrauer, mehr oder weniger feinsandiger Schiefer. Sie sind namentlich in der unteren Abteilung stark zerdrückt und werden vielfach von zahllosen weißen Kalkspatadern durchschwärmt, so daß sie stellenweise ein scheckiges Aussehen gewinnen. Nicht selten finden sich dünne knollige Einlagerungen, die sehr fest und hart sind und an sog. Kieselkalke erinnern. Nach Ausweis von Dünnschliffen werden sie zusammengesetzt aus winzigen unregelmäßigen Quarzkörnern, die durch ein dunkles kalkiges oder mergeliges Bindemittel innig verkittet sind. Sie enthalten ebenso wie die übrigen Schiefer bald reichlicher, bald weniger reichlich oft stark verunreinigte und pigmentierte Glaukonitkörner eingestreut, ohne daß diese indes einen merklichen Einfluß auf die Farbe des Gesteins ausübten. In der umfassenden Schieferreihe wechseln verschiedenfach weichere und tonreichere und dichte, weniger dunkle Partien mit härteren schwarzen und mehr sandigen ab, die gewöhnlich auch unregelmäßiger geschichtet und zuweilen knollig und knauerig sind. Manche Komplexe bleichen bei der Verwitterung etwas aus, andere werden licht gelblich oder rostfleckig und auf den Klufflächen braun, was offenbar mit dem größeren oder geringeren Gehalt an Glaukonit zusammenhängt.

Wenn man von vereinzelt Einschlüssen meist schlecht erhaltener Textularien und anderer Reste von Foraminiferen absieht, zeigen sich die Barremschiefer so

gut wie fossilfrei, bis auf eine etwa 50—60 cm mächtige, feinsandig-mergelige, schmutzig-graue und Glaukonit-führende Bank in der obersten Abteilung des Schieferkomplexes, die sich als eine echte

Austernbank

erweist. Die Bank ist erfüllt von einer Menge aufeinander gehäufte, ineinander verknäuelte Schalenrümpfer und verschiedenfach zerbrochener, verbogener Schalenklappen einer glatten, dünnchaligen Auster. Leider ist die Bank nur auf der Bachsohle selbst und da auch meist nur vorübergehend aufgeschlossen. Die zahlreichen Schaleneinschlüsse und Bruchstücke scheinen alle der gleichen Art anzugehören. Die untersuchten Schalen sind verhältnismäßig stark gewölbt, die Wirbelpartie ist aufgeblasen, die Wirbelspitze durchgehends abgebrochen. Die stark aufgewölbte Schale besitzt einen verhältnismäßig großen, meist deutlich abgesetzten und gewölbten Seitenflügel, der aber gewöhnlich durch Druckwirkung deformiert oder unvollständig erhalten ist. Die besterhaltenen Stücke kommen in ihrem ganzen Habitus den Formen am nächsten, die bei PICTET & CAMPICHE, Foss. d. St. Croix, Bd. 4 S. 311 Taf. 194 Fig. 2 als *Ostrea vesiculosa* (SOW.) GUER. beschrieben und abgebildet sind (nicht zu verwechseln mit *Gryphaea vesicularis* LAM.). Unsere Muscheln sind erheblich größer und der Seitenflügel ist viel mehr nach hinten ausgezogen, so daß eine Identifizierung mit der genannten Cenoman- und Gaultform wohl ausgeschlossen ist. Die Form möge vorerst, bis bessere Funde gemacht werden, unter der Bezeichnung

Ostrea aff. vesiculosa (SOW.) GUERANG.

aufgeführt werden.

Auf die geschilderte Austernbank, die ihrerseits selbst eine mehr oder weniger schieferige Struktur zeigt und nur durch ihre zahlreichen Austerneinschlüsse das Aussehen einer einheitlichen Gesteinsbank gewinnt, folgen noch auf etwa 10—12 m wieder dünnchieferige und blätterige, meist stark zerdrückte dunkle, feinstsandige Mergel, die von zahllosen Kalkspatadern durchsetzt werden und zwischen den Schichtflächen vielfach Kalzitablagerungen zeigen. Sie sind anscheinend vollständig versteinerungsleer. Die weiter aufwärts nach einer Unterbrechung der Aufschlüsse durch Schutt und Blockwerk zu Tage tretenden verschiedenen Kalk- und Mergelkalkbänke weisen wir der Aptstufe zu.

c) Barremschichten im Steinebachtobel und Langenbachtel; zum Teil Spongienfazies.

In dem tiefeingefurchten Steinebachtobel, das bei Pfronten-Kappel den ganzen Kreidezug quert, tritt am Tobeleingang nur mehr in steiler Schichtenstellung ein Teil der Aptstufe zu Tage, während die sich anschließenden Barremschichten schon unter die Alluvionen des Pfronten-Nesselwanger Tales fallen. Hat man tobeleinwärts gehend die Schichtenserie Apt-Gault-Seewenbildungen des Nordrandes gequert, so treten nach einer kurzen Tobelweitung wieder an den Gehängen ebenfalls senkrecht gestellte Mergel und Kalke der Aptstufe einer zweiten Schichtfalte zu Tage, an die sich dann Barremschichten anschließen. Die Aufschlüsse sind an dem bewaldeten und verschütteten Tobelgehängen nur sehr lückenhaft, so daß sich auch nur ein lückenhaftes Bild der Schichtenfolge gewinnen und eine Abgrenzung zwischen Apt und Barrem sich nicht genau vornehmen läßt. Von den an Abrutschstellen mehrfach entblößten grauen unregelmäßig und dünngeschichteten Mergeln zeigen sich verschiedene Lagen nach Ausweis von Dünnschliffen sehr reich an einstrahligen, aber schon völlig kalzinierten Spongiennadeln, ebenso wie an schlecht-erhaltenen Foraminiferen.

Besser sind die Aufschlüsse der Barremschichten in dem von Westen her in das Steinebachtobel einmündenden Langbachtel, wo der Bach in starkem Gefälle sich tief in den wenig widerstandsfähigen Mergeln eingefurcht hat. Da aber dieses Rinnsal nahezu im Streichen der Mergel verläuft, wird nur ein beschränkter Teil der Schichtreihe bloßgelegt. Die zu Tage tretenden Mergel, die O. 25° S. streichen und mit 70 bis 75° nach Norden einfallen, sind von grauer Farbe, wittern gelblich an, sind dünngeschichtet, teilweise schieferig und schließen, wie die Schliffpräparate zeigen, zahlreiche unregelmäßige Quarzkörner von verschiedener Größe ein, ebenso verschieden große Glaukonitkörner und unbestimmbare Foraminiferen. Spongienadeln fehlen diesen Lagen.

Soweit die Barremschichten im Steinebachgebiet der Beobachtung offen stehen, zeigen sie in ihrem Gesteinscharakter in Farbe, Gefüge nicht unbeträchtliche Abweichungen von jenen des 2 km entfernten Schloßbaches. Sie erinnern vielmehr an tiefere Lagen von Seewenmergel, sind jedoch kalkhaltiger und fester.

An Versteinerungen erweisen sich die Mergel sehr arm. Bei der Wildbachverbauung wurde im Langbachtel in ihnen ein sehr großes Exemplar eines Ammoniten beobachtet, das dann aber bei den Freilegungsversuchen seitens der Arbeiter in Trümmer ging.

Die Mergel lieferten auch einige Reste von Belemniten mit ovalem Querschnitt, die aber eine genauere Artbestimmung nicht zuließen.

d) Knollenkalkfazies von Pfronten-Rehbüchel.

Eine andere lokal eigenartige Gesteinsausbildung zeigen die Barremschichten — wenigstens deren obere Abteilung, die tieferen Lagen sind nicht aufgeschlossen — an den südlichen Gehängen des Höhenzuges, der schräg gegenüber von Pfronten-Kappel und der Steinebachmündung jenseits des Pfronten-Nesselwanger Tales bei Pfronten-Rehbüchel sich erhebt und den westlichen Ausläufer der Freiberg-Eisenberggruppe bildet. Es ragen hier an dem Gehänge nordwestlich des kleinen hübsch gelegenen Dörfchens aus dem Viehweideboden an verschiedenen Stellen in kleinen Felspartien die Schichtköpfe eines stark verunreinigten, knollig ausgebildeten Kalkes und Lagen von Kalkbrekzien mit schwachen Mergelzwischenlagen auf. Soweit die nicht sehr deutliche Schichtung ersehen läßt, streichen die Schichten O. 20° S. und fallen 70° N. ein. Sie werden normal überlagert von solidem grauem, dickbankigem Orbitolinenkalk der Aptstufe. Ihre stratigraphische Stellung im Liegenden der letzteren und der Umstand, daß in ihnen keine Spuren mehr von der *Orbitulina lenticularis* zu entdecken sind, weist sie also schon dem Barrem zu, wobei es nicht ausgeschlossen ist, daß ein Teil von ihnen vielleicht noch das tiefste Apt vertritt.

Der lichtgraue und teilweise gelbliche, nahezu dichte bis körnige Kalk ist stellenweise stark brekziös und undeutlich geschichtet, d. h. er besteht aus unregelmäßig knauerigen und knolligen gepreßten Lagen und flaserig-knauerigen Mergelzwischenlagen und wird verschiedenfach durchsetzt von zahlreichen Kalkspatadern, kleinen Gleitflächen und zackigen Drucksuturen. Dementsprechend hat der Kalk auch innerlich verschiedentlich eine weitgehende kristalline Umwandlung erfahren, wodurch die organogenen Bestandteile vielfach vollständig zerstört wurden. Um so mehr muß man sich verwundern, daß bei einzelnen Brocken und Gesteinstrümmern die holperige Oberfläche, die unter dem Schutz toniger Zwischenmittel stand, bedeckt ist von zum Teil sehr gut erhaltener Korallen, während bei anderen weniger geschützten die Korallenstruktur nur mehr undeutlich zu erkennen ist. Es unter-

liegt kaum einem Zweifel, daß in diesen Kalken echte Korallenriffbildung vorliegt, die all die unregelmäßigen Strukturerscheinungen erklärlich macht, durch die dann der nachträgliche tektonische Druck zur Gesteinsumgestaltung so vielgestaltige Angriffspunkte vorfand.

Die **Mächtigkeit** der geschilderten Riffkalke, soweit sie der Beobachtung einigermaßen offen liegen, ist auf etwa 12—15 m abzuschätzen. Die Terraingestaltung läßt vermuten, daß nach unten Mergel vorherrschend werden, entsprechende Aufschlüsse fehlen indes.

An **Versteinerungen** wurden entnommen und bestimmt:

Korallen:

1. *Latimacandra Lorioli* Koby.
2. *Latusastraea* cf. *provincialis* D'ORB.
3. *Dimorphastraea crassisepta* D'ORB.
4. *Enallohelix Rathieri* D'ORB.
5. *Eugyra digitata* Koby.
6. *Prohelix neocomensis* FROM.
7. *Cyathophora* cf. *regularis* FROM.
8. *Stylina* sp.
9. Verschiedene Korallenformen, die wegen schlechter Erhaltung oder ungenügenden Materials nicht bestimmt werden konnten.

Außerdem wurde noch gefunden:

10. *Rhynchonella irregularis* PICTET.

Anmerkung. Ob von dem im vorderen Kreidezug vorkommenden Urgon- oder Schrattenkalk noch ein Teil in das Barrem herabreicht, muß unentschieden bleiben, da hierfür keine Beweise vorliegen. Sicher ist, daß er in seiner Hauptmasse der Aptstufe angehört. Wir werden ihn zur Vermeidung von Wiederholung daher einheitlich bei der folgenden Besprechung der Aptstufe behandeln, wie er auch auf der Karte als dieser Stufe angehörend eingetragen wurde.

2. Aptstufe (Aptian).¹⁾

Die Aptstufe ist in unserer vorderen Kreidezone der Hauptsache nach in zweierlei Ausbildungsarten entwickelt, in der rein kalkigen Urgonfazies mit meist schroffem Übergang zum auflagernden Gaultsandstein und dann in einer Wechsel- oder Mischfazies, in der gewöhnlich tonreiche schieferige Mergel mit Kalkbänken wechsellagern und bei der der Übergang zum Gault im Hangenden in der Regel durch Vermittlung von immer sandiger und glaukonitreicher werdenden Schiefen nur allmählich erfolgt. Unter sich stehen die beiden Faziesarten einander keineswegs schroff gegenüber, vielmehr bestehen zwischen ihnen unverkennbar mancherlei Beziehungen, wie namentlich die nicht selten zoogene Natur der beiderseitigen Kalkgebilde erkennen lassen. Leider können die Übergänge bei den oft weit auseinanderliegenden Aufschlüssen im einzelnen nicht näher studiert werden.

A. Kalk- und Urgonfazies.

Ihr Vorkommen ist in unserem Kartenbereich nur auf ein kleines Gebiet bei Wertach im Westen, sodann auf die Freiberg-Eisenberg-Gruppe im Osten be-

¹⁾ Wir bevorzugen mit KILIAN die Bezeichnung Aptstufe. Insofern wir im flüchtigen Gebrauch die abgekürzte Form der etwas schwerfälligen Wortzusammensetzung vorziehen, werden wir auch verständlich sein, wenn wir kurzweg „Apt“ schreiben oder das Wort wenigstens mit der alten vollklingenden Nachsilbe „ian“ verwenden.

schränkt. Sie erreicht aber hier keineswegs mehr die Massenentwicklung, die im Landschaftscharakter noch erheblich zum Ausdruck käme, ganz im Gegensatz zu dem westlich benachbarten Grüntengebiete, wo der Urgonkalk noch stattliche Wände, Felszinnen und Gehängestufen aufbaut. Trotzdem zeigt unsere Kalkfazies in ihrer Gesteinsausbildung noch lokale Differenzierungen. Es sind die folgenden zwei Abarten der Kalkfazies zu unterscheiden und getrennt zu halten:

1. Schratten- oder Requienienkalk,
2. eigentlicher Orbitolinenkalk.

Sie scheinen, soweit die recht oft beschränkten Aufschlüsse erkennen lassen, sich in ihrer horizontalen Verbreitung gegenseitig auszuschließen.

1. Eigentlicher Requienien- oder Schrattenkalk.

Im Westen tritt er vom Grüntenzug her noch bei dem Wertachdurchbruch in einer vom Schichtenverband losgerissenen und überschobenen Scholle und in einer zweiten kleinen Partie am Gseng auf. Erst in einem Abstand von 10 km taucht er in der Freiberg-Eisenberg-Gruppe wieder auf, beschränkt sich aber auch hier in seiner rein kalkigen Ausbildung in der Hauptsache nur auf den Nordrand des Höhenzuges.

Gesteinsbeschaffenheit. Wo er in typischer Weise auftritt, ist er, wie anderwärts, meist massig entwickelt oder undeutlich geschichtet und dickbankig, und von lichtgrauer, gelblichgrauer Farbe. Während gewisse Partien makroskopisch nahezu dicht oder feinkönig sind, erscheinen andere grobkörnig, zeigen spätiges Gefüge oder auch oolithische Struktur, ja einzelne Schichten sind nahezu vollständig oolithisch. Manche Schichten sind durch tonige, dunkle, flaserige Beimengungen stark verunreinigt, doch konnte ich nie beobachten, daß der Kalk hier so stark bituminös wird, wie das beim Schrattenkalk im oberen Allgäu in der Gegend von Tiefenbach stellenweise der Fall ist. Namentlich die mehr massig entwickelten Partien sind von zahllosen Kalkspatadern und Kalkspatputzen regellos durchschwärmt. Wo er in weniger dicken Bänken abgelagert ist, wie bei Lieben, zeigt er unebene höckerige Schichtflächen. Durch die Verwitterung bleicht er aus, wird rauhfächig und bedeckt sich an steilen Stellen mit einer mehligten Kruste.

Zu Schrattenbildungen im größeren Stile ist es in unserem Gebiete nirgends gekommen, da seine Schichten hierzu fast überall zu steil aufgerichtet sind.

Seine zoogene Natur als eine Seichtwasserbildung kann er nirgends verleugnen, wie alle Dünnschliffe erkennen lassen, wenn auch die organischen Einschlüsse oft einer weitgehenden Zerstörung und Umwandlung unterlagen. Stark beteiligt sind an der Zusammensetzung des Gesteins zahllose Foraminiferen, namentlich auch Milioliden, während die Textularien, die in den tieferen Barrem-schichten noch so häufig sind, sehr zurücktreten. Außer den Foraminiferen sind in den Dünnschliffen auch zahlreiche bald regellos begrenzte, bald abgerollte Bruchstücke von Echinodermen zu beobachten, dann stellenweise auch Stromatoporen und Bryozoen, die nicht selten durch die Anwitterung auf der Oberfläche sogar makroskopisch zu erkennen sind.

In der aus dem ursprünglichen Schichtenverbände losgelösten überschobenen Scholle am Kalkofenkopf bei der Wertachenge, dann in den Schrattenkalkschichten bei Lieben in der Freiberg-Eisenberg-Gruppe wird der Kalk in der bekannten Weise auch noch charakterisiert durch eine kleinere Form von *Requienia ammonica* GOLDF., von denen das Gestein stellenweise geradezu erfüllt ist und deren Schalenquerschnitte

aus der angewitterten Oberfläche vorragen. Sie sind indes so innig mit dem harten Gestein verwachsen, daß es fast unmöglich ist, vollständige Stücke herauszuschlagen.

An **Versteinerungen** aus dem Urgonkalké konnten bestimmt werden:

1. *Requienia ammonica* GLDF. (Wertach, Lieben. Kleinere Form).
2. *Exogyra tuberculifera* COQ. Wertach.
3. *Pecten Greppini* PICT. & REN. Wertach. 4. — sp. n.
5. *Rhynchonella Bertheloti* KILIAN. Gseng, Wertach.
6. *Spiriferina* sp. Kalkofenkopf.
7. *Terebratula* sp. Kalkofenkopf.
8. *Pygaulus?* sp. Gseng.
9. *Bryozoen* allgem.
10. *Stromatopora* sp. n.
11. *Foraminiferen*: Milioliden.

Beschreibung des *Pecten* sp. n.: Länge 8 mm, Höhe 14 m, also hochgestreckt und schlank. Die ziemlich stark gewölbte dünne Schale ist fast glatt und nur von wenigen feinsten Radiallinien bedeckt, die von breiten Zwischenräumen getrennt werden. Die Anwachsstreifung ist selbst mit guter Lupe kaum sichtbar. Apikalwinkel spitz, Ohren unbekannt. Die schlanke Gestalt und bedeutendere Größe, die deutliche Radialstreifung und die zurücktretende konzentrische Streifung unterscheiden unsere *Pecten*form deutlich vom *Pecten Greppini* COQ. Da von der Form bis jetzt nur eine Klappe vorliegt und die Beschaffenheit der Ohren nicht bekannt ist, wurde vorerst davon Abstand genommen, die Form mit einem neuen Artennamen zu belegen.

Anmerkung. Orbitolenführende Zwischenlagen konnten in unserem Schrattenkalk nicht beobachtet werden; damit kommt auch die anderwärts durchführbare Zweigliederung in einen unteren und oberen Requienienkalk in Wegfall.

2. Orbitolenkalk.

Ein reiner gleichheitlich grauer oder gelblich grauer Kalk von feinkörnigem bis makroskopisch dichtem Gefüge und fein splitterigem Bruche. Im Dünnschliffe zeigt er eine helle kristallinische Grundmasse, in der zahlreiche trübe undeutlich begrenzte Körner und zahlreiche Foraminiferenreste eingestreut liegen.

Der Kalk ist undeutlich und unregelmäßig geschichtet, bildet zuweilen dicke massige Bänke und wird von schmalen, nur bei genauer Betrachtung in die Augen fallenden Kalkspatadern und Neubildungen durchsetzt, wodurch er sich von dem eigentlichen Schrattenkalk auffallend unterscheidet. Er besitzt im Gegensatz zu dem letzteren auch fast gar keinen Gehalt an Bitumen, weshalb er auch oberflächlich durch die Verwitterung nur wenig ausbleicht oder rauhfällig wird. Nur die mehr körnige Abart (Gseng bei Wertach) wittert gelblich aus und wird etwas rauhfällig.

Das Gestein ist, wie die Dünnschliffe von ihm erkennen lassen, vorwiegend eine zoogene Bildung, was besonders der reiche Gehalt an Foraminiferen, namentlich an Textularien beweist.

Die für den Schrattenkalk so charakteristischen und häufigen Milioliden treten im Orbitolenkalk zurück, dagegen wird er besonders charakterisiert durch die Einschlüsse der *Orbitulina lenticularis* LAM. und der *var. conoidea* und *discoidea* A. GRAS, die zwar nicht so reichlich und gehäuft vorkommen, wie das sonst in gewissen mergeligen Zwischenlagen des Urgon- oder Schrattenkalkes, z. B. am Hirschsprung bei Obermaiselstein oder in den Gebieten des Bregenzer Waldes, am

Säntis etc., der Fall ist, die aber meist einen ganz vorzüglichen Erhaltungszustand aufweisen und auf ihrer Oberfläche die feine konzentrische Streifung und in den Querschnitten die Kammerung und namentlich die feinere Kammerung und Verästelung gegen die Oberfläche in ganz ausgezeichneter Weise zeigen.

Der Orbitolinenkalk scheint in unserem Gebiete den Übergang von der reinen Urgonfazies zu der gemischten Kalk-Mergelfazies darzustellen, wenigstens findet er sich, soweit die oft nur sehr dürftigen Aufschlüsse ein Urteil gestatten, nur in den Grenzbereichen der beiden genannten Arten.

Im größeren Umfange konnte sein Vorkommen bis jetzt festgestellt werden in dem Hügelzuge nördlich von Pfronten-Rehbichel und dann bei Wertach östlich des Kalkofenkopfes.

Das erstgenannte Vorkommen bei Rehbichel ist nur ca. 2 km Luftlinie ostnordöstlich schräg gegenüber von der Steinebachmündung bei Pfronten-Kappel entfernt, wo die Aptschichten noch in ganz typischer Weise in der kalk-mergeligen Mischfazies entwickelt sind. Der Orbitolinenkalk bildet hier bei Rehbichel das Hangende der korallenführenden, oben beschriebenen Barremschichten und das Liegende des Gaultgrünsandsteins, der den Grat des Höhenzuges aufbaut. Er tritt mit seinen dicken Bänken nur an einzelnen Stellen aus dem Rasen des Weidengeldes heraus, läßt sich aber weiterhin gegen Osten verfolgen. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 18 m. Mergelige Einlagerungen wurden nicht beobachtet. Sein Kontakt mit dem aufsetzenden Gault ist zwar nicht aufgeschlossen, doch kann gesagt werden, daß die glaukonitische Sandmergelschieferserie, die gegenüber bei der Steinebachmündung den Gault einleitet, hier fehlt, ein Beispiel, wie rasch sich in diesem Gebiete fazielle Änderungen einstellen. Bezeichnend ist auch, daß der Orbitolinenkalk, der hier bei Rehbichel dem Südflügel einer stark zusammengeschobenen Mulde angehört, in dem anscheinend zugehörigen Nordflügel dieser Mulde schon durch massige, anders geartete Kalke ersetzt wird, die in ihrem Gesamthabitus sich schon sehr dem typischen Schratzenkalk nähern und in denen auch keine Orbitolinen mehr entdeckt werden konnten.

Bezüglich des Auftretens unseres Kalkes im Gseng bei Wertach auf dem Sattel östlich des Punktes 1110 sei bemerkt, daß er hier den Höhenrücken zusammensetzt, aber nur sehr mangelhaft erschlossen ist und zum Teil nur in Blöcken aus dem Rasen heraustritt. Der schöne massige Kalk spielt hier etwas ins Gelbliche und enthält auch wohlerhaltene Orbitolinen. Gegen das nördlich anstoßende, aber mangels an Aufschlüssen nicht näher abgrenzbare Barrem zu stellt sich eine Wechsellagerung von Kalkbänken mit Mergel einlagerungen ein und die einzelnen fast durchgehends zoogenen Kalkbänke zeigen einen sehr wechselnden Gesteinscharakter und nicht allzuseltene Spuren von Brachiopoden und Bivalven.

Versteinerungen: 1. *Orbitulina conoidea* GRAS. 2. — *discoidea* GRAS.

3. *Stomatopora* sp.

4. *Lituola (Haplophragmium)* sp.

5. *Biloculina* sp.

6. *Diplopora* cf. *Mühlbergi* LORENTZ.

B. Misch- oder Mergel- und Kalkfazies.

In dem größten Teile unseres vorderen Kreidezuges, nämlich auf der etwa 10 km langen Strecke von Vorderreute bei Wertach bis Pfronten-Weißbach zeichnet

sich die Aptstufe durch einen regen Wechsel von mehr oder weniger schieferigen und tonreichen Mergeln und von Mergelkalkbänken aus. Im einzelnen bleibt auf dieser Strecke die Gesteinsfolge nie lange beständig und fast jedes Profil hat seine besondere Abweichungen. Im allgemeinen kann man sagen, daß nach der Gesteinsmasse die Kalk- und Mergelkalkbildungen vorwalten.

Hinsichtlich der **Gesteinsbeschaffenheit** besteht oft ein starker Wechsel unter den einzelnen Bänken und Gesteinskomplexen. Die wichtigsten Varianten der Kalkgesteine sind:

Graue Knollenkalke von dichtem bis kornigem Gefüge und dunkle graublau Knollenkalkmergel. Sie sind meist unregelmäßig, bald dünn, bald dicker geschichtet. Die Schichtflächen sind buckelig und voller Mergel- und Tonknauer, die nicht selten voller abgerundeter hanfkorngroßer Kalksandkörner erfüllt sind, sowie nicht selten abgerollte Echinodermenbruchstücke und Schalenrümpfer und zuweilen auch Oolithkörner mit Schalenstruktur enthalten.

Dunkelgraue bis schwärzliche, harte und spröde, splitterig brechende Kalkhänke, die gelblich oder bräunlich anwittern und meist durchsetzt sind von zahllosen Kalkspatadern. Sie sind gewöhnlich versteinungsleer; dicke, in der Regel vereinzelt auftretende Kalkbänke, die in ihrem Gesteinscharakter, ihrem inneren Gefüge und in ihrer Mikrofauna gewissen Lagen des Urgon- oder Schrattenskalks nahe kommen, wie ich solchen namentlich im Kreidegebiet des oberen Allgäu um Tiefenbach und in der Hohen Ifengruppe häufig beobachtete. Sie sind vorwiegend zoogene Bildungen, enthalten zahlreiche Echinodermenreste und Foraminiferen, darunter die für das Urgon charakteristischen Milioliden. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß in diesen oft fast meterdicken Bänken Korrelate des Urgonkalkes vorliegen, bei denen die Bildung dieser Faziesart zwar vorübergehend kräftig einsetzte, dann aber nicht zur vollen Entfaltung gelangen konnte, vielmehr unter dazwischentretenden störenden Einflüssen und Überflutung von Schlammmassen in ihren einzelnen Entwicklungsansätzen wieder stecken geblieben ist.

Etwas verschieden von diesen urgonähnlichen Kalkbänken sind ebenfalls dicke Bänke von oft mehr oder weniger tonhaltigem, gelblich anwitterndem Kalk und Kalkmergel, von denen vielfach auf den entsprechenden Gehängen Blöcke und Trümmer herumliegen und die oft reichlich und stellenweise vollständig verkieselte Austernschalen, dann auch vereinzelt Brachiopoden einschließen, zuweilen in gleicher Weise wie die sie begleitenden Mergellagen. Diese Austern, die aus dem zähen, festen Gestein fast nie ganz herauszubringen und in den ausgewitterten Stücken meist unvollständig erhalten sind, gehören zu der wandelbaren Gruppe der *Exogyra Couloni* var. *aquila* D'ORB. sp. und der *Exogyra subsinuata* LEYM. sp. etc. Lose Blöcke mit solchen Austern finden sich nicht selten auf den Hängen bei Vorderreute, dann bei der Schwarzen Riese und in der Wanker Viehweide bei der Brunnenleitung. — Erwähnt seien auch noch Oolithkalke, die jedoch nur unregelmäßig in einzelnen Lagen vorkommen, mitunter nur ein sehr lockeres Gefüge zeigen und leicht in Grus zerfallen (Freiberg-Eisenberg-Gruppe). Sie sind bekanntlich auch eine häufige Erscheinung der eigentlichen Urgonfazies.

Was die Mergelablagerungen unserer Mischfazies betrifft, so sind sie lokal in der Schichtenreihe sehr verschiedenfach verteilt und auch sehr verschieden beschaffen. Sie sind entweder grau oder schwarz, oft schieferig und tonreich und meist von dem Gebirgsdrucke stark gepreßt. Die untergeordneten, meist auch tonigen und weichen Lagen zwischen den fossilführenden Mergelkalklagen ent-

halten zuweilen auch Versteinerungsreste, Schalenbruchstücke etc.; im übrigen sind die Mergel, namentlich ihre mächtigeren Schichtenkomplexe, in der Regel gänzlich fossilleer.

Die geschilderten Aptschichten der Mischfazies besitzen in unserem Kreidzuge auf der Strecke von der Umgegend von Vorderreute bis zum Pfrontner Quertal bei Weißbach eine beträchtliche Verbreitung, namentlich auf dem Nordhang des randlichen Höhenzuges, wo sie in langen Streifen die Unterlage der grünen Hänge bilden. Durch das Fehlen des zinnenbildenden Schrattekalks ist hier aus dem Landschaftsbild ein Glied ausgehoben, das sonst gewöhnlich morphologisch in der Kreidelandschaft charakteristisch hervortritt. Die vorkommenden Felsauftragungen bleiben hier also nur dem Gaultsandstein und dem Seewenkalk vorbehalten.

Der rege Wechsel von Kalk, Mergel und Mergelton unserer Mischfazies der Aptstufe läßt einen für die Vegetation sehr günstigen tiefgründigen, aber — zumal bei steileren Böschungen — vielfach unruhigen Wald- und Weideboden entstehen, dem es auch nirgends an den nötigen Quellen ermangelt, so daß gerne Bergschlüpfe und Murbrüche erfolgen. Auf den abgerutschten Schuttmassen stellt sich in kurzem üppiger Pflanzenwuchs ein und es bleiben nur die größeren Kalkblöcke und Kalkplatten frei, die, wie namentlich im Wanker Berge, zur zyklopenartigen Umzäunung der Wiesen und Viehweideparzellen verwendet wurden.

Besonderer Erwähnung verdienen umfassendere und auffallendere Anhäufungen solcher, zum Teil großer Blöcke von Aptkalk anscheinend auf der Unterlage der an die Kreide anstoßenden Molasse an zwei Stellen, nämlich unmittelbar bei den südlichsten Häusern des Dörfleins Vorderreute bei Wertach östlich des Flurweges zur Reuterwanne und dann vollständig im Gebiet der Molasse auf dem flachen Hügel „Stellenbichel“ nördlich der Alpspitze bei Nesselwang, einige Schritte nördlich der Hirten- und Alphütte, die auf der Karte fälschlich „Unterer Berg“ genannt wird. Südlich anstoßend an die Fläche, die von Aptblöcken besetzt ist, findet sich ein Gebiet, das ausschließlich von Gaultgrünsandsteinblöcken bedeckt ist. Ob diese Blockanhäufung auf der Molasseunterlage auf Bergsturz von der Alpspitze zurückzuführen ist oder ob in ihr Überreste von tektonischen Schuttmassen vorliegen, muß dahingestellt bleiben. Auf alle Fälle darf der entsprechende Eintrag auf der Karte nicht dahin gedeutet werden, als würden die Gesteine hier wurzelnd anstehen.

Was die Gesteinsfolge bei unserer Mischfazies betrifft, kann trotzdem die Aufschlüsse bei den Einzelprofilen häufig durch Verstürzungen und Schuttbildungen unterbrochen werden, doch festgestellt werden, daß sie im einzelnen räumlich wenig beständig bleibt sowohl hinsichtlich des Schichtenwechsels der Schichtenmächtigkeit als der Gesteinsbeschaffenheit und der Fossilführung, was alles auf raschen Wechsel der örtlichen und zeitlichen Ablagerungsbedingungen hinweist.

Instruktiv wegen seiner verhältnismäßig reichlichen Fossilführung erwies sich das Aptprofil am Eingang in das Steinbachtobel bei Pfronten-Kappel, das zwar nur die oberen Aptschichten umfaßt, aber diese auf eine Erstreckung von 20 m und insbesondere auch den Übergang zum Gault lückenfrei aufgeschlossen zeigt, weshalb es hier etwas detaillierter mitgeteilt werden soll.

Teilprofil der Aptschichten am Eingang des Steinbachtobels b. Pfronten-Kappel.

Die Schichten streichen steil aufgerichtet 0.15° S. mit $75-80^{\circ}$ nach N. einfallend, zeigen also unmerkliche Überkipfung gegen Süden. Es folgen in der Richtung von N. nach S. auf den Alluvialschotter:

1. 5,70 m dünnbankige graue Knollenkalke mit tonig mergeligen Zwischenlagen und Mergelknauern, die verschiedentlich Versteinerungen und Schalenbruchstücke einschließen. *Exogyra aquila*, *Exog. (Alectryonia) rectangularis* (beide meist verkieselt), *Rhynchonella Gibbsiana*, *Pecten Robaldinus*, *Serpula filiformis* etc.;
2. 1,80 m graue mittelkörnige feste Kalkbank mit *Exogyrenschalen* etc.;
3. 0,6 m graue Kalkbänke mit Mergelzwischenlagen, Schalenresten, Rhynchonellen etc.;
4. 0,40 m Mergelschiefer mit Kalkknauern, Rhynchonellen etc.;
5. 1 m blaugraue Knollenkalkbank, bräunlich angewittert;
6. 0,4 m schwarze, zerdrückte Mergelschiefer mit Knollenkalkzwischenlagen;
7. 2 m zerklüftete, großknollige, feste, graue Kalkbank;
8. 0,5 m mergeliger Knollenkalk;
9. 1,20 m feste, feinkörnige, graue Kalkbank;
10. 0,9 m dünne, knollige Kalkmergelbänke mit unregelmäßigen Mergelzwischenlagen, fossilreich (*Pecten Robaldinus*, Alectryonien, Rhynchonellen etc.);
11. zerdrückte, dunkle Mergelschiefer;
12. 1,6 m dicke, feinkörnige, graue, feste Kalkbank;
13. 3 m Wechsel von klotzigen, grauen Mergelkalken und Mergel eingelagerungen;
14. 0,5 m gequälte und zerdrückte schwarze Schiefer.

Im Anschluß Gaultschichten (s. unten) und dann Seewenkalk und tektonisch stark vermindert Seewenmergel.

An die eben skizzierte Schichtenreihe schließt sich tobeleinwärts eine zweite Schichtenreihe in der Weise an, daß auf einer Längsstörungslinie unmittelbar auf die erwähnten tektonisch stark reduzierten Seewenmergel unmittelbar wieder Aptschichten mit steil nördlichem Einfallen folgen, die uns talein auf eine längere Strecke begleiten und dann in Barremschichten übergehen und also dem Nord-schenkel eines Sattels angehören. Mit dem Gault fehlen hier auch die oberen fossilreicheren Schichten unserer Aptstufe, wie wir sie am Tobeleingang kennen gelernt haben. Soweit die immer wieder unterbrochenen Aufschlüsse in den bewaldeten schüttigen Steilhängen ersehen lassen, setzt sich die reiche Wechsellagerung von unregelmäßigen grauen Kalken und Knollenkalken und dazwischen gelagerten Mergeln und Tonschiefern durch die ganze Stufe hindurch fort, weshalb wir uns bezüglich der Schichtenfolge bei der Lückenhaftigkeit der Entblößungen nur auf summarische Angaben beschränken müssen.

Es folgen in dem Profile von N. nach S.

1. ca. 16 m Spongienmergelkalke, ein Komplex dunkelgrauer bis schwärzlicher, spongienhaltiger, zäher Mergelkalke und Mergel, die nach Ausweis verschiedener Dünnschliffe stellenweise voll sind von vorwiegend einachsigen, meist kalzinierten Spongiennadeln; Kalzinierung vom Zentralkanal aus radialstrahlig. Hüllmasse feinstkristallinisch; zahlreiche schwarze Pigmentkörper. Eingestreut finden sich auch Foraminiferen, namentlich Textularien und Haplophragmien, dann Glaukonitkörner etc.;
2. ca. 24 m reichliche Wechsellagerung von grauen Mergeln und Knollenkalken; lückenhafte Aufschlüsse;
3. ca. 45 m graue, teilweise gelblich anwitternde, bis 40 cm mächtige Kalkbänke und Knollenkalke in reichem Wechsel mit mergeligen und tonigen Zwischenlagen;
4. ca. 8 m raue, dünnbankige, dunkelgraue, gelblich verwitternde Mergel.

Hierauf dünne, schwarze und graue Mergelschiefer, die schon dem Barrem angehören dürften (vgl. S. 166).

An dem zugehörigen Südflügel unseres Sattels ist wegen starker Verschüttung und auch tektonischer Störung keine Gelegenheit geboten zu weiteren ergänzenden Beobachtungen.

An Versteinerungen erwiesen sich im Gegensatz zu dem Vorkommen am Tobeleingange die Aptschichten im inneren Tobelabschnitt auffallend arm. Erst nach langen Bemühungen gelang es hier einige größere Austernschalenrümmer, vereinzelte Spuren der *Rhynchonella Gibbsiana* und in den höheren Hängen der Westseite eine Platte mit *Pecten Robaldinus* aufzufinden. Die zu beobachtende Mächtigkeit der ganzen Stufe ist hier roh auf etwa 80—90 m anzuschlagen.

Aptschichten an den Schloßbächen.

Auch in den tiefen Rinnsalen der Schloßbachquellarme zeigen die Aptschichten einen reichen Wechsel von verschiedenen Kalken, Mergeln und Tonen, aber auch hier ermöglichen die häufigen Schuttanhäufungen keine ins einzelne gehende geschlossene Profilaufnahme. Der Schichtbestand zeigt verschiedene Abweichungen von jenem im Steinebachtobel. Auf die Barremschichten folgen nacheinander: Schuttablagerungen, dünnbankige, klotzige, rostgelb auswitternde Kalke mit Mergelzwischenlagen, Schutt und Geröll, dicke massige Bänke grauen gelblichen, sogar rötlichen spätig oolithischen und zoogenen Kalkes mit Bryozoen, Stromatoporen etc., dicke Bänke grauen Kalkes mit vereinzelt verkieselten Austernschalen; brekziöse, graue, körnige Kalke mit Hohlräumen, die von Kalkspatskalenoedern überzogen sind; graue und bräunlichgraue Knollenkalke mit Orbitolinen und sonstigen Foraminiferen. An diese verschiedenen mit Mergeln und Mergeltonen wechsellagernden Kalke schließen sich Komplexe von schwarzen Mergelschiefern, Schiefer mit Kalk-einlagerungen, sandige, graue, dünnbankige Mergelkalke und Schiefer und endlich dunkle Sandschiefer, die wohl schon dem Gault angehören (dunkle Gaultsandschiefer, Gaultgrünsandsteine [Wasserfall], Seewenkalke und -Mergel). — Gesamtmächtigkeit der sicheren Aptschichten hier in den Schloßbachteln schätzungsweise 50—60 m.

Versteinerungen der Mischfazies der Aptstufe.

Die nachfolgend verzeichneten Versteinerungen sind fast alle in dem Schichtenkomplex am Eingange in das Steinebachtobel bei Pfronten-Kappel (= K.) gesammelt worden. Bei Formen, die auch an anderen Stellen beobachtet wurden, sind die Fundorte besonders beigefügt.

1. *Haploceras* aff. *Grasianum* D'ORB. K.
2. *Belemnites* sp. K.
3. *Pinna* aff. *ligericensis* D'ORB. K. 4. — cf. *helvetica* PICT. & CAMP. K. 5. — sp. K.
6. *Pecten Robaldinus* D'ORB. K.; Steinebach, 2. Schichtenfolge, Wank. 7. — *Greppini* PICT. & REN.; Steinebach.
8. *Ostrea (Alectryonia) rectangularis* (= *A. macroptera* Sow.). K. (verkieselt). Schloßbach, Vorderreute. 9. — cf. *Minos* Coq. K. (verkieselt). 10. — aff. *vesiculosa* GUER. K. 11. — *Leymerii* DESH. Reuterwannekreuz. 12. — sp. K.
13. *Exogyra Couloni* DEFR. var. *aquila* D'ORB. (verkieselt) K.; Vorderreute, Schloßbach, Schwarze Riese.
14. *Mytilus lanceolatus* Sow. K. (teilweise verkieselt).
15. *Arca* sp. K.
16. *Cardium Cottaldinum* D'ORB. K.
17. *Pholadomya* cf. *scaphoides* PICT. & CAMP.
18. *Rhynchonella Gibbsiana* Sow. (Dav.). K.; Steinebach, Vorderreute, Schloßbach. 19. — *Bertheloti* KILIAN K. 20. — *sulcata* (Park.) Dav. K. 21. — *lata* D'ORB. var. *minor* JAC. & FALL. K. 22. — cf. *depressa* Sow. K.

23. *Terebratula sella* SOW. K.; Vorderreute. 24. — *Moutoniana* D'ORB. K. 25. — cf. *Dutempleana* D'ORB. K. 26. — *Russilensis* LOR. K.
 27. *Pseudodiadema dubium* GRAS K.
 28. *Serpula filiformis* SOW. K.; Schloßbach.
 29. *Orbitolina lenticularis* LAM. K.; Schloßbach.
 30. *Astrocoenia* sp. K.
 31. *Heteropora Michelini* D'ORB. var. *cylindrica*. K.
 32. *Stomatopora granulata* BRONN K. 33. — *dichotomoides* HAIME K.
 34. *Diaspora?* sp. K.
 35. *Ceriopora* sp. K.

3. Gaultstufe (Albian) und Cenoman zum Teil.

Die auf die Aptstufe folgenden Schichten des vorderen Kreidezuges, die wir unter dem alteingebürgerten Namen „Gault“ zusammenfassen, ist wie sonst auch allenthalben in den Gebieten der sog. helvetischen Kreide gewöhnlich schon petrographisch wohl gekennzeichnet und leicht erkennbar. Sie bestehen der Hauptsache nach aus den bekannten glaukonitführenden, bald massig oder nur undeutlich geschichteten, bald dickbankigen, zuweilen auch stellenweise schieferig entwickelten Grünsandsteinen, denen lokal auch mehr oder weniger mergelige und tonige dunkle Zwischenlagen eingeschaltet sein können. Im einzelnen unterliegt die Korngröße der Sandsteine, der Gehalt an Glaukonit, die Farbe, die Art der Zementierung, nicht minder die Reihenfolge der Schichten und die Gesamtmächtigkeit der Stufe oft raschen und nicht unerheblichen örtlichen Abweichungen und Schwankungen. Die Korngröße der Sandsteine schwankt nach Ausweis der Dünnschliffe bei den einzelnen Varietäten zwischen 0,1 mm bis 1,5 mm, bleibt aber bei dem typischen und verbreitetsten Grünsandsteinen ziemlich gleichmäßig und meist unter 0,5 mm Durchmesser. Die Quarzkörner sind in der Regel scharfkantig, eckig und in ihren Umrissen unregelmäßig und lassen fast nie eine deutliche Abröhlung oder mechanische Abnutzung erkennen. Auf Spalt- und Bruchflächen und auf Flächen der Gesteinsstücke, die lange den atmosphärischen Einflüssen zugänglich waren, zeigen die Quarzkörner, namentlich bei der mehr quarzitären Gesteinsvarietät, wenn man sie unter der Lupe betrachtet, häufig an ihren freien Enden winzige wasserhelle, aber wohlentwickelte Kristallflächen (Bergkristalle). Diese beweisen, daß in dem Gesteine die Quarzkörner, die sich ohnehin in den Dünnschliffen unter den gekreuzten Nicols fast stets als einheitliche Kristallkörper zu erkennen geben, an ihren freien Oberflächen unter geeigneten Bedingungen noch ein Weiterwachstum erfahren, das zu der Ausbildung der winzigen, aber zierlichen Kristallflächen und Kristallenden führte. Es setzt dies voraus, daß in dem Gesteine Silikatsubstanzen unter dem Einfluß der Atmosphärien in Lösung gelangten und die Bildung der genannten Wachstumserscheinungen erst ermöglichten. Bei auffallendem Sonnenlicht machen sich derartige namentlich auf den Gehängeschutthalden oft in Menge herumliegenden Gesteinsbrocken und Blöcke meist durch überaus lebhaftes Glitzern und Funkeln auffallend bemerkbar. Diese charakteristische Erscheinung begegnet uns am meisten bei der härtesten quarzitären zementierten Sandsteinvarietät. (Rappenschrofen, Gseng und Plätt bei Wertach, Reuterwanne, Kapplerköpfe etc.)

Neben den Quarzkörnern finden sich stets auch Glaukonitkörner eingestreut. Ihrem reichlicheren Auftreten verdankt das Hauptgestein der Stufe, der

„Gaultgrünsandstein“, seine Farbe, die übrigens auch von der Beschaffenheit des Bindemittels und sonstiger Beimengungen beeinflusst wird, so daß das Gestein häufig statt der rein grünen Farbe auch im frischen Zustande ein schmutziges Grün oder ein Graugrün zeigt. Die dunkle schwarzgrüne bis schwarzgraue Farbe der kalkreichen Gaultgesteine, die sich an verschiedenen Orten in den unteren Lagen finden, sind, wie Dünnschliffe zeigen, nicht etwa auf einen vermehrten Gehalt an Glaukonit zurückzuführen — er findet sich in ihnen im Gegenteil nur meist sehr spärlich eingestreut —, sondern auf die Beschaffenheit bzw. die Verunreinigung des kalkig-mergeligen, pigmentierten Bindemittels. (Plätt bei der Wertachenge, Steinebach etc.)

Die in den Gaultgesteinen eingestreuten Glaukonitkörner — sie finden sich vereinzelt auch in den mergeligen Zwischenlagen — zeigen in den Dünnschliffen in ihrer Mehrzahl sehr unregelmäßig eckige und oft gezackte Umrisse und nicht selten eine wenig scharfe Begrenzung, indem die Randpartien allmählich heller werden. In vereinzelt Fällen konnte beobachtet werden, daß die grüne lichtgeflockte Glaukonitsubstanz in die Spaltlamellen angrenzender Kalzitkörner oder der Echinodermenbruchstücke eindringt. Die Korngröße des Glaukonites ist in der Regel ziemlich konform jener der Quarz- und etwa vorhandenen Kalzitkörner. In den mergeligen Partien und Einlagerungen (Hündelsbach, Bayerstettenspitze etc.) bleiben die spärlich eingestreuten Körner gewöhnlich auch klein. Irgend einen bestimmten genetischen Zusammenhang des Glaukonites mit organischen Bildungen und Einschlüssen, wie Foraminiferen etc., auch wenn solche in den Gesteinen reichlich vorhanden sind, konnte nicht beobachtet und konstatiert werden. Daß das anscheinend nie ganz homogene Eisenoxydsilikat des Glaukonits unter den Einflüssen der Atmosphärien leicht der Umwandlung und Zersetzung unterliegt und — oft in Gemeinsamkeit mit anderen zufälligen Einschlüssen, wie Pyrit etc. — Entfärbung und Ausbleichen oder ein rostiges, gelbliches oder braunes Aussehen des Gesteins herbeiführt, ist eine allbekannte Erscheinung. Selbstverständlich ist auch, daß mit der Verringerung oder dem Fehlen des Glaukonitgehaltes das Gestein eine immer hellere Farbe annimmt, vorausgesetzt allerdings, daß das Bindemittel, wie das vielfach der Fall ist, nicht für sich selbst schon eine Dunkelfärbung desselben herbeiführt.

Wir können in der Gaultstufe unserer vorderen Kreidezone die folgenden Gesteinsvarietäten unterscheiden:

1. Eigentlicher Gaultgrünsandstein. Er bildet vielfach das Hauptgestein der Stufe und ist am verbreitetsten und bekanntesten; von meist gleichheitlichem mittelfeinem bis feinem Korn, mehr oder weniger Glaukonit führend und deshalb von dunkler, grüner, schmutziggrüner, graugrüner Farbe, durch Verwitterung rostfleckig, gelblich oder blaßbräunlich werdend; meist massig, undeutlich oder grobgebant. Er hat ein kalkiges oder kalkig-mergeliges Bindemittel und häufig Gehalt an Phosphorit und Phosphoritknollen, zerfällt zuletzt in Grus und günstigem Waldboden (Kieselgräser, Kiesel Flechten).

2. Dunkelgrauer bis schwarzer sandiger Kalk, mehr oder weniger glaukonitisch, mit dunklem kalkigen Bindemittel und spätigen Kalkkörnern und Einschlüssen von meist schlecht erhaltenen organischen Resten, Foraminiferen, Echinodermenbruchstücken, vereinzelt Kohlenpartikelchen und verkohlten Pflanzenresten (Plätt bei der Wertachenge), grobbankig, zuweilen knollig, zäh oder hart, bräunlich anwitternd. Er bildet vielfach, namentlich in dem Gebiete, wo die liegenden Apt-

schichten in der kalkig-mergeligen Mischfazies entwickelt ist, die tiefsten und tieferen, oft sich nur auf wenige Bänke beschränkenden Lagen der Stufe und geht bei Anreicherung der Quarzsandkörner in Sandkalke und kalkige Sandsteine und oft unmerklich in den typischen Grünsandstein über (Steinebachtobel, Plätt bei Wertach etc.).

3. Heller weißer, weißgrauer oder gelblicher quarzitischer Sandstein mit quarzitischem kieseligen Bindemittel und daher sehr hart und gegen die Verwitterungseinflüsse äußerst widerstandsfähig. GÜMBEL nannte den Stein „Riffsandstein“, weil er wegen seiner Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung häufig aus der Umgebung in Felszacken, Spitzen und „Riffen“ herausragt. Der hellfarbige Sandstein ist meist sehr feinkörnig und wird zuweilen nahezu quarzitisches; der Glaukonitgehalt ist nur sehr spärlich oder fehlt ganz. Es finden sich aber auch Bänke mit größerem Korn und rauher Oberfläche, wie z. B. an dem Südhang des Reuterwannekopfes nahe dem Grate zwischen diesem und dem Pfeiferberge, wo er ehemals eine Zeitlang zu Mühlsteinen gebrochen und verarbeitet wurde. Ein ähnlicher grobkörniger grau- und gelblichweißer Sandstein tritt auch auf dem Osthang vom Hündelsberg bei Kappel zu Tage; seine kieselige Zementierung ist hier aber in einzelnen Lagen so schwach, daß er unschwer zerbröckelt und in handgroße Sandkörner zerfällt.

Die hellfarbige quarzitisches Sandsteinvarietät bildet vielerorten die höheren oder oberen Partien der Gaultstufe, kann aber örtlich auch ganz fehlen.

4. Schwärzlichgraue, fleckige Mergelsandschiefer und Sandmergel. Sie bilden hauptsächlich in dem Gaultprofil des unteren Steinebachtobels bei Pfronten-Kappel in einer Mächtigkeit von ca. 15–20 m, dann auch in den oberen Quellarmen des Schloßbaches bei Nesselwang die Liegendschichten des eigentlichen Gaultgrünsandsteines, in den sie allmählich übergehen. Das unebenschieferige dunkle Gestein wird von zahlreichen schwarzen Mergelschmitzen und Tongallen durchsetzt, die namentlich auch die vielen Unebenheiten der Schichtflächen ausfüllen und dem Gestein ein verschwommen schwarzfleckiges Aussehen geben und hauptsächlich seine uneben schieferige Struktur veranlassen. Der Sandgehalt wechselt und die Korngröße desselben ist ungleichmäßiger als beim eigentlichen Grünsandstein. Die vereinzelten größeren Quarzkörner zeigen Abrundung und Abrollung. Der spärliche Glaukonitgehalt beschränkt sich auf nur winzige Partikel im Bindemittel. Die mehr schlammig-mergeligen Partien und Knauer enthalten häufig winzige vereinzelte Muskovitschüppchen.

Versteinerungen wurden in diesen Sandmergelschiefern außer vereinzelten unbestimmbaren Belemnitenresten trotz aller Bemühungen keine gefunden.

5. Dunkle graue bis schwärzliche, teilweise feinsandige Mergel und Mergelschiefer (Aucellinenmergel). Sie bilden (vgl. S. 183) am Hündelsbach, am Hofbichel bei der Alpspitze und an der Südwestseite der Bayerstettenspitze Einlagerungen im Gaultgrünsandstein bzw. auch im quarzitisches Sandstein und zeichnen sich durch ihre relativ reichliche Fossilführung aus. Einzelne Schichten sind dünnplattig schieferig und leicht spaltbar, grau, mergelig und weich, andere Lagen dagegen sind von festerer Konsistenz, dunkel bis schwarz und enthalten reichlich feinsten, nur mit der Lupe oder in den Dünnschliffen deutlich wahrnehmbaren Quarzsand und eingestreute Glaukonitkörner, vereinzelt auch winzige helle Glimmerschüppchen und Pyriteinschlüsse. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt nur wenige Meter. Sie scheinen rasch auszuweichen, wenigstens sind sie in der Richtung ihres Streichens oft nach kurzem Abstände bei den allerdings oft recht mangel-

haften Aufschlüssen in dem Profile nicht mehr aufzufinden. Über ihre Fossil-einschlüsse siehe unten.

b) Die obere Grenz- und Übergangsschicht (Kletzenschicht) zum auflagernden Seewerkalk (Cenoman). Sie ist in unserem Gebiete von ganz charakteristischem Aussehen (Kletzenbrotstein und Kletzenkalkstein). In der hellfarbigen weißlich grauen Grundmasse von dichtem Seewerkalk, der winzige Glaukonitkörner eingestreut enthält, sind brekzienartig in größerer oder geringerer Menge unregelmäßig geformte, eckige oder zersetzte, kantige oder unregelmäßig abgerundete dunkle, meist schwarze oder grünschwarze Bruchstücke von Kirschen- bis Eiggröße eingeschlossen, ebenso fast immer damit auch dunkelfarbige oder schwarze Bruchstücke von Ammoniten oder Teile und Schalentrümmern von Muscheln, Brachiopoden etc., bald stark beschädigt und deformiert, bald von bester Erhaltung. Diese dunkelfarbigen oft stark eisenschüssigen Einschlüsse schwimmen in der helleren sandigen und glaukonitischen Kalkmasse wie die Korinthen und zerschnittenen Teile der gedörrten Birnen in der Teigmasse, aus der man das sogen. Kletzen- oder Hutzelbrot backt, und geben dem Gestein das charakteristische Aussehen von etwas speckig geratenem Kletzenbrot. Aus diesem Grunde werden wir im folgenden für das eigenartige Gestein den Namen Kletzenbrotstein oder kurz Kletzenstein¹⁾ gebrauchen und die Gesteinsschicht „Kletzenschicht“ bezeichnen, um unter dieser Bezeichnung den eigenartigen brekzienähnlichen Gesteinscharakter festzuhalten.

Bei starker Anhäufung der Grünsandsteineinschlüsse tritt die hellere Kalkgrundmasse zurück und das Gestein wird dunkelfarbig, andernfalls bleibt es hell getigert.

Die Kletzenschicht schwankt in unserem Gebiet in ihrer **Mächtigkeit** von etwa 1 Meter bis wenigen Zentimetern und kann dann auch bei guten Aufschlüssen leicht übersehen werden; sie fehlt aber nirgends ganz. Besonders schön entwickelt und prächtig aufgeschlossen ist sie im Gebiet der Wertachenge am Kühberg, wo sie auch reichliches Fossilmaterial geliefert hat. Auch im Kreidegebiet des oberen Allgäus, im Gebiet der Tiefenbacher Berge und des Ifenstockes, im Bregenzer Wald beobachtete ich sie vielerorts, wenn auch hier die Versteinerungseinschlüsse oft schlecht erhalten sind.²⁾

Es besteht die Aussicht, daß unsere Kletzenschicht noch zu **volkswirtschaftlicher Bedeutung** gelangen dürfte. Die Zeitverhältnisse veranlaßten die Leitung der Geognostischen Abteilung des Bayer. Oberbergamts unseren Gault eingehender auf seinen Phosphoritgehalt zu untersuchen. Herr Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS hatte die Güte, mir, soweit unser Aufnahmegebiet in Betracht kommt, die Ergebnisse seiner Untersuchung und der chemischen Analyse bekannt zu geben mit der Befugnis, sie hier mitzuteilen. Darnach bestehen die Kletzeneinschlüsse zum großen Teil aus Phosphorit und die Kletzenschicht bildet das Hauptphosphoritlager an der

¹⁾ Vgl. mh. kloezen, auseinanderreißen, Klöz abgerissene klumpige Masse; jetzt mundartlich Kletzen = Backobst, Schnitzen und Bruchstücke gedörrter Birnen. Vgl. auch engl. to clot gerinnen, klumpig werden; clot Klümpchen.

²⁾ In dem Kreidegebiet der Schweiz besitzt der in Betracht kommende versteinierungsführende Horizont, nach den Literaturangaben zu urteilen, eine abweichende petrographische Ausbildung; statt der charakteristischen dunkelfarbigen Trümmereinschlüssen zeigt das Gestein Grünsandschlieren („ellipsoider Gault“ KAUFMANN'S, „ellipsoidischer grünsandiger Kalk“ BURCKHARDT'S, „Knollenschicht“ AR. HEIMS u. s. w.). Auch im Allgäu fehlen solche Bildungen nicht ganz. Ich beobachtete solche in allerdings nicht sehr ausgeprägter Art in einem Steinbruch bei Langenwang (Fischen) und auch „an der Schanz“ am Fuß des Grünten.

Obergrenze des Gaults, wie die zu praktischen Zwecken unternommenen Studien bei Pfronten, Kappel und Weißbach, am Grünten, bei Langenwang und Wasach im oberen Illertal und auch im Schlierseegebiet ergeben hätten. Im Pfrontner Gebiet komme für praktische Zwecke besonders der vordere von Kappel durch den Steinebach nach dem Kreuzeck verlaufende Gaultzug in Betracht, wo die phosphoritführende, bis zu 90 cm mächtige Kletzenschicht in einer 30—40 cm dicken Mittelzone bis 40% und die Randzone 20—1% phosphoritische Knollen enthalte, während in dem parallel laufenden Gaultzug des Hündelskopfs bei Weißbach die entsprechende Schicht nur stellenweise phosphoritführend sei und in der Freiberg-Eisenberg-Gruppe so gut wie ganz fehle.

Eine Probe aus der Kletzenschicht vom Kühberg (Rappenschrofen) bei Wertach ergab nach einer Analyse von Dr. ADOLF SPENGLER (Laboratorium der Geognostischen Landesuntersuchung) 15,69% Phosphorsäure (= 34,26% Phosphorit). — Nach einer Übersichtsanalyse der Kletzenschicht vom Steinebachtobel enthielt die erwähnte Mittelzone 22,2% phosphorsauren Kalk, 36,6% kohlelsauren Kalk; der Rest entfällt auf Quarzsand, Ton und Glaukonit (Laborat. d. chem. Fabrik Heufeld).

Gesteinsfolge in den Gaultprofilen.

Vergleiche der verschiedenen Profile zeigen, daß nicht nur der Schichtenbestand, sondern auch die Schichtenfolge örtlich mancherlei Abweichungen und Unterschiede aufweisen. Dies gilt besonders für das Gebiet, in dem die unterlagernde Aptstufe in der Mischfazies entwickelt ist und also schon fortwährenden Gesteinswechsel zeigt, ein Beweis, daß die Ursachen und Einflüsse, die zur Aptzeit und teilweise auch schon im Barrem den häufigen Gesteinswechsel veranlaßten, auch in der Gaultzeit noch nicht ganz ausgeschaltet waren und sich noch deutlich widerspiegeln.

Am geringfügigsten erweist sich der Gesteinswechsel da, wo eigentlicher Schrättkalk das Liegende des Gaults bildet, wie am „Kalkofenkopf“ (s. o. P. 907, 3) an der Wertachenge und in der Freiberg-Eisenberg-Gruppe. Hier setzt der Gault in der Regel gleich mit typischem geschichteten Grünsandstein ein, der dann nach oben gewöhnlich quarzitischer, massiger, härter und heller wird (GÜMBELS „Riffsandstein“) und zuletzt mit der fossilreichen Kletzenschicht endigt, eine Schichtenfolge, die beispielsweise auch in dem Kreidegebiet des Oberen Allgäus fast allgemein ist.¹⁾

Augenfälliger, aber auch unbeständiger wird der Wechsel in der Gesteinsfolge in der mittleren Teilstrecke unseres Kreidezuges, namentlich in derem östlichen Abschnitte und zwar dadurch, daß sich hier außer dem Grünsandsteine auch mehr oder weniger sandige und kieselhaltige Mergelschiefer und Sandmergelkalke an der Zusammensetzung unserer Stufe beteiligen.

In dem Profile am Eingang zum Steinebachtobel bei Pfronten-Kappel, von dem wir schon S. 174 den Schichtbestand der Aptstufe kennen gelernt haben, zeigt der sich anschließende Gault die folgende Schichtenanordnung:

1. Den Übergang zu einem mächtigen feinsandigen Schieferkomplex bilden zwei meterdicke Bänke eines harten dunkelgrauen mittelkönigen Kalkes, der nach

¹⁾ Die genauere Art und Weise, wie der Grünsandstein dem Schrättkalk aufrucht, ist in unserem vorderen Kreidezug mangels zulänglicher Entblößungen fast nie zu beobachten; nur beim Wertachdurchbruch hat es, soweit die dürftigen Aufschlüsse des stark gestörten Gebietes ein Urteil gestatten, den Anschein, als würde der Sandstein in unregelmäßige Unebenheiten und Vertiefungen seiner Kalkunterlage eingreifen.

Ausweis von Dünnschliffen vorwiegend aus sandartig abgerollten und gerundeten Bruchstückchen und Zerreibsel von Echinodermen besteht, die durch eine helle kristalline Kalzitgrundmasse verkittet sind. Diese Kalke scheinen ein Analogon zu der „Echinodermenbrekzie“ der Schweizer Geologen zu bilden und es muß dahingestellt bleiben, ob wir sie besser dem Apt oder dem Gault zuzählen. Auf sie folgen:

2. in einer Mächtigkeit von mehr als 30 m feinsandige, dunkle, vielfach kieselhaltige und enggepreßte Schiefer, deren Schieferstruktur vielfach erst bei der Anwitterung deutlich hervortritt. Die tieferen Lagen sind mehr mergeliger Art; die mittleren sind bei größerem Kieselgehalt härter; sie brechen klotzig und wurden teilweise zu der hier aufgeführten Bachverbauung verwendet. Die folgenden zeigen dann durch unregelmäßige tonige und mergelige Einmengungen ein mehr unregelmäßiges Gefüge und etwas regellos fleckiges Aussehen und gehen allmählich über in

3. die bekannten Grünsandsteine mit kalkig-mergeligem Bindemittel (ca. einige 20 m), an die sich ebenfalls mit allmählichem Übergang in einer Mächtigkeit von einigen Metern

4. harte und massige quarzitische Sandsteine anreihen. Den Abschluß bildet

5. die Kletzenschicht (ca. 90 cm), über deren Zusammensetzung schon oben S. 179 berichtet worden.

In den etwa 2 km westlich gelegenen Rinnsalen der Schloßbachquellarme zeigt das entsprechende Gaultprofil im einzelnen schon mancherlei Abweichungen, aber im ganzen noch eine ähnliche Schichtenfolge. Es liegen mir folgende Aufzeichnungen vor: Anschluß an das Apt schlecht aufgeschlossen, es folgen dann: dunkelgraue sandige Mergelschiefer 5 m; dunkle dünn-schichtige Sandkalke wechsel-lagernd mit schwarzen Schiefen 4 m; schwarze Sandschiefer, bräunlich auswitternd 9 m; Sandmergel und festere Grünsandsteinbänke bis zu $3\frac{3}{4}$ m mächtig ca. 20 m; dickbankige und massige, zum Teil quarzitische harte Sandsteine, die einen 5—6 m hohen Wasserfall veranlassen, 15 m; den Abschluß bildet die Kletzenschicht, die aber hier nur einige Zentimeter mächtig ist und dann in den Seewenkalk (ca. 10 m) übergeht.

Noch wechselreicher als in dem eben behandelten vorderen Gaultzug erweist sich der Schichtenbestand und die Gesteinsfolge in dem südlicher gelegenen Doppelzug, der, vom Kapplerköpfle zum Hündelskopf ziehend, in der sog. „Hölle“ und bei der „Teufelsküche“ das Steinebachtobel quert und hier wie in den beiden Hündelsbachrinnsalen ganz unerwartete fast hochalpine Felsszenerien veranlaßt hat. Hier erscheinen sogar in dem Komplex der eigentlichen Grünsandsteine örtlich verschiedenfach feinsandig mergelige Schiefer eingelagert, so beispielsweise die schon oben erwähnten Aucellinschiefer an dem Felsenhange, über den sich der hintere Hündelsbach kurz vor seiner Mündung in den Steinebach sich in die Felsenschlucht der „Hölle“ herabstürzt. Auch an dem schräg gegenüber liegenden Gaultfelsen sehen wir mehrfach mergelige Schiefer eingeschaltet, die schon deshalb Erwähnung verdienen, weil eine solche 1,5—2,5 m mächtige Einlagerung zur Entstehung der sogenannten „Teufelsküche“ Anlaß gegeben hat, eines nicht uninteressanten Naturgebildes, das der einheimischen Bevölkerung merkwürdig genug erschien, um es durch Anlage eines eigenen Fußsteiges bequemer zugänglich zu machen. Die zwischen dem Komplex fester, solider, steil gestellter Sandsteinbänke in einer Mächtigkeit von 1,5—2,5 m eingelagerten, leichter verwitterbaren, dünnen Schiefer sind in der höheren Gehängepartie auf eine größere Strecke derart der Verwitterung und Abtragung — wohl hauptsächlich zur Diluvialzeit — anheimgefallen, daß dadurch

ein schwach nordwärts geneigter ($75-80^{\circ}$), oben offener, 10—15 m hoher Felsen- gang entstand, der auf einer Länge von ca. 30 m bergwärts zieht, bis er von der glatten, nahezu horizontale Gleitschrammen zeigenden Felswand einer SN. streichenden Querverwerfung plötzlich abgeschnitten wird und blind endigt. Der an die Gleitfläche anstoßende Gaultsandstein ist auf 1—1½ m entfernt zerrüttet und zertrümmert worden.¹⁾

Die verhältnismäßig mächtige sandig mergelige Schieferzone, die im vorderen Gaultzuge, wie wir gesehen haben, als untere Abteilung einen so bedeutenden Bestandteil des Profils bildet, gelangt in dem eben besprochenen inneren Teil des Steinebachtobels wohl teils wegen starker Verschüttung, teils wegen tektonischer Störungen und Verschneidungen nicht zur Beobachtung, wohl aber soll sie nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Oberbergdirektor Dr. REIS, der in jüngster Zeit zu praktischen Zwecken das Gebiet begangen hat, an dem Kreidehügel 964,5 NW. von Weißbach, der eine Fortsetzung des Hündelskopf-Zuges bildet, gegenwärtig teilweise bloßgelegt zu beobachten sein und eine ähnliche Mächtigkeit wie am Eingang des Steinebachtobels besitzen.

Man könnte die Frage aufwerfen, ob in dieser sandig mergeligen Schieferzone im Liegenden der eigentlichen Gaultgrünsandsteine nicht ein Äquivalent des Gargasians KILLANS, der Gargasmergel der Schweizer Geologen, also die bathyale Cephalopodenfazies der oberen Aptstufe vorliege? Ich habe seinerzeit in den Schieferen am Eingang zum Steinebachtobel wohl vereinzelt schlecht erhaltene Belemniten beobachtet, wie sie auch in gleicher Weise in den eigentlichen Sandsteinen vereinzelt vorkommen. Ich glaube, daß, so lange kein bestimmteres paläontologisches Gegenbeweismaterial zu Gebote steht, die fraglichen Sandmergelschiefer wegen ihres petrographischen Charakters, wenn auch mit Vorbehalt doch am ungezwungensten der Gaultstufe zugewiesen bleiben, um so mehr, als ja, wie wir sahen, solche Mergel auch den typischen Grünsandsteinen selbst örtlich eingelagert erscheinen.

Die **Gesamtmächtigkeit** unseres Gaults unterliegt nach dem Gesagten örtlich erheblichen Schwankungen. Im größten Teil des Kartenbereichs beschränkt sie sich auf 20—30 m, erreicht aber in dem Gebiete, wo die geschilderte Schieferzone auftritt, bis zu 60 oder 70 m.

Zur Morphologie. Da die Gaultgrünsandsteine, namentlich in ihrer quarzitischen Ausbildung der Verwitterung und Abtragung erheblichen Widerstand entgegenzusetzen, treten sie in der Regel auch morphologisch im Gelände hervor. Sie bilden bald steil aufragende Felszinnen oder Felskuppen (Kapplerköpfe, Hündelsköpfe, Kühberg, Wertacher Rappenschrofen, Blesse, Joseberg), bald an den Gehängen Felsstufen und Felswände (Kühberg, Rappenschrofen, Gseng, Reuterwannekopf), veranlassen in den Erosionseinfurchungen und Tobeln Einengungen, Schluchten und Wasserfälle (Schloßbäche, Eingang des Steinebachtobels, „Hölle“, Steinebach- und Hündelsbachwasserfall, vordere Hündelsbachschlucht) und begünstigen an den Hängen die Herausbildung steiler Böschungen und Hänge. Der Sandstein bildet einen leichten trockenen Boden, dessen meist nicht unerheblicher Phosphoritgehalt gewöhnlich eine üppige Vegetation begünstigt. Für Wiese und Weide erweist er sich meist

¹⁾ Solche kleinere oder größere Querverschiebungen mit Gleitflächen etc. sind in dem östlichen Teile unseres Kreidezuges verschiedenfach zu beobachten. Besonders prächtig aufgeschlossen ist eine solche ausgedehnte SN. gerichtete Gleitfläche im vorderen Hündelsbach, mit nicht uninteressanten dynamischen Einwirkungen auf den Grünsandstein. Die Untersuchung derselben ist noch nicht abgeschlossen, weshalb andernorts darüber berichtet werden wird.

als zu steinig, weshalb er, namentlich an den Berghängen, vorwiegend dem Wald überlassen wurde, der auf ihm sich vorzüglich entwickelt.

Versteinerungen der Gaultstufe.

An solchen ist unser Gault im allgemeinen arm. Als spärlich fossilführend erwiesen sich örtlich die tiefsten und dunkelsten Lagen des Schichtenkomplexes, doch sind die vereinzelt vorkommenden Ammonitenbruchstücke gewöhnlich schlecht erhalten und schwer bestimmbar. Im Plätt beim Wertachdurchbruch an der Straße nach Jungholz enthalten die nahezu schwarzen harten Sandsteine nicht selten Belemniten, die aber fast nie so freigelegt sind, daß sie sicher bestimmt werden konnten. Auch in der Schieferzone am Steinebach wurden solche gefunden.

Etwas reicher an Fossil einschüssen sind in den mittleren Horizonten die dunklen, nicht feinsandigen schieferigen Mergel einlagerungen, wo solche auftreten (Aucellinenschichten). Verhältnismäßig reich an Versteinerungsresten ist, wie schon hervorgehoben wurde, die oberste Grenzlage gegen den Seewenkalk, unsere „Kletzenschicht“.

Die Fauna dieser drei Horizonte enthält zwar manche Formen gemeinsam, ist aber im ganzen doch ziemlich verschieden.

a) Untere Horizonte.

1. *Parahoplites Milleti* D'ORB. Steinebach.
2. *Belemnites* cf. *semicanaliculatus* BLAINV. Plätt, Unterer Steinebach. 3. — sp. Unterer Steinbach, Plätt.

b) Aucellinenschichten.

Am Wasserfall des Hündelsbaches, bevor dieser sich in der sogen. Hölle in den Steinebach bei Pfronten-Kappel ergießt, dann in einem kleinen Wändchen, das einige hundert Meter westlich der Bayerstetterspitze im NW. der Alpspitze eine kleine Terrainsenke nach Norden abgrenzt und endlich auf der Südseite des „Hofbichels“, einer kleinen Kuppe, die sich auf dem Sattel zwischen Alpspitze und Edelsberg erhebt, wurden in dunklen feinsandigen Mergelschichten einzelne versteinierungsführende Lagen aufgefunden. Es sind vorwiegend Aucellinen, die hier vorkommen, daneben andere schlecht erhaltene Pelecypoden, dann Bruchstücke von Ammoniten und Belemniten, die aber fast nie unversehrt herauszubringen sind.

1. *Aucellina* S⁶ *Quirini* POMPECKY. Hündelsbach, Bayerstetterspitze (ziemlich häufig), Hofbichel. 2. — aff. *aptiensis* D'ORB. sp. Bayerst.
3. *Inoceramus concentricus* PARK. Hündelsb. Bayerst. 4. — cf. *anglicus* WOODS. Bayerst.
5. *Pecten* (*Camptonectes*) *curvatus* GEIN. Bayerst.
6. *Lima* sp. n. (?) ex. aff. *scabrissima* WOODS. Bayerst. Hündelsb.
7. *Arca* sp. cf. *marullensis* D'ORB. Bayerst.
8. *Plicatula radiola* LAM. Bayerst. Hündelsb.
9. *Parahoplites* cf. *Milleti* D'ORB. Hündelsb. Bayerst.
10. *Scaphites* sp. Bruchstück eines großen Exemplars. Hündelsb.
11. *Belemnites* (*Neohibolites*) *minimus* SISTER. Steineb. Hündelsb. 12. — *pistilliformis* BLAINV. Bayerst. 13. — *semicanaliculatus* BLAINV. Hündelsb. Bayerst.
14. *Trochocyathus* cf. *conulus* EDW. & H. Bayerst.

c) Versteinerungen der oberen Grenz- oder Kletzenschicht (Cenoman).

Es ist schon (S. 181) bemerkt worden, daß die Schicht häufig Fossilien einschließt und zwar hauptsächlich Cephalopoden, Pelecypoden und Gastropoden.

Der Erhaltungszustand dieser Einschlüsse ist nicht nur lokal sehr verschieden, sondern auch nach den verschiedenen Gattungen und selbst die Größe der Fossilien spielt eine Rolle. Alle größeren Formen, namentlich der Ammoniten, finden sich nur in Bruchstücken vor, während kleinere Exemplare mitunter vorzüglich erhalten sind, vereinzelt sogar mit Schale und Lobelinien. Die Gastropoden sind meist nur in Steinkernen vorhanden.

Solange das zähe und harte Gestein frisch ist, sind die Fossilien oft schwer herauszubringen; besser gelingt das, wenn es schon länger der Verwitterung ausgesetzt war, doch haben dann meist auch die Einschlüsse gelitten. Am ergiebigsten erwies sich das Vorkommen am Rappenschrofen bei Wertach.

Es konnten die nachfolgenden Arten bestimmt werden. Von den Fundortsangaben bezeichnet R = Rappenschrofen, westliches Gehänge des Wertachdurchbruches; G = Gseng, Höhenzug östlich der Wertachenge.

1. *Phylloceras subalpinum* D'ORB. sp. R. 2. — *Velledae* MICH. sp. R. 3. — sp. R.
4. *Desmoceras Beudanti* BRONG. sp. R., Kühberg. 5. — *Parandieri* D'ORB. sp. R. 6. — cf. *Emerici* RASPAIL sp. R.
7. *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* LEYM. sp. R., Kühberg. 8. — — *regularis* BRUG. R., G., Kühberg.
9. *Parahoplites Milleti* D'ORB. sp. G., Bayerstettenspitze.
10. *Hamites virgulatus* (BRGN.) D'ORB. G.
11. *Turrilites Puzosianus* D'ORB. R.
12. *Puzosia (Latidorsella) latidorsata* MICH. sp. R.
13. *Schlönbachia (Mortoniceras) cf. inflata* SOW. sp.
14. *Pleurotomaria Rhodani* D'ORB. G. 15. — cf. *lima* D'ORB. R. 16. — sp. R.
17. *Natica cf. Valdensis* PICT. & CAMP. G.
18. *Turritella* sp. (n.) R.
19. *Inoceramus concentricus* PARK. R. (häufig). 20. — *Salomoni* D'ORB. (häufig) R., G. 21. — ex. aff. *anglicus* WOODS. R.
22. *Cyprina regularis* D'ORB. R.
23. *Terebratula Russillensis* LORIOL R. 24. — aff. *tamarindus* SOW. R. 25. — *Dutempleana* D'ORB. R.
26. *Waldheimia* aff. *sqamosa* MANT. sp. R. 27. — *Kiliani* sp. n. R.
28. *Serpula antiquata* SOW. R.
29. *Echinobrissus cf. subquadratus* AG. (DESOR). R.
30. *Catopygus* sp. R.

Eine Durchsicht der Liste läßt ersehen, daß sich in ihr auch vereinzelte Arten finden, die für das Cenoman charakteristisch gelten, so besonders die Formen *Turrilites Puzosianus* D'ORB. und vielleicht auch *Hamites virgulatus* D'ORB. etc. Aber auch von den eigentlichen Gaultammoniten finden sich Formen von verschiedenen Horizonten, d. h. Formen, die sonst nur für einzelne Horizonte als bezeichnend und leitend gelten, durcheinander gemengt. Diese Erscheinung wird vielleicht erklärlicher und verständlicher, wenn wir die Beschaffenheit und Genesis der Gesteinsschicht, in der sie auftreten und aufgestapelt liegen, näher ins Auge fassen.

Zur Entstehung und stratigraphischen Stellung der Kletzenschicht.

Unsere Grenz- oder Übergangsschicht, deren eigenartigen brekzienähnlichen Gesteinscharakter wir in der Bezeichnung Kletzenschicht oder Kletzenkalk festzuhalten versuchten, verdankt ihre Entstehung allen Anzeichen nach der Auf-

lockerung und Aufarbeitung des stellenweise vielleicht oft nur mangelhaft verfestigten obersten Gaultgrünsandsteins. Die ganze Bildung hat indes keineswegs den Charakter einer Strandbildung, wo besonders der Wellenschlag an der Arbeit war, denn dann müßten die einzelnen Einschlüsse mehr abgerundet sein. Dagegen spricht auch die weite horizontale Verbreitung dieser Bildung. Die Einschlüsse haben auf alle Fälle eine Umlagerung erfahren, ebenso befinden sich die meisten der Versteinerungseinschlüsse, die im dunklen Grünsandstein fossilifiziert worden waren, hier in der Kletzenschicht auf zweiter Lagerstätte. Anders ist es doch wohl kaum zu erklären, daß der Innenraum der Versteinerung, also der Steinkern, meist aus dunklem Grünsandstein besteht, auch da, wo die äußere Umhüllung vom Kalkstein gebildet wird, und daß auf der Außenseite oft an einzelnen Stellen noch Reste der alten primären Umhüllung anhaften, während der übrige Teil im Kalke steckt. Das geht auch aus der starken Deformierung einzelner Fossilien hervor, für die die Beschaffenheit des Kalkes und der jetzigen Umhüllung keine Erklärung gibt und die auf die primäre Lagerung zurückgeht. Von größeren Ammonitenexemplaren finden sich nur Bruchstücke vor und zwar immer nur da, wo die Kletzenschicht eine größere Mächtigkeit besitzt und auch sonst reichlichere Fossilien aufgestapelt sind, wie im Gebiet der Wertachenge. Hier ist offensichtlich das Einschlußmaterial von außen beigeschwemmt und wirt durcheinander gemengt worden.

Die Bildung dieser Kletzenschicht im Hangenden des Gaults, zu der hauptsächlich der Gault das Material geliefert hat, dürfte wohl zur Cenomanzeit erfolgt sein, worauf auch die mitvorkommenden Cenomanfossilien, wie der *Turrilites Puzosianus* D'ORB., *Hamites virgulatus* D'ORB., bestimmt deuten. Wenn aber dem so ist, so folgt daraus unabweisbar, daß in unserem Gebiete in der Cenomanperiode Verhältnisse bestanden, die nicht nur keine nennenswerten Ablagerungen entstehen ließen, sondern daß örtlich an geeigneten Stellen umgekehrt sogar Abtragungen auf Kosten der Gaultunterlage stattfanden und daß, wo etwa spärliche Ablagerungen zustande kamen, diese wieder der Zerstörung und Abtragung anheimfielen. Doch sei ausdrücklich betont, daß an keiner Stelle und in keiner Weise Beobachtungen gemacht werden konnten, die irgend etwa auf eine umfassendere Verlandung und Trockenlegung des Gaults zur Cenomanzeit hindeuten würden. Die Vorgänge, die zur Bildung der Kletzenschicht geführt haben, müssen sich submarin abgespielt haben. Die nicht unerhebliche Differenzierung der Gesteinszusammensetzung des Gaults, die oft, wie wir sahen, innerhalb kurzer Abstände zu Tage tritt, dann seine rasch wechselnde Mächtigkeit deuten auch auf eine nicht unbedeutende Differenzierung der Ablagerungsbedingungen wie der Meerestiefe, des Küstenabstandes und eine unregelmäßige Gestaltung des Meeresbodens, und so ist es keineswegs ausgeschlossen, ja sogar wahrscheinlich, daß beim Sinken des Meeresspiegels — man denke an die Cenomantransgressionen — oder durch tektonische Vorgänge die vielleicht noch dürttig verfestigten Gaultschichten örtlich da und dort über Wasser oder in Untiefen gerieten, wo sie rasch der Zerstörung und Abtragung verfielen und wodurch dann deren Material in der Umgebung zur Ablagerung kam. Das würde das Anschwellen der Kletzenschicht an einzelnen Stellen erklärlicher machen, sowie die Durcheinandermengung von Ammoniten und Bruchstücken von Ammoniten aus ursprünglich verschiedenen Horizonten. Die stellenweise Anhäufung von verschiedensten Fossilien, deren Steinkerne und Hüllmasse fast durchgehends stark eisenschüssig ist, dürfte sich daraus erklären, daß sich die Ausfüllmasse unter dem Einflusse organischer Substanz rascher verfestigt hatte als der übrige Sandstein

der Umgebung und daß sie bei der Gesteinszerstörung und Umlagerung leichter erhalten blieben und daher in der neuen Lagerstätte örtlich zuweilen den Hauptbestandteil bilden. Daß auch der reichliche Glaukonit und die mehr oder weniger reichlich eingestreuten Quarzkörner in der kalkigen Grundmasse des Kletzenkalkes den aufgearbeiteten und aufgewühlten Gaultschichten entstammen, ergibt sich aus unserer Auffassung der Genesis dieser Schicht von selbst.

Seewenschichten.

Wie sonst überall in den Gebieten der helvetischen Kreide folgen auch im vorderen Kreidezuge auf den Gault die kalkigen und mergeligen Bildungen, die man seit ESCHERS Zeiten nach der Ortschaft Seewen in der Schweiz als Seewenkalk und Seewenmergel oder als Seewenschichten zu bezeichnen pflegt. Die Kalke bilden in unserem Gebiete stets die tieferen Lagen, auf die dann bald in raschem Wechsel, bald erst nach vermittelnden Übergängen die meist mächtige Reihe der Mergel folgt. Während aber anderwärts die beiden Bildungen oft nur schwer auseinander zu halten sind und daher vielfach zusammen als einheitliche Stufe behandelt wurden, lassen sie sich im vorderen Kreidezuge nicht nur fast überall genügend unterscheiden und getrennt halten, sondern der Kalk tritt, namentlich in den westlichen und östlichen Teilen desselben, vielfach in erheblichem Maße orographisch hervor und tritt auch in seinem Einfluß auf die Oberflächengestaltung meist scharf in Gegensatz zu den weicheren leicht erodierbaren Mergeln.

4. Seewenkalk. Turon.

Gesteinsbeschaffenheit. Der Seewenkalk besitzt im allgemeinen in unserem Gebiete die gleiche petrographische Ausbildung wie in den westlichen Kreidegebieten des oberen Allgäus, des Bregenzer Waldes und der Schweiz. In einzelnen ergeben sich indes in Bezug auf Farbe, äußere Struktur, Schichtung und Tongehalt örtlich mancherlei Abweichungen und Variationen. Am meisten beständig bleibt seine innere dichte Struktur und der Gehalt an bestimmten Foraminiferen. Charakteristisch für den Kalk sind fast immer die meist dünnen glänzenden Tonhäutchen, die das dichte Gestein verschiedenfach durchsetzen und nicht selten je nach dem Grade der Druckwirkung in bald zierliche, bald in grobzackige Suturlinien umgewandelt erscheinen.

Die Farbe des Seewenkalkes ist gewöhnlich lichtgrau bis weißlich, seltener dunkelgrau. Stellenweise geht sie aber auch in ein schönes Rosarot oder Braunrot über, so bei den Vorkommnissen an dem Fußwege, der von Pfronten-Kappel nach Refleiten führt und dann namentlich bei dem nördlich gegenüberliegenden Ausläufer der Freiberg-Eisenberg-Gruppe bei Pfronten-Rehbichel. Auch die Tonflaser sind hier rot oder rotbraun und das Gestein zeigt dann, zumal in Handstücken, in seinem äußeren Aussehen Ähnlichkeit mit gewissen Varietäten des roten Lias- oder Hierlatzkalkes am Zinken oder am Hirschberg bei Hindelang oder manchen roten jurassischer Aptychenkalken.

Hinsichtlich seiner **äußeren Struktur** und die Art der Schichtung zeigt der Kalk lokal oft nicht unerhebliche Differenzierungen und zwar oft im Verlauf von ganz geringen Entfernungen. Am verbreitetsten ist die auch in den westlichen Nachbargebieten vorherrschende unregelmäßige dünnbankige Schichtung und die unregelmäßige kleinwellige, oft flaserig schieferige Struktur, die durch

die charakteristischen flachwellig verlaufenden, meist glänzenden dünnen Tonhäutchen und dünnen winzigen Mergelzwischenlagen verursacht wird und dem Gestein, namentlich im Querschnitt, ein charakteristisches bald flaserig schieferiges, bald ein flach knolliges und gewelltes Aussehen geben. Abweichungen von dieser Struktur sind aber häufig und zwar oft, wie schon gesagt, auf geringe Entfernungen. So ist beispielsweise am Wege durch die Wertachenge, besonders an der alten jetzt verlassenem Wegstrecke, der Kalk überaus schieferig flaserig entwickelt. Steigt man aber auf der andern Seite des Wertachflusses westwärts an den Hängen aufwärts zu den Wänden der Rappenschrofen, die zum großen Teil aus Seewenkalk bestehen, so erscheint er schon in einem Abstände von kaum 300 m Entfernung namentlich seithalbs des Bächleins, das von dem Höhenpunkte 1590 des Kühberges herabkommt, in grobknolligen Bänken von 15—20 cm Dicke. Die hier nördlich von dem Bachrinnal prächtig aufgeschlossen senkrecht gestellten Schichten zeigen, da an den aufragenden Wänden und den abgestürzten mächtigen Blöcken und Platten die tonreicheren Knauer und mergeligen Zwischenlagen abgewittert sind, ein eigenartiges flach buckeliges und abgerundet höckeriges Aussehen. Der dichte aschgraue Kalk wird hier von Tonhäutchen und Tonfasern nur ganz wenig durchsetzt, führt aber stellenweise reichlich, allerdings meist zersetzte, braun verwitterte, mürbe Pyriteinschlüsse bis zur Welschnußgröße, nicht selten auch in der dichten Kalkmasse eingesprengte Aggregate oder einzelne Kristallwürfel von 2—4 mm Durchmesser, die offenbar in ihrem Wachstum die Kalksubstanz erst haben verdrängen müssen. Das Gestein enthält hier auch häufiger als sonst Bruchstücke oder ganz schlecht erhaltene unbestimmbare Schalen von Inoceramen (einer flachschaligen größeren und einer stark gewölbten kleineren Art), dann meist schlecht erhaltene, merkwürdigerweise teilweise verkieste Belemniten und Spuren von Seeigeln, die aber aus dem Gestein nie frei herauszulösen sind.

Die hier in dem nördlichen Teile der Rappenschrofen entwickelte grobbankige Ausbildung hält nicht lange an, denn schon die Seewenkalkkomplexe der südlich benachbarten Wasserrunsen und zu Tage stehenden Felspartien zeigen wieder die gewohnte mehr dünbankige, zum Teil flaserige Schichtung, die aber ihrerseits in westlicher Richtung, namentlich westwärts von der Schlaghofhütte, wieder in dickere Bankung übergeht. Die Bänke erreichen hier eine Dicke bis zu 20 cm, die Schichtflächen sind zwar auch noch uneben, aber doch weniger als an der oben erwähnten nördlichen Stelle. Wie dort stellen sich auch hier wieder häufiger Pyriteinschlüsse ein und an Versteinerungen Bruchstücke von Belemniten und Inoceramenschalen. Dazu kommt aber noch stellenweise ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Glaukonitkörnern, denen nach Ausweis von Dünnschliffen auch verschiedenfach Quarzkörner beigelegt sind. Der Umstand, daß die ungleichmäßig eingestreuten Glaukonitkörner, die dem grauen dichten Kalksteine ein feinpunktiertes oder getüpfeltes Aussehen verleihen, in ihrer Mehrzahl, wie Schliffpräparate dartun, wohl abgerundet oder abgekantet erscheinen und namentlich ihre Vergesellschaftung mit Quarzkörnern drängt zu der Annahme, daß sie nicht in situ entstanden, sondern wie der Quarzsand und die mit vorkommenden abgerollten winzigen Muschelschalenbruchstücke erst eingeschwemmt wurden und in dem Kalk ihre sekundäre Lagerstätte fanden. Wir dürfen für die erwähnten Glaukonit- und Quarzeinschlüsse wohl eine gleiche Herkunft wie für die Einschlüsse der Kletzenschicht annehmen. Darnach müssen während der Sedimentation des Seewenkalkes in benachbarten Gebieten noch da und dort Gaultschichten der Abtragung ausgesetzt gewesen sein.

Wie im Gebiete der Rappenschrofen bei Wertach, so begegnen wir auch ostwärts einzeln öfters noch örtlich gröber gebanktem oder klotzig geschichtetem Seewenkalk, so im östlichen Quellarm des Schloßbaches bei Nesselwang, wo an den Hängen des tiefen Wassereintrisses davon ein mächtiges Blockwerk abgestürzt ist. Die glänzenden Tonhäutchen treten hier in dem Gestein fast ganz zurück, dafür ist der Kalk sonst stellenweise mehr oder weniger tonig verunreinigt. Auch hier sind Versteinerungen, wie Belemniten, Inoceramen und Seeigel, nicht allzuselten, doch sind sie meist schlecht erhalten und in dem Gestein schwer bloßzulegen. Glaukoniteinschlüsse fehlen hier. Bei der nahen Alpspitze, deren Gipfelgrat beim Kreuze aus Seewenkalk besteht, halten sich knollig dickere und mehr flaserig schieferige Lagen so ziemlich die Wage. Die Schichten zeigen hier, was nebenbei bemerkt sei, interessante Verbiegungen und Stauungen, die besonders von der nebenan befindlichen Bayerstetter Spitze aus gesehen die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Ähnliche zum Teil prächtige wellenförmige Verbiegungen und Stauungen des Seewenkalkes kann man auch beobachten, wenn man von der Wertachenge durch den größtenteils im Seewenmergel eingefurchten steilen Wassereintriß zum Punkt 1290 des Kühberges emporsteigt.

Eine besondere Hervorhebung verdient die **innere Struktur** und innere Beschaffenheit des Seewenkalkes und damit im Zusammenhang dessen Gehalt an Foraminiferen. Die eigentliche Kalkmasse selbst, wenn man natürlich von den Tonhäutchen und dünnen mergeligen Zwischenlagen absieht und wenn man selbstverständlich ebenso von den örtlich oft durch Druck und tektonische Bewegungen bewirkten zufälligen groben oder oft nur winzigen Aderung und sekundären Neubildungen absieht, zeigt stets, wenigstens makroskopisch, eine gleichmäßige nahezu vollkommen dichte Beschaffenheit, die sich gleichbleibt, gleichgültig, ob das Gestein flaserig schieferig oder uneben dünnbankig oder endlich in soliden dicken Bänken abgesetzt erscheint. — Im Gegensatz zu den verschiedenen anderen Kreidekalken erweist sich die dichte Kalkmasse den Hammerschlägen gegenüber etwas spröde, aber nie zähe und zeigt einen muscheligen, anscheinend glatten, unter der Lupe betrachtet aber meist fein- bis feinstplitterigen Bruch. Dieses Verhalten, das dichte Gefüge in Verbindung mit den gewöhnlich das Gestein durchsetzenden Tonhäutchen oder Drucksuturen lassen den Seewenkalk bei einigen Erfahrungen meist schon bei dürftigen Aufschlüssen und selbst in kleinen Handstücken in der Regel rasch erkennen. Eine Verwechslung des Kalkes mit Kalken der tieferen Kreidestufen des Aptes bzw. Urgons oder Barrens ist denn wohl ausgeschlossen.

In all den Fällen, wo Zweifel bestehen bleiben, ist eine mikroskopische Untersuchung angezeigt. Ich habe zur Kontrolle und um die Beständigkeit des mikroskopischen Gesteinscharakters und seiner charakteristischen Foraminifereneinschlüsse zu prüfen, von dem Seewenkalk verschiedenster Örtlichkeiten unseres Kartenbereichs und auch von verschiedenen vertikalen Horizonten, ebenso von zahlreichen Vorkommnissen im Kreidegebiet des oberen Allgäus Dünnschliffe gemacht: es zeigte sich, daß die innere Beschaffenheit dieses Kalkes und sein Gehalt an charakteristischen Foraminifereneinschlüssen überall merkwürdig beständig bleibt und daß daher die mikroskopische Untersuchung und Prüfung nie im Stiche läßt. Nur der bald vortreffliche, bald weniger gute Erhaltungszustand seiner Mikrofauna unterliegt, wie kaum anders zu erwarten, örtlichen Schwankungen.

Die Hauptmasse des Kalkes, also die Grundmasse, in die die Foraminiferen bald in mehr, bald in weniger reichlicher Menge eingebettet sind, bleibt unbe-

kümmert um die Farbe des Gesteins und seiner wechselnden Schichtstruktur immer die gleiche, d. h. die gleich dichte, und erscheint in den nicht sehr dünnen Schliffpräparaten, abgesehen von etwaigen vereinzelt örtlichen und nur zufälligen mechanischen Beimengungen, als eine gleichheitliche trübe Masse, die erst bei ganz dünnen Schliffen und stärkerer Vergrößerung sich in eine allerwinzigste und feinste Körnelung auflöst und so die kryptokristalline Natur der Kalksubstanz erkennen läßt.

Die **Mächtigkeit** des Seewenkalkes ist mit Ausnahme eines Vorkommens bei Pröbsten im ganzen sonstigen Gebiete nirgends erheblich und zeigt im ganzen auch nicht sehr beträchtliche Schwankungen. Am geringsten ist sie am Eingang zum Steinebachtobel bei Pfronten-Kappel, wo sie nur ca. 11 m beträgt. Auch an den Quellarmen des Schloßbaches bei Nesselwang dürfte sie diesen Betrag wenig übersteigen. Im Bereich des Wertachdurchbruches ist sie größer, dürfte aber 25—30 m nirgends übersteigen. Trotz dieses geringen Betrages kann der Kalk sich aber örtlich doch morphologisch sehr bemerkbar machen, so westlich der Wertachenge, wo er hoch oben in einigen Felswänden stolz aufragt und von dem die Enge durchziehenden Sträßchen aus gesehen den Eindruck hervorbringt, als stünde hier Schrattenkalk zu Tage. Auch dem Gipfel der Alpspitze gibt er ein mehr oder weniger felsiges Gepräge¹⁾ und ebenso bildet er bei dem westlichen Ausläufer der Freiberg-Eisenberg-Gruppe eine Felszinne, die weithin sichtbar ist, ebenso wie die Felskuppe, die die stolzen Ruinen von Hohen-Freiberg trägt.

Während sich die Mächtigkeit des Seewenkalkes auf dem ganzen Verlauf des vorderen Kreidezuges in bescheidenen Maßen hält, ändert sich dies Verhalten in ganz auffallender Weise plötzlich beim Ostende der Freiberg-Eisenberg-Gruppe, wo der Kalk bei Pröbsten in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern zu Tage tritt. Man kann sich davon überzeugen, wenn man am Westende des kleinen Dörfchens an einem kleinen Häuschen vorbei den Weg zu den Schloßruinen Eisenberg-Freiberg einschlägt, bis alsbald Seewenkalk ansteht und dann rechtwinkelig zu dem Streichen desselben auf dem flach geneigten Viehweidegelände direkt nach Norden abbiegt. Man schreitet dann auf eine Längserstreckung von nahezu 400 m fortwährend quer über die überall aus der seichten Rasendecke herausblickenden Schichtenköpfe von typischen flaserigen Seewenkalk. Der Gesteinscharakter bleibt in der ganzen nahezu 400 m mächtigen Schichtenfolge in der Hauptsache der gleiche, wie verschiedene Schliffe von Stichproben zeigten und wird nur bei dem Wassergraben, der den Fuß des nördlichen Höhenzuges begleitet, etwas tonhaltiger. Die Schichten sind durchgehends steil aufgerichtet oder mit 80° nach S. einfallend (Streichen O. 25° S.). Eigentliche typische Seewenmergel fehlen. In der Richtung des Hangenden stellen sich Glazialschotter ein und in kurzem Abstände dann bloß graugrünliche schmierige Mergeltonne mit abweichendem Streichen (NO.), auf die wir unten noch zurückkommen werden.

Die ganz ungewöhnliche Mächtigkeit des geschilderten Seewenkalkes und das Fehlen des eigentlichen Seewenmergels drängen zu der Annahme, daß der letztere hier auch durch den Seewenkalk vertreten ist, daß also die reine Kalkbildung hier auch noch fort dauerte, als anderwärts die Bildung des Seewenmergels erfolgte. Da aber auch bei dieser Annahme immerhin die große Mächtigkeit noch auffällt, kann man noch weiters annehmen, daß hier eine steilgestellte Mulde und also Ver-

¹⁾ In dem „Geol. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee“ verzeichnet O. AMPFERER bei der Alpspitze irrtümlich aus Versehen Schrattenkalk, was hiermit berichtigt sei.

doppelung der Schichten vorliegt. Diese letztere Annahme hat vieles für sich, läßt sich aber bei den mangelhaften Aufschlüssen nicht auf Beobachtungen stützen.

Versteinerungen des Seewenkalkes.

a) Makroskopische Versteinerungen.

An solchen ist der Seewenkalk im allgemeinen arm an Arten. Sie beschränken sich in unserem Gebiet nur auf Inoceramen, von denen Schalenbruchstücke und Schalenfasern sich überaus häufig vorfinden, wogegen selten ganze und sicher bestimmbare Schalen; dann auf Belemniten und gelegentlich (Rappenschrofen) auf Resten und Spuren von Seeigeln, bisher leider nie mit erhaltener Schalenoberfläche. Von dem gesammelten Material konnten bestimmt werden:

1. *Inoceramus inconstans* WOODS, Schloßbach. 2. — — WOODS var. *striatus* MANT. (vgl. WOODS Cret. Lam. II S. 292 Taf. 51 Fig. 5, Taf. 52 Fig. 1), Pröbsten.
3. — *striatus* F. A. ROEMER (NON MANT.), Pröbsten. 4. — sp. cf. *cuneiformis* D'ORB.
5. — (*Volviceramus*) *Lamarcki* PARK. (= *Inoc. Brongniarti* auct.)
6. *Belemnites (Belemnopsis) ultimus* D'ORB., Schlaghofalpe. 7. — sp., Schlaghofalpe.
8. Seeigel (unbestimmbar), Rappenschrofen.

b) Mikrofauna.

Es spricht von einer überaus sorgfältigen Beobachtung, daß schon vor mehr als einem halben Jahrhundert (1865) OSKAR HEER in seiner „Urwelt der Schweiz“ (S. 194ff.) auf Foraminiferengehalt in den Seewenkalken aufmerksam gemacht und davon einige der häufigsten Formen beschrieben hat, also schon zu einer Zeit, wo die Herstellung von Dünnschliffen noch nicht bekannt war. Mehrere Jahrzehnte finden wir dann zu unserer Verwunderung in der Literatur dieser Mikrofauna keine weitere Beachtung gewidmet. Erst in neuerer Zeit hat dann wieder TH. LORENZ¹⁾ den in den Seewengebilden und in den *Couches rouges* etc. eingeschlossenen Mikroorganismen eine eingehendere Aufmerksamkeit zugewendet und die HEER'schen Bestimmungen teilweise einer Revision unterzogen und in jüngster Zeit hat J. G. EGGER²⁾ über die Foraminiferen speziell der Seewenschichten Studien veröffentlicht, die dem Geologen, der nicht Spezialkenner dieser Tiergruppe ist, die Untersuchung wesentlich erleichtert. So finden sich denn auch in den beobachtungsreichen schönen Arbeiten von ARN. HEIM³⁾ über das Säntisgebirge und die Churfürsten-Mattstock-Gruppe die Foraminiferen der untersuchten Schweizer Kreidebildungen gebührend berücksichtigt und gewürdigt. Auch wir haben uns beim Studium der Dünnschliffe von unserem Seewenkalk in erster Linie auf die EGGER'sche Arbeit stützen können, um so mehr, als der genannte Autor auch Gesteinsproben von dem benachbarten Grünten beigezogen hatte.

Es liegt in der Natur des Gesteins, daß die in dem Seewenkalk enthaltenen Foraminiferen nicht aus dem Hüllgestein frei herauszulösen waren. Wir waren also bei der Untersuchung lediglich nur auf Schliffpräparate angewiesen, was zur Folge hatte, daß eine große Zahl von Formen nicht nach ihrer Spezies und oft

¹⁾ TH. LORENZ, Geolog. Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. Südliches Rhätikon.

²⁾ J. G. EGGER, Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. Mit 6 Taf. Sitzungsber. d. K. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. Jahrg. 1909. 11. Abhandl.

³⁾ ARN. HEIM, Das Säntisgebirge, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, Liefg. 16, 1905. —, Die Churfürsten-Mattstock-Gruppe, ebenda, 20. Liefg., 1910.

auch nur unsicher nach ihrer Gattung bestimmt werden konnten und daher vorerst unberücksichtigt bleiben mußten.

In den angefertigten Schliffpräparaten konnte das Vorkommen folgender Arten festgestellt werden:

1. *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. sp. bei EGGER S. 12 (= *Lagena sphaerica* KAUFM. u. *L. ovalis* KAUFM. bei HEER Urwelt d. Sch., = *Pithonella ovalis* KAUFM. bei LORENZ), überall sehr häufig.
2. *Oligostegina laevigata* KAUFM. bei HEER a. a. O. S. 197 Fig. 108, EGGER S. 16.
3. *Textularia globulosa* EHRENB. 4. — *aculeata* EHRENB., Rehbichel.
5. *Discorbina (Rosalina) canaliculata* REUSS (= *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU nach EGGER S. 37). 6. — *biconcava* PARK. EGGER S. 39).
7. *Globigerina aequilateralis* BRADY. EGGER S. 32. 8. — *cretacea* D'ORB. (= *Nonionina Escheri* KAUFM. u. *N. globulosa* EHRENB. bei HEER a. a. O. nach EGGER S. 31).
9. *Cristellaria* sp., Schlaghof.

Orbulinaria sphaerica KAUFM. ist die weitaus verbreitetste und häufigste Foraminiferenart des Seewenkalkes. Sie fehlt in demselben nirgends; ihre Masse macht nicht selten ein Drittel bis die Hälfte der Gesteinsmasse aus. Klumpenförmige Anhäufungen, wie sie EGGER a. a. O. Taf. 6 abbildet, wurden indes nicht beobachtet. Die Schnitte bzw. die Schalenringe der einkammerigen bald kreisförmigen bald ovalen Art zeigen zuweilen Lücken und bald größere bald kleinere Unterbrechungen, die man mit EGGER nur als zufällige Schalendefekte ansprechen kann.

Nicht so reichlich aber doch ziemlich häufig findet sich die zwei- bis dreikammerige *Oligostegina laevigata* KAUFM. HEER hielt es seinerzeit nicht für ganz ausgeschlossen, daß in diesen Formen nur Jugendzustände anderer größerer und mehrkammeriger Arten vorliegen. LORENZ a. a. O. betrachtet sie für Querschnitte von Textularien. In diesem Falle aber müßten neben den angenommenen Querschnitten doch auch öfters Längsschnitte von solchen auftreten, was aber in Schliffen, wo gerade diese Art sehr häufig vorhanden ist, gar nicht der Fall ist, Textularien vielmehr hier meist ganz fehlen. Man wird daher EGGER beipflichten, wenn er bemerkt: „Die Aneinanderfügung der Kammern bei den Oligosteginen tritt so regelmäßig als eine dauernde auf, daß diese Foraminiferenform wohl als ein selbständiges Genus betrachtet werden kann“ (a. a. O. S. 19).

Charakteristisch für unseren Kalk sind auch die *Discorbinen* der Gruppe *canaliculata* REUSS. Sie fehlen wohl in keinem Schliffe, sind zwar fast immer nur in Bruchstücken erhalten, haben aber den Vorzug, daß sie bei ihrer eigenartigen kantigen Kammerung auch in Bruchstücken leicht zu erkennen sind. Besonders bemerkt sei, daß diese und die vorgenannten Formen in unserem Gebiete wie auch in dem Kreidegebiete des oberen Allgäus nirgends in die tiefere Kreide wie etwa in die Gebilde der Apt- und Barremstufe, z. B. in die Schratte- und Orbitolinenkalke oder in die Neokomkalke und Mergel der inneren Kreidezone hinabreichen, wie umgekehrt all die verschiedenen für die Aptschichten unseres Gebietes charakteristischen Formen wie Milioliden etc. in unserem Seewenkalk nie beobachtet werden konnten. Die Foraminifereneinschlüsse geben also ein wertvolles Mittel an die Hand, in Zweifelsfällen die verschiedenen Kreidekalke auseinander zu halten.

Zur Altersfrage des Seewenkalkes.

Als Folge davon, daß das aus diesem Kalk bekannt gewordene Fossilmaterial so lange unzulänglich geblieben und verschieden bewertet werden konnte, bestehen

immer noch über dessen Alter geteilte Ansichten. Wir glauben, daß die oben mitgeteilten Funde in dieser Frage einen Schritt weiterhelfen.

Unter den erwähnten Inoceramen befinden sich einige Arten, wie der *I. latus* SOW. (NON MANTELL), der *I. inconstans* var. *striatus* MANTELL etc., die ausgesprochene Turonformen darstellen und immer als charakteristisch für das Turon galten. Die paläontologischen Einschlüsse dürften demnach im Verein mit seiner Stellung im Schichtverbaude vollauf berechtigen, unserem Seewenkalk der Turonstufe zuzuweisen.¹⁾ Seine Einreihung in das Senon auf Grund von Funden unsicherer senonen Leitformen wie der *Terebratula carnea* SOW. dürfte sich aber kaum mehr halten lassen.

Zu dem gleichen Ergebnis des Turonalters des Seewenkalkes haben in den letzten Jahren auch die Fossilfunde aus dem Schweizer Seewenkalk geführt, wie aus den schon erwähnten Arbeiten ARNOLD HELMS über das Säntisgebirge und namentlich über die Churfürsten-Mattstock-Gruppe hervorgeht. Auch HEIM weist den Hauptteil des Seewenkalkes dem Turon zu und stützt diese seine Altersbestimmung in erster Linie auf Inoceramfundamente, nämlich auf die Funde von *Inoc. Cuvieri* SOW. (? = *Inoc. Schloenbachi* J. BÖHM) und *Inoc. striatus* MANT. Es zeigt sich also, daß die faunistischen Verhältnisse des Schweizer Seewenkalkes mit jenen unseres vorderen Kreidezuges ähnlich sind und daß das in der Schweiz schon länger vermutete und dann durch Fossilfunde belegte Turonalter des Seewenkalkes durch die Untersuchungsergebnisse im Allgäu vollauf bestätigt wird.

Daß HEIM mit BURCKHARDT den untersten Teil des Seewenkalkes, nämlich seine Turrilitenschicht, die unserer lithologisch anders gearteten aber stratigraphisch gleichwertigen „Kletzenschicht“ entspricht, dann die auf die Turrilitenschicht folgende, noch Quarz- und Glaukonitkörner einschließende Seewenkalkbank als „Überturrilitenschicht“ dem Cenoman zuteilt, sei hier kurz erwähnt. Aber auch in den übrigen Teil des Seewenkalkes versucht HEIM „Churfürsten“ S. 202 eine Altersgliederung zu bringen durch eine Zweiteilung in „Unteren Seewenkalk“ (mit lokal roten Gesteinslagen und mit *Holaster Trecensis*, *Belemnopsis ultima* D'ORB. und *Terebratula subrotunda* SOW.), von dem er die Frage offen läßt, ob er dem Obercenoman oder dem Unterturon entspreche, und in den Oberen Seewenkalk mit *Inoc. Cuvieri* SOW., *Inoc. striatus* MANT. und *Terebratula carnea* SOW., der dem Unter- bzw. dem Ober-turon zugehöre.

Was unser Ostallgäuer Beobachtungsgebiet anbelangt, möchte ich die Frage, ob der erwähnte Gliederungsversuch hier durchführbar sei, vorerst noch offen lassen. Bei meiner Untersuchung des Kreidegebietes, die vor die Zeit des HEIM'schen Gliederungsversuches zurückfällt, habe ich keinerlei Beobachtungen gemacht, die mich hätten anregen können, auf eine Ausscheidung von Unterstufen in dem meist nur geringmächtigen Seewenkalk bedacht zu sein.

Nicht unerwähnt darf bleiben, daß der Fund eines *Micraster cortestudinarium*, den REIS (Geogn. Jahres. 1895 S. 11) aus dem obersten Seewenkalk im Wustgraben am Grünten gemacht hat, diesen Forscher veranlaßt hat, die höheren Seewenkalklagen der Tiefsenonstufe zuzusprechen.

¹⁾ Da mir auch Fossilmaterial aus dem Seewenkalk von Gebieten zu Gebote steht, die außerhalb unseres hier in Betracht kommenden Kartenbereichs liegen, so möchte ich mir vorbehalten, andernorts auf die Frage zurückzukommen und meine Annahme des Turonalters unseres Seewenkalkes durch paläontologische Darstellungen eingehender zu begründen.

5. Seewenmergel. Senon.

Im Hangenden des Seewenkalkes folgt auch in unserem Gebiete eine Schichtenreihe grauer dünngeschichteter bis schieferiger Mergel, der sog. Seewenmergel. Der Übergang erfolgt meist rasch und unvermittelt, vereinzelt aber auch allmählich. In letzterem Falle wird der Seewenkalk nach oben hin zusehends unreiner und tonhaltiger und zeigt in vermehrtem Maße mergelige und tonige Einlagerungen, bis zuletzt nur mehr ausschließlich Mergel folgen.

Gesteinsbeschaffenheit. Der Seewenmergel, der in der Regel eine ziemlich beträchtliche Mächtigkeit erreicht, die jene des Seewenkalkes gewöhnlich um ein Vielfaches übertrifft, bildet in seinem Gesamtcharakter eine meist einförmige und sich im ganzen ziemlich gleichbleibende Schichtenreihe. Der häufige Gesteinswechsel, der die jüngeren Flyschschichten, ebenso die älteren Cenomanbildungen auszeichnet, fehlt; ebenso konnten in unserem Gebiete nirgend glaukonitreiche sandige Einlagerungen beobachtet werden, die in dem benachbarten Kreidegebiet des oberen Allgäus, wie bei Oberstdorf (Burg- oder Klingenhöhe), im kleinen Walser- und im Rohrmoosertal als „Oberstdorfer Senongrünsandstein“ lokal unseren Mergeln in teilweise recht beträchtlicher Mächtigkeit eingeschaltet sind.

Die Seewenmergel unseres Gebietes sind wie sonst allenthalben gewöhnlich in dünnen, etwas unregelmäßigen und mehr oder weniger unebenflächigen Lagen und Schichten abgesetzt. Sie lassen sich dementsprechend nicht so leicht nach ihrer Schichtung in größere Stücke spalten und zeigen dabei einen unregelmäßigen flachmuscheligen Bruch, der sich oft etwas rau und zuweilen feinsandig anfühlt. In den höheren Lagen werden sie in der Regel dünnschichtiger und schieferig, doch nie so glatt- und ebenflächig oder feinblättrig wie die typischen Flyschschiefer.

Die Farbe der Seewenmergel ist vorwiegend grau und bleicht bei der Anwitterung mehr oder weniger aus, oft zu einem charakteristischen lichten bis schmutzigen Gelbgrau. An einigen Stellen an den Rappenschrofen, dann auf dem Grate zwischen Alp Spitze und Edelsberg zeigt das lichte gelbliche Grau der Gesteinsfarbe einen Stich in ein schmutziges Grün. An der letztgenannten Stelle zeigt am Nordfuße der Edelsbergkuppe gegen die Flyschgrenze eine kleine Schichtenpartie eine lebhaft rote bis braunrote Farbe, auf die dann schmutzig gelbgraue Lagen folgen. Sie sind sehr foraminiferenreich. Rosarote und graurote Schichtbündel finden sich auch an dem Fußwege von Pfronten-Kappel nach Refleiten und dann auch nördlich gegenüber bei Rehbichel an dem westlichen Ausläufer der Freiberg-Eisenberg-Gruppe. Auffallend dunkelgraue und im nassen Zustande nahezu schwarze Farbe zeigen die höheren tonreichen Mergellagen an den Uferhängen des Holderbaches westlich von dem Reuterwannekopf und ebenso „im Loch“, an einem Seitenbächlein des Reichenbachs bei Nesselwang.

Der Kalkgehalt und damit die Verbandfestigkeit und innere Struktur der Seewenmergel unterliegt örtlich und in ihrer vertikalen Schichtenfolge mancherlei Schwankungen. Nach Ausweis zahlreicher Dünnschliffe, die hauptsächlich zum Zwecke einer Untersuchung auf Foraminiferen von verschiedenen Fundstellen hergestellt wurden, zeigt das Gestein in der Regel eine graue oder graugelbliche trübe, zuweilen flockig trübe oder feinstpigmentierte Grundmasse, das Produkt feinsten Schlammniederschläge.

In dieser Grundmasse eingestreut finden sich in den Schliffpräparaten, abgesehen von den häufigen anscheinend kohligen und organogenen Fragmenten und

Partikeln und von den Einschlüssen verschiedener Foraminiferen, sehr häufig Einschlüsse von gewöhnlich scharfkantigen Quarzkörnern, oft nur einzeln, oft in größerer Zahl, vielfach nur in den allerwinzigsten Dimensionen. Makroskopisch oder ohne genauere Untersuchung bleiben sie gewöhnlich unbeachtet, sie sind aber wohl die Ursache, daß die Mergel sich häufig etwas rauh anfühlen. Der Gehalt an feinen Quarzkörnern kann örtlich in erheblichem Maße zunehmen, daß die Mergel einen feinsandigen Charakter annehmen, so besonders die oberen an die Flyschzone angrenzenden schieferigen Mergel im oberen Steinebachrinnal zwischen dem Kapplerköpfe und dem Edelsberg im Übergangsgebiet zum Flysch. Die Schiefer, denen vereinzelte winzigste helle Glimmerschüppchen eingemengt sind, zeigen schon stark flyschähnliches Gepräge, doch enthalten sie noch reichlich Foraminifereneinschlüsse, die mit jenen der sonstigen Seewenmergel übereinstimmen. Auch fand ich in ihnen große Bruchstücke eines anscheinend glatten, dickschaligen, leider unbestimmbaren großen Inoceramus, so daß die Abtrennung dieser Mergel von den Seewenmergeln vorerst nicht gerechtfertigt erscheint.

Wie die Schiffe dartun, enthalten die Seewenmergel fast immer auch etwas Glaukonit¹⁾ eingestreut, oft nur in vereinzelten Körnern, stellenweise aber auch in größerer Anzahl, nie aber so reichlich, daß sie auf die Farbe des ohnehin meist dunklen Gesteines Einfluß gewannen und daher auch leicht übersehen werden. Schwefelkieseinschlüsse sind viel seltener zu beobachten als beim Seewenkalk.

Bei ihrer relativ leichten Verwitterkeit begünstigten die Mergel vielfach die Entstehung von Einsattelungen und Erosionseinrissen und von tiefgründigem Boden. Immerhin aber leisten sie der Verwitterung und der Erosion mehr Widerstand als die weichen leichtzerfallenden Flysch- und Cenomanmergel, wie namentlich die sehr steilen Böschungswinkel der in ihnen tief eingefurchten engen Bachrinnen beispielsweise „in der Bräme“ auf den Westhängen des Reuterwannekopfes oder im oberen Steinebachtobel beweisen, die frei von Schutt prachtvolle Aufschlüsse darbieten. Da der aus den Mergeln entstandene Boden mehr wasserdurchlässig ist als beim Flysch, ist er auch weniger zu Murbrüchen und Erdrutschungen geneigt wie der letztere und es zeigen sich in seinem Gebiet nur selten an den Hängen nasse versumpfte Stellen mit saurem Gras und Moosvegetation, die in den Flyschgebieten eine so häufige lästige und wirtschaftlich so nachteilige Erscheinung bilden.

Über die **Gesamtmächtigkeit** der Mergel und darüber, ob sie überall konstant bleibt, lassen sich genauere Angaben meist nicht machen. „In der Bräme“ beträgt die Mächtigkeit, soweit der Beobachtung zugänglich ist, mindestens 60—70 m; am oberen Steinebach weisen die Aufschlüsse eine solche von abgerundet 60—100 m auf. Die angrenzenden Flyschschichten sind hier größtenteils mit Schutt bedeckt. An den sonstigen Örtlichkeiten werden die Mergel entweder von tektonischen Störungen getroffen oder es fehlen umfassendere Entblößungen.

Versteinerungen des Seewenmergels.

An makroskopischen Versteinerungen ist der Seewenmergel in unserem Gebiete noch ärmer als der ihm unterlagernde Seewenkalk. Ich konnte in ihm nur ganz vereinzelt da und dort Bruchstücke oder Spuren von Inoceramenschalen

¹⁾ Vereinzelt, wie in den Mergeln am Hofbach östlich des Hündleskopfs, sind die mehr oder weniger abgerundeten Glaukonitkörner mit einem hellen wohlabgegrenzten Saur feinfaserigen Kalzits (?) umgeben, dessen Fasern senkrecht zur Peripherie, also radial, angeordnet sind.

beobachten oder zerdrückte schlecht erhaltene Klappen flachgewölbter Inoceramen, die eine sichere Bestimmung nicht mehr zuließen.

Dagegen ist der Gehalt der Mergel an Foraminiferen stellenweise ein sehr erheblicher. In Schichten jedoch, die tektonisch stark zerdrückt und gequält wurden oder die schon stark der Verwitterung unterlagen oder reich an Sandgehalt sind, ist ihr Erhaltungszustand oft ein sehr mangelhafter und nicht selten sind sie durch die auflösende Wirkung der Tageswässer bis auf einzelne Spuren verschwunden.

Die im Seewenkalk so stark vorwiegenden Orbulinarien und Oligosteginen finden sich stellenweise noch vor, treten aber im allgemeinen schon sehr zurück. Die charakteristische Gruppe der *Discorbina canaliculata* REUSS fehlt in den vorliegenden Schichten von den Mergeln in der Regel ganz oder findet sich nur mehr ganz vereinzelt. Dagegen sind verschiedene Arten von Globigerinen häufig, deren poredurchbohrte Schale bei guter Erhaltung in den Schnitten der Schiffe ein Bild hervorbringt, das an feinstgezähnte Rädchen einer Taschenuhr erinnert. Ebenso sind Textularien ziemlich häufig, etc.

Im einzelnen sind von den vorkommenden Foraminiferen zu erwähnen:

1. *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. sp.
2. *Oligostegina laevigata* KAUFM.
3. *Textularia globulosa* EHRENB., Pfr.-Kappel. 4. — *pygmaea* REUSS, Steinebach.
5. — *aculeata* EHRENB., Steinebach. 6. — *conulus* REUSS, Pfr.-Kappel.
7. *Discorbina (Rotalina) canaliculata* REUSS, Pfr.-Kappel. 8. — *biconcava* PARKER, Pfr.-Kappel.
9. *Globigerina cretacea* D'ORB. 10. — *aequilateralis* BRADY.
11. *Anomalina complanata* REUSS, Steinebach.
12. *Cristellaria* sp., Pfr.-Kappel.
13. *Bolivina* sp., Hündelsschlucht.
14. *Bigenerina* sp., Alpspitze (nach EGGER).

6. Oberste Kreidemergel von Pröbsten (Pröbstener Schichten, Senon).

Im östlichen Teil der Freiberg-Eisenberg-Gruppe schalten sich auf der Südseite des Kreidezuges in der Umgebung von dem kleinen Dorfe Pröbsten zwischen der helvetischen Kreide und dem südlich vorgelagerten Flysch graugrünliche bis gelbgrünliche weiche Mergel ein, die mit gewissen Varietäten der Seewermergel mancherlei Ähnlichkeit haben, bei denen wir aber doch Bedenken tragen, sie schlechthin als Seewermergel zu bezeichnen.

Die weichen Mergel weisen ein von den übrigen Kreideschichten abweichendes Streichen auf und zeigen eine ausgesprochene Diskordanz zu dem Seewenkalk. Der unmittelbare Kontakt der beiderlei Schichten ist zwar überall verschüttet und nirgends aufgeschlossen; da wo sich die Aufschlüsse der beiderlei Gebilde bis auf wenige Meter nähern, nämlich an dem kleinen Wasserrinnsal und dem Viehtriftwege westlich von Pröbsten zeigen die weichen Mergel ein Streichen von NO. mit 55° nach SO., die nahen Seewenkalk dagegen ein solches von O. 25° S. mit 80° S.

Zweitens: der Seewenkalk besitzt hier bei Pröbsten plötzlich eine Mächtigkeit von über 400 m, während seine Mächtigkeit sonst in unserem vorderen Kreidezug überall nur unerheblich bleibt und beispielsweise ca. 5 km weiter westwärts bei Kappel im Steinebachtobel nur 11 m beträgt. Will man auch annehmen, daß hier bei Pröbsten die Mächtigkeit des Seewenkalkes hervorgebracht wird durch eine

aufgerichtete und seitlich zusammengeschobene Mulde, so daß die Schichten doppelt liegen, so bleibt immer noch eine Mächtigkeit von nahezu 200 m. Da eigentliche Seewenmergel in der typischen und gewohnten Ausbildung hier fehlen, liegt meines Erachtens nur der Schluß nahe, daß die Seewenmergel hier durch die Seewenkalke mitvertreten werden, d. h. daß die Seewengebilde hier nur kalkig entwickelt sind.

Drittens: Die Pröbstener Mergel zeigen aber auch petrographisch mancherlei Abweichungen von dem typischen Seewenmergel des übrigen Gebietes. Sie sind zwar auch dünn-schichtig und schieferig abgesetzt, sind aber viel tonreicher und weicher und stark schmierig; sie besitzen, wie schon erwähnt, in ihrer Farbe einen lebhaften Stich ins Graugrüne und Gelblichgrüne. Ein nennenswerter Gehalt an Foraminiferen, der sonst häufig auch die Seewenmergel auszeichnet, konnte hier nicht beobachtet werden, was allerdings vielleicht auch darauf zurückzuführen ist, daß die Mergel nur in stark verwittertem Zustande in seichten Gräben und Rinnsalen zu Tage treten, wo die Foraminiferen vielleicht der Zerstörung anheimgefallen sind.

Trotz eifrigen Suchens und Schürfens konnten in den schmierigen, stark zerdrückten Schichten, die nur in den Gräben schlecht aufgeschlossen sind, keine sicher bestimmbareren Fossilien aufgefunden werden. Es fanden sich nur wenige schlechte Bruchstücke von Seeigeln und vereinzelte Schalenrümmer von Inoceramen und sonstigen unbestimmbareren Muscheln. So viel dürften aber die beobachteten Fossilreste doch erkennen lassen, daß wir es noch mit Schichten der obersten Kreide zu tun haben. Vielleicht gelingt es, durch spätere bessere Fossilfunde das Alter der Mergel bestimmter und genauer festzustellen.

Ihre **Verbreitung** scheint sich nur auf die nächste Umgebung von Pröbsten zu beschränken, wo sie westlich und südwestlich des kleinen Dörfchens und der Gehöfte Eisenberg an mehreren Stellen von kleinen Wasserläufen und Gräben angeschnitten werden und unter den Diluvialgebilden spärlich zu Tage treten.

Ihre **Mächtigkeit** genauer festzustellen ist nicht möglich, doch deutet die Art ihres Auftretens darauf, daß sie keineswegs ganz unbedeutend sein dürfte. Von dem Flysch, der südlich von ihnen in den kleinen Höhenrücken westwärts von dem Weiler Unterdolden zu Tage tritt, sind sie durch ein Schottergebiet getrennt, so daß die Beziehungen zu demselben unbestimmt bleiben.

Versteinerungen:

1. Schlecht erhaltene Bruchstücke unbestimmbarer Seeigel.
2. Bruchstücke dünner, flacher Inoceramenschalen, vielleicht *Inoceramus Salisburgensis* FUGG.
3. Bruchstücke sonstiger Bivalven.

(Ende des I. Teiles.)

Inhalts-Übersicht.

I. Teil.

| | Seite |
|---|---------------|
| Vorwort | 57—58 |
| Topographie | 58—63 |
| Stratigraphie | 63—64 |
| I. Triasformation | 64—95 |
| 1. Buntsandstein | 64—68 |
| 2. Wettersteinkalk (Ladinische Stufe) | 68—72 |
| 3. Raibler Schichten (Karnische Stufe) | 72—76 |
| 4. Hauptdolomit und Plattenkalk (Norische Stufe) | 76—81 |
| a) Hauptdolomit | 76—80 |
| b) Plattenkalk | 80—81 |
| 5. Rät (Kössener Schichten; Oberer Rätkalk) | 81—86 |
| a) Kössener Schichten | 82—84 |
| b) Oberer Rätkalk | 84—86 |
| Versteinerungen des Räts | 87—88 |
| Versteinerungsliste der Rätschichten | 88—90 |
| Anhang. Schattwalder Lettenschiefer (Anodontophora-Lager) | 91—92 |
| Versteinerungsliste der Schattwalder Schichten | 92—93 |
| Zur stratigraph. Stellung der Schattwalder Letten im Schichtensystem des Räts | 93—95 |
| II. Juraformation | 95—137 |
| Lias | 96—119 |
| A. Die Kalkfazies | 96—107 |
| 1. Knollenkalkfazies von Hindelang und Unterjoch | 97—98 |
| Versteinerungen des Liasknollenkalkes | 98 |
| 2. Hierlatzkalkfazies | 98—103 |
| Versteinerungen des Hindelanger Hierlatzkalkes | 100—108 |
| Versteinerungen aus dem Hierlatzkalke vom Zinken | 104—107 |
| B. Mergelfazies des Lias (Allgäuschichten) | 107—119 |
| 1. Unterer Lias der Allgäufazies | 109—113 |
| Versteinerungen des Unteren Lias von Fricken und Schattwald | 113—114 |
| 2. Mittlerer Lias der Allgäufazies | 114—115 |
| Versteinerungen der mittelliasischen Fleckenmergel | 115 |
| 3. Oberer Lias der Allgäufazies | 116 |
| Lias Epsilon | 116—119 |
| Lias Zeta | 119 |
| Dogger | 119—128 |
| A. Kalkfazies des Doggers (Doggerkalk) | 120—124 |
| a) Doggerkalk am Zinken | 120—121 |
| Versteinerungen des Doggerkalkes am Zinken | 121—122 |
| b) Doggerkalk in Hindelang | 122—124 |
| Versteinerungen | 124 |
| c) Doggerscholle bei Unterschwend (Unterjoch) | 124 |

| | Seite |
|--|---------|
| B. Mergelfazies des Doggers (Doggerfleckenmergel) | 125—128 |
| a) Die Doggerfleckenmergel des Hirschbachtobels | 125—127 |
| b) Doggerfleckenmergel bei Tannheim | 127—128 |
| c) Doggerfleckenmergel im Vilsquertal | 128 |
| Oberer Jura oder Malm | 128—137 |
| 1. Radiolarienschichten | 129—132 |
| 2. Jura-Aptychenkalk | 132—134 |
| 3. Bunter Tithonkalk | 134—137 |
| III. Kreideformation | 137—196 |
| A. Die innere südliche Kreidezone. Ostalpine oder kurzweg Alpine Kreidezone | 138—160 |
| 1. Neocom (Untere Kreide) | 139—144 |
| a) Neocom-Aptychenkalk | 139—141 |
| b) Neocom-Mergel | 141—144 |
| 2. Gault in der Flyschfazies | 144—150 |
| 3. Cenoman | 150—160 |
| Versteinerungen des Cenomans, abgesehen von der „Zehrer Fossilschicht“ | 153 |
| Fossilager im Cenoman der Zehrer Alpe (Zehrer Fossilschicht) | 153—156 |
| Die Fauna der Zehrer Fossilschicht | 156—160 |
| B. Äußere nördliche Kreidezone. Helvetische Kreidefazies | 160—168 |
| Zur Topographie | 160—163 |
| Zur Stratigraphie | 163—164 |
| 1. Barremstufe | 164—168 |
| 2. Aptstufe (Aptian) | 168 |
| A. Kalk- und Urgonfazies | 168—169 |
| 1. Eigentlicher Requienien- oder Schratzenkalk | 169—170 |
| 2. Orbitolinenkalk | 170—171 |
| B. Misch- oder Mergel- und Kalkfazies | 171—173 |
| Teilprofil der Aptschichten am Eingang des Steinbachtobels bei Pfronten-Kappel | 173—175 |
| Aptschichten an den Schloßbächen | 175 |
| Versteinerungen der Mischfazies der Aptstufe | 175—176 |
| 3. Gaultstufe (Albian) und Cenoman zum Teil | 176—180 |
| Gesteinsfolge in den Gaultprofilen | 180—183 |
| Versteinerungen der Gaultstufe | 183—186 |
| Seewenschichten | 186 |
| 4. Seewenkalk. Turon | 186—190 |
| Versteinerungen des Seewenkalkes | 190—191 |
| Zur Altersfrage des Seewenkalkes | 191—192 |
| 5. Seewenmergel. Senon | 193—194 |
| Versteinerungen des Seewenmergels | 194—195 |
| 6. Oberste Kreidemergel von Pröbsten (Pröbstener Schichten, Senon) | 195—196 |



Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten.¹⁾

Von

Friedrich Büchler.

In vielen Schichten der verschiedensten Formationen, besonders aber des Mesozoikums, finden sich mehr oder minder bunt gefärbte Zwischenlagen von toniger Beschaffenheit, die man mit dem Wort „Letten“ bezeichnet. Ihre auffallende Färbung war zwar in vielen Einzelarbeiten erwähnt, auch hatte man mannigfache Vermutungen über die Ursache der Farbverschiedenheit, jedoch wurde die erste eingehendere Untersuchung zuerst von E. A. WÜLFING (Jahresh. des vaterl. Ver. f. Naturkunde i. Württbg. 1900) angestellt. Da die genannte Arbeit zur Lösung agrikultur-chemischer Fragen dienen sollte, wurde die Frage nach der Ursache der Farbverschiedenheit nur gestreift.

In dem „Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten“ wurden alle bisherigen Anschauungen über die farbigen Letten zusammengestellt und einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Man war schon frühzeitig der Ansicht gewesen, daß im Grunde die Zusammensetzung der grünen und roten Letten gleich sei, die Farbunterschiede aber durch Reduktions- oder Oxydationsvorgänge bedingt würden, daß also die eine Farbe aus der andern entstehen konnte. Es wurde nachgewiesen, daß die bisher in Betracht gezogenen Verfärbungsmittel wie Kieselsäure, Kohlensäure, Gips und organische Stoffe höchstens imstande sind, in ganz geringer Menge eine rein örtlich beschränkte Verfärbung hervorzubringen, daß aber der Wechsel von grünen und roten Schichten nach wie vor unerklärlich blieb und vor allem die einheitlichen Farben dicker Lettenbänke nicht erklärt wurden. Das Gemeinsame dieser verschiedenen Erklärungen ist, daß sie ein von außen herankommendes Verfärbungsmittel annehmen.

Im Gegensatz dazu bringt die vorliegende Arbeit den Nachweis, daß das Mittel aus den abgesetzten Schichten selbst stammte und wir zur Erklärung der Vorgänge außer dem immer vorhandenen Wasser kein Umsetzungsmittel benötigen. Die Verfärbungen werden als jetzt abgeschlossene Vorgänge dargestellt, deren Beginn frühestens in die Zeit des Absatzes der betreffenden Schichten fällt und deren Ende durch die Hebung und die damit verbundene Sauerstoffzuführung gegeben ist.

An Hand einer reichhaltigen Sammlung von Belegstücken für jede jetzt noch zu beobachtende Phase der Verfärbung wird der Nachweis erbracht, daß nur Schwefelwasserstoff, aus Eisenbisulfid entstanden, die Verfärbung hervorgebracht haben kann. Diese wird also, abgesehen von spurenweiser Rückoxydation, auf Reduktions-

¹⁾ Die vollständige Arbeit kann, in Maschinenschrift geschrieben, von der Universitätsbibliothek in Würzburg und der Staatsbibliothek in München geliehen werden.

wirkung in den betreffenden Letten zurückgeführt. Schwefelwasserstoff ist das einzige Mittel, mit welchem eine künstliche Reduktion von rotem Lettenpulver gelingt. Verkieste organische Reste, deren kohlige Masse man zum Teil noch nachweisen kann, haben den Schwefelwasserstoff geliefert, der dabei zu Schwefelsäure oxydiert wurde und gleichzeitig zur Bildung von Ferrosulfat führte. Das Maß und die Ausbreitung der stattgehabten Reduktion ist nur dann zu beobachten, wenn die ehemaligen Eisenbisulfidknollen sehr vereinzelt im porösen roten Sandstein gelegen hatten. Die Wirkungszone ist vollständig kugelförmig, die grün entfärbte Zone verhält sich zu dem nachweisbaren Entfärbungszentrum in allen Fällen wie 30:1, einerlei, ob das Zentrum 1 cm oder 0,3 mm im Durchmesser mißt. Daraus geht die sehr wichtige Tatsache hervor, daß das Entfärbungszentrum einen rund 26 000 mal größeren Rauminhalt als es selbst hat, zu entfärben vermag. Sind also die Zentren gleichmäßig verteilt, so können sie unmeßbar klein sein, d. h. der ehemals vorhandene Eisenkies war in äußerst feiner Verteilung vorhanden. Jetzt bestehen diese Zentren im wesentlichen aus Sand, verkittet durch kohliges und eisenschüssiges Tonerdehydrat-Kieselsäuregemisch. Schwefel in irgend welcher Bindung ist nicht mehr nachzuweisen. Die grünverfärbte Kugelzone unterscheidet sich petrographisch nicht vom übrigen roten Sandstein, die chemische Zusammensetzung ist nur sehr wenig verschieden.

Vielfach ist nur durch zwei aufeinanderstehende senkrechte Kugelhauptsschnitte die Lage des ehemaligen Entfärbungsmittelpunktes zu ermitteln, so wenig unterscheidet er sich von der Umgebung. Andere wieder liegen wie Klappersteine lose im grünen Kreis und zeigen Spuren von Rückoxydation, wenn sie nahe der Schichtfuge lagen. Sind viele Entfärbungszonen vorhanden, so berühren und schneiden sie sich und der ehemals rote Sandstein wird vollständig grün verfärbt und mit ihm die eingelagerten Lettenschmitzen und Lettenlagen. Diese Erscheinungen trifft man, nur in unwesentlichen Punkten variiert, immer wieder an bis zum Grenzfall: einheitlich grüne Lettenbänke, wo eine Unterscheidung wegen allzufeiner Verteilung der Entfärbungszentren und wegen ihrer Kleinheit nicht mehr möglich ist. Kugelförmige Diffusionserscheinungen wurden am roten Sandstein künstlich nachgeahmt mit verschiedenen Mitteln. Es gelang der Nachweis, daß Schwefelsäure beziehungsweise Ferrosulfat ein ausgezeichnetes Diffusionsvermögen hat. Eisengehalt wurde nach den Randzonen hin vorgeschoben, das Innere des Kreises wurde weißlich ausgebleicht.

Um über die Zusammensetzung der Letten Aufschluß zu erhalten, wurden sie den verschiedensten Reduktions- und Oxydationsmitteln unterworfen und sechs Vollanalysen gemacht. Verschiedene Schmelzmethoden wurden angewendet zur Absonderung und Kenntnis des färbenden Mineralanteils und seiner quantitativen Zusammensetzung. Eine Formel oder stöchiometrische Angaben aus den Analysenwerten wurden aus zwei Gründen nicht gemacht. Nach C. DOELTER (Handbuch der Mineralchemie) sind die Anschauungen über die Alumosilikate noch viel zu ungeklärt für weit besser bekannte Verbindungen, als das grüne Lettenmaterial ist. Zudem haben die Beobachtungen zu der Annahme geführt, daß die grüne Farbe bedingt wird durch das vom farblosen Tonerdehydrat absorbierten Eisenoxydul. Der Zusammenhang von Oxydulwert und Tonerdewert wird auch von C. DOELTER erwähnt, jedoch nicht kolloidchemisch ausgewertet. Die Ergebnisse chemischer Untersuchungsweisen im Verein mit den Beobachtungen am Dünnschliff von grünen und roten Letten führen zusammenfassend zu folgender Anschauung:

1. Grüne und rote Letten können chemisch und petrographisch nur wenig voneinander verschieden sein.
2. Grüne Letten entstehen durch Reduktionswirkung aus den roten Letten.
3. Die untersuchten Letten waren grün, wenn das Verhältnis vom Eisenoxydul zum Eisenoxyd nicht über 1:2,4 geht. Maßgebend ist aber, da auch in grünen Letten ein schwankender Wert für Eisenoxyd gefunden wird, der Verteilungsgrad des Eisenoxydes. In roten Letten ist das Oxyd in hochdisperser Verteilung vorhanden und färbt die Grundmasse mattrot. In grünen Letten ist der Eisenoxydgehalt im wesentlichen auf sehr dichte, metallglänzende Eisenglanzeinlagerungen beschränkt. Durch die Reduktionswirkung des Schwefelwasserstoffes wird das höchstdisperse Eisenoxyd reduziert. Das Kieselsäure-Tonerdehydratgemisch wird jedoch nicht farblos, denn an Stelle des Oxydes behält es dessen grünes Oxydul absorbiert. Die weniger dispersen, nicht angegriffenen Eisenoxydteilchen agglomerieren sich zu den metallglänzenden Eisenglanzeinlagerungen. Entwässerungsgrad und Zementation spielen bei diesen Vorgängen eine Rolle.

Dieses hauptsächlichste Ergebnis der Arbeit stützt sich außerdem noch auf eine Reihe von Einzeluntersuchungen. Die Profilangaben mit Lettenbänken der bis jetzt vorhandenen Literatur lassen die Vermutung aufkommen, daß rhythmische Fällungen irgendwelcher Art mitspielen. Es sind Beispiele gegeben, wo Farbe und Dicke bestimmter Schichten sich öfter auffallend gleichartig wiederholen. Ferner konnten sich aus der benützten Literatur, gestützt und vermehrt durch eigene Beobachtungen, sieben Punkte hervorheben lassen, deren fünf wichtigste sind:

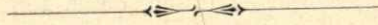
1. Steinsalzpseudomorphosen kommen fast nur in roten Letten vor. Ganz vereinzelt Vorkommen werden aus grünen Schichten mitgeteilt. Oft sind die Pseudomorphosen selbst rot, aber von grüner Lettenschicht überzogen.
2. Die grünen Bänke sind mit Ausnahme der ihnen bisweilen eingelagerten dolomitischen Bänke versteinungsleer. (Nach S. PASSARGE.)
3. Grüne Letten und Lettenschmitzen kommen in roten Letten eingelagert vor, jedoch rote Schmitzen nie in grünen Letten.
4. Die roten Letten führen im Gegensatz zu den grünen häufig Versteinerungen.
7. Die Vergesellschaftung von Gips mit Letten ist keine Zufälligkeit, sondern chemisch bedingt.

Ausnahmen zu den vier ersten Punkten sind möglich und aus dem Gesagten über nachträgliche Verfärbungen erklärlich. Für den siebenten Punkt gelang es diffusionsgeologisch wichtige Funde zu machen von Gipseinlagerungen in Pyritknollen, die von einer Brauneisenrinde umgeben sind. Es wird dadurch die Ansicht begründet, daß die sogen. Berggipsschichten mit deutlich sekundärer Lagerung Neubildungen aus Eisenkies und Kalziumbikarbonat-haltigem Wasser sind. Das Vorkommen von Eisenbisulfideinlagerungen (oder seiner Wirkung) gestattet viel einwandfreiere Entscheidung über Land- oder Wasserbildung der Trias, als es bis jetzt möglich war. Die Erklärung von Drusenbildungen verschiedenster Art führte zu Untersuchungen über die Teilchengröße der grünen und roten Letten, die zu etwa 2μ bestimmt wurden. Im Zusammenhang damit werden die im Röt häufig beobachteten Quarzitbildungen, besonders aus grünen Sandsteinen durch das auswählende Lösungs- und Dispergierungsvermögen des Wassers erklärt. In Verbindung damit, gewissermaßen als Gegenpol, stehen Konzentrations- und Agglomerationserscheinungen, die zu derbem Hämatit und Psilomelan führen.

Petrographische Beobachtungen und Analysenwerte haben zu dem Ergebnis geführt, daß für die Bildung der Letten die SIGMOND'schen Ausfällungsformeln für kolloidales Kieselsäure-Aluminiumoxyd-Kalziumoxydgemisch gelten; wie die stattgefundenen Ausflockung den Salzgehalt des absetzenden Wassers ermitteln läßt, wird durch die gesetzmäßig gefundenen Steinsalzpseudomorphosen bestätigt.

Die vermutete Mitwirkung von Organismen bei der Verfärbung wurde durch das Vorhandensein feinst verteilter, kohligter Masse bewiesen. Diese ließ sich durch die Reduktion von Kaliumpermanganat zum Kaliummanganat nachweisen (nasse Verbrennung des Kohlenstoffs zu Kohlensäure).

Ferner wird auf die Verwandtschaft von Glaukonit und Serizit mit Letten hingewiesen. Aus dem Vergleich der Analysenwerte der Letten mit dem Mittelwert von über 1200 Eruptiv- und kristallinen Gesteinen geht hervor, daß die Letten in einem abflußlosen Gebiet im Sinne von J. WALTHERS „Gesetz der Wüstenbildung“ entstanden sind.



Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf.

(Geognostische Jahreshefte 1894 und 1895.)

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit einer Karte und einer Abbildung.)

I. Teil.

Im Nachfolgenden sollen einige Ergänzungen zu obiger Geologischer Karte und ihren Erläuterungen gebracht werden, welche erhoben wurden, als mich in den Jahren 1912, 1913, 1917 und 1918 einige Aufgaben praktischer Art wieder in das alte Arbeitsgebiet führten; es handelt sich vorzüglich um den Abschnitt zwischen Teisendorf-Surtal und Achtal-Kressenberg, dessen Nachträge ich von NO. nach SW. darbringen werde.¹⁾ Dabei wird auch die in den Jahren 1906 und 1907 durchgeführte Übersichtsaufnahme des Teisenbergs und Sulzbergs von den Bergpraktikanten H. BERCHTOLD, E. MANG und von mir kurz behandelt werden.

Die angeführten praktischen Anlässe waren die immer wieder auftauchende und schließlich eine Entscheidung erzwingende Frage, ob nicht die Erzflöze von Kressenberg-Neunkirchen über das Achtaler-Werk-Gebiet im Nordosten nach und über Teisendorf zu unter der älteren und jüngeren Bedeckung etc. fortreichen könnten; dann die Frage, ob die aus den Kressenbergschichten bekannten Phosphoritvorkommen zur Hebung der bestehenden Phosphoritnot in etwas beitragen könnten. Hinsichtlich der ersten Frage waren die geologischen Beziehungen von Teisendorf und Umgebung zum Teisenberg selbst festzustellen.

Eozän und Kreide bei Teisendorf.

1. Die Eozänschichten im nordöstlichen Bereich ihrer Verbreitung in Bayern N. von Teisendorf an der Sur bei der Gumpertinger (Starz-) Mühle bestehen aus der sogen. Adlholzener Fazies mit *Numm. complanatus*, *Conoclypeus conoideus* im oberen etwas festeren Kalk und *Numm. perforatus*, *Assilina exponens*, *Ostrea gigantea* und *Spondylus subspinosus* in dem vom oberen Kalk schichtfugenartig nicht recht abgetrennten unteren Kalk; die Nummuliten befinden sich in Massenanhäufung mit geringkalkiger, schwach Glaukonit enthaltender Bindung. — Über

¹⁾ Im Anfange dieses Jahreshaftes findet sich eine ähnliche Verhältnisse berührende Abhandlung von einer anderen Stelle der bayerischen Alpen von Prof. Dr. BODEN, welcher von der Schriftleitung ein Vorsprung vor der eigenen Veröffentlichung willig zugestanden wurde. — Über das Diluvium im Süden des Teisenbergs verdanke ich Herrn Dr. L. SIMON in München die im Text (S. 231) und in der Karte verwerteten Beiträge.

diesem Nummulitenkalk erkennt man die Stockletten mit Einschaltungen von Granitmarmor an mehreren Stellen in starker Mächtigkeitsverminderung neben der großen Störung gegen die südlich davon liegende, die Flyschablagerungen enthaltende Scholle. Das Liegende des Adlholzener Kalkes bilden auf der rechten Talseite in dem von Wimmern östlich Starz herabziehenden Graben und in einem linksseitigen Graben unterhalb Starz die sogen. Götzreuther Schichten, an zwei Stellen mit *Scaphites constrictus*, *Baculites* spec., *Solarium Lartetianum*, *Leda Reussi*, *Haplophragmium* etc. Bei dem erwähnten Gräbchen links der Sur sind diese, die oberste Kreide darstellenden Schichten engstens an feinsandige Molassetone angelagert, in deren tiefsten Schichten ich eine beschränkte Kleinfaua nachweisen konnte mit *Pecten*, *Corbula* und *Buccinum*.¹⁾ Nach einer bis 300 m breiten Zone, welche sehr versteinungsarm ist und aus grauen sandig-tonigen Schichten besteht, zeigen sich erst wieder im Lußgraben und besonders in dem südlich vom Trischlmauerhof 1 km nach NW. zu auslaufenden Graben Petrefakten; es sind das die schon von v. GÜMBEL im Sitzungsber. der math.-phys. Klasse der k. b. Akademie der Wissenschaften 1887 S. 279 und 280 (Miozäne Ablagerungen im oberen Donaugebiet) erwähnten Schichten der oberen Meeresmolasse mit zahlreichen Petrefakten in wohl erhaltenen Schalen von einer benachbarten Fundstelle im Hochberggraben des Ententals N. Mehring und in einem Graben bei Wimmern, deren Fauna nach H. MAYER-EYMARS Bestimmungen ebendasselbst mitgeteilt wird; sie gehören der unteren miozänen Meeresmolasse an.

2. Im südlichen „Hangenden“ dieses Surtal-Eozän-Kreide-Verbandes liegt eine streichende Scholle, deren Hauptbestandteil typischer Flysch ist; er gehört jener größeren Faltungsscholle an, welche nördlich und südlich von Teisendorf eine niedrige, von Diluvium reich bedeckte Geländestufe im Norden vor dem in der östlichen Fortsetzung der gesamten Flyschzone liegenden Teisenberg-Flysch als eine Doppelscholle vorgelagert ist und nach meinem Vortrag in der Geol. Vereinigung in München im Jahre 1914 als ein aus dem Zonenzusammenhang gerissener und südwestlich vorgeschobener Teil der Flyschverbreitung betrachtet werden darf (S. 210).

Diese Nordscholle hat im Liegenden graue, Fleckenmergel-artige, unregelmäßig schieferige Nierentalschichten, welche im Gumpertinger Aufbruch N. Teisendorf in ziemlicher Mächtigkeit nachgewiesen sind; sie enthalten hier *Inoceramus*-Schalenreste und *Bourgetier. ellipticus*²⁾; sie sind gegen das rötliche Hangende mit schwarzen tonigen Einschaltungen durchsetzt und endigen hier an einer dickbankigen konglomeratischen Tonschieferbrekzie mit Quarz- und anderen Geröllen. Ich habe diese Brekzie in Geogn. Jahresh. 1895 S. 86 und 87 schon zum Flysch gerechnet. Neue Aufschlüsse im Brannmeister-Stetten-Graben südlich von Teisendorf (Bürgerholz) ließen aber erkennen, daß hier eine ganz regelmäßige Bankeinschaltung in den oberen durch *Inoceramenbruchstücke* nun bestätigten Nierentalschichten³⁾ vor-

¹⁾ Dieses *Buccinum* steht dem *B. costulatum* Brocc. nahe; es hat zunächst der Naht zwei stärkere Spiralarippen, welche sich gegen die übrigen gut abheben; es hat auch auf der stärkeren Innenlippe zwei deutliche Spindelfalten; die Gestalt ist etwas weniger Ei-Spindel-förmig als die von *B. costulatum* Brocc. und hat mehr die Form von *B. turbinellus* Brocc.

²⁾ Es ist ein 3 cm langes, rasch nach oben sich zu 7 mm Breite des elliptischen Querschnitts erweiterndes Stielstück mit mehreren seitlichen Würzelchen und Ansatznarben.

³⁾ Obwohl diese Schichten in meiner Karte als Nierentalschichten (vgl. auch l. c. S. 3) bezeichnet sind, habe ich sie S. 148—150, an ihrer Stellung irre geworden, als „problematisch“ angesehen, was nunmehr durch die neueren Funde zurückzunehmen ist. Zugleich hiermit auch der Inhalt des letzten XXV. Kapitels meiner Arbeit, in welchem ich auf Grund einzelner mir jetzt

liegt. Es ist nötig, dieses seiner petrographischen Zusammensetzung wie seinem Schichtverband nach gleicherweise seltsame Gestein in jeder Hinsicht näher zu kennzeichnen. Die Brekzienbank schwillt im erwähnten Bürgerholzgraben stellenweise stark an und wird zu einem dunkelgefärbten grobklotzigen Quarz und Quarzitkonglomerat mit eingesprengtem roten und grünlichgrauen Tonschiefer- und Phyllitgeröllen.

Sowohl im Bürgerholzgraben als nördlich von Geislehen (Stecherwald) sind die Nierentalschichten neuerdings in bedeutend größerem Umfang aufgeschlossen, als es in meiner Karte von Bergen-Teisendorf (Ostblatt) angegeben ist. Die neuen Abrutschstellen sowohl im Stecherwald als im Bürgerholzgraben lassen aber unter den obersten roten Schiefen der typischeren Nierentalschichten ein, zwei und drei ganz einfache, ebenmäßig oben und unten abgegrenzte Schichtbänkchen erkennen, welche in auffallendster Weise zum Teil vorzüglich aus kleinen Phyllitfragmenten in verschiedenen Aufbaufluren bestehen, welche seitlich zum Teil in einen einfachen graulichen mergeligen Sandstein übergehen, der makroskopisch in einzelnen Schichtfluren die Zusammensetzung aus Phyllitstückchen (neben Quarz) nicht mehr recht erkennen läßt, dagegen in einer etwas quarzreicheren Flur zahlreiche gut erhaltene Foraminiferen enthält. Im mittleren Stetten-Brannmeistergraben wird eine der Schichten mit 30 cm etwas grobkörniger-eckbrockig und im unteren Bachlauf tauchen neben einer Störung gegen Kieselkalkflysch auch dunklere Tonschieferbruchstücke enthaltende Schichtteile einer konglomeratisch großbrockigen Ausbildung der Bank in engem Zusammenhang mit roten und grauen Schiefen der typischen Nierentalmergel auf, in welchen sich auch schwärzliche Einschaltungen kenntlich machen; im Stecherwaldgraben besteht eine Kleinbrekzienbank fast nur aus dunklen Tonschieferfragmenten mit den nirgends fehlenden Quarzen.

Bestandteile des Phyllit- und Tonschieferkonglomerats.

1. Die Hauptbestandteile sind typischer Phyllit in seiner feinstschieferigen, feinstkörnigen Abart, in seiner serizitisch glänzenden (auch feingefalteten) Oberfläche; meist hellgrünlichgrau, sehr häufig aber auch rosa- bis tiefrot getönt. Die Bruchstücke sind trotz ihrer verhältnismäßig großen Weichheit zum Teil noch eckig gebrochen, doch meist deutlich kantengerundet, die weicheren völlig rundlich.

Ich werde bei manchen dieser Schieferstücke und einer gewissen Veränderlichkeit an das erinnert, was v. GÜMBEL im Bayer. Alpengebiet S. 158, 1861 von gewissen, den Urtonschiefern anlagernden Schiefergebilden der tiefsten Trias erwähnt; er nennt sie „talkige, glimmerige Tonschiefer-ähnliche Schiefertone, die in manchen Abänderungen sich von alten Tonschiefern, in Handstücken wenigstens, nicht sicher unterscheiden lassen; ihre vorherrschende Farbe ist rötlich und grau. — Diese gewöhnlich metamorphosisch genannten Schiefer nehmen ihre Stelle unmittelbar neben den Tonschiefern (Hohe Salve, Kitzbüchel) und dürften ihre Beschaffenheit dem Umstande verdanken, daß sie ihr Material den Tonschiefern entnommen haben“ (mit Tonschiefer ist hier der feinblättrige Urtonschiefer, Phyllit gemeint).

Von diesen sind streng zu unterscheiden dunkle Tonschieferbröckchen, deren nähere Charakteristik unten gegeben wird, welche viel weniger deutlich gerundet sind. Nicht selten sind Feldspateinschlüsse und auch bis faustgroße Granitbrocken.

unzuverlässig scheinender Funde die GÜMBEL'sche Ansicht über das Alter des Flysches entgegen der von mir Kap. XXII vertretenen eigenen Ansicht der „Zusammengehörigkeit des Sandsteinflysches (der Achtaler Sandsteine) mit den Grenzsandsteinen des Nummulitengebiets“ vertreten zu können vermeinte.

Neben den genannten Gesteinen nehmen an dieser Örtlichkeit auch ziemlich zahlreiche Fragmente eines ganz weißen dichten Kalkes die Aufmerksamkeit in Anspruch; es gelang mir durch Dünnschliff und Anschliffe festzustellen, daß dieser Kalk neben vielen ganz kleinen, nur mikroskopischen rundlichen, nicht näher zu bestimmenden Fossilkörperchen und vereinzelt Foraminiferen in der Hauptsache kleinere Cephalopodenreste enthält, von welchen die Form, Nabelung und die Kammerwände auf Verwandtschaft mit Tropitiden hinweisen, wie sie im Hallstädter Kalk vorkommen. Ich stehe nicht an, diese Kalkreste bestimmt hierhin zu rechnen. — Außer ihnen sind auch etwas weniger dichte, doch speckig brechende bräunliche und gelegentlich auch graue Kalkteilchen und mürbe Dolomitstückchen zu erwähnen; unter dem Mikroskop fallen Bruchstücke von Ooiden, welche auch Quarzkörner inkrustieren, auf.

Zu diesen eingeschwemmten Fossilgesteinsfunden sammelte ich in dem genannten Graben in der Obergrenze der Brekzie gegen den darüber liegenden Mergelschiefer (in 5—10 m) einen Belemniten; an seiner oben gut erhaltenen glatten Oberfläche war er nach oben gegen die Mergel gerichtet; an seiner Unterseite haben sich aber die festen quarzitischen Gerölle der Brekzie in den Belemnitenkörper eingenaht. Zum Beweis, daß man es hier aber mit einer stylolithischen Raumverminderung zu tun hat (vgl. Geogn. Jahresh. 1909, XXII. Kap. 39 S. 266—270) dient die Tatsache, daß man mit der Lupe auf den schichtsenkrechten Tangentialflächen des runden Belemniten eine ganz feine, streng vertikale Riefung der unter Auflösungserscheinungen einander entgegenwachsenden anlagernden Schichtteile beobachtet. Trotz dieser gering und nur örtlich auftretenden Oberflächenveränderung ist der Belemnit als kreisrund erkenntlich (Durchmesser 10 mm, Länge 50 mm), er besitzt eine ziemlich gleichmäßig 1 mm breite Furche auf der Ventralseite, welche in 12 mm von der unteren wohl erhaltenen Spitze flacher werdend endigt. Die Alveole ist mit einem gelblichen härteren Kalkmergel erfüllt, welche der Umgebung der Auffindung nicht angehört.

Die Art schließt sich unter allen Belemnitenarten am allernächsten dem *Bel. canaliculatus* BLAINV. an; es ist nur der einzige Unterschied, der aber bei den Abweichungen, welche die erwähnte Art einschließt, nicht bedenklich ins Gewicht fällt, zu erwähnen, daß das hintere Ende sich weniger allmählich zuspitzt. Der Durchmesser nimmt nach hinten langsam ab bis zu den letzten 7 mm, wo er rascher kleiner wird.

Da diese Art im braunen Jura des schwäbisch-fränkischen Jurabereichs vorkommt, aber im alpinen Gebiet z. B. von GÜMBEL nicht erwähnt wird, ist man auf Vermutungen angewiesen, weil die Fossilkenntnis des braunen Jura in den Alpen nicht gerade auf viele Fundorte gestützt ist.¹⁾ Die Füllung der Alveole verweist auf einen kalkigen Mergel; solche können nur in der Fleckenmergelfazies erwartet werden, in welcher der braune Jura, wie mehrfach erwiesen wurde, auftritt. Die obersten Liasfleckenmergel sind bei Berchtesgaden vom Salzgebirge überfahren und Liasfleckenmergel auch bei Inzell und Bergen nachgewiesen.

¹⁾ Es darf aber hier daran erinnert werden, daß nicht nur bei Teisendorf selbst in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts (vgl. WINKLER, Jahrb. f. Min. 1864 und 1865) an vier Punkten in dem Verbreitungsraum zwischen Flysch (Teisenberg), Molasse und Eozän-Kreide kleinere vereinzelte Vorkommen von Kalken mit Braun-Juraversteinerungen (Vilser Kalke), also Brachiopoden und Pentacrinus nachgewiesen wurden, sondern auch unmittelbar südlich vom Flysch bei dem Felsenkopf der Burg Stauffeneck eine größere Scholle von Vilser Kalk bekannt ist (vgl. z. B. GÜMBEL, G. v. B. II S. 20).

Hierbei ist zu bemerken, daß ein gesammeltes Handstück auch Bruchstücke eines größeren Crinoidenstielgliedes enthält; desgleichen fanden sich in Dünnschliffen mehrere mitten zwischen Quarzkörnchen eingeschlossen.

2. An der Sur folgt über den Nierentalschichten SW. von Gumperting und O. von Eschbannhausen ein mächtiger Komplex schwarzer Sandschiefer, Sandsteine und Konglomerate, welche größere Gerölle von zum Teil auch quarzitischen Phylliten, harten Tonschiefern mit granitischen Gesteinen und Quarzporphyren enthalten, die Surtal- oder Eschbannhauser Konglomerate, wie ich sie nennen möchte. Ich sah darin Tonschieferblöcke mit nur schwach abgerundeten Kanten, welche 1,5 m lang und 50 cm weit über der Gesteinsfläche herausragten, also Riesengeschiebe! Die Schichten sind im Eschbannhausergraben sowohl stratigraphisch, also auch tektonisch (durch Blattverschiebungen und Faltung) wiederholt. Die recht feinkörnigen Zwischenlagen sind schwarze, glimmerführende, sandig-tonige Plättchenschichten¹⁾ und Schiefer, selten dickbankig. Die Mächtigkeit muß immerhin beträchtlich sein; das Verbreitungsgebiet ist von über 700 m nordsüdlicher Ausdehnung.

Die Auflagerung auf der Kreide in den Nierentalschichten vom Gumpertinger Graben sieht aus wie die Flutungseinnagung eines Geschiebe-führenden Gewässers, welcher fast dünnplattige schwarze Sandschichten voraufgehen. — Mit diesen Tonschiefer-Geröll-Schichten sind zwischen Punschern und Gumperting auch noch typischere konglomeratische Phyllitbrekzien mit abnehmenden Phylliteinschlüssen vergesellschaftet; sie reichen beide bis 300 m von der Punschern-Mühle südlich und nördlich, wo auf der linken Talseite Flyschsandsteine, von gewöhnlichen Flysch-Kieselkalken halb muldenartig umgeben, durch Verwerfung gegen die Eschbannhauser Schichten abgesetzt sind (vgl. Geol. Karte G. J. 1894). Hier hat man beide maßgebenden Flyschgesteine nebeneinander, wobei besonders in den Kieselkalken in dem Graben nördlich Punschern-Mühle weiße Bänkchen mit körperlich erhaltenen breitschuppig granulierten „Fucoiden“ gesammelt werden konnten, worüber unten einiges mitgeteilt werden soll.

Von diesen maßgebenden Flyschgesteinen sind die Eschbannhauser Schichten getrennt zu halten, welche nach den neuen Zufallsaufschlüssen SW. Teisendorf der Kreide zugerechnet werden müssen und eine landnahe Gerölleinschaltung in den oberen Nierentalschichten darstellen; für letztere kann durch Annahme einer tektonischen Muldenbildung das Gefälle und die Einschwemmungstiefe zur Erklärung der Mächtigkeit beitragen (S. 210—212).

Wir wollen im nachfolgenden einzelne Gerölle noch etwas näher kennzeichnen.

Die Tonschieferbrocken sind meist dunkelschwarzgrau. Ein größerer ist etwas grünlich oder mit hellem grünlich verwitterten schieferigen Gestein verwachsen. Der Bruch der Tonschiefer ist rauh durch die schärferen Bruchkanten des fast mikroskopisch schieferigen Gefüges. Makroskopische Einschlüsse fehlen ganz; ihre Form ist fast durchgängig eckig und nur kantengerundet. Der erwähnte, außen grünliche Brocken braust mit Säure gleichmäßig und enthält mikroskopisch netzartig verteilten Chlorit, Erz und feinkörnigen Kalzit neben unverkennbaren Resten von Plagioklasttrümmern, vielleicht auf eine geschieferte Grauwacke oder auf ein kalzitisiertes chloritisiertes (besonders in einer hellgrünen Außenrinde) basisches Urgestein hinweisend.

¹⁾ Diese tiefschwarzen, feinkörnig dichten, kalkfreien Schichten wurden in den letzten Jahren mehrfach als Anzeichen eines anstehenden Kohlengebirgs eingesendet. Dr. SPENGLER fand 5,95% C als Ursache der Färbung; flüchtige Öle oder Dämpfe wurden bei versuchter trockener Destillation nicht entwickelt.

Ein verhältnismäßig weicher, aber immer noch zu den härteren Gesteinen gehöriger dunkelgrauer Tonschieferbrocken besteht aus einem dichten Filz von feinsten glimmerartigen, fast faserigen Schüppchen und vereinzelt eingestreuten Quarzsplitterchen; er ist ganz ohne quarzige Bindung oder Quarzumbildung; seine dunkle Farbe beruht 1. in einer großen Anzahl in allen Gestalten ausgebildeter, bis 70 μ und mehr großer Körnchen von Schwefelkies auch zu eben noch erkennbarer Kleinheit, 2. in ebenso zahlreich verteilten, fast unauflösbaren Stäubchenausstreuflecken zwischen den erwähnten Mineralteilchen, welche wohl auch Erz darstellen.

Phyllite fehlen in den eigentlichen Tonschieferkonglomeraten nicht. Dagegen finden sich in ihnen häufig Granitbrocken, ganz dichte Felsitporphyre und richtige Quarzporphyre, alle eckig und kantenabgerundet; ein kegelkugelgroßes Quarzporphyrgeröll enthält kurze und längliche Steinmark-ähnliche Einschlüsse.

Ein graues körniges Eruptivgestein besteht aus dicht gestellten Plagioklasen mit ganz gering entwickelter bis fehlender Grundmasse und Quarz als Resteckfüllung; Dr. SCHUSTER teilt mir hierüber mit, daß es mikroskopisch einen aplitischen Granit darstelle.

In den Phyllitbrekzien dieser Schichtenreihe und an dieser Örtlichkeit fehlen die größeren Tonschiefergerölle nicht; Granit, Glimmerschiefer (selten), Porphyre und Feldspateinschlüsse sind auch hier zu erwähnen. Den weißen Hallstädter Kalk fand ich hier nicht, statt dessen, die übrigen Bestandteile stellenweise etwas zurückdrängend, einen an organischen Einschlüssen freien oder armen gelbgrauen, speckig brechenden Kalk, der an Raibler Kalke erinnert, einen richtigen, mit einer braunen Verwitterungskruste umgebenen (offenbar an Eisenkarbonat nicht armen) Dolomit und einen dunkelroten, vielleicht liasischen Kalk ohne Einschlüsse.

Auch hier sind die Phyllitbrekzien reichlich kalkig bzw. karbonatisch gebunden; im oberen Punscherngraben hinter dem Fucoidenflysch scheint eine vorwiegende Eisenkarbonatbindung rotockerig umgewandelt zu sein.

Schlußfolgerung.

Wir haben also in diesem Schichtgestein eine Einlagerung in den obersten Nierentalschichten, welche in dem Nordostgebiet von Teisendorf auch eine größere Mächtigkeit erringt und von dem Flysch und seiner Sandstein- und Kieselkalk-Mergelausbildung ganz entschieden abzutrennen ist.

Im Liegenden der Teisenberg-Flyschmasse habe ich eine eng vergleichbare Schichtausbildung nur am Ostrand bei Höglwörth beobachtet und zwar in dem Graben bei Gahsteig, wo im oberen Verband mit Nierentalschichten, deren oberste rötliche Lagen hier kalkiger sind, Flysch angegeben ist; es sind das aber nach neuerer Einsichtnahme die beschriebenen Tonschieferkonglomerate — allerdings wie bei Punschern ohne Mergelhangendes aufgeschlossen —; dieser Verband ist im benachbarten Graben von Geigental nach geringem Zwischenraum von Kieselkalk-Flysch überlagert, der jedoch unten in der Nähe des Steigs noch Kalksandsteinbänke enthält.

Es ist also in dieser zum Teil von schwarzen Sandsteinschiefern begleiteten kretazischen Ablagerung ein Schichtenverband festgestellt, der eng mit dem Flysch verbunden unter gewöhnlichen Aufschlüssen als ein unterer Sandsteinhorizont des Flysch betrachtet werden kann und konnte; ich habe ihn selbst früher als eine den Achtaler Sandsteinen gleichzeitige, konglomeratige Schichten enthaltende Nordausbildung auf „vindelicischer“ Seite angesehen.

Änderung in der Ausbildung des Phyllithorizonts.

Weiter nach Westen treten beim Kachelstein in neuen Wegaufschlüssen bloßgelegt im dichten Waldgebiet in den oberen Nierentalschichten — in der Karte als Grenzsandstein in Verwerfung eingezeichnet — Sandsteine auf, welche sich hier deutlich als regelrechte Einlagerungen erkennen lassen. — Hierzu muß ich rechnen die östlich vom Kachelstein-Sandnock in einem Knick nach Norden und Nordosten eingezeichneten Nummulitenschichten n und den im unteren Steingraben hier ebenso eingetragenen Sandstein s im Bereich des Zugs der oberen Nierentalschichten. Hier fand ich vordem in dem Sandstein vereinzelte kleinste Nummulitenartige Körperchen, welche leider der Schliffuntersuchung widerstanden und zu genauer Bestimmung nicht geeignet waren. GÜMBEL sah in diesem Fund, so unsicher er war, mit Entschiedenheit die Bestätigung seines Standpunktes, daß über den nördlich hinter dem Kressenberg sich anschließenden Stockletten Sandsteine folgten, welche dem Flysch angehörten und für das jüngere obereozäne oder unteroligozäne Alter sprechen würden. Ich schloß mich dieser Anschauung, trotzdem ich die unteren Grenzsandsteine des erzführenden Mitteleozäns für Flysch-Sandstein-Äquivalente ansah, in späteren Nachträgen am Schluß der Arbeit 1895 und in dem Aufsatz in Geogn. Jahresh. X S. 24—40 auch in der Profilskizze Taf. II Fig. 5 an.

Diese Auffassungsänderung war noch dadurch beeinflusst, daß ich südöstlich vom Grünten in einem auf obere Kreide ruhenden und nur zum Flysch zu rechnenden Schichtenverband von einem tiefsten Quarzkonglomerat, glimmerreichen Sandsteinschiefern, Schiefertönen und Taonurus-Mergelschiefern einen tiefschwarzen Kalk entdeckte, welcher gelbe glaukonit-haltige Knollen mit Nummuliten in einer Gesteinsausbildung führt, in welcher Nummuliten im engeren und weiteren Nummulitenbereich noch nicht aufgefunden sind; ich glaube jetzt, daß es sich mit dieser Schichtweise höchstens um eine Transgression der oberen Flyschabteilung über oberste Kreide handelt; früher hielt ich diese Stelle für die tiefste Zone des Flysches überhaupt und eine Mitteilung darüber an Prof. REISER hat diesen Forscher (vgl. Geologische Beschreibung der Allgäuer Alpen zwischen Pfronten und Hindelang II. Teil) verstärkt, noch heute den Flysch insgesamt für Tertiär zu halten.

Nachdem ich nun durch die neueren Funde die Gewißheit habe, daß in den oberen Nierentalmergelschichten grobkörnige Silikatgesteinsedimente auftreten und nachdem ich mich an Ort und Stelle in dem untersten Steingraben überzeugt habe, daß es nicht, wie GÜMBEL meinte, ein Versehen wäre, diese Sandsteine in den Bereich der Nierentalschichten, wie es meine Karte richtig darstellt, zu rechnen, sondern daß sie ins unmittelbar Hangende der nördlich sich anschließenden Stockletten gehörten, so ist die in dem genannten Profil für den Flysch gegebene stratigraphische Einordnung zurückzunehmen und meine erste Anschauung wieder zu recht zu stellen. — Von diesen Sandsteinen sind freilich ebensowohl die eigentlichen Grenzsandsteine, als die mit ihnen gleichzustellenden und anfangs gleichgestellten — auch in der Karte! — Achtaler Sandsteine getrennt zu halten, obwohl es kartographisch richtiger gewesen wäre, beide letzteren durch eine besondere Zeichengebung zu unterscheiden, weil sie offenbar ganz getrennten Ausbildungs- und Ablagerungsbereichen angehören, wie gezeigt werden soll.

Es sei noch hinzugefügt, daß im oberen Mühlgraben auf der Trauntalseite des Kressenberggebiets sich den Nierentalschichten eng angelagert ein grauer, weicher, glimmeriger Sandstein findet, welcher früher als Grenzsandstein eingezeichnet, jetzt viel passender seine Deutung als Einlagerung in den Nierentalschichten erhält. Andere Vorkommen von schmalen Bändern Grenzsandsteine mit vermeintlichen — schwarze feinsandige Tone — Gerhardsreuter Schichten innerhalb von Nierental-

schichten im SO.- und SW.-Bereich von Siegsdorf müssen daraufhin noch einmal geprüft werden.

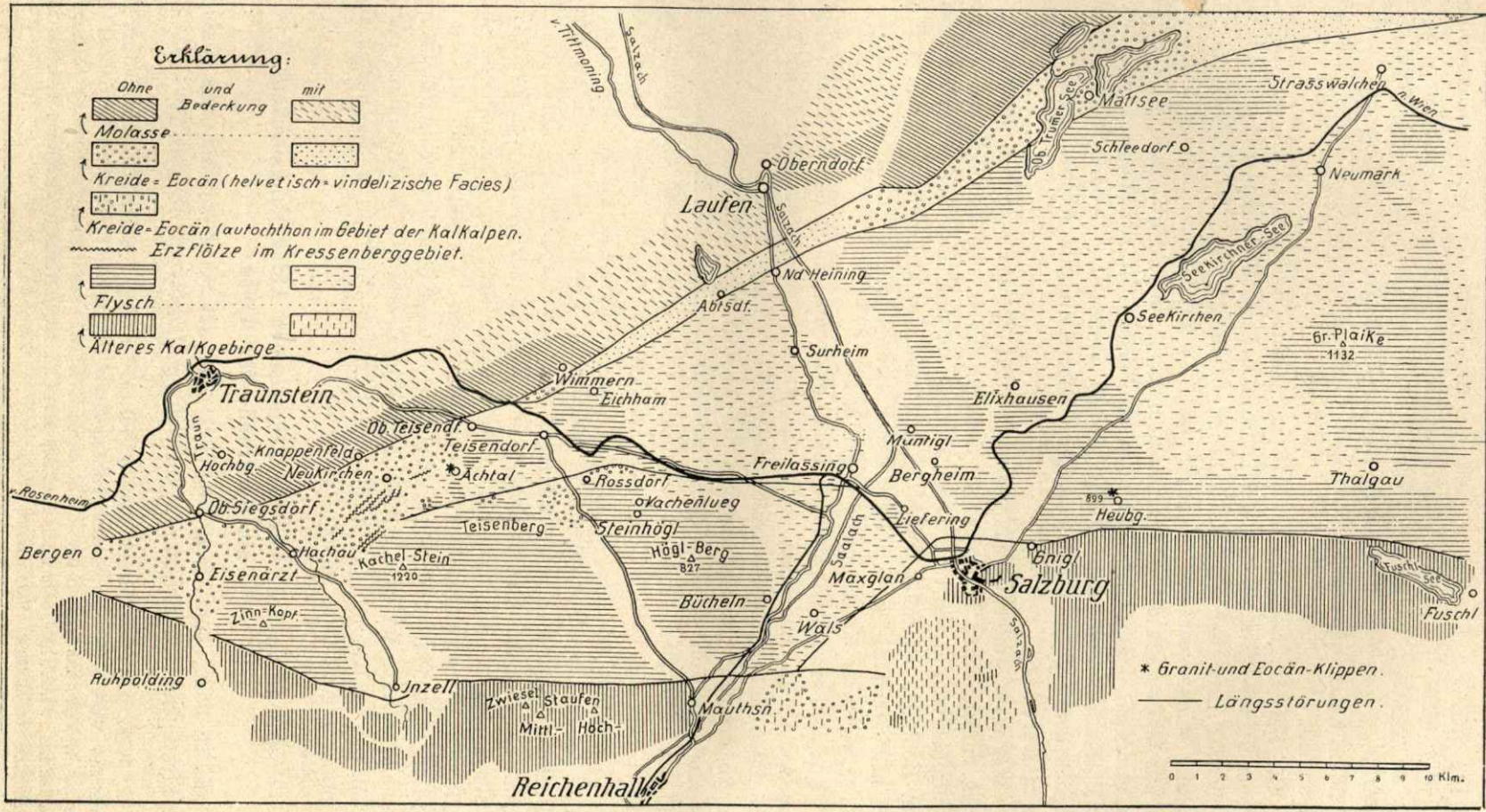
Herkunft der Phyllitbrekzie.

Wenn die Region der Phyllit- und Tonschieferkonglomerate einen engeren Anschluß an die Verhältnisse der Ostseite des Teisenbergflyschs¹⁾ besitzt, so gewinnt dadurch auch die Anschauung eine neue Stütze, welche ich in einem Vortrag vor der Münchener Geolog. Vereinigung im Jahre 1914 entwickelte, daß das Gebiet der Kressenbergflöze des Flysches und östlich davon ein Bereich ost-westlicher Schollenbewegungen ist, welche ganz besonders in den Hakenumbiegungen der Kressenbergflöze ausgeprägt ist und welche sich weiter darin äußert, daß auch die ganze Flyschzone in dem nordöstlichen Hintergebiet des Kressenbergs eine Verdoppelung mit ihren tektonisch liegenden Nummulitenschichten erfahren hat. Diese Verdoppelung ist so zu verstehen, daß der Flyschzug in einer späteren Zeit nach seiner Zusammenfaltung und Aufrichtung entsprechend dem Saalachquerbruch sich geteilt hat, das östliche Teilstück nach Westen vorgeschoben wurde und die ursprünglich westlich hintereinander liegenden Teilstücke nun nordsüdlich voneinander gestellt wurden. — Die Faziesverhältnisse der Nierentalschichten und der ihnen eingeschalteten Konglomerate lassen diese Abspaltung und longitudinale Verschiebung auch verständlich erscheinen (S. 211). — Wenn man noch bedenkt, daß in den Phyllitkonglomeraten auch örtlich Hallstädter Kalk auftritt und dieser eine mehr südöstliche Herkunft haben muß, so läßt sich auch dadurch die entwickelte Anschauung stützen, daß die nördliche Flyschscholle eine Eigenbewegung nach SW. vor der südlichen hin gemacht hat und daß ihre Schubantriebe auch auf einen schon aufgerichteten Zug von Eozän-Eisenerzschichten in ähnlicher Weise fortgewirkt haben und Bruchstücke desselben, die ursprünglich ostwestlich hintereinanderlagen bzw. einem Zuge angehörten, nun nordsüdlich neben- und hintereinander aufzureihen bestrebt waren.

Es ist diesbezüglich mit Nachdruck darauf hinzuweisen, daß dem Bereich der angenommenen Flyschvorschiebung nach Westen auch bei Salzburg eine Vorrückung der Trias nach Norden entspricht und daß mit dieser Vorrückung im südlichen kalkalpinen Hinterlande die große Querzone der zum mindesten SO.—NW. gerichteten Verschiebung der Berchtesgadener Schubmasse sich angliedert, welche nach der bayerischen Triasausbildung Reste einer Verbreitung des Hallstädter Kalkes mit Gosauschichten zwischen sich faßt. Man darf nach vielen ähnlich gelagerten Fällen annehmen, daß die Überschiebungsvorrückung in eine quere alpine Muldung oder Senke stattgefunden hat, welche auch noch im Tertiär, dem Mitteleozän etc. in nach Osten gerichteten Seitenbuchten Gelegenheit zu einer autochthonen Ausbreitung gegeben hat, wenn auch nicht zu vergessen ist, daß sie wohl mit nach Westen gewandert ist.

Diese quere Senke hat, wie es scheint, tief ins kalkalpine Gebirge herein gereicht und hat hier Geschiebe nach der damals schon in einigem Umfang bestandenen zentralalpinen Teilaufwölbung ins Meer hinausgeführt zu einer Zeit, wo die Bildung der Nierentalmergel in einer Bucht der alpinen Küste sich nach Süden erstrecken konnte; so werden wir für die Tonschiefergerölle an die Tauern verwiesen.

¹⁾ Auf der Westseite des Zinnkopf-Sulzbergs am Brombühl wurden früher (auch im Hangenden der Nierentalschichten) ähnliche Konglomeratbrocken, freilich nicht in gutem Schichtaufschluß erst wieder gesammelt.



Die früheren Kenntnisse über die Geschichte der Kalkalpen berechtigten 1895 noch nicht, die Geschiebe der Phyllit- und Tonschieferkonglomerate auf die Alpen zu beziehen; ich rechnete damals mit einer Nordfazies und einem in der Molasse-Südgrenze verschwundenen Urgebirgsaufbruch, in welchem nun auch die Hallstädter Kalke und andere kalkalpine Gesteine anzunehmen wären, was nicht wohl angeht.¹⁾

Die Nichtherkunft von Geröllen aus einem Hochgebirg, wie die Alpen, in welchem wir belehrt worden sind, daß so außerordentliche Veränderungen im Bestand und in der Lage der Formationsglieder, in Bloßlegung, Verdeckung und Ausschaltung solcher vor sich gegangen sind, ist zweifelsohne schwer festzustellen. Was uns heute nach den in den glazialen Ablagerungen vorkommenden Geschieben als zentralalpin bekannt ist, darf nicht als Beispiel für zentralalpine Geschiebe in den Molasseschichten oder alttertiären und kretazischen Absätzen gelten, weder bezüglich der Urgesteine noch bezüglich alter Sedimente der Gesteinsart oder der Erhaltungsart nach.

Was mich weiter davon wieder abbringt, in den beschriebenen Geschieben an den vindelizischen Kontinent zu denken, das ist die Tatsache, daß weder in den nördlich vom Flysch verbreiteten kretazischen und alttertiären Schichten, welche jenem Kontinent zweifellos näher gelegen haben, derartige Gesteinsarten auftreten. Auch hält davon die Entwicklung der Meerestopographie in dieser Nordzone ab, worüber wir noch einiges vorzubringen haben.

Um die Faziesfrage ganz aufzurollen, wäre über die in der sogen. helvetischen Fazies von Kreide und Eozän, welche ich als eine vindelizisch beeinflusste ansehe, so häufigen dunkelgrauschwarzen, mehr und weniger kalkhaltigen, feinsandigen Tone zu sprechen, welche ziemlich vergleichbar mit den Eschbannhauser Konglomeraten auftreten. Gleichartige tonige Sande sind aber auch mit schwarzen Kalken im Flysch verbunden. Wenn wir ähnliche Gebilde in Kreide und Tertiär an die bayerisch-böhmische Masse angelagert finden und wenig Anzeichen des nahen Urgebirges damit auftreten, so konnten andererseits solche Ablagerungen auch am alpinen Rand zu Zeiten entstehen, in welchen die Abschwemmungsmassen aus den Zentralalpen gegenüber jenen Beiträgen aus den vorgelagerten Kalkalpen überwiegen. Es wäre das z. B. denkbar, wenn sich an der Grenze von Zentral- und Kalkalpen, also in einer Zone stärker streichender Erosionsmöglichkeit und ebenso naheliegender Stauelegenheiten, durch tektonische Vorgänge und Anstöße sehr geförderte Massendurchbrüche aus größerer Höhenlage nach Norden ergießen würden. Jedenfalls müßten derartige Entstehungen einmal ernstlich in Berechnung gezogen werden, ehe man alpine und nichtalpine Herkunft leichthin zu entscheiden sucht, was offenbar eine recht schwere Sache ist.

Die Gestaltung des oberkretazischen Ablagerungsbeckens am Nordrande der Alpen.

Es ist nötig, kurz einen Überblick über das Senon nördlich und innerhalb vom Flyschgebiet zu liefern (vgl. auch Geogn. Jahreshfte 1895 S. 17—19). Über

¹⁾ Wenn die von E. DACQUÉ (Landesk. Forsch. der Geogr. Ges. in München. Heft 15, 1912) am Südrand seiner Flyschzone erwähnten Konglomerate mit unseren Brekzien übereinstimmen, so ist daran zu erinnern, daß südlich davon eine durch die spätere Faltung längsgeteilte quere Gosaumulde bestanden hat, welche nach dem Ende ihres Bestehens hin als Quertalungsdurchbruch auch aus Süden zentralalpine Geröllmassen herausführen konnte.

den Seewenkalken, welche dem Turon und Untersenon gleichgestellt werden, folgen schwarzgraue Mergelschiefer oft von feinsandigen quarzitischen Bänkchen durchsetzt; ihren oberen Abschluß finden diese dunklen Mergelschiefer durch den *Gryphaea-vesicularis* Grünsandstein von Burgberg am Grünten und vom Blomberg bei Tölz, welche nach oben in die von den Gerhardsreuther Mergeln überlagerten Pattenauer Schichten übergehen; in den oberen Gerhardsreuther Schichten eingelagert bzw. über ihrer typischen Entwicklung fanden sich die zum Teil grobkörnigen Hachauer Sandsteine, welche im Grüntengebiete durch die Oberstdorfer Grünsandsteine vertreten sind. Der enge Zusammenhang dieser verschiedenen Unterabteilungen wird dadurch illustriert, daß ich neuerdings bei einer eingehenderen Ausbeutung der Vesicularis-Grünsandsteine bei Burgberg auch die *Volen* und die *Ostrea unguolata* der Hachauer Schichten darin auffand; endlich habe ich auch in dem Hachauer Sandstein bei Oberenzenau die in den Hachauer Sandsteinen von Hachau und Hörgering sonst häufige *Limatula semisulcata* nachgewiesen.

Die im Hangenden dieser Schichtengruppen befindlichen Nummulitenschichten haben zu der Anschauung Anlaß gegeben, daß eine mittlere Zone einen Tiefenstrich des Ablagerungsbeckens mit Erz und Sandstein entspricht, eine südlichste Region dieser entbehrend eine einheitliche Kalkmasse darstellt und eine Nordregion einem an Mächtigkeit wohl verminderten Flachseeabsatz entspricht, welcher nur die obersten Schichten des mittleren und südlichen Profils enthält; dieser faunistisch hervorgehobenen Nordregion würde also eine verflachte „vindelizische“ Norduferaufbiegung naheliegen..

Diese Vorstellung kann auch ungefähr für die oberste Kreide gelten; wir haben nicht den geringsten Anlaß anzunehmen, daß in der Nordregion die erwähnten Senonstufen im Osten in Aufeinanderfolge und Ausbildung wesentlich anders beschaffen waren als im Westen. Jedoch ist eins hervorzuheben, daß im Bereich des Flysches selbst die erwähnten obersten Stufen von den Seewenkalken aufwärts fehlen bzw. nur ein gering mächtiger Vertreter der unteren dunkel feinsandigen Seewenmergel vorhanden ist; der Stallauer Grünsand, die Pattenauer und Gerhardsreuther Schichten fehlen, die Hachauer und Oberstdorfer Sandsteine sind nicht entwickelt. Das Liegende des Flysches bilden die Nierentalschichten, welche sich — wie das Profil bei Schliersee im Oster-Graben zu zeigen scheint — aus den grauen und roten Seewenkalken entwickeln; nach unten zeigen sich hier die Seewenkalken mergelig und etwas verschiefert, nach oben treten typische Fleckenmergel auf, welche mit roten Inoceramenschalenbruchstücke führenden Mergelkalken und fast plattigen Kalken abschließen; diese Kalken werden nach Osten und Südosten durch rote plattige Mergel ersetzt. Die Nierentalschichten entstehen aus den oberen Seewenschichten, für deren senones Alter auch schon faunistische Gründe angeführt sind. Eine Einbeziehung der Pattenauer Schichten kann noch petrographisch und faunistisch in Betracht gezogen werden.¹⁾

¹⁾ Die *Belemnitella mucronata* kommt nach JOH. BÖHM im Pattenauer Stollen nördlich vom Kressenberg vor und hat nach H. IMKELLER am Blomberg in der Übergangsschicht von den Stallauer Grünsanden zu den Pattenauer Mergeln ihr eigentliches Lager. Nachgewiesen ist sie außer im Nierental bei Reichenhall auch noch von v. AMMON in den typischen Nierentalschichten im Liegenden des Flysches von Marienstein mit *Rhynchonella* aff. *octoplicata* und *Ostrea hippopodium* NILSS., welches auch nach JOH. BÖHM in den Nierentalschichten bei Siegsdorf im Liegenden des Flysches auftritt. Die *Rh. plicatilis* var. *octoplicata* habe ich auch zahlreich in den Hachauer Sandsteinen nachgewiesen (Geogn. Jahresh. X. 1897). Das Vorkommen bei Marienstein, welches das westliche Auftreten der Schichten im Zusammenhang mit und nördlich von dem Flysch darstellt, würde nahe-

Diese jetzt unter dem Flysch liegende, den Alpen angelagerte südliche Hälfte des Bereichs der nordalpinen Kreide wurde zur Obersenonzeit emporgehoben, verseicht und zum Teil wohl auch trocken gelegt und abgetragen; es bestand aber und vertiefte sich während dieser Zeit noch das nördliche Obersenonbecken, welches bei andauernder Vertiefung auch noch später zu dem tertiären Nummulitenschichtenbecken wurde. Ein Vorbote der Trockenlegung waren die örtlichen Einschwemmungen von Zertrümmerungserzeugnissen entsprechender tektonischer Vorgänge aus dem Alpeninnern oder das Zurücktreten und Abfließen der Wassermassen brachte gewaltige Schuttbewegung in ein murenartiges Gleiten gegen den nächstliegenden Uferstrich. Sodann senkte sich der eben erst gehobene Strich wieder noch vor Abschluß der Kreidezeit. Man darf sich vorstellen, daß dieses Schwanken einer ungleichmäßigen geosynklinalen Abwärtsbewegung angehört, welche durch eine mittlere, mehrere verschieden hohe Längsfaltenanlagen enthaltende Aufwölbung zwei Längsbecken schuf, von welchen das südliche, subalpine das Flyschmeer mit abgesonderter Gesteinsbildung und zurückgebildeter vereinfachter Faunenentwicklung wurde und das nördliche als das vindelizische Kreide-Eozän-Meer mit gewöhnlicherer fast litoraler Konchylienfauna bestehen blieb.

Auf die notwendige Annahme zweier voneinander getrennter Ablagerungsbecken hat unter der Annahme, daß ein Teil des Flysches der Kreide angehöre, schon EDG. DACQUÉ hingewiesen (Landeskundl. Forschungen der Geogr. Gesellschaft München 1912, S. 43—45).

Die beide Becken trennenden Emporwölbungen begrenzen noch jetzt zum Teil in alpiner Auf- und Zusammenpressung die Flyschzone von Norden her bis zum Grünten, von diesem Punkt am Nordrand des Flysches verschwindet die tiefere Kreide ebenso wie östlich von Schliersee, und es zeigen sich bis zum Vierwaldstätter See nur noch oberste Kreide (Fähnern, Aubachdobel bei Eggerstauden und Eozän bei Einsiedeln, Schweiz, etc.) in der nördlichen Ausbildung. Dafür tritt im südlichen Bereich der Flyschverbreitung eine stellvertretende und an Höhe alternierende Kreideaufwölbung ein. In der Liegendregion des Flysches SO. vom Grünten haben wir Nummuliteneinlagerungen in Brocken im Flysch in einer Ausbildung, wie sie das eigentliche nördliche Nummulitenmeer nicht kennt; sie liegen in (?tektonischer) Transgression der Sandsteinabteilung auf Seewenschichten eines Mischtypus von Gerhardsreuter und Pattenauer Schichten. Diese am Grünten auch Kalke und Mergel enthaltende Sandsteinabteilung des Flysches (Achtaler Sandstein) scheint, wie ich dies schon früher hervorhob, den tiefsten Grenzsandsteinen der Nummulitenschichten anzugehören und vielleicht einem vorübergehend wieder einheitlichen Meeresabsatz in beiden Längszonen zu entstammen, während sich darauf wieder das Nordbecken andauernd zur Sedimentation der Granitmarmorstocklettenabteilung abgesondert vertiefte und das Flyschmeer endgültig trocken gelegt wurde.

Zur Namengebung der Ausbildungszonen sei noch folgendes bemerkt: Die Nierentalschichten dürften somit auch als eine im Ostteil der Verbreitung der

legen, daß vor Ablagerung des Flysches das am Schliersee im Ostergraben noch zu beobachtende Vorkommen der Nierentalschichten im Hangenden der sogen. helvetischen Kreide weiter westlich unter dem Flysch schon zur Abtragung bzw. Verminderung gekommen sind, daß das alpin tektonische Emporbrechen der helvetischen Kreide durch den Flysch und ihre Zug-Anhäufung am Nordrande desselben schon in kretazischer Zeit eine Aufwölbungsvorstufe gehabt hat, auf welcher auch die feinkörnigen tonigeren Sedimente nicht zum Absatz bzw. zum Abzug gekommen sein können (vgl. hierzu Erl. z. Bl. Donnersberg 1921 S. 270—271 über Ton und Kalkfazies im Tertiär).

Schichten der sogen. helvetischen Fazies, sogar in den Bereich des Nummulitenmeeres übergreifende Ausbildungsart von oberer Kreide betrachtet werden, sie wären in dieser helvetischen Fazies eine „ostalpine“ Entwicklungsart; man erkennt daraus, wie fehlerhaft es ist, die südlich der Flyschzone liegende Kreide, welche der helvetischen nordsüdlich gegenüberliegt, dieser als „ostalpine“ entgegenzustellen. Ich habe schon 1890 vorgeschlagen, für die Tertiär- und Kreideentwicklung nördlich und südlich der hierfür maßgebenden Flyschzone die Ausdrücke alpin, subalpin und vindelizisch zu gebrauchen; der Ausdruck „ostalpin“ begreift wortgemäß alles, was im Osten der Alpen etwa vom Rheintal her auch in nordsüdlicher Ausdehnung an gleichartigen Ablagerungsgebilden zusammengefaßt werden könnte, sollte also hier südliche und nördliche Ausbildungsweisen im Gegensatz zu südlichen und nördlichen in den Westalpen einen.

Die Achtaler Sandsteine und ihre organischen Einschlüsse.

Zwischen Teisendorf-Moosen und Achtal breitet sich unter Diluvium ein Gebiet von Sandsteinschichten aus, welche v. GÜMBEL zu den Nummulitenschichten rechnete (obwohl sie selbst keine Nummuliten enthalten) welche aber in größerer Mächtigkeit petrographisch gewissen Sandsteinen im Liegenden der Flöze gleichen, die ich als Grenzsandsteine im Nummulitenprofil bezeichnete; ich sah die Achtaler Sandsteine als ein Flyschäquivalent dieser Grenzsandsteine in einer nördlichen Region der Flyschverbreitung an.

Die Achtaler Sandsteine bei Achtal selbst sind hellgelbe bis gelbgraue, massige, fein- und mittelkörnige, glimmerreiche Sandsteine, welche durch ihren geringen bis fehlenden Kalkgehalt zu Gestellsteinen im Achtaler Hochofenbetrieb verwertet wurden, obwohl in ihnen auch harte Karbonatknollen, zum Teil mit grobem Quarkorn eingeschlossen sind; nach Teisendorf zu werden sie aber mehr und mehr kalkig, oft glaukonitisch; meistens sind die den Schichtfugen zunächst liegenden Fluren völlig entkalkt, während der Kern der schweren Sandsteine noch dicht kalkig ist. Es zeigen sich dick- und dünnbankige Sandsteine zum Teil mit Pflanzenresten (Häcksel), geschieden durch graugrüne und auch rote Schiefertone. In dem Graben bei Geppling (Stecherwald) finden sich quer durch den Gesteinskörper hindurchsetzende fucoidenartige Verzweigungen, deren Hohlraum durch ein grünliches tonartiges Mineral erfüllt ist; selten findet sich eine sandige Füllung; in den jetzt verwachsenen Brüchen zwischen Hammer und Oberteisendorf fand ich große Taonurusstücke der gewöhnlichen Form im Sandstein; ich glaubte daher in den Achtaler Sandsteinen eine eigentliche Sandsteinfazies des Fucoidenflyschs annehmen zu dürfen, da mir ja aus den Begehungen des Teisenbergfußes bekannt war, daß in diesem Fucoidenflysch auch Sandsteinbänke eingeschaltet sind.

Bei Punschern ist aber die Fortsetzung dieser Sandsteine nach NO. vom Fucoidenflysch fast muldenartig umgeben, so daß die Anschauung ausgesprochen werden kann, daß es sich auch um einen über dem Fucoidenflysch liegenden Sandsteinverband, den eigentlichen Sandsteinflysch handeln könne. — Am Südwestende bei Achtal selbst, wo die Entkalkung am stärksten ist, liegt dieser Sandstein auf grauen Mergeln mit roter Verfärbung auf, welche als Nierentalschichten angesehen wurden; ähnlich wie im Stecherwald würde die Auflagerung auf Nierentalschichten nur eine tektonische sein; bei Achtal käme die Auflagerung wie eine Überschiebung heraus.

Tatsächlich stoßen die Achtaler Sandsteine und der mit ihnen verbundene Kalkflysch im Streichen auf die ganze Breite der Nummulitenschichten vom Sandnock-

Kressenberg auf, und es ist die Anschauung berechtigt, daß hier eine Überschiebung vorliegt, ähnlich wie der Kieselkalkflysch mit Nierentalschichten auf den Nummuliten-schichten aufrucht; es kann das aber hier keine Überfaltung sein, sondern nur ein longitudinales Untertauchen der letzteren unter den nordöstlich gelegenen Flysch-Doppelzug (vgl. oben S. 210—212, 204).

Die Sandsteine im Stecherwald enthalten noch das Auftreten von eigenartigen Wurm-artig gerundeten Erhebungen, welche von Interesse sind; auf der hangenden Oberfläche der Schicht zeigen sich diese Wülste von 1,5 cm Breite, schön flach gerundet mit zwei gleichmäßig zur Mittellinie liegenden schmalen und wenig hohen, gerundeten Leistenstreifen. Man sollte das für den Ausguß einer Kriechspur halten. Daneben kommen aber auf den gleichen Platten vertiefte Spuren von gleicher Breite vor, welche ganz und gar in allen Einzelheiten mit der von FUCHS (Fucoiden und Hieroglyphen, Denkschr. d. Akad. d. Wissensch., Wien 62, 1895, S. 19 und Taf. 3 Fig. 3) aus dem Nummulitenflysch von Hadersdorf bei Wien dargelegten Nemertilithen-ähnlichen Spur, auf der Oberseite der Platte liegend, übereinstimmen. Die gewölbten und vertieften Spuren liegen nun nicht nur nebeneinander, sondern sie laufen auch gelegentlich so aufeinander zu, daß letztere unter ersteren verschwinden, d. h. deren Unterseite bilden. Andererseits ist zu erkennen, daß die gewölbte Spur mit ihren Längsbuchten tatsächlich einem plattgedrückten quer elliptischen Körper angehört, der unten die charakteristischen Fransestreifen neben einer mittleren Kiefurche der Nemertilithenskuulptur besitzt und oben eine einer Kriechspurausfüllung ebenso vergleichbare Skulptur. Es handelt sich also um die körperliche Ausfüllung eines Hohlraumes, der bald oben, bald unten fester mit dem Schichtkörper verwachsen ist und in wechselnder Weise sich vom Gestein ablöst.

Bei der Regelmäßigkeit, mit der diese Fransen, wie FUCHS treffend darlegt, sich flächenartig hintereinander liegend schief nach einer Seite und nach außen ins Gestein fortsetzend erhalten sind, glaube ich, daß ein Wurmkörper in charakteristischen Krümmungen der Leibeskontraktion im Sand eingeschlossen wurde, infolge seiner oft chitinösen Hautbeschaffenheit ringsum einen deutlichen Abdruck hinterließ, dessen Höhlung nach Verwesung der Weichteile ausgefüllt wurde. Man hätte mithin den Abdruck eines gebogenen Wurmkörpers von der einfach gewölbten Oberseite und der Unterseite mit der dem Nervenstrang entsprechenden Medianfurche und mit den seitlich nach hinten gerichteten Parapodien.¹⁾ — Es wird hier auf die Bestätigung dieser Deutung durch neue Funde die Aufmerksamkeit gerichtet. Jedenfalls ist mit der Deutung der Schichthangend- und -liegendfläche nach solchen Anzeichen große Vorsicht zu üben.

Die Achtaler Sandsteine nehmen mit solchen Einschlüssen gegenüber den Sandsteinen vom Teisenberg eine gewisse Sonderstellung ein, was aber vielleicht auf die nach Osten zu richtende Herkunft der Teisendorf-Punscherner Scholle zurückzuführen ist.

¹⁾ Es ist möglich, daß schon das Verlassen eines längeren, erzwungenen Aufenthalts der sich vorübergehend eingrabenden Anneliden eine Einschwemmung von feinem Füllsand nach sich saugt; es ist weiter denkbar, daß die Einbohrung auf längeres Verweilen im Sand mit der Entstehung der Schichtunterbrechung im Zusammenhang steht und eine gewisse, wenn auch schwache Bindung der Umgebung des Wurmkörpers schon begonnen hat, welche ein rasches Zusammensinken der Höhlung und ihrer Abdruckzeichen fernhält; dies kann auch für viele Stengelröhrenfüllungen, z. B. im Wellenfall sein.

Der Flysch des Teisenbergs, Sulzbergs und Fürbergs.

Wir erwähnten oben, daß das Gebiet der Eschbannhausener Konglomerate und Sandsteine von den südöstlich liegenden Flyschkieselkalken bzw. -Mergel und Flyschsandsteinen durch eine streichende Störung (vgl. Geogn. Jahresh. 1894, Karte) getrennt sei; im oberen Seitengrübchen NO. Punschern sind mit den Flyschkieselkalken noch Tonschieferkonglomerate mit ganz oxydierten roten Bindemittel verbunden, stehen also hier wie im Gahsteigraben bei Höglwört mit der kalkigen Abteilung des Flysches in Verbindung. Im Graben bei Moosen-Brannmeister-Stetten sind auch die Nierentalschichten mit der Phyllitbrekzie als regelrechtes Liegende der östlich bis zur Reichenhallerstraße folgenden kalkig-mergeligen Abteilung des Flysches in der Geologischen Karte 1894 aufgefaßt.

Im Bürgerholz und Stecher westlich davon sind aber die Schichten des Sandsteinflysches aufgeschlossen, d. h. der Ahtaler Sandsteine im engeren Sinne. Wenn auch hier ein Aufbruch von Nierentalschichten mit Phyllitbrekzie den Zug an einer Störung unterbricht, so ist der Verband der Sandsteine, nach SO. einfallend, so einheitlich und so mächtig, so ganz ohne Übergänge zum Kieselkalkmergelflysch, daß hier eine selbständige Abteilung mit schärfster Ausprägung zu erkennen ist, welche nicht auch wieder regelmäßig für sich auf Nierentalschichten und ihre Einschaltung auflagern kann. Dieser Sandstein setzt sich mit Unterbrechungen durch Diluv bis nach Ahtal fort.

In diesem engeren Gebiete wurde zum erstenmal die beiden Abteilungen des Flysches kartistisch voneinander zu halten versucht; es war nur — heute betrachtet — unstatthaft, die Ahtaler Sandsteine und die Grenzsandsteine im Liegenden der Nummulitenflöze mit einer Farbe darzustellen, da ihre Ablagerungsgebiete nicht die gleichen und ihre Gleichalterigkeit bisher nicht erweisbar, sondern nur nahegelegt war.

Mir war es zu GÜMBELS Lebzeiten und noch Jahre nach seinem Tode leider nicht mehr vergönnt, über die Bedeutung der Sandsteine durch eine Aufnahme des Teisenbergs völlig ins klare zu kommen; ich befürwortete daher lebhaft den von Hofrat OEBBEKE ausgegangenen Antrag des damaligen Bergpraktikanten W. FINK im Jahre 1903, für die ferneren Bohrungen das im Flysch gelegene Petrolgebiet vom Tegernsee als Examensarbeit in Angriff zu nehmen und zugleich den Flysch daselbst zu kartieren; ich führte den genannten Herrn dort eingehends ein und erkannte, daß Flyschkieselkalke und Sandsteine breite, voneinander getrennte einheitliche Komplexe bilden, durch deren Kartierungsbegehung es möglich schien, die Frage nach der Aufeinanderfolge der Formationen vorerst wenigstens für ein kleineres Gebiet zu entscheiden; nach der FINK'schen Profilauffassung liegen die Kieselkalke unten, die Sandsteine oben.¹⁾ Hiermit durfte man sich aber nicht beruhigen; es mußte eine weitere Bestätigung für ferner abliegende Gebiete geschaffen werden, zumal die FINK'sche Kartierung angegriffen und mir von mehreren Seiten bis heute eigensinnig einerseits entgegengehalten wurde, man könne die Flyschzone in dieser Weise überhaupt gar nicht kartieren, andererseits ein Versuch HAHNS, den Flysch SW. von Murnau zu profilieren, den Flyschsandstein als Liegendes folgerte.

¹⁾ Wenn ein Zweifel daran noch bestehen könnte, so wurde er durch die Tiefbohrung bei Wiessee für das Tegernseegebiet wenigstens beseitigt, in welcher die Kieselkalke nach unten liegen und in der Nähe von rötlichen kalkigen Schichten endigen, in welchen ich die Inoceramenreste des Seewenkalks nachweisen konnte; ich verdanke Herrn Geh. Hofrat OEBBEKE die Einsichtnahme in diese Bohrung, über welche er Näheres zu veröffentlichen gedenkt.

Ich regte daher (1906) den Bergpraktikanten H. BERCHTOLD zur Kartierung des Teisenbergs im Osten Bayerns an, in dessen Gebiet ich den Genannten sowohl einführte, als auch noch einmal gegen Schluß der Aufnahme zur teilweisen Revision besuchte.¹⁾ Es hat sich auch hier das gleiche Bild der Formationsfolge in Sätteln und Mulden ergeben, wie es das beifolgende Kärtchen nach unserer Aufnahme ergibt. — Was mir bei den einführenden Begehungen schon mit W. FINK in Tegernsee sehr wahrscheinlich wurde, hat sich hier gefestigt, daß die Achtaler Sandsteine im engeren Sinne der oberen Abteilung des Flyschzonenaufbaus, dem gewöhnlichen Sandsteinflysch entsprechen. Ferner führte ich Bergpraktikanten E. MANG in das Rauschenberggebiet ein (1907), womit auch zugleich die Übersichtsaufnahme des dem Teisenberg westlich benachbarten Sulzberg-Zinnkopf verbunden war.²⁾ Zu diesem im Osten der Flyschzone tätigen jungen Kollegen habe ich 1905 den Bergpraktikanten H. HAF im Westen Bayerns im Pfrontener Gebiet noch zur Kartierung des Flysches und der davorliegenden Kreide veranlaßt und eingeführt. Wir stellten hier fest, daß die in der Ebene von Pfronten zwischen dem nördlichen Kreidezug und der Trias auftauchenden Hügel der Flyschzone sämtlich aus Flyschsandstein bestehen und die dazwischen anzunehmenden Kieselkalke durch die diluvialen Ereignisse tief abgetragen wurden. An dem aufragenden südöstlichen Eck des westlichen fast unberührten Flyschzuges konnte wenigstens eine südlichste Zone von Flyschsandstein und darauf im Norden im Graben westlich Rölfleiten der Kalkflysch festgestellt werden, in dessen obersten Schichten, wie das ja eigentlich auch an der Gindelalm noch sichtbar ist, die roten Schiefer auftreten. Im westlichen Wertachtal stehen ebenso an Breite gegen die Ostgebiete nicht viel veränderte Sandsteinzonen beiderseits des Tales nach dem Wertacher Hörnle an, welche in einer vielfachen Breite von jener der einzelnen nördlichen Kreidestufen sich dringend der Ausscheidung schon im Interesse der Alm- und Forstwirtschaft anempfehlen, wie solche Gesichtspunkte auch für die Aufnahme des Grüntengebiets maßgebend sein werden.

Es wurde auch am Teisenberg festgestellt, daß tektonisch der untere Abschnitt eine Abteilung ist, welche Kieselkalke, Fucoidenmergelschiefer und Zementmergelartige Gesteine und in einem tieferen Horizonte auch Sandsteine enthält, welche ich den Inoceramensandsteinen von Berghelm-Muntigl gleichstelle. Die höhere Abteilung sind die eigentlichen Flyschsandsteine, welche ebenso verkohltes Pflanzenhäcksel enthalten, wie auch die Muntigler Sandsteine; graue in unverwittertem Zustande kalkig gebundene, nicht gerade feinkörnige Sandsteine, häufig mit Ton- oder auch Toneisensteineinschlüssen wie auch mit Geröllen einer Kohle.³⁾ Beide Verbände sind vereinzelt getrennt durch rote Schiefertone, vereinzelt findet auch hier noch eine Wechsellagerung von Sandsteinbänken und Kieselkalken statt. Auf der Unterseite der Sandsteinbänke finden sich vorzüglich die sogen. Hieroglyphen, Ausgüsse von schwer deutbaren Bruch- und Fließspuren in den zwischengeschalteten grauen Schiefertönen.

Die Achtaler Sandsteine unterscheiden sich von diesen Sandsteinen nicht wesentlich; der geringere oder fehlende Kalkgehalt in den Brüchen bei Achtal selbst ist offenbar eine nachträgliche Entkalkung in der Nähe des Überschiebungsrandes.

¹⁾ Für alle Einzelheiten, besonders der Überdeckung, kann ich natürlich nicht einstehen. (Rs.)

²⁾ Es ist bedauerlich, daß weder Herr BERCHTOLD durch seine Reise nach Südamerika, auf welcher er umkam, noch Herr MANG infolge dienstlicher Abhaltung dazu kamen, ihre Arbeiten nach Einsichtnahme der Leitung druckfertig zu gestalten.

³⁾ Diese verbreiteten Gerölle stammen offenbar aus den Kohlenlagern der Gosauschichten als Zeugen rascher und völliger Inkohlung der dortigen Biolithe.

In den Achtaler Sandsteinen ebenso wie in den oberen Flyschsandsteinen des Teisenbergs finden sich gelegentlich grobkörnige Einlagerungen, welche zum Teil in Knollen verschwemmt eingeschlossen sind, zum Teil aussehen, als ob sie Auswaschungsreste eines stärkeren fein- und grobkörnigen Absatzes wären.

Es wurde mir bei den Begehungen schon im Jahre 1906 klar, daß die Kieselkalkabteilung der Kreide und nur die Sandsteinabteilung dem Tertiär zugerechnet werden müßten, daß dieser wohl das Auftreten von Nummulitenschichten von Heuberg (NO. Salzburg, vgl. Kärtchen) und sicher die eigenartige Einschaltung von Nummulitenführenden Kalk- und Mergelabsätzen im Flysch SO. vom Grünten angehören.

Was die Tektonik des Teisenbergs betrifft, so hat man das Bild eines nördlichen und eines südlichen streichenden Muldenbereichs, in welchen die Muldenbildung zum Teil unterbrochen, zum Teil wechselständig gegeneinander abgesetzt ist. Die Mulden sind aber auch durch eine quere NW.—SO.-Verbindung und benachbarte Hochlage der Kieselkalkabteilung an einer Stelle miteinander verbunden. Von den beiden nördlichen Mulden erreicht die Kachelsteinmulde die nordwestlichste Höhenlage des Bergs mit 1200 m,¹⁾ verzieht sich aber, offenbar durch eine Störung begleitet, über den Nordwesthang nach dem nördlichen mittleren Bergfuß. Gegen das östliche Ende dieses Zugs hin setzt auf dem ab Kachelstein (1233 m) von Kieselkalcken gebildeten nördlichen Kamm des eigentlichen Teisenbergs (1189 m) eine stellvertretende Sandsteinmulde ein, welche den östlichen Kamm in der Richtung auf Höglwört bildet.

Vom Kachelstein¹⁾ setzt ein gegen das Trauntal gelagerter Hochgrat (1304 m, 1284 m und 1258 m) nach dem Inzell nahegelegenen Teisenberg-Kopf (1271 m) fort, auf dessen Südosthang sich die südliche Mulde einstellt und über den Inzell zustrebenden Goßwaldbach sich nach dem westlichen Frauenwald fortsetzt und dort durch eine quere Emporwölbung der Kieselkalke auf etwa 1 km Länge unterbrochen wird; jenseits dieser Unterbrechung stellt sich an der Aufhamer Seite des ostwestlichen Bergzugs von neuem eine Sandsteinmulde ein, deren Achse stark nach Osten einfällt; diese schwache Aufbiegung von Westen her und stärkere Abbiegung nach Osten hat ihre Begleiterscheinung noch im Achental bei Röhrenbach, woselbst die tieferen Kieselkalkschichten zum Teil ein fast nordsüdliches Streichen und östliches Einfallen besitzen.

Kleinere Aufbiegungen der Kieselkalke im Bereich der Sandsteine sind zu bemerken besonders im Graben südlich vom Bayrischen Brünll; dieser Aufbruch sieht allerdings wie ein Abtragungsfenster aus, welches aber unter allen Umständen eine dem übrigen Bau entsprechende quere Muldung der Schichten offenbart. Die Kieselkalkaufwölbung, welche vom Teisenberg-Kopf (1271 m) nach Osten, dem mittleren Achental bei Schrög (864) zieht, ist hier auch durch eine entsprechende Sandsteinsattelung (auch ein Einfallen der Sandsteine nach NO. ist deutlich) noch gekennzeichnet; es wird hierdurch die quere Verbindung mit der Sandsteinmulde am Teisenberg (1789 m) vermittelt. Im Achental selbst ist durch den Aufbruch der tiefsten Schichten und deren wechselnde, häufig ganz steile Stellung die Gewölbe- mitte des Kieselkalkzuges angedeutet.

Im unteren Atzlbach war im Liegenden der Kachelstein-Sandsteinmulde aus Kieselkalcken vor langen Jahren eine liegende nach N. überkippte Falte in wechsellagernden Mergeln, Kalcken und feinen Sandsteinen aufgedeckt, welche mit 30—40°

¹⁾ Diese Stelle heißt eigentlich die „Kesselschneid“.

nach Süden einfiel; ebenso konnte auch in dem auf dem Hof Klotz in diesem Zug auslaufenden Graben eine solche beobachtet werden mit steilerem Nordflügel. — Die nicht selten in den Kieselkalken und feinkörnigsten kieseligen Sandsteinen zu beobachtenden „Wicklungen“ (Böschungsfältelungen S. 228) dürfen hiermit nicht verwechselt werden und sind Böschungsfältelungen beim seitlichen Zuwachs des Schichtkörpers während der Anschwemmung (vgl. Geogn. Jahresh. 1909, Kap. III, S. 116—122, Taf. VII und VIII). Kleinere Muldenlagerungen zeigen sich auch in den großen Aufwölbungen der Kieselkalke an der Stoißer Alm und am Grat zwischen Kachelstein (eigentlich „Kesselschneid“) und Teisenbergkopf.

Querstörungen wurden mit völliger Sicherheit keine beobachtet. Eine schiefe Längsstörung ist die, welche zwischen dem Kachelstein und dem Teisenberg-Stoißeralmgrat sich oberflächlich durch die Senke zwischen dem Teisenberg-Stoißeralpkopf und dem Kachelstein bemerkbar macht; hier treten schmale Komplexe von Sandsteinen mit Kieselkalken wechselnd auf, welche die untere Grenze des Sandflyschs kennzeichnen; darauf treten am Kachelsteingrat mit den Liegendflächen nach oben gerichtete überkippte Sandsteine auf; es ist wohl beiderseits eine Lagerungsstörung anzunehmen, welche nahezu streichend sein kann oder aber auch spitzwinkelig das Streichen durchschneidet; die in der Karte gegebene Lösung ist nicht ganz befriedigend, die mit Schutt bedeckten Hänge erschwerten aber den Einblick in Einzelheiten. Eine Querstörung ist auch am Osthang des Schrög (Goßwaldbach) anzunehmen.

Das scheint aber hervorzugehen, daß hier der Kachelsteinsandsteinzug durch eine Bewegung aus OSO. gegen den eingeschalteten Klotz von Nummulitenschichten am nördlich davorliegenden Sandnock schon im Anfang der Flyschfaltung zuerst eine Hemmung und bei andauernder Schubwirkung noch eine Überkippung mit einseitiger Aufquetschung erfahren hat und daß endlich die mehr südwestliche Verschiebung der Teisendorfer-Achtaler Scholle noch zerteilend eingewirkt habe. — Es ist nicht zu verkennen, daß dieser Abschnitt der Flyschmasse spitzwinkelig auf den Strich der nördlich davorliegenden Nierentalkreide ausläuft, also keine volle Konkordanz mehr vorzuliegen scheint, wohl darum weil — wie dies ja fast überall in der Alpenfaltung zu bemerken ist — physikalisch verschiedene, in Entstehungszeit und Zusammengehörigkeit auch näher verbundene Schichtmassen Eigenbewegungen vornehmen; der Flysch hätte sich also hier bei seiner Faltung von der kretazischen Unterlage etwas abgelöst; das Gleiche gilt auch innerhalb des Flysches, denn die Kieselkalke nehmen an verschiedenen Stellen unterhalb des Flyschsandsteins eine entschiedene und wechselndere Auffaltung an, wie dies besonders im Achental der Fall ist.

Am Ulrichshögelerberg konnten so weit die Beobachtungen gedeihen, daß von Norden her dieselbe Folge wie im Teisenberg nachzuweisen war.

Südlich des Hofes Leitenbach O. von Roßdorf, wo zwischen der nördlichen Teisendorf-Achtaler Flyschscholle und der Teisenberg-Höglbergscholle noch einmal Nummulitenschichten¹⁾ auftauchen, erkennt man unter reichlicher Diluvialbedeckung

¹⁾ Ich fasse dieses Vorkommen von Nummulitenschichten in Eisen- und Sandsteinfazies im tektonischen Liegenden der südlichen Flyschscholle und ihrer stratigraphisch-kretazischen Unterlage als ein Anzeichen dafür auf, daß die Längsvorschiebung der nördlichen Flyschscholle nach der Überschiebungsverschweißung von Flysch und Nummulitenschichten zu einem Gebirgsindividuum als letzte Ausweichbewegung der alpinen Faltung stattfand, wobei charakteristisch ist, daß mit der Nordscholle nur Nummulitenschichten der nördlichen Adlholzenér Fazies verbunden sind. Die nördliche Flysch-

bei Wannersdorf und Vachenlueg zunächst Kieselkalkflysch. Südlich von Ottmaning Flyschsandstein und aufwärts nach Hinterreit einen Wechsel von Kieselkalk und Sandstein der Übergangsregion der beiden Abteilungen. Auf der nach Süden folgenden Höhe 779 (Hellmannsberg) stehen in wenigstens 500 m Breite Kieselkalke an, welche drei Abteilungen in der nordöstlich gelegenen Fortsetzung der Teisenberg-Züge zwischen Anger und Höglwört liegen. Die südlich davorliegende Höhe von 825 m mit dem trigonometrischen Punkt 753,0 m zwischen Strobl und Steinbrecher besteht wieder aus Sandsteinen, dessen feinkörnige Abarten dortselbst als Schleifsteine im Bergbau gebrochen werden. Sie würden dem Streichen nach auf die Aufhamer Sandsteinzone zu beziehen sein. Die Verbreitung dieser Sandsteine zieht, mit SO. einfallend, ungefähr 1 km weiter nach P. 720 m gegen Gschwendt. Das südliche Drittel des Berges würde am Teisenberg dann der nicht geringen Verbreitung der Kieselkalke im Aufhamer Wald zwischen Aufhamer Bach und Leitengraben entsprechen; die Fortsetzung der Linie würde bei Piding und Berg auslaufen. Hier treten aber auch Sandsteine auf, von denen es noch zweifelhaft ist, ob sie den Bergheim-Muntigler Sandsteinen an der Basis der Kieselkalke entsprechen oder den höheren eigentlichen Flyschsandsteinen.

Trotz des ziemlich gleichartigen Aufbaus des Ulrichhögeler Berges erkennt man an der Verbreitung des Flysches und der Nierentalschichten ostnordöstlich von Höglwört, daß hier der Flysch um eine Stufe von etwa 1 km Länge nach NNW. vorgeschoben ist; es ist das wohl Folge einer Querstörung, welche im Sinne des oben angegebenen Verschiebungszusammenhangs und der Verdoppelung des Flysches liegt. Sie ist die erste Ursache der Senke von Teisendorf, Anger, Aufham, Piding. und ist in der Karte 1895 schon angegeben.

Es sei noch darauf verwiesen, daß in Geogn. Jahresh. 1894 S. 82—83 mehrere Analysen von Flyschgesteinen dieser Gegend von Dr. AD. SCHWAGER veröffentlicht sind. Ich führe die Bauschanalysen von einem Flyschmergelkalk aus dem Salinensteinbruch im Wiesbachwald südlich von Ulrichhögel und von einem Flyschsandstein aus dem Schwand (wohl „Geschwend“graben II) daselbst an: SiO_2 11,46% (II 89,69); Al_2O_3 2,06% (II 4,08); Fe_2O_3 0,56; (II 0,56); CaO 46,42% (II 2,25); MgO 0,51% (0,29); K_2O 0,31% (0,58); Na_2O 0,27% (0,35); CO_2 36,31% (1,44); Org. und H_2O 2,78% (0,46); der Mergelkalk stimmt sehr gut mit dem Zement-

scholle hätte sich hier zwischen die Nordfazies und Südfazies der Nummulitenschichten und Kreide gedrängt und beide scheinbar weit auseinander gespalten. Die Nummulitenschichten an der Leitenbachmühle sind nördlich an Schichten angelagert, welche ich 1895 für Flysch hielt, graue Mergel mit feinsandigen Bänkchen; E. FUGGER, der diese Stelle nach einem Hochwasser von 1896 besuchte, fand den Aufschluß vergrößert und hält die Schichten für Nierentalschichten, was ich nicht anfechten kann; wie mitgeteilt, enthält diese Schichtengruppe ja weiter westlich sandige Einlagerungen. E. FUGGER fand aber auch noch unmittelbar südlich von den Nummulitenschichten dieser Örtlichkeit die gleichen Mergel, bloßgewaschen, und schließt daraus, daß hier, wie bei Mattsee, eine muldenförmige Lagerung anzunehmen sei. Dieser Ansicht kann ich nicht zustimmen; ich habe schon früher die Folge der Bänke festgestellt und fand zutiefst eine Vertretungsschicht des Rotflözes, darüber eine Vertretung der „Mittelschichten“ der Kressenbergreihe nach Art und Inhalt der Gesteine (vergl. l. c. 1895 S. 57). — Jedenfalls steht etwa 125 m weiter südlich bachaufwärts wieder typischer Flysch an, in dessen Liegendes der neue Nierental-Kreide-Aufschluß ebenso zu orientieren ist, wie er auch die fast geradlinige Fortsetzung der Sandnock-Anstehen bildet. Das nördliche Anstehen von Nierentalschichten bei der Leitenbachmühle gehört vielleicht in das Liegende der nördlichen Flyschdoppelzone, kann aber auch zu der südlichen Gruppe gehören, da die südlichen Auftreten der Nummulitenschichten noch im Bereich der Norderstreckung der Nierentalfazies über Gerhardreuter Schichten auftreten, welche hier ausgemerzt sein konnten.

mergelkalk aus den Nierentalschichten von Marienstein (vgl. auch unten S. 227 die Analysen von der Obermühle im Leitzachtal). Auffällig ist, daß der in Schwefelsäure lösliche Anteil bei beiden Gesteinen bzw. 6,12 und 11,1% ziemlich vergleichbar in SiO_2 und Al_2O_3 ist (vgl. l. c. S. 82 und 83). — Vom Lacknerbruch bei Ulrichkögel erhielt ich von Prof. H. IMKELLER in München ein schönes Rhizocorallium mit „tonigen“ Baukörperchen in Kalksandstein mit „tonigen“ Fucoiden (S. 226).

Den westlich gelegenen Sulzberg-Zinnkopf hat E. MANG bei seiner Rauschenbergaufnahme anschließend begangen. Während im südlichen Liegenden des Teisenberg-Flyschs deutliche Aufschlüsse von Nierentalschichten fehlen, hat solche JOH. BÖHM schon 1891 (Palaeontographica 38. Bd., S. 27 d und Kärtchen) im südlichen Liegenden des Sulzbergs nachgewiesen. Schon JOH. BÖHM stellt im N. (S. 9) die Kieselkalke als die untersten Schichten des Flysches fest und läßt darüber die Sandsteine folgen, glaubt aber noch höheren Kalk-Mergelverband annehmen zu dürfen; letzteres wäre der gleichförmigen Lagerungsfolge nach anzunehmen; im oberen Windbachgraben (O. der oberen Ebneralpe) unterteufen die Kieselkalkschichten in entgegengesetztem Einfallen (mit 70°) die Sandsteine. Das Bergmassiv stellt sich als eine einfache Kieselkalkmulde dar mit Sandstein im Kern; der Zug der letzteren geht vom Hof Wien am Zusammenfluß der roten Traun und des Fröschbachs im Norden vor der Sulzbergsschneid und dem Zinnkopf nach Westen. ONO. von letzterem ist eine starke Vorbiegung nach N. erkennbar, welche mit jener, die ich am Nordrand des Flyschbergs am Lechner als Überschiebung betrachtete (l. c. 1894 S. 107 und S. 154), zusammenzuhängen scheint. Der Verlauf des Sandsteinzugs paßt in keiner Weise zu dem Bau des Teisenbergs, wodurch die von mir aus dem Verlauf der Nummulitenschichten (vgl. II. Teil) gefolgerten querschiefen Trauntalstörungen ihre Bestätigung erhalten; die vermutliche Hauptstörung ist in der Karte angedeutet. Der Sandsteinzug könnte der Kachelsteinmulde am Teisenberg entsprechen, der stark emporgehoben, vielleicht nach WSW. überschoben war.

Schon JOH. BÖHM erwähnt im Schoeneckergraben und Habach nahe über den Nierentalschichten im Flysch Sandsteinbänke; sie treten aber auch im Blasergraben auf und entsprechen den auch am Teisenberg und im Bürgerholzgraben bei Teisendorf nach Stetten zu beobachteten, offenbar „Muntigler“ Sandsteinen.

Auch im Fürberg vermute ich in dem nahe dem Gipfel am Nordhange auftretenden Sandstein die Fortsetzung des Sandsteinmuldenkerns vom Zinnkopf-Sulzberg; hierüber vgl. noch den II. Teil dieses Nachtrags.

Von Gesteinen des Fürbergs erwähnt FLURL (1805, Über die Gebirgsformation der damaligen Churpfalzbaier. Staaten S. 15—16), wo er auch von dem verhärteten Erdöl daselbst sprach, porphyrtartige Gesteine. Es ist ein Stück seiner Sammlung auf uns gekommen, welches der von AD. SCHWAGER in Geogn. Jahresh. 1894 S. 84 gegebenen Analyse zugrunde gelegen hat. Es ist ein hartes kieseliges Gesteinsstück hellbräunlicher Farbe, welches ein gewisses Sandsteingefüge in vereinzelt flach liegend eingeschlossenen Glimmerblättchen erkennen läßt, welcher Richtung auch die Verteilung von helleren elliptischen Fleckchen entspricht, wie bei einem Schäck- oder Knotenschiefer. Mit der Lupe zeigen sich die hellen Fleckchen rauh porös im Bruch, während das dazwischen liegende Gesteinsflächennetz hornsteinartig ist. Unter dem Mikroskop sieht man eine außerordentlich feinkörnige und ziemlich gleichmäßig, jedoch recht splitterig körnige, doppeltbrechende Grundmasse, in welcher vereinzelt Quarzsplitterchen, Felsspattrümmerchen und Glimmerfetzen weitspurig

ausgestreut sind. Die hellen Linsen-artigen Fleckkörperchen sind meist etwas infiltriert mit einer bräunlichen Substanz wie zersetzte Putzen, welche man für Bitumen halten möchte, die auch auf einer Seite die feinsandige 4 mm dicke Oberflächenkruste des Gesteinsstückes satt durchtränkt hat.¹⁾

Die chemische Untersuchung des Gesteins von AD. SCHWAGER hat ergeben: „SiO₂ 83,33%; Al₂O₃ 10,31; Fe₂O₃ 1,38; CaO 0,21; MgO 0,15; K₂O 1,31; Na₂O 0,64; CO₂ 0,0; H₂O und Organ. 2,86. In H₂SO₄ lösen sich 22,3%, davon sind 45,98% SiO₂; 35,35% Al₂O₃; 0,75 CaO; 0,69 MgO; 0,0 CO₂; 12,76 H₂O und Organ.; der Rest zeigt 94,08% SiO₂ und 2,87% Al₂O₃ etc.“ Den Gefügemerkmalen nach ist dies Gestein ein völlig entkalkter, an Quarz- und Feldspateinsprenglingen armer Hornstein mit tonigen Beimengungen, dessen Kalkgehalt bei der Diagenese der Schicht hauptsächlich zunächst in den Linsen-artigen Flecken sich zusammengezogen hat; des letzteren Raumeinnahme wurde später zum Teil durch organische Substanz von außen her ersetzt. Aus den Gesteinen „tuffartiger“ Zusammensetzung muß dieses Vorkommen ausgeschieden werden.

Wenn hier also die bräunliche, bituminöse organische Substanz von außen in die Lücken des ausgelaugten Kalzits eingedrungen ist, so scheint das nicht für die kleinen bituminösen Teilchen des in Zeitschr. für prakt. Geologie 1905 S. 338 näher untersuchten dichten Kalkes von Bergen zu gelten, der auf seinen Klufflächen mit Kalkspat einen dünnen Belag verdickten Petroleums enthält; sie waren in einem Dünnschliff im Gesteinskörper selbst ganz unsichtbar; vielleicht stammen die großen Flocken davon bei Auflösung dieses Gesteins in Salzsäure auch aus kleinen makroskopisch nicht deutlichen Spältchen und nicht aus dem Gesteinskörper.

Über das Feingefüge und die Kleinfaua der Kieselkalke, Folgerungen.

C. W. v. GÜMBEL hat in verschiedensten Kalken des Flyschs zuerst Spongiennadeln und bei Ohlstadt rundliche Kieselkörperchen nachgewiesen, welche auch sonst in Schwammskeletten auftreten und Radiolarien-artige Formen haben, auch spricht er von in Kalk umgewandelten Nadeln (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1880). Über solche Spongiennadeln und ihre Kieselskeletteigenheiten in Kalken der Kieselkalkregion habe ich in Zeitschr. für praktische Geologie, XIII 1905, S. 33 einiges Ergänzende veröffentlicht; dann besonders im Geogn. Jahresh. 1916/17 und 1918 über das Auftreten von Achat-artigem Feingefüge von Chalzedon und Quarzin in fossilen Schwammnadeln und ihnen strukturell anzuschließenden kleinen Körperchen in kalkig-kieseligen Flyschgesteinen S. 18—22, Taf. 5, 6 und 14. Die Seite 21 l. c. genannte in ihren Kieselsäure- und Karbonatwanderungen behandelte Kieselkalkbank habe ich in Schliersee in dem Bruch an dem Kalkgraben im SO. von Hausham gesammelt.

Von Teisenberg habe ich zwei Proben mikroskopisch untersucht. Die eine Probe ist von einem glasig brechenden, völlig frisch aussehenden, im Bruch dunkelgrauen Kalkhornstein nördlich der Stoißer Alp, welcher eine gelbliche Entkalkungskruste besitzt, nicht stark mit Säure braust und auf einer Schubfläche einen Absatz von Opal zeigt. Unter dem Mikroskop erkennt man einen fast gleichmäßig verteilten sehr feinkörnigen Karbonatgehalt und daneben nicht gerade häufige, jedoch auch überall ausgestreut etwas größere, rings gut ausgebildete Karbonathomboederchen,

¹⁾ Dr. SPENGLER hat diese Masse untersucht und berichtet: „Die Schwarzfärbung ist auf organische Substanz zurückzuführen, da das Pulver durch Glühen hellgrau wird und nach dem Entweichen von 0,56% Wasser bei 105° C. einen Glühverlust von 5,47% erleidet. Rückstand in konz. Salzsäure nahezu unlöslich, kalkfrei.“

wie ich sie von Schliersee l. c. 1918, S. 21 auch beobachtete; außerdem sind sehr wenig Quarzsplitterkörnchen und wenig Glimmer, wie auch in der Schlierseer Kalkhornsteinbank enthalten. Daneben treten häufig nadelförmige im Querschnitt rundliche Gebilde auf in Hülle und Röhrenhölzung aus faseriger Kieselsäure (Quarzin). Weiters sind nicht selten die meist viel dickeren bohnenförmigen Körperchen, welche ich von Schliersee und Bergen beschrieb und 1918 l. c. Fig. 5—6 Taf. II abbildete, mit deutlicher Kieselhülle und rundlich bis kreisförmig geschichteter Kieselfüllung, von einem Ausgangspunkt ihres Umfangs ausgehend.

Über die bohnenförmigen Körperchen sei nachstehendes hervorgehoben; v. ZITTEL bildet sie im Handbuch der Paläontologie als „Walzen“ aus der oberen Kreide von Haldem (Bd. I, S. 135, Fig. 57, 10—13) ab.

Außerdem bildet ZITTEL diese Körperchen in seiner Beschreibung von *Coeloptychium* (Abhandl. d. bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Klasse VII. 1876 Taf. IV, Fig. 51—60) ab; er betont S. 40, daß sie sich mit walzenähnlichen Körpern vergesellschaftet in den Falten des Schwammkörpers erhalten finden. Es sind wohl die in der Spongienliteratur (z. B. ORTMANN N. J. f. Min. 1912 II) sogen. Raxe.

Durch das Entgegenkommen des Konservators Herrn Prof. BROILI war es mir möglich, die Originalpräparate v. ZITTELS zu besichtigen. In Form und Größe entsprechen die bohnenförmigen Körperchen den oben erwähnten vollständig; sie bestehen dagegen aus amorpher Kieselsäure, nur bei einem der Körperchen fand ich den Kern gegenüber einer dünnen Hülle schwach doppelbrechend; sonst war ein gleichmäßig amorpher und massiver Körper vorhanden; es ist aber kein Zweifel, daß ein völlig ursprüngliches Verhalten der Kieselsäure nicht mehr vorliegt, das Gefüge ist körnig geworden, ebenso das der noch mit dem Kanal versehenen Spongiennadeln, welche übrigens auch ihre Füllung teilweise verloren, d. h. mit Opal erfüllt sind. Die alpinen Funde ließen keinen Zweifel übrig, daß diese kugeligen Körperchen auch eine Höhlung mit verhältnismäßig geringer Hülle besessen haben, welche durchaus hell ist, während die häufig geschichtete Füllung in auffallendem und durchfallendem Lichte sich als stark opalhaltig erweist.¹⁾ Daneben finden sich auch Kieselnadeln mit beginnender Karbonatfüllung in der Hülle und Kalzitnadeln ohne deutliche Hülle. Die Verkieselung hält sich überall an die dichtgesammelten Nadelreste und ist ziemlich vorwiegend.

Die zweite Bankprobe aus dem Teisenberggebiet ist im Achenal gesammelt; sie hat den Bruch einer spröden Kieselkalkbank, braust aber sehr stark und sieht etwas verwittert aus; die Quarzkörnchen sind etwas zahlreicher, man trifft etwas mehr Glimmer und Glaukonit; auch finden sich etwas mehr Foraminiferen und Crinoidenstiel-Bruchstückchen, welche eigentlich nirgends ganz fehlen. Vereinzelt sind Kieselnadeln mit Kalk- und Kieselfüllung des meist erweiterten Kanals, überwiegend aber die verkalkten nadelartigen Gebilde mit nur selten noch annähernd deutlicher Hülle; auch „Bohnen“körperchen ohne Hülle sind erkenntlich; es ist hier in der Mitte dieser Bank das Verhalten der Kalzitisierung der Kieselnadeln deutlich, welches ich bei der Schlierseer Bank nur gegen die äußere Grenzregion beobachtete, während die Mittelregion völlig dem oben beschriebenen Feingefüge der Stoißer Alm-Bank

¹⁾ Wenn die schöne Schichtung des Innenkörpers eine nachträgliche in einer Opalfüllung darstellt, so kann die Schichtungsursache nur in einem Vorgang gesucht werden, der in die Reihe des von DAUBRÉE beobachteten Schichtungseintritts z. B. in gewöhnlichem Glas gehört. Es ist zu betonen, daß die Körperchen bis auf die milchfarbige Opaltrübung sonst völlig ungefärbt sind und sehr häufig glashell erscheinen; an eine Eisenoxyddiffusion kann nicht gedacht werden.

entspricht. Mit diesen Gesteinsmerkmalen sind die eigentlichen „Kieselkalke“ gekennzeichnet, d. h. die Kalkhornsteine, nicht die feinsandigen Kalksandsteine des Kalkflysches. Von fast einem Dutzend aus dieser Flyschabteilung im Tegernseegebiet stammenden Gesteinen, welche W. FRANK untersuchte und deren Schiffe sich in der geol. Samml. der Landesuntersuchung befinden, sind nur vier keine Kalksandsteine, zwei Schiffe vom Gschwendtnerberg zeigen einen verhältnismäßig quarzarmen Kalk mit rundlichen Kalkmergelknöllchen, die vielleicht als Tubikolenkot oder als Baukörperchen der Röhrenauskleidungen von Tubikolen, d. h. als Fucoiden-„granulationen“ (vergl. Geogn. Jahresh. 1918, XXXI S. 20 — Seitenmitte — von einem Schliff aus dem Flysch von Bergen) anzusehen sind; daneben sind einzelne Foraminiferen und nadelförmige Stäbchen aus Kalzitkörnern, welche sehr wahrscheinlich kalzitisierte Spongiennadeln darstellen. Ein Schliff von der Neureut zeigt einen Kalk mit vereinzelt Quarz- und Feldspatkörnern mit Foraminiferen. Ein Schliff von der Gindelalm zeigt auch vereinzelt Quarzkörnern und die erwähnten nadelförmigen Kalzitkörperchen, welche kalzitisierte Spongiennadeln sind; hier sind auch die charakteristischen rings ausgebildeten Karbonatrhomboëder zu erwähnen.

Ein Gestein aus der Kieselkalkregion des Sulzbergausläufers beim Hof Kaitl zeigt auch als ein Glaukonit- und Quarz-armer Kalk zahlreiche nur auf Kalzitisierung von Spongiennadeln zurückzuführende aus Kalzitkörperchen gebildete, sonst mit keinem Gewebeanzeichen versehene Nadelchen.

Es kann also das von GÜMBEL ausgesprochene Ergebnis mit Bestimmtheit bestätigt werden, daß die eigentlichen Kieselkalke ihren Kieselsäuregehalt vorwiegend Spongiennadeln verdanken; es wurde hervorgehoben, daß dieser in Wanderung begriffen ist, sogar auch gelegentlich Höhlungen von Foraminiferen erfüllt und daß die Nadelkörper in großem Umfang schließlich durch Karbonatkriställchen umgewandelt werden können. Hierher gehören auch die Karbonatpseudomorphosen nach Radiolarien in Fucoidenröhrenhüllen und -füllungen, über welche ich gleich Mitteilung machen will.

Eine gewisse Bestätigung der durch Inoceramenfunde in einem beschränkten Abschnitt des Flyschs begründeten Anschauung des Kreidealters dieses Teiles (Muntigler Sandstein) ist das Auftreten dieser bis jetzt besonders in der germanischen und englischen Oberkreide gefundenen, auffällig gestalteten Kleinkörperchen des Spongienkieselskelets (Mikroskieren) in den die ganze untere Abteilung des Flysches durchsetzenden Hornsteinkalken, in welchen die erwähnten Muntigler Sandsteine nur eine untere Einschaltung bedeuten (vgl. EB. FUGGER, Das Profil des Berghheimer Bruchgebiets S. 63. Stud. und Beob. aus und über Salzburg. 1885).

Bemerkenswerte „Fucoiden“reste im Kalkflysch bei Punschern (Teisendorf) und bei der Obermühle (Leitzachtal).

Im Graben N. von Punschern wurden in weißem Flyschkalk dunkle „Fucoiden“reste gefunden, welche zum Teil rundlich körperlich erhalten, Aussicht boten über den stofflichen Aufbau Feststellungen machen zu lassen. In vieler Hinsicht erinnert ihr Erhaltungszustand an die von mir im Nordapennin (S. Clemente) gesammelten und im Jahrbuch der K. K. Reichsanstalt in Wien beschriebenen und erklärten Gebilde (1909 Bd. 59, S. 616—638 mit Tafel), welche zuerst Gelegenheit gaben, gute Vergleiche mit dem triassischen *Rhizocorallium* zu ziehen und Schlüsse über die sogen. Fucoiden zu folgern, die im Geiste der von TH. FUCHS in Wien

verfochtenen Ansicht lagen; ich habe die Spuren weiter verfolgt im Geogn. Jahresh. XII, 1909, S. 233—266 und in einer Abhandlung mit einer Tafel, welche demnächst in der Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. erscheint und von Wichtigkeit ist hinsichtlich der Zurückweisung der Hypothese, daß *Rhizocorallium* etwas mit den Xenophyophoren (Protozoen) zu tun habe.

Die hier zu besprechenden Einschlüsse sind erstens großröhrige, wie die von S. Clemente l. c. in Taf. XVII, Fig. 2—4 abgebildeten, mit einer deutlichen zusammenhängenden dunkeln Röhrenhülle und einer Füllung, welche mehr, wenn auch nicht ganz dem umgebenden Gestein gleicht oder einer Füllung, welche mehr Feinbestandteile der Röhrenwand enthält. Dann sind Röhren da, in welchen die Röhrenwand aufgelöst erscheint und in Gehängen von größeren dunkeln Schuppen in das Innere hereingerutscht scheinen (vgl. *Squamularia* l. c. Taf. XVII, Fig. 5); endlich sind Röhrcchen viel kleineren Durchmessers vorhanden und ganz dünne Fucoidenverzweigungen von der Art, wie sie im Flysch so häufig sind, dem sogen. *Chondrites intricatus* BRGT.

Die dunkle Farbe hat zweierlei Ursachen; in geringem Umfang ist ein dunkler dichter Ton zu beobachten, welcher an einer Stelle auch aus länglich rundlichen Körnchen (Baukörperchen) besteht, wie diese von den italienischen Vorkommen erwähnt wurden (S. 222 Z. 4); wenn man aber die anderen dunkel körnig erscheinenden Flächen anätzt, erweist es sich schon unter der Lupe, daß die Körnchen Kalkspat sind und die dünne sie verbindende Masse dichter Kalk ist, der grauweißlichgefärbt von den eigentlichen Schichtgesteinskalk sich nicht viel unterscheidet. Dies bestätigt auch der Dünnschliff; die erwähnten Röhrenhüllen bestehen aus dicht gesetzten Kalzitkugelchen und das geringe Bindemittel ist Kalk, der sich unter dem Mikroskop allerdings durch etwas größeres Korn, bräunliche Beimengungen und durch das Auftreten von einzelnen größeren Quarzsplitterchen und vereinzelt Glimmer vom Gestein kräftig abhebt. In den mittleren bis kleineren Röhrcchen treten die Kugelchen noch auf, in den ganz dünnen finden sich bloß Kalzitfragmente und kleinste Quarzsplitterchen; erstere sind zertrümmerte Kugelchen.

Die erwähnten Kugelchen erwecken die höchste Aufmerksamkeit; sie haben zwischen 85 μ und 160 μ Größe; viele scheinen bloß aus kleinen, dicht zusammengewachsenen Kalzitkörnern zu bestehen, andere viele haben eine schmale scharfbegrenzte Kugelhülle im Querschnitt, welche in regelmäßiger Weise durchbrochen ist; bei anderen nicht so häufigen tritt im Flächenbild ein regelmäßiges vieleckiges Porennetz auf, das nach der Peripherie übergänglich in schmalen Band wie eine radiale Reihung annimmt; Porenschalenbruchstücke sind häufiger und lassen eine kugelige Fläche erkennen. Manche von diesen Kugeln haben einseitig oder zweiseitig stachelartig bis pickelhelmartige Fortsetzungen; manche der Körperchen sind überhaupt helmartig. Vereinzelt sind Bruchstücke eines großlückigeren Maschennetzes mit Stachelansätzen. Stachelartige Bruchstücke kommen auch daneben frei vor. Obwohl Ähnlichkeiten bestehen, ist es durchaus kein recht typisches Crinoiden-Hartgewebe, besonders sind bei solcher Kleinheit einheitlich auslöschende Kugelchen sehr selten; auch für Diatomeen fehlen typische Netzgestaltungen, besonders sehe ich nur Kreisformen und nicht die hier notwendig daneben nachzuweisenden rechteckigen Scheibenquerschnitte; ich glaube daher, daß man es mit Radiolarien zu tun hat.

Das Auffällige an diesen Skelettkugeln ist, daß sie aus Kalkspat bestehen; es ist aber außerordentlich häufig, daß das Skelettgefüge in Übergängen zu einer sonst gefügelosen Kugel von Kalzitkörnchen besteht und das Gitterbild nur selten

noch recht deutlich ist, daß also sehr wahrscheinlich nach diesen Anzeichen eine Umwandlung (eines Kiesel skeletts) in Kalzit vor sich gegangen sein kann, wie dies in den Kieselkalken des Flyschs für die Schwammnadeln und sonst auch für Kiesel schwämme anderer Herkunft vielfach bekannt und nachgewiesen ist.

Das Gestein selbst ist immer ein sehr feinkörniger und dichter Kalk im Gegensatz zu dem etwas mehr körnigen Gefüge der Röhrenhülle, in ihm kommen ganz vereinzelt auch die Radiolarien ähnlichen Körperchen in gleicher Erhaltungsart vor; in der Röhrenfüllung aus Gesteinskalk sind die Kügelchen etwas zahlreicher.

Es läßt sich also vom Standpunkt der Tubicolen ableitung der „Fucoiden“ folgendes aussagen: Die Röhrenbohrenden und -bewohnenden Tubicolen haben während des Wachstums der Schicht in ihr gelebt; sie waren zu einer gewissen Sicherung ihrer Wohnröhre gezwungen; eine tonige durch organische Klebstoffe geschaffene und zusammengehaltene Auskleidung der Röhrenwand, wie dies sonst bei den sogen. Fucoiden der Fall wäre, konnte nur in geringem Umfang stattfinden; es standen nur am Boden in der Nähe der Röhre in allerdings auffälliger Weise sich anhäufenden Skelettkügelchen zur Verfügung, welche entweder in zusammenhängendem Belag an die Wände angestrichen wurden oder in einzelnen für sich schon etwas gefesteten Bröckchen mit einzelnen Quarzsplittern zur Verwendung kamen.

Ganz genau die gleichen Kalke mit nur scheinbar dunkeln Fucoidenfüllungen fand ich 1912 bei der Obermühle im Leitzachtal in einem Flyschkalkbruch nahe der nördlichen Liegendgrenze des Flyschberges; sie sind zum Teil nur etwas graulich gefärbt, wie dies übrigens auch bei Punschern der Fall ist; auch die gleichen röhri gen größeren „Fucoiden“arten kommen neben den kleinen verzweigten vor. Die Füllung der Röhren besteht ebenfalls lediglich aus den gleichen Kügelchen, wie sie oben beschrieben sind; gut erhaltene Gitterkügelchen sind hier etwas seltener; die Kalzitisierung ist etwas stärker vorgeschritten, auch Kugeltrümmerchen werden verwendet, besonders bei den schmälere n verzweigten Röhren, woselbst kleinere Kügelchen nicht fehlen; neben den Kügelchen sind auch helm förmige vorhanden und vereinzelt größere Nadeln mit noch deutlicher Achsenhohlung. Tonige Stoffe kamen bei der Auskleidung und Ausfüllung der Röhren nicht oder nur in kleinen streifigen Fetzen zur Verwendung. Auch hier enthält das Gestein selbst die gleichen Kügelchen aber noch etwas seltener wie bei Punschern.¹⁾

Die zwischen dunkeln und hellen Mergelkalken liegenden blätterigen Schiefer tone enthalten gar keine organischen Reste außer kohligen Teilchen; sie bestehen aus ganz außerordentlich kleinen tonigen Feinschüppchen und Quarzsplitterchen, welche noch sehr klein aber immerhin beträchtlich größer als jene sind; daneben sieht man auch wenig größere Glimmerstreifen; das Ganze trotz der Größenunterschiede in sehr gleichmäßiger Verteilung [vgl. Analyse¹⁾].

¹⁾ Diese Flyschkalke wurden damals noch von Dr. AD. SCHWAGER chemisch untersucht, dunklere (I) und hellere Abart (II) mit einer Probe der schwach eingeschalteten Schiefer. Al_2O_3 0,93% (II 3,76); $CaCO_3$ 78,87% (II 79,44); $MgCO_3$ 1,13% (II 0,96); SiO_2 18,46% (II 14,40); TiO_2 0,09% (II 0,11); FeO 0,54% (II 0,64); MnO_2 0,11 (II 0,09); Alkalien 0,30% (II 0,64); Org., H_2O — (II 0,37); Kalkerde 44,17% (II 44,48); Bittererde 0,54% (II 0,46); diese Flyschkalke sind Zementsteinen von Marienstein mit 44,87% Kalkerde, 0,63% Bittererde, 11,98% Kieselerde, 0,03% Titansäure, 4,10% Tonerde, 0,86% Eisenoxyd, 36,14% Kohlensäure u. s. w. (vgl. Geogn. Jahresh. 1894 S. 82) sehr nahe vergleichbar. Die von der Obermühle erwähnten Schiefertone zwischen den Kalken enthalten: Al_2O_3 8,80%, $CaCO_3$ 36,93%, $MgCO_3$ 2,69%, SiO_2 43,20%; FeO 2,72%. MnO_2 0,04%, Org. und H_2O 2,96%, Feuchtigkeit bis 100° 1,92%.

Es liegt nahe, bei diesen dem Vorkommen im Gestein an Zahl nicht entsprechenden Anhäufungen von Skelettkügelchen an die in Kopolithen sich anreichernden unlöslichen Reste der Verdauung zu denken, welche eben von denselben Tubikolen herkommen würden; es wären das ebenso Anhäufungen mechanischer Art, wie ich solche chemischer Art für den in den Tubikolenröhren des Schaumkalkes und den Rhizocorallien von Unterfranken etc. sich anreichernden Zölestin (Geogn. Jahresh. XXII S. 135—136) in Hinsicht auf den Nachweis von Strontium bei dem lebenden *Fucus* angenommen habe. Einen ähnlichen Weg beschreitet in neuerer Zeit KALKOWSKY (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1921 S. 23); er weist darauf hin, daß es Radiolarien (Acantharien) gibt, deren Skelett wesentlich aus Strontiumsulfat besteht; wäre hier im Jenensischen *Rhizocoralliumdolomit* nicht ebenso an eine Darmkonzentration als Vorstufe des späteren Mineralvorkommens zu denken, wie etwa auch in den „Fucoiden“ mergeln der Nierentalschichten von Marienstein (vgl. v. AMMON in Geogn. Jahresh. 1894 VII S. 100), wenn wir wahrscheinlich machen können, daß in dem Flyschkalke von Punschern-Teisendorf auch aus Radiolarien bestehender Tubicolenkot zu *Rhizocorallium*-ähnlichen Röhrenwandbauten verwendet wird?

Schichten mit Wickelungsaufbau.

Diese eigenartige, in der unteren Flyschabteilung nicht seltene Erscheinung habe ich in Geogn. Jahresh. 1909 S. 116—122 als ausgleichende Faltung von in Böschungslagerung abgesetzten Schichten oder als Böschungswickelungen bezeichnet, welche entweder bei nachlassendem seitlichen Druck auf die Böschungsfläche oder bei vermehrtem Druck auf die wagrechte Oberfläche der Schicht dann in Wirkung tritt, wenn schon schlierige Erhärtungen eine gleichmäßige fließende Bewegung aus einer größeren Höhenlage in eine verflachte und verbreiterte Ruhelage verhindert, so daß in einer noch innerlich nicht völlig dicht gelagerten und zusammengeessenen Schicht unter Verminderung der inneren Undichtigkeiten und Auspressung von flüssigen bzw. noch leichtbeweglichen Zwischenfüllungen nach rückwärts, aufwärts und wieder vorwärts gerichtete Bewegungen: Wickelungen und Überfältelungen der Masse an sich möglich sind. Ein ganz ähnliches Bild der endlichen Raumeinnahme muß eintreten, wenn eine Mineralsubstanz, z. B. wie Anhydrit, unter Wasseraufnahme bei der Umwandlung in Gips unterirdisch d. h. unter bestehenden allseitigen Raumeinschränkungen bei Volumenzunahme sich auf einen geringen Raum einrichten und etwa vorhandene Undichtigkeiten im Innern des Schichtkörpers ausnutzen muß. Ich habe mir die Möglichkeit dieser Erklärung auch vorgelegt, als ich über beobachtete Faltungen bei einer gefolgerten Umwandlung von gelartigem oder vateritischem Kalkkarbonat in Kalzit berichtete¹⁾ und Schichtenstehungs- und Umwandlungsvorgänge erklärende Ausführungen machte. Bei der in Rede stehenden Fältelung könnte es sich höchstens oder vornehmlich um raumeingeengte Umwandlung von aragonitischen in kalzitische Ausfällungen des Kalkkarbonats handeln, wobei also eine größere Rauminanspruchnahme eine gekröseartige Ineinandernetzung verursachen würde. Wenn zwar derartige Wickelungsbildungen auch in eigentlichen Kalken (Wellenkalk, Jurakalk) beobachtet sind, so treten sie aber in gleichem Maß und in höherem Umfang in den verschiedensten auch ursprünglich kalkarmen und kalkfreien feinkörnigen Sand- und Ton-Sandabsätzen auf, so daß an die erwähnte mineral-chemische Ursache der Fältelung nicht gedacht werden kann. Was insbesondere die Flyschkieselkalke betrifft, so sind zwar höchst bemerkenswerte

¹⁾ Zentralblatt f. Min. etc. 1920 S. 237.

mineralchemische Umwandlungen im Kalk- und Kieselsäurebestand des Schichtkörpers beobachtet, aber auch in hohem Maße in solchen Bänken, in welchen eine gekröseartige Wicklung nicht auftritt. Auffällig ist, daß die Flyschfucoidenkalke nichts Derartiges zeigen, vielleicht eben, weil sie sohlflächig und nicht böschungsmäßig zum Absatz kamen, während dies für die Kieselkalke und Kalksandsteine in Massenanschwemmung nicht gilt.

Ich bin auf diese Tatsache hier deswegen eingegangen, weil ich glaube, daß der untere Flysch unter jenen Anschwemmungen entstanden ist, welche bei ständiger Senkung des Meeresgrundes als Folge von Bodenströmungen angesehen werden können. Mit derartigen Senkungen sind nach meinen Ausführungen über Tatsachen im niederbayerischen Tertiär (Obermiozän) nicht nur verhältnismäßig große Schichtmächtigkeiten verbunden, sondern auch große Gleichmäßigkeit und Feinkörnigkeit der Schichtzusammensetzung ebenso wie eine verhältnismäßige Verarmung und Eintönigkeit an Faunenbestandteilen, endlich eine stellenweise häufige Wicklungserscheinung und in der Tiefe eine Aufrichtung von älteren Schichtverbänden, während die jüngeren eine ganz flache Neigung besitzen (Geogn. Jahresh. 1918/19S. 115).

Über Granitblöcke von Achtal.

Hinter den Werkgebäuden von Achtal sind auf der linken Seite der Ach im steil aufsteigenden Diluvialgelände an einem kleinen Steig aufwärts einige größere Klötze von Granit aufgeschlossen und zwar in mehrere Meter Breite und Höhe, welche von Moränenschutt bedeckt sind. Diese Klötze haben mich früher schon wegen ihrer Größe — einer ragt mit 10 m Länge und 4 m Höhe aus dem Boden heraus, ein anderer davon 3 m entfernter mit 3 m Breite und 3 m Höhe — stutzig gemacht, besonders da sie nach vorne zu noch abgesprengt scheinen; sie liegen ganz in der Nähe des westlichsten Aufschlusses in den Achtaler Sandsteinen, die oben erwähnten engstens an diese angelagert, zeigen aber keine deutlich aufgeschlossenen Beziehungen hierzu. Weil sie nun auch in dem verbreiteten Moränen-Niederbereich südlich von Achtal und nördlich vom steilen Teisenberghang zerstreut, in dem oberen Tal nach der Rollbrücke zu reichlich vorkommen und in großen Quadern in den Werkmauern eingemauert sind,¹⁾ rechnete ich die Vorkommen dieser höchst merkwürdigen Großblöcke als diluviale Erratica, wiewohl mir auffiel, daß sie in den eigentlichen und guten Diluvialaufschlüssen zu fehlen schienen. Was mir ihre Zurechnung zum Diluv noch zuerst erschwerte, das war die Tatsache, daß sie eine eigene Zerklüftung zu haben scheinen. Erratische Blöcke haben eine solche meist nicht, da sie auf ihrem weiten Wege in ihre wenn auch riesigen Kluffeinheiten zerfallen oder zerdrückt werden und schließlich atomische Härteindividuen darstellen, welche eher in Staub und knollige Massen verwittern und zerfallen, als regelmäßige Zerklüftung in sonst gesundem Gesteinskerne zeigen.

Die Bedenken gegen die diluviale Natur dieser Brocken wurden etwas bestärkt, nachdem mir 1912 klar geworden ist, welche ausnahmsweise bedeutungsvolle tektonische Stelle gerade die östliche Grenze der Kressenbergflözmassen gegenüber dem östlich anstoßenden Flysch-(Achtaler Sandstein-)Gebiet besitzt, woselbst sehr wohl in Begleitung mit einer tiefgehenden Abspaltung und allmählicher Emporschiebung auch noch Reste tiefliegender Formationen als besonders wider-

¹⁾ Es wurde bei den Erweiterungsbauten des Werkes der Berghang ausgeräumt, wobei Granitblöcke, wie ich in Erfahrung brachte, ausgesprengt werden mußten; zu Dutzenden wurden diese Blöcke in den Stützmauern der Hinterwand des Werks eingemauert.

standsfähige Ausbruchs- und Verschleppungszeugen auftreten können. Der Vergleich mit den auch größere Blöcke von Granit enthaltenden Eschbannhauser Konglomeraten und mit den eingeklemmten Schollen an der Basis der Allgäuer Schubmasse bei Oberstdorf und im Rettenschwanger Tal liegt nahe.

Solche Vorkommen von isolierten Klippen-artigen Gebilden in den östlichen Ostalpen hat in jüngerer Zeit G. GEYER (Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanstalt 1904 Nr. 17 und 18) bei Gelegenheit der Deutung der Granitklippe im Pechgraben bei Weyer besprochen und hierbei auch auf eine alte vergessene Abhandlung v. HAUERS, Über die Eozängebilde im Erzherzogtum Österreich und in Salzburg im Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 9. Jahrg. 1858 wieder die Aufmerksamkeit gelenkt.

Unter einer Anzahl von solchen Vorkommen von Granit, Granitit und Gneis zwischen Wien und Salzburg finde ich nun auch S. 110 als letztes das Vorkommen von Achtal O. von Salzburg erwähnt und dabei eine petrographische Diagnose von HOCHSTÄTTER angeführt.— Zwei untersuchte Gesteine werden als Varietäten des Granitits nach G. ROSE bezeichnet, „scheinen jedoch nur untergeordneten gang- oder stockförmigen Vorkommnissen anzugehören“. Sie werden von HOCHSTÄTTER nicht zu alpinen Gesteinen gerechnet, „dagegen finden sie sich im Urgebirgsgebiete von Nieder- und Oberösterreich, im Böhmerwald und im Mährisch-böhmischen Grenzgebirge; besonders werden die Gesteine von Achtal mit jenen von Heubern SW. Meissau verglichen“.

Ich möchte betonen, daß diese heute noch weißlich grauen Gesteine mir wesentlich von jenen viel häufiger etwas rötlichen Graniteinschlüssen verschieden scheinen, welche als rot gefärbte Granite in den Konglomeraten der cretazischen Sandsteine (Eschbannhausen) eingebettet wurden und seit dieser Zeit in diesem ihrem Aussehen offenbar keine Veränderung erlitten haben. Freilich kommen hiermit auch einzelne graue Granitgeschiebe vor, treten aber sehr zurück. Das Auffällige an diesen auf verhältnismäßig geringe Raumbeschränkung sehr zahlreichen, zum Teil sehr großen Brocken ist, daß sie alle einheitlich einem unter den erratischen Blöcken etwas selteneren Typus von Granit angehören, einem hellen, grauen und leicht rötlichen Typus mit großen scheinbar fluidal gelagerten Feldspäten, daß große und kleine Brocken von den sonst so häufigen Hornblendegesteinen, die als härteste Festigkeitskerne der beim Transport in ihren weichen Umschalungen zerriebenen Blöcke so außerordentlich widerstandsfähig sind und in den guten Diluvialaufschlüssen der Gegend in kleineren Brocken durchaus nicht fehlen, mit diesen Graniten nicht vergesellschaftet sind, während man gerade hier die lebhafteste Vermischung der Geschiebetypen zu erwarten hätte.

Daß diese Brocken durch Gletscherwirkungen auch etwas zerstreut erscheinen, das ist wohl kein Zweifel; befindet sich doch auch unmittelbar westlich von der Hauptverbreitung der Blöcke bei Achtal im rechten Talhang talaufwärts ein großer Aufschluß in einer nach NW. zu deltaartig aufgeschütteten gewaltigen Geschiebemasse eines sich zurückziehenden Gletschers, wobei zu beachten ist, daß man sich hier an einem Schutz- und Schattenpunkt der Bewegungen auf der Nordseite des hohen Teisenbergs befindet. Die Achtaler Blöcke liegen aber nur wenig abseits von der Stoßrichtung des am Westhang des Teisenbergs angelagerten und gerichteten Gletscherarm Piding-Anger-Höglwört-Oberteisendorf und könnten hier als Seitenmoränenreste der älteren Vergletscherung (Rißgletscher) von der jüngeren zusammengeschoben betrachtet werden.

Ein großer weißlicher Granitblock ist nordöstlich von Höglwört im Bereich der südlichsten Nierentalschichten in dem Tälchen, welches von Ramsau südlich

nach Loital emporführt gelegen (*) und zum Teil schon abgesprengt worden. Dieser Block scheint ein diluvial verschleppter Zentralalpiner zu sein, liegt auch völlig in jener Gletscherbahn. Derartige Brocken machen auch die Deutung der Achtaler Granite als Verschiebungshärtlinge, zu welcher Anschauung ich mich in meinem Vortrag vor der Münch. Geol. Vereinigung im Jahre 1914 viel rückhaltloser bekannt habe, wieder etwas zweifelhaft. Sie konnten aus SSO. kommend an dem eine starre Stauwand bildenden Gierstling-Neunkircher Höhenzug sich angehäuft haben und vielleicht mit den oben S. 206¹⁾ erwähnten Großbrocken von Braun-Jura Gesteinen im S. und W. von Teisendorf zusammengehalten und dabei bedacht werden, daß die diluvialen Wirkungen den zweiten nördlichen Flyschzug an Höhe recht bedeutend zu einer verhältnismäßig niedrigen Vorstufe des Teisenberg herabgemindert haben.

Das Diluvium zwischen Staufen und Teisenberg.

Von Dr. Ludwig Simon, München-Starnberg.

Die diluvialen Ablagerungen im Teisenberggebiet entstammen teils dem aus dem Saalachtal vordringenden inneralpinen Eise, das zur Würmeiszeit einerseits den Inzeller Kessel erfüllte, anderseits auf der Ost- und Nordseite sich durch die Angerer Talung bis zum Neunkirchener Sattel vorschob, während die Reißmoränen noch weiter bis zur Traun reichen, teils einer ausgedehnten Lokalvergletscherung, die in den Nordhängen des Staufenzuges wurzelte.

Der Teisenberg selbst trug unbedeutende Firnflecke, nur bei der Stoißer Alm ist eine deutliche Karnische in O.-Exposition ausgebildet, deren einstige Gletscherbearbeitung gerundete Flyschrippen sowie eine undeutlich kuppig aufgelöste Endmoräne aus splitterigem Flyschschutt am Karbodenrand bei der Unteren Stoißer Alm bezeugen.

Das Material der Talgletschermoränen besteht in den oberen Teilen fast ausschließlich aus Triasgesteinen des Staufens und aus Flysch; erst gegen den Fuß der Gehänge zu mehren sich die zentralalpinen Geschiebe, da beim Schwinden des Gletschers das lokale Eis vom Staufen nicht mehr mit dem Talgletscher zusammenhing.

Im Osten sammelten sich diese lokalen Komponenten aus dem kleinen Kar der Hokeralpe und dem geräumigen Kessel zwischen Hoch- und Mittelstauen im Leitengraben, dessen oberster Grund bei der Koch- und Steineralm eine Reihe lokaler Rückzugsmoränen birgt.

Bei P. 901 nördlich der Schweineckhütte ist eine Seitenmoränenbildung aus großen Triaskalkblöcken erhalten und durch den Dunkelgraben aufgeschlossen.

Der obere Abschnitt des Aufhamer Grabens enthält drei Endmoränen: die äußerste bildet den Sattelrücken gegen Adlgaß bei P. 946, die zweite, aufgelöst in einzelne niedere Triaskalkhügel, zieht von der Sonnleitendiensthütte im Bogen gegen SO. und riegelt die Stauebene der „Melkstatt“ ab, die dritte, 1 km östlich des Sattels, quert fast geradlinig mit 70 m hohem talaus gewandtem Steilabfall das Tal und ist durch den Bach im nördlichen Teil bis auf die Flyschunterlage durchsägt und gut aufgeschlossen.

Eine kräftige und sehr augenfällige Endmoräne buchtet sich ins Stoißer Achenal. Sie setzt in ca. 880 m Höhe vom stumpfen Nordende der Sonnleite ab, zieht über die Fürmannschneide und über P. 861 westlich umbiegend setzt sie

sich jenseits der Ache als scharfer Rücken fort, um über P. 859 wieder nordwärts gewendet bei Neuhaus scharf abzuschneiden; mehrere Wegeinschnitte und erratische Blöcke erweisen ihre Natur. Ihre Außenseite bricht gegen die Ache in mächtigen Rutschungen ab. Sie zwang dieselbe zu einem epigenetischen Ausbiegen nach Süden und staute in der Weitung von Kohlhäusl einen See, für dessen einstige Anwesenheit ein kleines Moorplanum unterhalb des Adlgasser Sträbleins sowie neuerdings bei Anlage eines Holzweges etwa 100 m westlich Kohlhäusl erschlossene Bändertone und sublakustre Flyschschutthalden zeugen.

Rückzugsmarken sind erhalten in dem vom Fürmannhof gegen Röhrenbach hinabsteigenden Moränenrücken und am Teisenberghang in Terrassen- und Moränenresten bei Hochöd, Rutz, Göttenau, Fallbacher, Haft und Domwieser. An die unterste Böschung lehnt sich westlich Dornach und Hütten die aus dem Achentale stammende Holzhausener Randterrasse, welche im Osten an die altdiluviale Nagelfluhinsel von Anger anstößt.

Den Gehängefuß längs der Angerer Talung begleitet ein aus glazialen und fluviatilen Material kompliziert zusammengesetztes „Mittelgebirge“, das weiter nördlich in die mächtige spätdiluviale Talverbauung von Höglwörth übergeht.

Der Lokalglatscher aus dem erwähnten östlichen Staufenkar hat den Hang des Großwaldes mit Triaskalkblöcken überschüttet und unterhalb P. 1100 einen schönen Moränenbogen zurückgelassen; ein weiterer riegelt zwischen Gaisstein und Hendelbergsschneide den rückgetieften Karboden ab.

Das Roßkar zwischen Mittelstaufer und Zwiesel aber entsandte eine bemerkenswerte Gletscherzunge bis hart vor Adlgaß, die das meines Wissens schönste Lokalendmoränenfeld unserer bayerischen Berge zurückließ und im innersten Winkel des von mehreren markanten Wällen mit mächtigen Kalkblöcken umschlossenen Zungenbeckens den von kräftigen Grundquellen gespeisten Frillensee birgt.

Die fluviatilen Sedimente stauten sich in der engen Talfurche von Adlgaß hinter der Endmoräne des Inzeller Gletschers, welche unterhalb P. 773 das Tal quert.

Sie schließt südöstlich Einsiedeln an dem Hang unter den Zwieselwänden und begleitet den Fuß des Teisenbergkopfes in Richtung Pommern, Klaffeln, Holzen bis zu ihrem distalen Scheitel bei Thurn, wo sie südwärts am Ostfuß der Sulzbergsschneid — vom Forschbach größtenteils zerstört — zum Gebirgstor zwischen Kienberg und Falkenstein zurücklenkt. Nach Norden zu entsendet sie ein Niederterrassenfeld ins Rottrauntal.

Gegen das Beckeninnere folgen amphitheatralisch die Rückzugsmoränen bei Einsiedeln, Kappel, Sterr und Breitmoos. Der innerste Beckengrund barg noch lange einen „toten“ Eisrest, an dessen Flanken sich die charakteristischen Randterrassenfelder von Sulzbach und Bichel lehnten. Später trat an dessen Stelle der heute verschwundene Inzeller See, in den bei Inzell und Niederachen jüngere Schotterterrassen eingeschwemmt wurden, während seine Sohle ein ausgedehntes Torflager trägt.

Vorstehende Skizze bildet einen gedrängten Ausschnitt aus glazialgeologischen Einzelforschungen des Verfassers im bayerischen Gebietsteil des diluvialen Salzachgletschers.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE

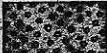
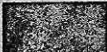
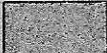
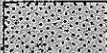
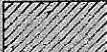
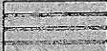


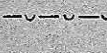
des

Teisenbergs u. Sulzbergs

nach den Begehungen der Bergprakt. Herm. Berchtold (1906) u. Ernst Mang (1907)
und eigenen Beobachtungen bei Einführung der Genannten zusammengestellt von

Dr. O. M. REIS.

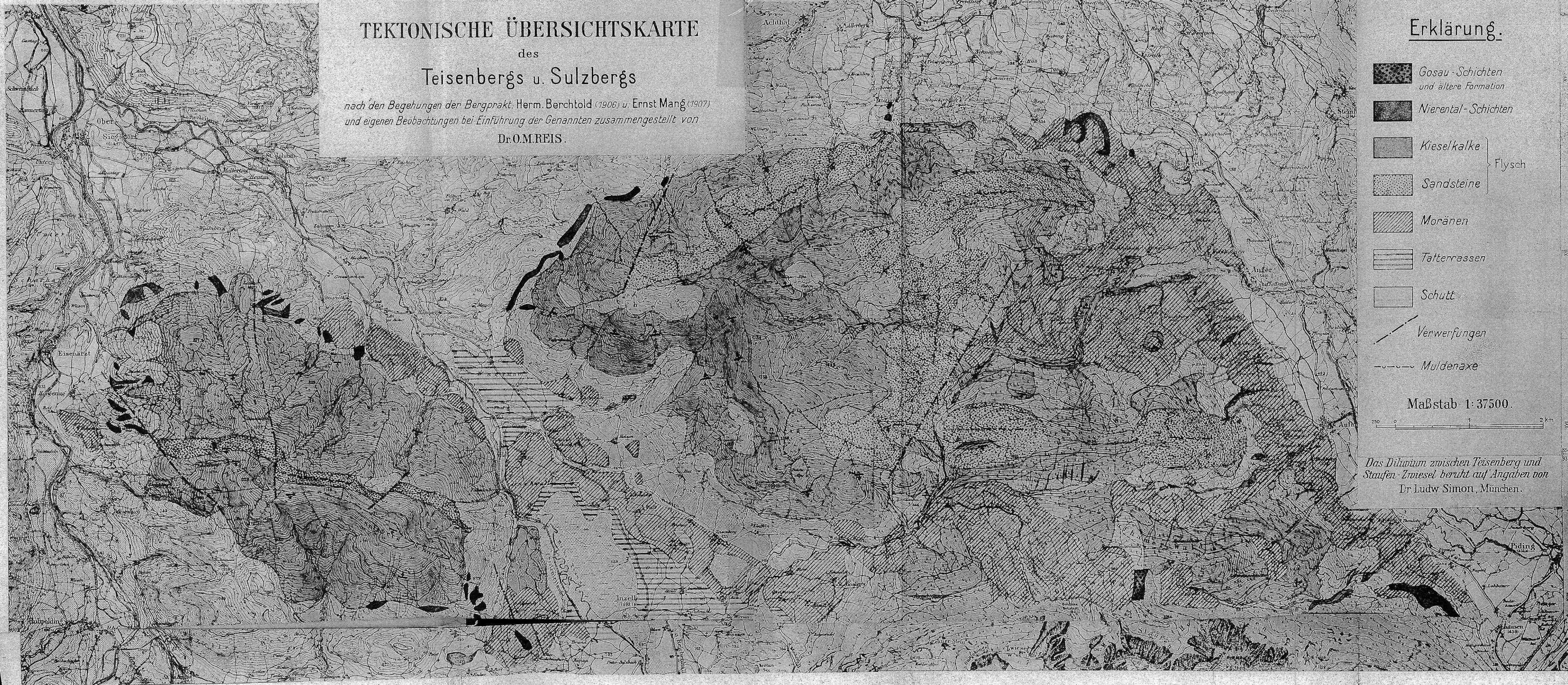
Erklärung.

-  Gosau-Schichten
und ältere Formation
-  Nierental-Schichten
-  Kieselkalke
-  Sandsteine
-  Moränen
-  Talterrassen
-  Schutt
-  Verwerfungen
-  Muldenaxe

Maßstab 1: 37500.



Das Diliwium zwischen Teisenberg und
Staufen-Zwiesel beruht auf Angaben von
Dr. Ludw. Simon, München.



Übersicht

über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamtes im Jahre 1920.

1. Stand der Feldaufnahme.

Es wurden keine eigentlichen Aufnahmsarbeiten zu Karten 1:25 000 durchgeführt.

Die Besichtigungen und Begehungen beschränkten sich auf geforderte Gutachten und Berichte, sowie auf die zur Ausarbeitung des Werks über die Bodenschätze Bayerns notwendigen zahlreichen Revisionen.

2. Veröffentlichungen.

Das Jahresheft 1916/17 wurde veröffentlicht. Es enthält den II. Teil einer Abhandlung über die Achate, deren wichtigstes Material bei der Aufnahme der Rheinpfalz gesammelt wurde und deren Untersuchung nicht nur im engsten Zusammenhang mit der Untersuchung der Erzgänge in den gleichen Gesteinen der Rheinpfalz geführt wurde, sondern auch allgemeine Ergebnisse über die ältesten Vorgänge in diesen hauptsächlich erzführenden und erzbringenden Eruptivgesteinen zu schaffen suchte. Die mikroskopische Untersuchung ist von bedeutenden Lagerstättenlehrern als ein wichtiges Mittel zur Beurteilung für die Erzwanderung und -Anreicherung angewendet. Man könnte hier fast sagen, was in den Eruptivgesteinen der Pfalz nicht Achat geworden ist, das ist Eisenerzgang geworden.

Eine Abhandlung von Dr. KOEHNE ist schon 1915 gedruckt, eine Abhandlung von Dr. REIS über Asphalt 1916, von Dr. BROHL 1917 und die Aufwendungen für die Tafeln sind zwischen 1915 und anfangs 1918 (der II. Teil der Achatarbeit im Jahre 1918 und anfangs 1919) den damaligen Etats zuzurechnen; die kleinen Abhandlungen von Dr. SCHLAGINTWEIT und von Dr. L. v. AMMON sind ebenfalls 1918 gesetzt (vgl. hierzu Bericht 1918/19).

3. Sonstige Veröffentlichungen.

- Dr. O. M. REIS: „Über die Rolle des Vaterits und gallertigen Kalkkarbonats bei der Erhärtung der Sediment-Kalke“, Centralbl. f. Min. 1920 Nr. 15 und 16.
- Dr. MATTH. SCHUSTER: „Die landwirtschaftliche Ausnutzung der bayerischen Rhön.“ Naturw. Zeitschr. f. Forst- u. Landw. 1920 Heft 1 u. 2. — „Wie soll der Land- und Forstwirt geologische Karten lesen?“ Zeitschr. f. Forst- u. Landwirtschaft 18. Jahrg. 1920. — „Wesen und Zweck der geologischen Kartierung.“ Natur u. Kultur 1920 S. 338—344.
- Dr. H. NIKLAS: 1. „Die Wichtigkeit der Bodenuntersuchung für den kleinbäuerlichen Wirtschafter.“ Kalender des landwirtschaftlichen Vereins in Bayern 1920. — 2. „Die Verbreitung der schweren und leichten Böden.“ Mit 1 Übersichtskarte. Zeitschrift des Statist. Landesamts 1920, Heft 1. — 3. „Angewandte Bodenkunde und Flurbereinigung.“ Von H. NIKLAS und J. KIENDL. Wochenblatt des landwirtschaftlichen Vereins 1920, Nr. 2. — 4. „Übersicht über Bayerns Bodenarten.“ Forstwirtschaftliches Zentralblatt 1920, Heft 2. — 5. „Welche Wechselbeziehungen bestehen zwischen den Produktionsfaktoren Klima, Boden, Untergrund und Lage.“ Kalender des landwirtschaftlichen Wochenblattes 1921. — 6. „Grundlagen zur Neuorganisation der deutschen Bodenbewirtschaftung.“ Bayer. Staatsanzeiger Nr. 26, 1920. — 7. „Eine landwirtschaftliche Bodenübersichtskarte von Bayern.“ Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Forst- und Landwirtschaft 1920, Heft 3/4. — 8. „Kritische Beurteilung eines neuen russischen Ackerbausystems“. Internat. Mitteilungen für Bodenkunde 1920, Bd. X. — 9. „Zur Frage der Hebung der Alm- und Weidewirtschaft.“ Bayer. Staatsanzeiger 1920, Nr. 121. — 10. „Inwieferne hängen Beginn der Heu- und Getreideernte in Bayern von den Bodenverhältnissen ab?“ Bayer. Staatsanzeiger Nr. 157, 1920. — 11. „Inwieferne hängen die Ernteerträge Bayerns von den Standortsverhältnissen ab?“ Bayer. Staatsanzeiger Nr. 180. — 12. „Alm- und weidewirtschaftliche Vortragskurse in Bayern“. Landwirtschaftliches Jahrbuch für Bayern 1920.

Erscheint demnächst. — 13. „Studien über einige charakteristische weitverbreitete Bodenarten Oberbayerns“. Landwirtschaftliches Jahrbuch für Bayern 1920. Erscheint demnächst. — 14. „Zur Frage der Neuorganisation der deutschen Bodenbewirtschaftung.“ Zeitschrift für prakt. Geologie 1920. — 15. Für die Geognostischen Jahreshefte: „Grundlagen zur Untersuchung und Beurteilung der Bodenarten Bayerns.“ Noch nicht veröffentlicht. — 16. „Inwieferne hängen die Böden des rechtsrheinischen Bayerns und deren Bewirtschaftung von den geologischen Verhältnissen ab?“ Für Geognostische Jahreshefte. Noch nicht veröffentlicht. — 17. „Die Bedeutung der Geologie für die land- und forstwirtschaftliche Bodenkunde.“ Naturwissenschaftliche Zeitung für Land- und Forstwirtschaft 1920, Heft 1/2. — 18. „Mobilmachung der Wissenschaft und insbesondere der Standortslehre“ für das landwirtschaftliche Wochenblatt des landwirtschaftlichen Vereins in Bayern 1920, Nr. 19 und 20.

4. Abgegebene Berichte, Gutachten und gutachtliche Äußerungen, schriftliche und mündliche Auskünfte.

a) Allgemeines.

Über Bodenschätze in der Gegend von Lichtenfels. — Geologische Beschreibung von Gebietsteilen des Steigerwalds zu forstwirtschaftlichen Zwecken. — Überblick über die geologischen Verhältnisse von Koburg. — Über den Tauschwert von staatlichen Grundstücken bei Kochel.

b) Über Erze, Gesteine und Kohle.

Über Eisenerz bei Erzenhausen (Pfalz). — Über Ton bei Verrau Haidhof bei Schwandorf. — Über Magnetkieserze von Lienz. — Über Torf bei Guttenthau. — Über bayerischen Traß. — Über Kalke bei Streithof (bei Riedenburg). — Über verschiedene biolithische Mineralstoffe und ihr Vorkommen in Bayern. — Über ein Talkvorkommen bei Wirsberg. — Über angebliche Kupfererzvorkommen im Gaultgrünsandstein (Bergeralm). — Über Niederschlettenbacher Erzgänge. — Bericht über eine Besichtigung des Ölschiefervorkommen bei Wallgau und Garmisch. — Über alte Zinnerfunde bei Neustadt a. d. Waldnaab. — Über mutmaßliche Kohlenvorkommen zwischen Sulzbach, Kastel und Lauterhofen. — Über Gesteinsbildungen in der Umgebung der Königsheide. — Über einen erratischen Block in Wahlstatt und bei Mittenwald. — Über gewisse Vorkommen von Ölschiefern in Oberfranken und im Fichtelgebirg. — Über einen kupferglänzenden Sandsteinschiefer bei Berchtesgaden. — Über Kaolin und Sand von Riglasreuth. — Bericht über Malgersdorfer Erde. — Bericht über eine Besichtigung des Posphoritabbaues bei Amberg. — Über Schwefelkies in Bayern. — Über Gesteins- und Erzfunde bei Dingolfing. — Bestimmung von Gesteinsarten bei Neustadt a. A. — Über Vorkommen von Lithium in der Pfalz. — Über Kalkmehle (künstliche und natürliche) in Bayern. — Über die Gesteine des Bahnprofils Selbitz-Schauenstein. — Über Sande bei Etzenricht und ihre Verwertung. — Gutachten über einen Diorit bei Passau. — Gips in der Umgebung von Königshofen. — Über angeblichen Phosphorit bei Amberg. — Über Phosphorit bei Rothenburg. — Über Schwefelkies bei Sparneck. — Über frühere Goldvorkommen vom „Goldberg“ bei Plößberg. — Über Vorkommen von Bitumina in der Rheinebene und am Haardtrand. — Über Vorkommen von Kieserit und Magnesiumsalzen in Bayern und Deutschland. — Über Traßverwertungsbetriebe im Ries. — Über den gelblichen Marmorkalk in Franken. — Über eine Gesteinsprobe von Oberfeldbrecht. — Über Baryt in Bayern. — Über Gesteinsproben bei Mitterteich. — Über ein Talkvorkommen. — Eisenerzvorkommen bei Kellberg. — Über Ölschiefer in Bayern. — Über einen Fund von Kohle bei Rain. — Über „Graphit“ von Hallerstein. — Über Rhätkohle in Franken. — Über Kohle von Burkersdorf. — Über Kohle beim Höcherberg-Dittweiler. — Über Kohle bei Walshausen unfern Zweibrücken. — Liaskohlen bei Treinreuth bei Kirchenthumbach. — Über Kohle bei Altenmünster. — Über Erdölvorkommen und -konzessionen im bayerischen Flysch. — Über Bodenschätze bei Trappstadt-Zimmerau. — Über Bodenverhältnisse im Wettersteinkalk. — Über Granitgestein bei Windischeschenbach. — Über Bausandstein bei Oberhaid. — Über zersetzten Mörtel in einem Tunnelbau bei Nürnberg. — Über Untersuchung von Steinbrüchen bei Eltmann. — Über Phosphorit im Gault in den bayerischen Alpen.

c) Wasserwirtschaftliche Gutachten.

Talsperren in Oberfranken. — Brunnenbohrung bei Kissingen. — Soole und Kohle in Königsbarg i. Fr. — Gesteinsverhältnisse im Kesselberg-Stollen. — Über mögliche Sperrstellen für Dammanlagen im Oberlauf des Isartals bis Tölz. — Schutzbezirk für die Heilquelle Windsheim. — Schutzbezirk für die Heilquelle Bad Künzing. — Schutzbezirk für die Heilquelle Ottobad Wiesau. — Über Anlage von Brüchen für Sandstein zum Kanalbau bei Bamberg.

d) Mündliche Beratungen von größerem Zeitaufwand.

Über Wiesenkalk in Oberbayern (in mehreren Fällen). — Wegen Wiesenkalk. — Über Schwefelkies bei Sparneck. — Über Anthrazitmulm von Rehau. — Wegen Kohle bei Abbach (Siegenburg). — Wegen Irschenberger Kohle. — Wegen Phosphorit in Franken. — Wegen Stratigraphie der oberen Meeresmolasse. — Wegen einer Übersichtskarte über die Eisenerze etc. am Donau-Mainkanal. — Über Malgersdorfer Erde und ihre Aufschließung. — Kalktuff bei Glonn und Ulm. — Wegen Erzvorkommen bei Leimitz-Hof. — Zementbruch bei Ohlstadt und Kohle bei Scheffau. — Über Hornstein bei Kelheim. — Sperrdämme bei Fall, Hinterriß etc. im Isartal. — Wegen Kohlenbohrungen in der Pfalz. — Über Konzession auf Gas- und Ölbohrungen in Deggendorf-Natternberg. — Angebliche Erzfunde bei Hammelburg. — Wegen des schwarzen Moors in der Rhön. — Steinbruch bei Harbatzhofen. — Wegen „bituminösen Schiefer“ bei Banz. — Über Kohle von Leitzesberg bei Irsee. — Wegen Kohle etc. N. Benediktenwand. — Wegen Manganfunde bei Steinfeld (Lohr). — Wegen Schutzbereich für Bad Kellberg. — Wegen Gutachtenabgabe „Gleisinger Fels“. — Über Kohle bei Weiden und Eisen bei Parkstein. — Wegen Kohle im Tertiär südlich von Amberg. — Über Kohle bei Oberteich. — Über Gesteinsverhältnisse bei Pullach für eine Kanalanlage. — Über die Antdorfer Zeche. — Über den Bauort für eine Heilanstalt im Walser Tal. — Über Erz von Bischofshofen. — Über Erdölbohrungen in Niederbayern. — Wegen Moorkultur und Torfwirtschaft. — Über Diluvialgeschiebe. — Über Kohlenvorkommen bei Jsny. — Über die Rauschenberger Erzvorkommen. — Über Kupfererze in Tirol. — Über Oelschiefer bei Mistelgau. — Über Quarzit im Spessart. — Über Kohle bei Weilheim. — Zusammenhang von Boden mit Maul- und Klauenseuche. — Über Bauxit in Bayern. — Über eine Sperrstelle im Illertal. — Über Kohle im südlichen Peißenberger Reservatfeld (Scheffau). — Über bituminöse Schiefer bei Münsterappel in der Pfalz. — Beratung zu Bohrungen bei Malgersdorf. — Über angebliche Kohle bei Teisenberg und Hochberg bei Traunstein. — Über Störungen bei der Edelquelle in Reichenhall. — Über reine Kalke für Karbidherstellung in Bayern. — Über die Doggererze in Bayern. — Über die brennbaren Gase in Niederbayern. — Über Kohlen in Niederbayern und in Irsee. — Über ein Eisenmineral (Markasit) im Kesselbergstollen. — Über den Wiesensboden im unteren Altmühltal zwischen Pappenheim und Dietfurt. — Über Abbau des schwarzen Moors bei Fladungen. — Über Sand bei Siebenburg. — Kohlevorkommen bei Antorf. — Über Eisenervorkommen bei Fichtelberg. — Braunkohle bei Schmidgaden und Günzburg. — Auskunft über Kalk- und Magnesiaboden. — Über Deutung von Gesteinsproben aus dem Keuper von Nürnberg.

5. Untersuchungsreisen und Besichtigungen.

- Dr. ARNDT: 1. Untersuchung der Tongrube bei Verrau-Haidhof. — 2. Diorit bei Röhrenbach-Waldkirchen.
- Dr. REIS und Dr. WURM: 1. Untersuchung dreier oberfränkischer Sperrstellen für Wasserkraftausnutzung. — 2. Besichtigung der Aufschlußarbeiten bei Kupferberg und Wallenfels. — 3. Untersuchung von Trias, Kulm und Karbon im Kronacher Kreis.
- Dr. WURM in Oberfranken und Fichtelgebirge: Zur Ausarbeitung von Kapiteln für die „Bodenschätze“.
- Dr. PFAFF: Zur Ergänzung des Granitmaterials für den I. Band der „Bodenschätze“.
- Dr. SCHUSTER: Untersuchungen zur Ausarbeitung der Kapitel über den Traß im Ries und den fränkischen Gips für die „Bodenschätze“ Band II.
- Dr. ARNDT: Besichtigungen für die Ausarbeitung der Kapitel Kaolin und Braunkohle für die „Bodenschätze“ Band I.
- Dr. KNAUER: Fortsetzung der Sammelbesichtigungen für die „Bodenschätze“ Bd. IV, Alpen und bayerische Hochebene zwischen Isar und Salzach.
- Dr. REIS: 1. Untersuchung des Gebietes um Mainburg zu einem Vortrag vor der Lehrerarbeitsgemeinschaft in der Holledau. — 2. Untersuchung der Phosphoritlager im Gault am Schliersee, Tegernsee, in den Pfrontener, Sonthofen-Oberstdorfer Gebieten.
- Dr. MÜNICHSDORFER: Zu einem Gutachten über Torf bei Guttenthau, zur Abbohrung des Altmühltals zwischen Pappenheim und Dietfurt (700 Bohrungen für Kulturbauzwecke mit schriftlichen Ausarbeitungen).
- Dr. REIS mit Dr. MÜNICHSDORFER, Dr. NIKLAS und Dr. SPENGLER: Zur Einführung in die geologischen Formationsgrundlagen zu bodenkundlichen Aufnahmen der Tierzuchtsalmen: Gars, Neuhaus, Mahd, Wimmer, Köck, Hallwegen, Haslach, Geising, Ackeralm, Röchelbergalm, Wirtsalm, Mehlteueralm und Warte des Traunsteiner Tierzuchtverbands.
- Dr. MÜNICHSDORFER und Dr. NIKLAS: Aufnahmen der Almen Stockham und Dösdorf des Traunsteiner Tierzuchtverbandes.

Dr. MÜNICHSDORFER: Bodenkundliche Aufnahme eines Gutes bei Westerham und des Gutes Lindenau bei Kissing.

Dr. SPENGLER: Aufnahme des landwirtschaftlichen Gutes der Kaufbeurer Heilanstalt.

Dr. SPENGLER und Dr. NIKLAS: Bodenkundliche Aufnahme des Versuchs-Gutshofs Erbachhof bei Würzburg.

Dr. NIKLAS hielt bodenkundliche Vorträge in den Sitzungen und Exkursionen über Grünlandwirtschaft in Passau, Traunstein, Straubing und Schrobenhausen.

Dr. SPENGLER nahm teil an dem Kurs über das Sprengwesen, abgehalten vom Sprengtechnischen Büro.

Dr. REIS: Besichtigung verschiedener Sperrstellen im Isartal zwischen Lenggries und Scharnitz, an der Loisach bei Kleinweil. — Besichtigung der Aufschlüsse an den Baugruben des Kanals der mittleren Isar und Beratung bei der Würdigung von Bohrergebnissen.

Dr. REIS und Dr. SPENGLER: Besichtigung der Aufschlüsse am Kesselbergstollen zur Beratung der staatlichen Baustelle, desgleichen der Stollen am Sachensee und bei Wallgau.

Dr. REIS: Besichtigung des Ölschieferbergwerks bei Wallgau und der Aufschlüsse bei Grainau. — Teilnahme an den Beratungen der Vorstände der geologischen Landesanstalt in Eisenach. — Besichtigungen in den Ölschieferaufschlüssen bei Mistelgau und in den Kalkbrüchen bei Bayreuth.

Dr. MÜNICHSDORFER: Festlegung eines Mergellagers bei Moosburg.

Dr. NIKLAS: Abbohrung eines landwirtschaftlichen Gutes bei Westerham.

6. Arbeiten im bodenkundlich-chemischen Laboratorium.

Es wurde die mechanische Bodenanalyse, die Bestimmung der physikalischen Bodeneigenschaften, des Kalkgehaltes u. s. w. vorgenommen an zahlreichen Bodenproben: 1. Aus Niederbayern, 2. dem Bayerischen Walde, 3. den Flurbereinigungsgebieten Eitsenheim und Obermedlingen, 4. der Weiden des Zuchtverbandes in Niederbayern und Mittelfranken, 5. Aying, 6. für die Vorstände der landwirtschaftlichen Winterschulen Neustadt und Passau, 7. Weidegebiet bei Steinach, 8. Phosphorsäure- und Kalkbestimmungen für Ausarbeitungen des Vorstandes der geologischen Landesuntersuchung, 9. Bestimmung des Gehaltes an Ton, Feinschlamm und Schlamm nach Methode HALL und RUSSEL an einer größeren Anzahl Bodenproben.

7. Auswärtige Dienstgeschäfte.

1. Abbohrung, Beurteilung und Bonitierung der Böden einer Reihe von Weiden der Zuchtverbände in Niederbayern und in Mittelfranken. (Weiden Wringell 100 Tagwerk, Habernagel 145 Tagwerk, Witzelberg 126 Tagwerk, Ebenhof 96 Tagwerk, Verbandshof bei Landshut und Weide südöstlich Landshut, Rothenhof bei Ansbach).

2. Feststellung der Bodenverhältnisse in einer Besitzung bei Aying.

3. Beurteilung der Mergellager bei Archa (bei Ortenburg), bei Dorfbach und Rammelsbach; daselbst Begutachtung von Mergel-, Kies- und Tonlagern. In Dorfbach ferner für die Vornahme der Entwässerung der Dorfwiesen; Bohrungen in der Gegend von Ortenburg.

4. Bodenkartierung folgender Almen und Weiden des Pinzgauer Zuchtverbandes: a) Verbandshof Geising bei Traunstein, b) Warte, c) Alpe Köck, d) Alpe Wimm, e) Alpe Mahd, f) Alpe Röchelberg, g) Alpe Stockham (s. oben).

5. Kartierung der Besitzungen des Bürgermeisters von Haslach bei Traunstein, des Dietfeldhofes und des Erbachshofes (mit Dr. SPENGLER) bei Würzburg.

8. Untersuchungen im Gesteins-chemischen Laboratorium.

1. Chemische Untersuchungen über die Malgersdorfer-Kronwinkler Erde 4¹⁾, 28²⁾. — 2. Graphitähnliches Rohmaterial von der Wirtswiese bei Hallerstein 1, 3. — 3. Serpentinegestein aus der Nickel-erzmutung Erbdorf 1, 12. — 4. Eisen- und manganhaltiger Schiefer 1, 2. — 5. Quarzsandproben von Riglasreuth 2, 14. — 6. Quantitative Analyse von Hygrophilite von Nanzditzweiler (Pfalz) 1, 8. — 7. Quantitative Analyse von Hygrophilite von Wolfsdorf bei Helmstädt (Braunschweig) 1, 8. — 8. Untersuchung einer Erzprobe von Kupferberg auf Kupfer 1, 3. — 9. Untersuchung von Delessit aus der Pfalz 1, 10. — 10. Blasenfüllungen aus bauxitischem Material (Basaltbrekzien von Schwarzenberg, Rhön) 1, 8. — 11. Sandstein von Hemmau bei Regensburg, Untersuchung auf Quecksilber 1, 2. — 12. Sandprobe von Etzenricht, Oberpfalz 1, 10. — 13. Untersuchung von zwei Phosphorit-Mergeln von Amberg 1, 2. — 14. Weißer Mergel von Poxau, Niederbayern, Untersuchung auf Phosphor-

¹⁾ Diese erste Zahl bedeutet in den nachfolgenden Anführungen die Zahl der Untersuchungsobjekte.

²⁾ Die zweite Zahl bedeutet die Anzahl der durchgeführten Einzelbestimmungen.

säure 1, 1. — 15. Untersuchung von angeblich goldhaltigem Sand von Dingolfing 1, 1. — 16. Eisen- und Manganhaltige Sandsteinprobe von Dingolfing 1, 2. — 17. Weißer Mergel von Poxau, Niederbayern, Bestimmung von kohlensaurem Kalk 1, 2. — 18. Untersuchung von Schwefelkies von Lienz 1, 7. — 19. Untersuchung zweier Kalksteinsorten von Streithäusl bei Painten (mit Gutachten) 2, 10. — 20. Phosphorit im Trigonoduskalk von Rothenburg 9, 9. — 21. Opaluntersuchung von Steinheim, Wasserbestimmungen und Glühverlust 3, 43. — 22. Erz aus dem „Reichgeschiebe“ von Imsbach am Donnersberg (Pfalz) 1, 3. — 23. Untersuchungen über Zookarbonit aus Münsterappel (3 Immediatanalysen 3 Vollanalysen, 3 Heizwertberechnungen) —, im ganzen 30. — 24. Qualitative Untersuchung von Flußspat auf Uran 1, 3. — 25. Qualitative Untersuchung von Baryt-Konkretionen (Pfalz) 2, 2. — 26. Prüfung von Thuringit auf Phosphorsäure 1, 1. — 27. Prüfung von Eisenmanganerz von Pinggen bei Quellenreuth auf Mangan 1, 3. — 28. Nachweis von Kupfer in Schwefelkies von Sparneck 1, 6. — 29. Chemische Feststellung eines Eisenerzes aus dem Kesselbergstollen 1, 3. — 30. Auskunft über einen Hygrophilit. — 31. Auskunft über ein Almvorkommen südlich der Donau.

In Arbeit befinden sich (noch nicht vollendet): 32. Mauerfraßschäden in der Münsterkirche von Heilsbronn: Bisher geleistete Untersuchungen 10, 19. — 33. Vier Bodenproben aus dem Tertiär von Kochel 4, 5. — 34. Erzproben aus dem Frankenwald.

9. Kartographische Auskünfte etc. Arbeiten und Veröffentlichungen.

1. In der Auflage geliefert wurden von der Anstalt Piloty & Loehle Blatt Wildflecken-Motten und Blatt Hendungen; von Blatt Brückenau steht die Auflage vor dem Druck.

2. Weitere Vervollständigung der Übersichtskarte 1:100000 über alle Fundpunkte gemuteter Mineralien in Bayern und der Zusammenfassung der geologisch verwertbaren Kennzeichnung in den Fundprotokollen mittels Zettelkatalog.

Es wurden für 31 neue Meßtisch-Blätter 1:25000 der Rheinpfalz die schwierige Übertragung der geologischen Einzeichnungen aus den alten Originalblättern 1:25000 ausgearbeitet.

Es wurden 6 Blätter aus Unterfranken und 8 Blätter 1:25000 aus Mittelfranken für Behörden kopiert.

Es wurden 98 Steuerkatasterblätter 1:5000 ganz und teilweise geologisch koloriert an Interessenten abgegeben. Es wurden 80 Anfragen über bayerische geologische Karten schriftlich beantwortet.

Es wurden von 15 Blättern der Karte Bayerns 1:25000 mit und ohne Erläuterungen 520 Stück verkauft.



Zusammenstellung der im Jahre 1920 erschienenen geologischen Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile.

Bayerisch-Böhmischer Wald und Fichtelgebirge.

- Etzold, F.: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915. — Abhandl. d. sächs. Ges. f. Wissensch. Math.-phys. Klasse Bd. 36, Nr. 3, Leipzig 1919. Ref. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1919, Heft 12, S. 196.
- Heyer, W.: Die Spateisengänge bei Lobenstein. — Glückauf, 55. Jahrg. 1919, Nr. 37—39.
- Hundt, Rudolf: Untersilurische Graptolithenformen (*Glossograptus*, *Dicranograptus*, *Dictyanema*) im Ostthüringer Mittel- und Obersilur. — Centralblatt f. Mineralog., Geolog. u. Paläontolog. 1920, S. 21.
- Kupferuranglimmer (Analyse) aus dem Steinbruch Fuchsbad bei Leupoldsdorf (Fichtelgebirge). — Zeitschr. f. angew. Chemie, Bd. 33, 1920, S. 6.
- Laubmann, H. und Steinmetz, H.: Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. — Zeitschr. f. Kristallographie Bd. 55, 1920, S. 523.
- Lehner, A.: Beiträge zur Kenntnis des Rotliegenden am Rande des Bayerischen Waldgebirges. — Zeitschr. d. Deutsch. Geologischen Gesellschaft Bd. 72, 1920, S. 186.
- Peinert, W.: Zur Genesis des Pfahlquarzes. — Technische Blätter (Wochenschrift z. Deutschen Bergwerkszeitung) 1919, S. 334. Ref. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1920, S. 35.
- Richardz, Stephan: Die Basalte der Oberpfalz. Mit 1 Taf. u. 8 Textfig. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 72. Bd., 1. u. 2. H., 1920, S. 1—100.
- Willmann, K.: Die Rednitzite, eine neue Gruppe von granitischen Gesteinen. — Ref. Naturwissenschaftliche Wochenschrift Bd. 35, 1920, S. 730.

Fränkischer Jura.

- Bräuhäuser, M.: Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgs-Gerölle in den Basaltuffen der Schwäbischen Alb. — Ref. Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920, 1. 145.
- Dorn, C.: Über die geologischen Verhältnisse der Quellhorizonte in der Wiesentalb (Oberfranken). — Sitzungsberichte der medizin.-physik. Societät zu Erlangen 1920.
- Heß: Der Meteorit von Unter-Mässing. — Jahresbericht d. Naturhist. Ges. Nürnberg f. 1920. S. 13—16. M. 1 Taf.
- Pfaff, F. W.: Zur Entstehung einiger Eisenerzvorkommen auf dem Fränkischen Jura. — Zeitschr. f. prakt. Geologie 1920, Heft 11, S. 165.
- Sander: Die württembergischen Ölvorkommen und ihre Verwendung. — Dinglers polytechn. Journal 1920, S. 125.

Franken.

- Henkel, L.: Die Terrassen des Maintales bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. — Geologische Rundschau Bd. 10, 1920.
- Henkel, L.: Die Terrassen des Maintales bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. — Ref. Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920, S. 511.
- Keßler, F.: Petrographische Untersuchung unterfränkischer Steinartefakte. — Inaug.-Dissert. Würzburg 1920. 24 S. (Auszug). 1 Kartenskizze 1 : 500 000.
- Krebs: Morphologische Probleme in Unterfranken. — Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde in Berlin 1919.

Krebs, N.: Morphologische Probleme in Unterfranken. — Ref. Naturwissenschaftl. Wochenschrift Bd. 35, 1920, S. 187.

Seidlitz, W. v.: Die Grenzen zwischen Ost- und Westalpen. — Ref. Naturwissenschaftl. Wochenschrift Bd. 35, 1920, S. 730.

Seidlitz, W. v.: Die Grenzen zwischen Ost- und Westalpen. — Jenaische Zeitschr. f. Naturwissenschaften Bd. 56, 1920.

Wagner, Georg: Geologische Heimatkunde von Württembergisch-Franken. Öhringen 1919.

Wagner, Georg: Die Landschaftsformen von Württ. Franken. — Erdgeschichtl. u. landeskundliche Abhandl. aus Schwaben u. Franken H. 1, 1920, 94 S. Herausgeg. v. E. Hennig u. C. Uhlig.

Alpen.

Ampferer, O.: Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. — Mitteilungen der paläontologischen Gesellschaft in Wien 1920.

Angerer, H.: Gletscherbeobachtungen im Hochalpengebiet im Sommer 1917 und 1918. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920.

Angerer, H.: Beobachtungen am Pasterzengletscher im Sommer 1917. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920.

Czoernig-Czernhausen, Walther: Die Eisriesenwelt im Tennengebirge. — Mitteil. d. D. u. Österr. Alpenvereins, Jahrg. 1920, Nr. 9 bis 12, S. 17.

Diener, C.: Nachträge zur Dibranchiatenfauna der Hallstätter Kalke. — Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1919.

Döhler, K.: Nachmessungen in den Gletschern der Hohen Tauern im Sommer 1918. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920.

Glatzel, Em.: Normaldolomit, kristallin von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden. — Zeitschr. f. Min. u. Geol. 1919, S. 289—93.

Gürich, H.: Die Höttinger Brekzie am Geologenstollen bei Innsbruck. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Monatsber. Bd. 72, 1920, S. 257.

Hammer, W.: Die Phyllitzone vom Landeck (Tirol). — Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1919.

Heim, Arn.: Zur Geologie des Grüntens im Allgäu. Festschrift 70. Geburtstag v. Alb. Heim. — Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 64. Jahrg., 1919, S. 458—86. M. 14 Abb.

Hennig, E.: Bau und Werdegang der Alpen. — Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920, S. 337.

Heß, H.: Beobachtungen an den Gletschern im Hintergrund des Ventertales im Oetztal 1918 und 1919. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920, S. 188.

Höfer, H.: Die Erzvorkommen in den deutsch-österreichischen Alpenländern. — Wirtschaftliche Verhältnisse Deutsch-Österreichs, Wien 1919, S. 72—106. Ref. Zeitschr. f. praktische Geologie, Heft 5, S. 82.

Isser, M. v.: Mitteilung über neuerschlossene Erzvorkommen in den Alpenländern. — Bergbau

und Hütte 1919. Ref. Zeitschr. f. praktische Geologie 1920, Heft 10, S. 162.

Kerner, E. v.: Die Überschiebung am Blaser westlich vom mittleren Silltale. — Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1919.

Kittl: Die Gesteine der Bösensteinmasse. — Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1920.

Kleblsberger, R.: Bericht über Gletschermessungen im Oetztal im Sommer 1919. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920, S. 190.

Kleblsberger, R.: Übersicht über die Ergebnisse der Messungen an den Oetztaler Gletschern in den elf Jahren 1909—1919. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920.

Kleblsberger, R.: Beobachtungen am Suldenerfer Ende Januar 1918. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920.

Kleblsberger, R.: Glaziogeolog. Erfahrungen aus Gletscherstollen. — Brückner, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1920, S. 156.

Koechlin, R.: Über Turnreit aus dem Floitental in Tirol. — Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Wien 1920.

Koegel, L.: Beobachtungen an Schutkegeln aus den Ammergauer Bergen. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München 1920.

Lindner, H.: Alpine Karrenfelder. — Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920, S. 761.

Müller, C.: Das Säntis-Relief von Prof. Dr. Albert Heim, Zürich. — Mitt. d. D. u. Österr. Alpenvereins Jahrg. 1920, Nr. 1—8, S. 11.

Pia, Julius: Zur Frage der Lückenhaftigkeit des Alpenen Jura. — Mitteilungen der paläontolog. Gesellschaft in Wien 1920.

Schmidtil, E.: Zur Kenntnis der diluvialen Schotterterrassen am Oberen Main, zwischen Rodach- und Pegnitzmündung. — Erlangen. Sitzungsber. d. mediz.-physik. Societät 1920.

Spengler, E.: Die Gebirgsgruppe des Plasen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1919.

Spitz, Albrecht: Die nördliche Kalkkette zwischen Mödling und Tristingbach. — Mitteilungen der paläontolog. Gesellschaft in Wien 1920.

Rheinpfalz.

- Anonymus: Meteoritenfälle in der Rheinpfalz. — Pfälz. Heimatk., 1919, 15. Jahrg., S. 153—154.
- Arndt, H., Reis, O. M., Schwager, A. †: Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. — Geogn. Jahresh. 1918/19, München 1920, S. 119.
- Erdbeben bei Wörth. — Pfälz. Heimatkunde, 1920, Heft 5.
- Häberle, D.: Die Glas- und Klebsande der Rheinpfalz und ihre Industrie. — Der Steinbruch, 1920, S. 119.
- Hemmer, A.: Die fossile Flora der Oberen Ottweiler Schichten des Saarbeckens. — Geogn. Jahresh. 1918/19, München 1920, S. 263.
- Mehlis, Paläozoische Vulkane am Rande des Haardtgebirges. — Petermanns Geogr. Mitteilungen, 1920, S. 191.
- Matthias, W.: Die Ton- und Klebsandlager zu Hettenthal (Rheinpfalz). — Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1920, Heft 9, S. 133.
- Reis, O. M.: Über Eisenerzgänge in der südlichen Rheinpfalz. — Pfälz. Heimatkunde, 1919, 15. Jahrg., S. 150—153.
- Reis, O. M. und Schuster, M.: Die Umgebung des Lembergs und Bauwalds zwischen Münster a. Stein, Altenbamberg u. Odernheim. — Geogn. Jahresh. 1918/19, München 1920, S. 299.
- Rosenthal, L.: Über die Kupfererzvorkommen im Oberrotliegenden des Donnersberggebietes. — Anzeiger f. Hütten-, Metall- u. Maschinenwesen. 42. Jahrg., 1919, S. 39—45. Mit 1 Prof. Anz. Beil. zu Braunkohlen- u. Brikettindustrie.
- Sprater: Die in der Rheinpfalz einheimischen Industrien in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. — Pfälz. Heimatkunde, 1920, Jahrg. XVI.
- Steinmetz, H. und Götner, B.: Kristallographische Untersuchung einiger Pfälzer Mineralien. — Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 55, 1920, S. 156.

Tertiär.

- Dietrich, W. O. und F. Kautsky: Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen Oberen Molasse und des Tertiärs am Südrande der schwäbischen Alb. — Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1920, S. 243.
- Reis, O. M.: Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. — Geogn. Jahresh. 1918/19. 31. u. 32. Jahrg. München 1920.
- Reuter, Lothar: Geologische und hydrologische Beobachtungen im bayerischen Tertiärgebiet. — Z. f. Wasserversorgung 7 (1919), 83—87.
- Salomon W.: Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. — Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie, math.-nat. Klasse, Heidelberg 1919.
- Schlaffner, H.: Die geographischen Bedingungen der Moorbildung in Deutschland. — Neue Münchener geogr. Studien, Heft 1, 47 Seiten. München 1920. Verlag Natur u. Kultur.
- Stutzer, O.: Über einige besondere geologische Erscheinungen in den oligozänen Pechkohlenflözen Oberbayerns. — Zeitschr. f. praktische Geologie 1920, Heft 11, S. 172.

Nutzbare Mineralien.

- Deutschlands höchstgelegenes Bergwerk im Höllental in Oberbayern. — „Der Bergbau“ 1920, XXXIII. Jahrg.
- Goldbergbau, Wiederaufnahme des — in Bayern. — Chem.-Zeitg. Bd. 41 (1920), S. 352.
- Kyrle, Georg: Urgeschichtlicher Bergbau in den Ostalpen. — Österr. Monatsschr. f. d. öffentl. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen 1920, I. Jahrg.
- Prinz: Die Kohlenfrage in Bayern. — Dinglers polytechn. Journal 1920, S. 49.
- Rosenthal, L.: Über die Verschiedenartigkeit der Braunkohlenlagerstätten. — „Der Bergbau“ 1920, XXXIII. Jahrg.
- Stutzer, O.: Über einige auf Druck und Zerrung zurückzuführende Strukturen, Verbandsverhältnisse und Absonderungsformen von Kohle. — „Glückauf“ 1920, LVI. Jahrgang, S. 389/92.
- Stutzer, O.: Zusammenhänge zwischen Bewegungen der Erdkruste und der Bildung von Kohlenlagern. — „Glückauf“ 1920, LVI. Jahrg., S. 249/51.
- Stutzer, O.: Fossile Holzkohle. — „Braunkohle“ 1920, XIX. Jahrg., S. 93 ff.
- Über den neueren Bergbau in Bayern. — „Der Bergbau“ 1920, XXXIII. Jahrg.
- Waagen, L.: Die Bergwirtschaft Deutschösterreichs. — Montanz. Graz 1920. Ref. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1920, Heft 11, S. 178.
- Waagen, L.: Bergwirtschaft Deutschösterreichs. — Österr. Monatsschr. f. d. öffentl. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen 1920, I. Jahrg. S. 153/158.

Verschiedenes und Bodenkundliches.

- Deecke, W.: Die Herkunft der westdeutschen Sedimente. — Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie, math.-naturw. Klasse, Heidelberg 1920.
- Dietrich, W. O.: Über einen ferrettisierten Neogenschotter bei Ulm a. D. — Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1920, S. 324.
- Fischer, H.: Der Nährstoffgehalt unserer Gewässer und seine Ausnützung für Urproduktion. — Naturw. Zeitschr. für Forst- und Landwirtschaft 1920.
- Freyberger, B. v.: Über oolithische Gesteine. — Naturw. Wochenschr. Bd. 35, 1920, S. 161.
- Geologie des Koberger Landes. — „Der Bergbau“ 1920, XXXIII. Jahrg.
- Gothan, W. und Zimmermann, E.: Pflanzliche und tierische Fossilien der deutschen Braunkohlenlager. — „Braunkohle“ 1919/20, XVIII. Jahrg.
- Henrich, F.: Über den Stand der Untersuchung der Wässer und Gesteine Bayerns auf Radioaktivität und über Flußspat von Wölsenberg. — Zeitschr. f. angewandte Chem. Bd. 33, 1920, S. 5, 13, 20.
- Kiendl, J.: Die Flurbereinigung und ihre Beziehungen zur Geologie und Bodenkunde. — Landwirtsch. Jahrb. f. Bayern, 11. Jahrg. 1921.
- Kiendl, J.: Die agrargeologische Übersichtskarte und ihre Bedeutung für die Land- und Volkswirtschaft. — Landwirtsch. Jahrb. f. Bayern, 11. Jahrg. 1921.
- Kranz, W.: Nachweis neuzeitlicher relativer Senkungen in Bayern. — Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920, S. 273.
- Kranz, W.: Beitrag zum Nördlinger Ries-Problem. — Zentralbl. f. Mineralog., Geolog. u. Paläontolog. 1920, S. 330, 384, 438.
- Lindner, H.: Unterirdische Flüsse und Bäche. — Naturwissenschaftl. Wochenschr. Bd. 35, 1920.
- Niklas, H.: Studien über einige charakteristische weitverbreitete Bodenarten Oberbayerns. — Sonderdruck aus dem Landwirtsch. Jahrb. f. Bayern 1920, Heft 9/10.
- Niklas, H.: Eine landwirtschaftliche Bodenübersichtskarte von Bayern. — Naturwissensch. Zeitschr. f. Forst- und Landwirtschaft 1920.
- Niklas, H.: Übersicht über Bayerns Bodenverhältnisse. — Sonderabdruck aus „Forstwissenschaftliches Zentralblatt“ 1920, Heft 4.
- Phosphate und Phosphoritvorkommen und ihre Bedeutung. — „Der Bergbau“ 1920, 33. Jahrg.
- Reis, O. M.: Über die Rolle des Vaterits und gallertigen Kalkkarbonats bei der diagenetischen Erhärtung der Sedimentkalke. — Zentralbl. für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1920, S. 237.
- Schmidt, Axel: Die Entstehung des Flußnetzes der schwäbischen Stufenlandschaft. — Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft. Monatsber. 1920, Bd. 72.
- Schuster, M.: Die wirtschaftliche Hebung und Ausnützung der bayerischen Hohen Rhön. — Naturwissenschaftl. Zeitschr. f. Forst- u. Landwirtschaft 1920.
- Riedle, A.: Wirtschaftliche Hebung und Ausnützung der bayerischen hohen Rhön. — Naturwissenschaftl. Zeitschrift f. Forst- und Landwirtschaft 1920.
- Simon, L.: Die südbayerischen Seen am Ende der Eiszeit. — Natur und Kultur. München, 18. Jahrg., 1920/21, S. 329—333.
- Stille, H.: Alter und Phasen variskischer Gebirgsbildung. — Nachrichten von der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, math.-nat. Klasse, 1920.

Geognostische Jahreshefte

herausgegeben im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie und Gewerbe vom **Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung in München.**

Inhaltsübersicht der Jahrgänge I—XXXII (1888—1919).

I. Jahrgang 1888.

- von Ammon, Ludwig:** Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. (Mit 1 Tafel.)
Seite 1—22.
- Braun, Friedr.:** Über die Lagerungsverhältnisse der Kohlenflöze in der bayerischen Steinkohlengrube Mittelbexbach und deren Zusammenhang mit jenen der benachbarten Gruben links der Blies. (Mit 1 Kartenskizze 1 : 50 000 und 1 Profil.)
Seite 23—38.
- Leppla, August:** Über den Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen). (Mit 3 Textabbildungen.)
Seite 39—64.
- Leppla, August und Schwager, Adolf:** Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter. Seite 65—74.
- Thürach, Hans:** Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. I. Teil. (Mit 2 Profilen und 1 Kartenskizze 1 : 50 000.) Seite 75—162.
- von Gümbel, Karl Wilhelm:** Nachträge zu der geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs. (Cretac. Schichten im Allgäu, Braunkohle im Imbergtobel, kristall. Schiefer im Rettenchwanger Tal, Nummulitenschichten bei Oberkammerloh, Petroleum am Tegernsee, Absatz aus dem Tiefsten des Königssees, Lias im Berchtesgadener Gebirge.)
Seite 163—185.

II. Jahrgang 1889.

- Thürach, Hans:** Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. II. Teil. (Mit 1 Kartenskizze.)
Seite 1—90)
- Reis, Otto M.:** Die Korallen der Reiter Schichten. (Mit 3 Textfiguren und 4 Tafeln.) Seite 91—162.
- von Gümbel, Karl Wilhelm:** Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel.
Seite 163—175.
- Leppla, August:** Zur Lößfrage. (Mit 1 Kärtchen 1 : 1 000 000.)
Seite 176—187.

III. Jahrgang 1890.

- Reis, Otto M.:** Zur Kenntnis des Skeletts der Acanthodinen. (Mit 8 Textfiguren.) Seite 1—43.
- Korschelt, F.:** Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach bei Miesbach. (Mit 1 Kartenskizze 1 : 50 000.)
Seite 44—64.
- Fraas, Eberhard:** Das Wendelsteingebiet. (Mit 2 Profilen, 1 Skizze und 1 geol. Karte 1 : 25 000.)
Seite 65—99.

IV. Jahrgang 1891.

- von Sandberger, Fridolin:** Übersicht der Mineralien des Regierungsbezirks Unterfranken und Aschaffenburg.
Seite 1—34.
- Schwager, Adolf:** Untersuchungen von Quell- und Flußwasser aus dem Fichtelgebirge und dem angrenzenden fränkischen Keupergebiete.
Seite 35—86.
- Skuphos, Theodor G.:** Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogen. unteren Carditashichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. (Mit 3 Ansichten und 9 Profilen und 1 Tafel.)
Seite 87—142.
- Reis, Otto M.:** Zur Osteologie und Systematik der Belonorrhynchiden und Tetragonolepiden. (Mit 11 Textfiguren.)
Seite 143—170.

V. Jahrgang 1892.

- Thürach, Hans:** Über die Gliederung des Urgebirgs im Spessart. (Mit 1 Kartenskizze 1 : 175 000 und 30 Profilen.) Seite 1—160.
- von Ammon, Ludwig:** Die Gastropodenfauna des Hochfellenkalkes und über Gastropodenreste aus Ablagerungen von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. (Mit 39 Textfiguren.) Seite 161—219.

VI. Jahrgang 1893.

- Böse, Emil:** Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. (Mit 7 Profilen, 2 Skizzen und einer geologischen Karte 1 : 25 000.) Seite 1—48.
- Reis, Otto M.:** Zur Kenntnis des Skeletts der Acanthodinen. (Mit 1 Tafelbeilage.) Seite 49—66.
- Schwager, Adolf:** Hydrochemische Untersuchungen im Bereiche des unteren bayerischen Donaugebietes. Seite 67—105.

VII. Jahrgang 1894.

- Giebe, Paul:** Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirgs und der angrenzenden fränkischen Gebiete. Seite 1—56.
- Schwager, Adolf und von Gümbel, C. W.:** Mitteilungen aus dem chemischen Laboratorium der geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamts nach Analysen, ausgeführt von Schwager, erläutert von Dr. v. Gümbel. Seite 57—94.
- von Ammon, Ludwig:** Geognostische Beobachtungen aus den bayerischen Alpen (A. Die neuen Aufschlüsse an der Kesselbergstraße. B. Das Zementsteinbergwerk Marienstein.) Seite 95—120.
- Reis, Otto M.:** Geologische Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf, südlich von Traunstein. 1 : 25 000.

VIII. Jahrgang 1895.

- Reis, Otto M.:** Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. Stratigraphischer Teil. (Mit 6 Profilen und 1 Kartenskizze.) Seite 1—155.

IX. Jahrgang 1896. (Vergriffen.)

- Söhle, Ulrich:** Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den bayerischen Alpen. (Mit 4 Profilen, 1 Kartenskizze, 1 geol. Karte 1 : 25 000.) Seite 1—66.
- Reis, Otto M.:** Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. (Mit 13 Tafeln.) Seite 67—104.

X. Jahrgang 1897. (Vergriffen.)

- von Gümbel, C. W. und von Ammon, L.:** Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. (Mit 6 Textabbildungen) Seite 1—23.
- Reis, Otto M.:** Zur Geologie der Eisenooolithe führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern. (Mit 2 Profiltafeln.) Seite 24—49.
- Schwager, Adolf:** Hydrochemische Untersuchungen oberbayerischer Seen. Seite 50—80.
- Reis, Otto M.:** Die Fauna der Hachauer Schichten. I a. Nachtrag zu I. Gastropoden etc. II. Lamellibranchiaten. (Mit 8 Tafeln.) Seite 81—130.

XI. Jahrgang 1898.

- von Ammon, Ludwig:** Nekrolog: Wilhelm von Gümbel. Seite 1—37.
- Söhle, Ulrich:** Das Ammergebirge. Geologisch aufgenommen und beschrieben. (Mit 14 Tafeln, 2 Profiltafeln und 1 geol. Karte 1 : 25 000.) Seite 39—89.

XII. Jahrgang 1899.

- Pfaff, Friedrich W.:** Versuch einer Zusammenstellung der geologisch-mineralogischen Literatur vom Königreich Bayern. Seite 1—71.
- Reis, Otto M.:** Die westpfälzische Moorniederung, ein geologisch-hydrographisches Problem. Seite 72—108.

- von Ammon, Ludwig:** Geologische Bilder aus der Münchner Gegend. (Mit 16 Ansichten.) Seite 109—129.
- Schwager, Adolf:** Analysen von Gesteinen der Münchner Gegend. (Mit 2 Profilen und 1 Kartenskizze.) Seite 130—157.
- von Ammon, Ludwig:** Ein schönes Exemplar von *Ischyodus avitus*. (Mit 1 Lichtdrucktafel.) Seite 158—160.

XIII. Jahrgang 1900.

- von Ammon, Ludwig:** Über *Anthracomartus* aus dem Pfälzischen Karbon. (Mit 4 Textfiguren.) Seite 1—6.
- Thürach, Hans:** Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. (Mit 3 Textfiguren.) Seite 7—53.
- von Ammon, Ludwig:** Über das Vorkommen von „Steinschrauben“ (*Daemohelix*) in der oligocänen Molasse Oberbayerns. (Mit 5 Abbildungen und 1 Profiltafel.) Seite 55—69.
- Reis, Otto M.:** Eine Fauna des Wettersteinkalkes. I. Cephalopoden. (Mit 6 Tafeln.) Seite 71—105.
- Thürach, Hans:** Über die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagern im nördlichen Bayern. (Mit 1 Kartenskizze.) Seite 107—148.
- von Ammon, Ludwig:** Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt an der Rhön. (Mit 12 Textfiguren.) Seite 149—193.
- von Ammon, Ludwig:** Die Malgersdorfer Weißerde. Seite 195—208.

XIV. Jahrgang 1901.

- von Ammon, Ludwig:** Über Conchylien aus Münchner Schotterablagerungen und über erratische Blöcke. (Mit 8 Textfiguren.) Seite 1—22.
- Reis, Otto M.:** Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt. (Mit 6 Tafeln und 4 Textabbildungen.) Seite 23—127.
- Pfaff, Friedrich, W.:** Bemerkungen über Chondriten und ihre Entstehung. (Mit 6 Abbildungen.) Seite 129—138.
- Pompeckj, Jos. Felix:** Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regensburg. (Mit 7 Textabbildungen.) Seite 139—220.
- Deninger, Karl:** Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. (Mit 2 Tafeln.) Seite 221—246.
- Oebbeke, K. und Schwager, A.:** Beiträge zur Geologie des Bayerischen Waldes. 1. Über ein Gestein von Appmannsberg. Seite 247—250.

XV. Jahrgang 1902.

- Pfaff, Friedrich W.:** Über Schwereänderungen und Bodenbewegungen in München. (Mit 1 Textfigur.) Seite 1—9.
- Kohler, Ernst:** Die Amberger Erzlagerstätten. (Mit 10 Textfiguren.) Seite 11—56.
- Stromer von Reichenbach, Ernst Freiherr:** Ein *Aceratherium*-Schädel aus dem *Dinotherium*-Sand von Niederbayern. (Mit 1 Tafelbeilage.) Seite 57—64.
- Düll, Ernst:** Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. (Mit 28 Textfiguren.) Seite 65—156.
- Reis, Otto M.:** Über Styolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk (*Anthrakolith* z. T.). (Mit 4 Tafeln.) Seite 157—279.
- von Ammon, Ludwig:** Neuere Aufschlüsse im pfälzischen Steinkohlengebirge. (Mit 2 Textfiguren.) Seite 281—285.

XVI. Jahrgang 1903.

- Reindl, Joseph:** Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge mit Böhmerwalde und das Erdbeben am 22. März 1903 in der Rheinpfalz. (Mit 2 Kartenskizzen.) Seite 1—24.
- von Ammon, Ludwig:** Der Gletscherschliff am Tegernsee. (Mit 4 Textfiguren.) Seite 25—31.
- Bärtling, Richard:** Die Molasse und das Glacialgebiet des Hohenpeißenberges und seiner Umgebung. (Mit 1 geol. Karte 1:25 000 und 1 Profiltafel.) Seite 33—62.

- Kohler, Ernst:** Einige Beobachtungen an Flözverdrückungen im Saarkohlenrevier. (Mit 5 Textfiguren.) Seite 63—68.
- Reindl, Joseph:** Die Erdbeben Bayerns im Jahre 1903. Seite 69—75.
- Fink, Wolfram:** Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. (Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 10 Textfiguren.) Seite 77—104.
- Kohler, Ernst:** Über die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstockes von Berchtesgaden. (Mit 8 Textfiguren.) Seite 105—124.
- Reis, Otto M.:** Über Palaeorbis. (Mit 1 Tafel.) Seite 125—143.
- von Ammon, Ludwig:** Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie. (Mit 16 Textfiguren.) Seite 145—184.

XVII. Jahrgang 1904.

- Burckhardt, Karl:** Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz) mit petrographischen Beiträgen von Dr. Ernst Düll. (Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Tafel und 28 Textfiguren.) Seite 1—92.
- Reis, Otto M.:** Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. (Mit 2 Tafeln.) Seite 93—233.
- Düll, Ernst:** Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter. Seite 235—247.

XVIII. Jahrgang 1905.

- Schulze, Gustav:** Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. (Mit 1 Karte, 1 tekton. Übersichtskärtchen, 10 Profilen und 4 Abbildungen im Text.) Seite 1—38.
- Clessin, Stephan:** Eine interglaciale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens. Seite 39—42.
- Schuster, Matthäus:** Das dunkle Ganggestein („Wennebergit“) im Granit des Wennebergs im Ries. (Mit 3 Textfiguren.) Seite 43—53.
- von Ammon, Ludwig:** Über jurassische Krokodile aus Bayern. (Mit 9 Textfiguren.) Seite 55—71.
- Knauer, Joseph:** Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. (Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Profiltafel, 4 Textfiguren, 2 Kartenskizzen.) Seite 73—112.
- Reis, Otto M.:** Eine Fauna des Wettersteinkalkes. II. Teil. Nachtrag zu den Cephalopoden. (Mit 4 Tafeln und 19 Textfiguren.) Seite 113—152.
- von Ammon, Ludwig:** Die Scheuerfläche von Weilheim in Schwaben. Ein Beitrag zur Riesgeologie. (Mit 12 Textfiguren.) Seite 153—176.

XIX. Jahrgang 1906.

- Schuster, Matthäus:** Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. (Mit 17 Textbildern.) Seite 1—70.
- Reis, Otto M.:** Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Zur Kenntnis und Entstehung der intrusiven Gesteinskörper des Pfälzer Sattels. (Mit 1 Übersichtskarte, 1 Profiltafel und 1 Kartenskizze.) Seite 71—117.
- Schmidt, Axel:** Oberkarbonische und permische Zweischaler aus dem Gebiet der Saar und Nahe. (Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren.) Seite 119—138.
- Schuster, Julius:** Über ein fossiles Holz aus dem Flysch des Tegernseer Gebietes. (Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren.) Seite 139—152.
- Fink, Wolfram:** Das Eisenglimmervorkommen am Gleißinger Fels. Ein Beitrag zur Geologie und Bergbaugeschichte des Fichtelgebirges. (Mit 1 Situationskärtchen und 1 Planskizze.) Seite 153—167.
- von Ammon, Ludwig:** Über eine coronate Qualle (*Ephyropsites jurassicus*) aus dem Kalkschiefer. (Mit 2 Tafeln und 4 Textfiguren.) Seite 169—186.
- Fischer, Hermann:** Über ein Vorkommen von Jugendformen des *Ceratites compressus* (Sandb.) E. Phil. bei Würzburg. (Mit 3 Textfiguren.) Seite 187—189.
- Schwager, Adolf:** Geologisches Gutachten zur Wasserversorgung der Stadt Nürnberg aus dem Quellgebiet bei Ranna. (Mit 1 geol. Kärtchen.) Seite 191—202.

XX. Jahrgang 1907.

- Schuster, Julius:** Kieselhölzer der Steinkohlenformation und des Rotliegenden aus der bayerischen Rheinpfalz. (Mit 2 Tafeln und 5 Textfiguren.) Seite 1—17.
- Reuter, Lothar:** Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile der Fränkischen Alb. (Mit 9 Tafelbeilagen.) Seite 19—134.
- Schuster, Matthäus:** Bemerkungen zum mikroskopischen Habitus des Granits von der Kösseine im Fichtelgebirge. (Mit 5 Textbildern.) Seite 135—143.
- Walther, Karl:** Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde. (Mit 1 geol. Karte 1:25 000, 2 Tafeln und 5 Textabbildungen.) Seite 145—182.
- Schuster, Julius:** Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. (Mit 8 Tafeln, 3 Textfiguren.) Seite 183—243.
- Schwager, Adolf:** Hydrogeologische Studien. (Über den Schutz der Heilquellen zu Bad Steben und von Langenau gegen schädigende Einwirkungen von Grab- und Bohrarbeiten.) S. 246—255.
- Inhaltsübersicht der Jahrgänge I—XX, Autorenverzeichnis und Aufzählung der Karten. S. 256—270

XXI. Jahrgang 1908.

- Fischer, Hermann:** Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. (Mit 2 Tafeln, I u. II.) Seite 1—58.
- Münichsdorfer, Franz:** Mineralogisch-petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais. (Mit 5 Textbildern.) Seite 59—91.
- Pfaff, Friedrich W.:** Über Schotter bei Bischofsheim v. d. Rhön. Seite 93—95.
- Seyfarth, Walter:** Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau, sowie einige verwandte Vorkommnisse. Seite 97—135
- Koehne, Werner:** Geologische Spezialaufnahme des Gutes Häusern bei Röhrmoos. Eine Unterlage für agronomische Zwecke. (Mit einer geologischen Spezialkarte 1:5000, nebst Profilen und einer Bohrkarte.) Seite 137—167.
- Schuster, Matthäus:** Petrographische Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe. (Mit einem Textbild.) Seite 169—182.
- Pfaff, Friedrich W.:** Beobachtungen an kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges. Seite 183—194.
- von Ammon, Ludwig:** Das Bohrloch von St. Ingbert. (Mit einem Bohrprofil und 11 Textfiguren.) Seite 195—212.
- Schwager, Adolf:** Hydrogeologische Beobachtungen zur Feststellung des Quellbereiches der Wasserversorgung für die Stadt Lichtenfels. (Mit einem Kärtchen.) Seite 213—217.
- Pfaff, Friedrich W.:** Beziehungen zwischen erdmagnetischen Messungen und geologischem Aufbau in der Rheinpfalz. (Mit einer graphischen Darstellung.) Seite 219—226.
- von Ammon, Ludwig:** Über ein schönes Flughautexemplar von Rhamphorhynchus. (Mit einem Textbild.) Seite 227—228.

XXII. Jahrgang 1909.

- Reis, Otto M.:** Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. I. Muschelkalk und Untere Lettenkohle. (Mit 11 Tafeln, 2 Textbeilagen und 9 Textfiguren.) Seite 1—285.
- Fink, Wolfram:** Ein weiterer Gletscherschliff am Tegernsee. (Mit 4 Textfiguren.) Seite 286—288.
- von Ammon, Ludwig:** Die Oberbayerische Pechkohle. (Mit einer Analysentabelle.) Seite 289—302.
- Koehne, Werner:** Über die neueren Aufschlüsse im Peißenberger Kohlenrevier. (Mit einer Kartenskizze im Text.) Seite 303—312.
- Weber, Maximilian:** Das geologische Profil Waldkirchen-Neureichenau-Haidmühle. (Mit einem Profil.) Seite 313—319.

XXIII. Jahrgang 1910.

- Weber, Maximilian:** Studien an den Pfahlschiefern. (Mit 2 Tafeln.) Seite 1—10.
- Schwertschläger, Josef:** Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. (Mit 4 Figuren.) Seite 11—41.

- Schuster, Matthäus und Schwager, Adolf:** Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. I. Die Kuselite. Seite 48—59.
- Reis, Otto M.:** Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. Kurze Formationsbeschreibung, allgemeine tektonische und orogenetische Übersicht. (Mit 2 Karten, 1 tektonischen Übersichtskärtchen, 15 Textbildern und 1 Textbeilage.) Seite 61—114.
- Heim, Fritz:** Beiträge zur Kenntnis des Wellengebirges der Gegend von Zweibrücken (Rheinpfalz). Seite 115—148.
- Schuster, Julius:** Pagiophyllum Weißmanni im unteren Hauptmuschelkalk von Würzburg. (Mit 1 Tafel.) Seite 149—154.
- Bayberger, Franz:** Zum Problem des Wellheimer Trockentals. Seite 155—160.
- Schuster, Matthäus:** Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel. Seite 161—189.
- von Ammon, Ludwig:** Über radioaktive Substanzen in Bayern. (Mit 1 Textfigur und 1 Kärtchen.) Seite 191—209.

XXIV. Jahrgang 1911.

- Pontoppidan, Harald:** Die geologischen Verhältnisse des Rappentalpentes sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. (Mit 1 geologischen Karte und 1 Profiltafel.) Seite 1—21.
- Schuster, Matthäus:** Der Bergrutsch von Schloß Banz in Oberfranken. (Mit 1 geologischen Kärtchen, 1 Profil und 5 Textbildern.) Seite 23—31.
- Lebling, Clemens:** Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. (Mit 1 Karte, 1 Profiltafel, 10 Profilen und 2 Abbildungen im Text.) Seite 33—103.
- Frentzel, Alexander:** Das Passauer Granitmassiv. (Mit 1 geologischen Karte, Tafel I und 9 Abbildungen im Text.) Seite 105—192.
- Schwager, Adolf:** Mineralquellen in Niederbayern. Seite 193—207.
- Koehne, Werner:** Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers. Seite 209—213.
- Weber, Maximilian:** Über Bildung von Flaserkalken. (Mit Tafel II und 1 Textfigur.) Seite 215—220.
- Fischer, Hermann:** Über dolomitische Gesteine der unterfränkischen Trias. Seite 221—231.
- Münichsdorfer, Franz:** Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet. (Mit 1 Tabelle und 1 Übersichtskarte.) Seite 233—257.
- Kranz, Walter:** Die Keilberger Randspalte. (Mit 1 Kartenskizze.) Seite 259—262.

XXV. Jahrgang 1912.

- Koehne, Werner:** Das Staatsgut der Kgl. Bayer. Akademie Weihenstephan bei Freising. (Geologisch-bodenkundlich bearbeitet unter Mitwirkung von Franz Münichsdorfer mit Analysen von Karl Gagel. Mit 1 geologisch-bodenkundlichen Karte 1:5000, 1 Bohrkarte 1:5000, 1 geologischen Bodenkarte des Versuchsfeldes der Kgl. Saatzuchtanstalt 1:1000, 1 Profiltafel.) Seite 1—111.
- Reis, Otto M.:** Über eine stromatolithische Versteinerung eines karbonischen Pflanzenrestes. (Mit 1 Tafel als Textbeilage.) Seite 113—120.
- Mayer, Franz:** Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. (Mit 1 Tafel und 20 Textbildern.) Seite 121—159.
- Gillitzer, Georg:** Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. (Mit 22 Abbildungen im Text, 1 paläontologischen Tafel, 1 Profiltafel, 1 tektonischen Kärtchen und 1 geologischen Karte 1:25000.) Seite 161—227.
- Kranz, Walter:** Die Überschiebung bei Straubing. (Mit 4 Textfiguren.) Seite 229—235.
- Reis, Otto M.:** Über einige im Unter- und Oberrotliegenden des östlichen Pfälzer Sattels gefundene Tierreste. (Mit 2 Tafeln und 1 Textfigur.) Seite 237—254.

Berichte über den Stand der Aufnahmen in Unterfranken und Oberbayern mit vorläufigen Mitteilungen:

- Otto M. Reis Seite 255—258; F. W. Pfaff Seite 258—259; Matthäus Schuster Seite 259; W. Köhne Seite 259—261; F. Münichsdorfer Seite 261—262; H. Krauß Seite 262—268.

XXVI. Jahrgang 1913.

- Bucher, Walter:** Beitrag zur geologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. (Mit 2 Tafeln.) Seite 1—103.
- Krauß, Hans:** Geologische Aufnahme des Gebiets zwischen Reichenhall und Melleck. (Mit 1 Karte, 1 Profiltafel, 2 Fossiltafeln und 2 Textbeilagen.) Seite 105—154.
- Reis, Otto M.:** Über permische Pleuracanthidenreste. (Mit 1 Tafel.) Seite 155—162.
- Schuster, Matthäus:** Mikroskopische Untersuchung von Tonsteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz. (Mit 1 Tafel.) Seite 163—186
- Pfaff, Friedrich W.:** Beziehungen zwischen geologischem Aufbau und erdmagnetischen Messungen im rechtsrheinischen Bayern. (Mit 1 Tafel.) Seite 187—233.
- Schuster, Matthäus:** Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1:100000). Seite 235—266.
- Berichte über den Stand der geologischen und agrogeologischen Aufnahmen in Unterfranken und Oberbayern mit vorläufigen Mitteilungen:**
- F. W. Pfaff Seite 268—269; Matth. Schuster Seite 269—270; W. Koehne und F. Münchsdorfer Seite 270—274; H. Niklas Seite 274—275; H. Krauß Seite 275—277. Chemisch-analytische Arbeiten im Laboratorium Seite 277—278. Gutachtliche Äußerungen über Fragen der praktischen Geologie Seite 278—279.

Kleinere vermischte Mitteilungen der Geognostischen Jahreshefte 1913:

- Otto M. Reis: Zur Frage der Entstehung von Konkretionen Seite 281—290.
- Matth. Schuster: „Englburgit“ vom Wenneberg im Ries Seite 290—292.
- Hans Krauß: Zur Nomenclatur der alpinen Trias „Guttensteiner Kalk“ Seite 292—293.
- F. W. Pfaff: Entstehung von Quellenkohlsäure durch chemische Umsetzung Seite 293—295.

XXVII. Jahrgang 1914.

- Stern, Josef:** Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes. (Mit 8 Textbildern.) Seite 1—26.
- Kohler, Ernst:** Über den geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel. (Mit 20 Abbildungen im Text und 1 geol. Übersichtskärtchen 1:25000.) Seite 27—57.
- Schneidt, Theodor:** Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. 1. Hälfte. (Mit Tafel I—IX.) Seite 59—172.
- Boden, K.:** Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. (Mit 1 geol. Karte, 1 Profiltafel, 1 Textbeilage und 4 Textbildern.) Seite 173—214.
- Knauer, Hermann und Weigert, Josef:** Landwirtschaftliche Bodenkarte des Gutes Gelchsheim in Unterfranken. (Mit 4 Textabbildungen und 1 Bodenkarte 1:5000.) Seite 215—248.
- Reis, Otto M.:** Der Rheintalgraben. (Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Grabenbildungen.) I. Teil und II. Teil, 1. Hälfte. (Mit 2 Tafelbeilagen und 4 Textbildern.) Seite 249—278.
- von Loesch, K. C.:** Die Bergsturzgefahr am Schrofen bei Brannenburg. Erweitertes und mit Literaturbesprechungen versehenes Gutachten. (Mit 2 Profilen 1:25000.) Seite 279—287.

XXVIII. Jahrgang 1915.

- Schneidt, Theodor:** Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. (2. Hälfte.) Seite 1—61.
- Schmidt, C. und Reis, O. M.:** Zur Kenntnis des Donnersbergsgebietes. (Mit 3 Tafelbeilagen und 6 Textfiguren.) Seite 63—90.
- Kraus, Ernst:** Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. (Mit 1 geol. Karte und 14 Textfiguren.) Seite 91—168.
- Koehne, Werner:** Eine Verwerfung und andere bemerkenswerte Erscheinungen im Niederterrassenschotter bei Pasing. (Mit 13 Textabbildungen.) Seite 169—178
- Reis, Otto M.:** Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. (Mit 1 Übersichtskarte.) Seite 179—194
- Boden, K.:** Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. (Mit 5 Textbildern und 2 Tafeln.) Seite 195—236.

XXIX./XXX. Jahrgang 1916/17 (Doppelheft).

- Koehne, Werner:** Die Wiedergabe von Bodenprofilen in Naturfarben. (Mit 2 Farbentafeln und 2 Textfiguren.) Seite 1—6.
- Reis, Otto M.:** Über Blasenentstehung in Gesteinen und über Achatbildung. Mit einem Anhang: Über Baryt in Achatmandeln, über Kalzitachat und Enhydros. (Mit 6 Abbildungen u. 1 Beilage.) Seite 7—44.
- Reis, Otto M.:** Über die Vorkommen von Asphalt in Mineralgängen und Eruptivgesteinen der Rheinpfalz. Mit einem Überblick über die permische Mineral- und Erzverteilung und ihre Ursachen. (Mit 2 Abbildungen.) Seite 45—80.
- Reis, Otto M.:** Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Kalzitachat und Achat. I. Teil. (Mit 50 Abbildungen und 4 Tafeln.) Seite 81—298.
- Broili, F.:** *Ctenochasma gracile* Oppel. (Mit 6 Abb. auf Tafel VII.) Seite 299—306.
- Laubmann, H.:** Über einige Kalksilikatfelse des Oberpfälzer Waldes. Seite 307—313.
- von Ammon, Ludwig †:** Über Seeigel mit erhaltener Stachelbewaffnung aus dem Juraplattenkalk. (Mit 3 Textbildern.) Seite 315—319.

Kleinere vermischte Mitteilungen:

- O. Schlagintweit: Über fossilführende rhätische Mergel am Hochkalter. Seite 321—323.
- Dr. Matthäus Schuster: Ergebnisse von Beobachtungen über die Entwicklung und Verbreitung der Quaderkalke im Oberen Hauptmuschelkalk von Unterfranken. Seite 324—326.
- Dr. Otto M. Reis: Über neue alpin-geologische Aufschlüsse und tektonische Folgerungen. Seite 327—329.
- Tätigkeitsbericht über die Arbeiten der Geologischen Landesuntersuchung in der Geognostischen Abteilung des Oberbergamts in den Jahren 1914 bis 1917. Seite 330—332.
- Landesgeologe Adolf Schwager †. Seite 333—336.

XXXI./XXXII. Jahrgang 1918/19 (Doppelheft).

- Reis, Otto M.:** Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Kalzitachat und Achat. II. Teil. (Mit 5 Textbildern und 2 Tafelbeilagen.) Seite 1—92.
- Reis, Otto M.:** Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des Niederbayerischen Tertiärs r. d. I. (Mit 2 Tafeln und 1 Planskizze.) Seite 93—118.
- Arndt, Heinr., Reis, Otto M. und Schwager, Adolf †:** Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. (Mit 9 Textfiguren und 1 Tafelbeilage.) Seite 119—262.
- Hemmer, A.:** Die fossile Flora der Oberen Ottweiler Schichten des Saarbeckens. (Mit 5 Tafeln und 1 Textfigur.) Seite 263—298.
- Reis, Otto M. und Schuster, Matthäus:** Die Umgebung des Lembergs und Bauwalds zwischen Münster a. Stein, Altenbamberg und Odernheim. (Mit einem Kärtchen 1:50 000 und 26 Zeichnungen.) Seite 299—348.

Kleinere vermischte Mitteilungen:

- Bericht über die Arbeiten der Geologischen Landesuntersuchung in der geognostischen Abteilung des Oberbergamts in den Jahren 1918 und 1919. Seite 349—352.
- Zusammenstellung der in den Jahren 1918/19 erschienenen geologischen Litteratur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile. Seite 353—356.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung sowie unmittelbar durch die Kunst- und Verlagsanstalt von **Piloty & Loehle** in **München**.