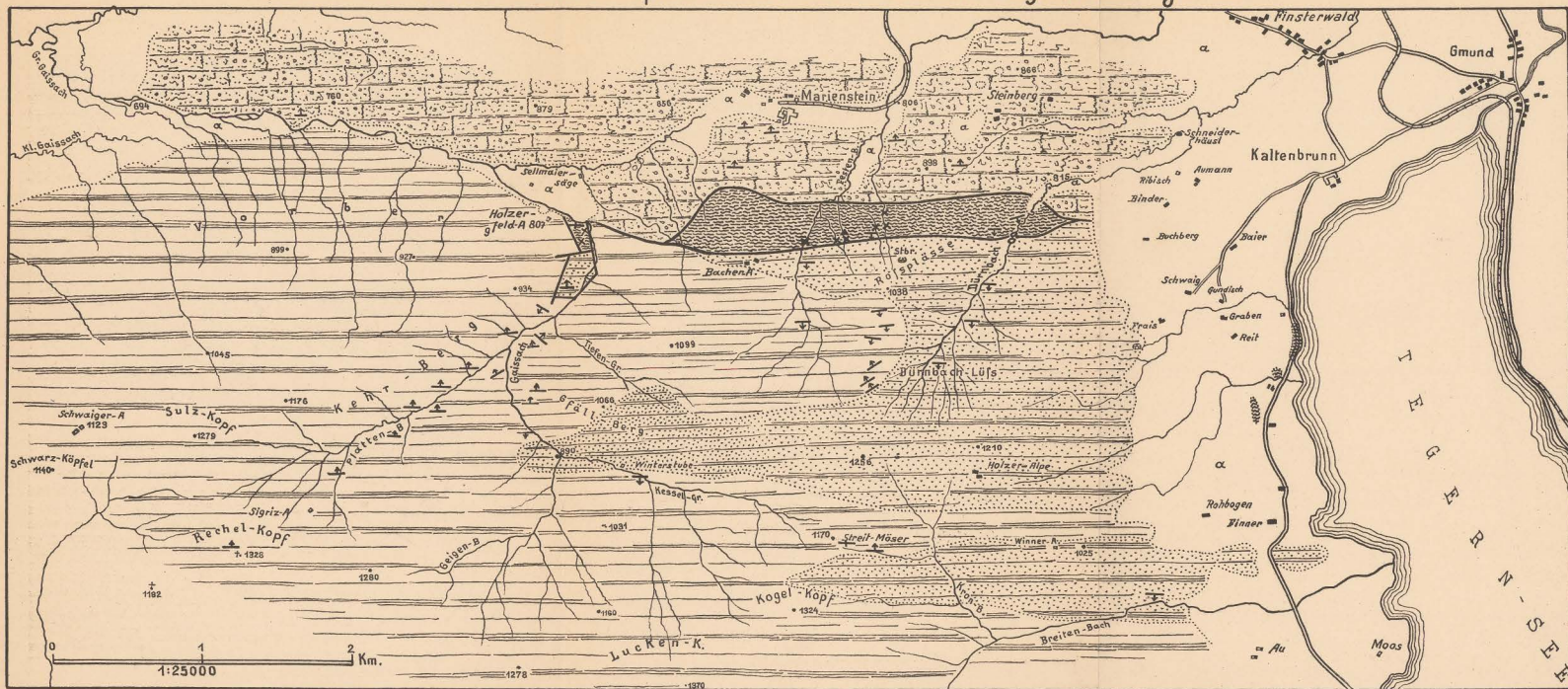


Tektonische Karte des Nordalpenrandes im westlichen Tegernseer Gebiet.



- | | | | | | | | | | |
|-----------------------|----------|------------------------------|--------------------------------|----------------------|-------------------|---|------------------------------------|-----------------|-----------------|
| | | | | | | | | | |
| Alluvium u. Diluvium. | Molasse. | Helvetische Kreide u. Eocän. | Sandstein-Gruppe des Pflsches. | Miaselkalk-Plysches. | Dürnbachbreccien. | Dolomitführender Breccienblock von größerem Umfang. | Verstreut liegende Breccienblöcke. | Schichtgrenzen. | Störungslinien. |

Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches.

Von

K. Boden.

(Mit einer Kartenskizze.)

Sonderabdruck aus dem Geognostischen Jahresheft 1920, XXXIII. Jahrgang.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1921.

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, quarzitisches 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) taflig ausgebildeten Individuen zeigen meist gute kristallographische Umgrenzung. Die Zwillinglamellen 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 Schliffen 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 Täfelchen oder Gruppen von solchen, mit intensiver Färbung und kräftigem Pleochroismus (a gelb, $b = c$ dunkelbraun). Randliche 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 Hexäedern 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 Masser, 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 Schliffen 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, tafligen Plagioklase charakterisieren sie als die normale diabasisch-körnige. Der Plagioklas ist in der Hauptsache sicher früherer Entstehung als die dunklen Gemengteile: auch die Biotittäfelchen 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 Diabasporphyr 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 schmäleren oder breiteren, 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, feinblätterige 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 Zwillingslamellen.

5. Magnetit ist fast in allen Schlifften, 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 Schlifffpartien 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 Olivingruppe 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 Eisenhydroxydauern 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 Eisenhydroxydauern 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 Schliff 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 gemahrende 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 Schliff 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 (Diabasporphyrit) 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, Geolog. 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⁾ AMFFERER 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 Seefelders, 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⁾ SUSS, 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 Druckerscheinungen und sind vielfach in einzelne Quetschlinen aufgelöst.

Da Tonschiefer und Grünsteine, deren inniges Gemisch oft an die devonischen Schalsteine Mitteldeutschlands 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 verknüptes 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 verschiedenen großen, oft eigentümlich geformten Quarz- sowie vereinzelt Kalkkörnern, die in einem feinkristallinen Aggregat von Dolomitkristallen 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 verknütetes 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 beigemenkten 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 beigemenkt 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 festverknütetes, 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 Dolomitmikrokrystallen, 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 Quarzifetzen 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 Seewenschiefen 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 Kieselkalkflysch 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 Sandsteinstreifen 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 Sandsteinstreifen, 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. FINKE, 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 WEITHOFFER 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-Eozänschichten 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-Eozänsaum 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 Hörnlegrube 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 Heilbrunn und Tölz (IMKELLER, Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachtal, am Schlier- und Tegernsee. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1900. Briefl. Mitt. S. 360). Da ferner vorseonone 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 verfaltet 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 ihren 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. I. c. S. 498; WEITHOFER, Oligozänablagerungen Oberbayerns I. 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 atoligozänes Alter hinweisen (FINCK, Der Flysch im Tegernseer Gebiet I. c. S. 23), bedarf noch näherer Nachprüfung.

³⁾ E. HINTZ, Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Wiesbaden 1911, S. 3. — H. КИОНКА, Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Jena. S. 4. — К. ОЕВБЕКЕ, 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 lepontinische Gesteine (rhätische Decke) hindeutenden basischen Eruptiva erinnern an die pienninische Klippenzone, die jedoch als selbständige Teildecke mit eigener (lepontinischer) 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 Aufsichtung 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 Brekzie 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

