

Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet.

Von K. Boden.

Die Forschungen im oberbayerischen Flysch haben dazu geführt, die Flyschmasse in zwei altersverschiedene Bildungen, eine Kieselkalkgruppe und eine Sandsteingruppe, zu gliedern, die infolge ihrer Horizontbeständigkeit über weite Gebiete einer Spezialkartierung des Flysches zugrunde gelegt werden können.

Die Kieselkalkgruppe besteht aus einer monotonen Folge von harten Kieselkalkbänken und weichen Mergellagen. Vielfach walten die Kieselkalkbänke an Mächtigkeit und Häufigkeit vor oder die Hauptmasse des Schichtkomplexes wird von den weicheren zumeist mehr oder minder deutlich geschieferten Mergeln aufgebaut, in denen die Kieselkalkbänke härtere Einlagerungen bilden. Im Dünnschliff zeigen die Kieselkalke zwischen körnigen Kalken mit geringem Gehalt an Quarzkörnern alle Übergänge zu sandigen Kalken, Kalksandsteinen und quarzitischen Sandsteinen sowie ölig glänzenden Quarziten. Stets enthalten diese Gesteine wechselnde Mengen von Glaukonitkörnern, Foraminiferen und Spongiennadeln. Die Umlagerung der Kieselsäure der Spongiennadeln führt zu Neubildungen von feinkörnigen Quarzaggregaten und mehr oder minder starken Verdrängungen des Calcits durch die Kieselsäure. Durch derartige diagenetische Umformungen entstehen häufig Kalkhornsteine, die vielfach einen wesentlichen Bestandteil der Kieselkalkbänke ausmachen.

Die Sandsteingruppe setzt sich aus Sandsteinen zusammen, die ebenfalls als mehr oder minder dicke feste Bänke mit weicheren Mergeln abwechseln. Häufig, besonders nach oben zu, nehmen die weichen Zwischenmittel an Dicke und Regelmäßigkeit mehr und mehr ab und dickbankige bis massige Sandsteine sind fest aufeinandergepackt. Die Sandsteine sind echte Glimmersandsteine, deren hoher Gehalt an Muscovit, stellenweise auch Biotit ein sicheres Unterscheidungsmerkmal gegenüber allen sandigen Gesteinen der Kieselkalkgruppe liefert, denen nur sehr vereinzelt etwas Glimmer beigemischt ist. Auch die weichen mergeligen Zwischenlagen enthalten im Gegensatz zu den Mergeln der Kieselkalkgruppe, von selteneren Ausnahmen abgesehen, stets erhebliche Mengen von Glimmer.

Vielfach reichern sich die Sandsteine unter Zurücktreten des Glimmergehaltes mit gröberen Quarzkörnern an und erhalten dann zuweilen konglomeratischen Habitus.

Auf der geologischen Karte des Tegernseer Flysches von WOLFRAM FINK, welche diese Einteilung zuerst zeigt (Geogn. Jahresh.

1903. XVI), finden sich an der Grenze von beiden Gruppen noch rote Flyschletten ausgeschieden, als durchgehender ständig die Grenze begleitender Horizont. Diese roten, oder stellenweise auch grauen und grünen durch ihre lebhafte Färbung hervortretenden Gesteine sind allerdings häufig zwischen Kieselkalk- und Sandsteinflysch als mehr oder minder breite Streifen eingeschaltet, zuweilen vergesellschaftet mit roten faserigen Kalken und Kalkhornsteinen, die makroskopisch mit Oberjuragesteinen verwechselt werden könnten, und bilden oft ein wichtiges Hilfsmittel zur Festlegung der Grenze zwischen beiden Einheiten.

Indessen muß berücksichtigt werden, daß auch innerhalb der Kieselkalkgruppe dieselben roten Letten als Einlagerungen auftreten und außerdem fanden sich bei der Kartierung der Schlierseer Flyschberge Profile durch die Grenzregion, in denen keinerlei Spuren der roten Letten nachgewiesen wurden, und in denen auch alle Anzeichen für tektonische Verquetschung fehlten, so daß keine durchgehende Horizontbeständigkeit der Letten angenommen werden kann. In den Flyschbergen zwischen Isar und Loisach wurden die Letten in den mittleren und nördlichen Teilen nirgends nachgewiesen und in den südlichen Teilen konnten nur einige winzige Ausbisse festgestellt werden. Im Benediktbeurer und Schlehdorfer Flysch fanden sich nahe der Sandsteingrenze Aufschlüsse, die eine gleichförmige Wechsellagerung von dünnen Kieselkalkbänken mit roten Flyschletten zeigten. Infolge dieser Tatsachen erweist sich die kartographische Ausscheidung der Letten an der Grenze der beiden Einheiten als nicht zweckmäßig, insbesondere da dieselbe zur Klarstellung des tektonischen Bildes in keiner Weise beitragen würde.

Vielfach wurden in den Schlierseer und Tegernseer Bergen im Grenzbereich der beiden Flyschgruppen konglomeratische und brecciose Bänke beobachtet, z. T. auch feine Kalkbreccien, so daß Verflachungen des Meeres, vielleicht auch teilweise Verlandungen anzunehmen sind, die zum mindesten in bestimmten Bereichen einen schwachen Hiatus zwischen beiden Einheiten bedingen. Dadurch ist die Grenze zwischen Kieselkalk- und Sandsteinflysch bei Schliersee und Tegernsee zumeist recht günstig ausgeprägt. — Weniger scharf hebt sich die Grenze im Blomberg—Zwieselgebiet und am Rechelberg bei Tölz heraus. Bänke von feinen Kalkbreccien und grobklastischen Lagen sind zwar auch hier vertreten, im übrigen aber zeigen sich umfangreiche Wechsellagerungen von Gesteinen der Kieselkalkgruppe mit typischen glimmerreichen Sandsteinen der Sandsteingruppe, wodurch die Kartierung besonders beim Fehlen von fortlaufenden Aufschlüssen sehr erschwert wird. Vereinigt man jedoch die Kieselkalkgesteine, in denen Glimmersandsteinlagen auftreten, mit der Sandsteingruppe, so läßt sich auch hier die Kartierung des Flysches in die zwei Gruppen durchführen. Der Falten-

bau tritt dann ebenso in die Erscheinung wie am Tegern-See und am Schlier-See.

Ursprünglich war FINK zu dem Resultat gelangt, die Kieselkalkgruppe als die ältere Flyscheinheit anzusehen und diesem Ergebnis waren auch DACQUÉ und HÖFER gefolgt, während HAHN umgekehrt die Sandsteingruppe als die ältere bezeichnete, die von seiner Zementmergel-(Kieselkalk-)Gruppe überlagert wird. Nach der FINK'schen Ansicht bilden die Sandsteine Einmuldungen im Kieselkalk, während nach HAHN die Sandsteine unter dem Kieselkalk sattelförmig emporgewölbt wurden. Die von HAHN für seine Anschauung niedergelegten Beweise entsprechen indessen nicht überall den Tatsachen, wie später noch gezeigt werden soll. Außerdem fanden sich in der Sandsteingruppe mehrfach Einschlüsse, die Gesteinen der Kieselkalkgruppe und auch rotem Flyschletten völlig gleichen und die beweisen, daß aufbereitetes Material aus diesen Schichten in die Sandsteine gelangt sein muß. Insbesondere zeigt aber die Detailkartierung, daß die HAHN'sche Annahme vom höheren Alter der Sandsteine zu tektonischen Unmöglichkeiten führen würde.

Die bisher im oberbayerischen Flysch gefundenen Fossilien bestehen aus etlichen mehr oder minder gut erhaltenen Inoceramen und obercretacischen Ammoniten, die sämtlich Gesteinen der Kieselkalkgruppe angehören. Außerdem gelang es, im Schlierseegebiet in brecciösen im Grenzbereich von Kieselkalk- und Sandsteinflysch auftretenden Ablagerungen zahlreiche Nummuliten zu entdecken. Dieser Fund wurde ergänzt durch ein Vorkommen von Nummuliten in konglomeratischen Flyschsedimenten bei Unter-Nogg an der Halbammer, so daß der Flysch in Oberbayern als eine obercretacisch-alttertiäre Bildung anzusehen ist. — — —

Die Gliederung des Flysches ermöglicht einestheils den Eigenbau der Flyschzone genauer zu erforschen und andererseits den wichtigeren und schwierigeren Fragen näherzutreten nach den Beziehungen des Flysches zu den Gebirgsgliedern, mit denen derselbe in Berührung tritt.

Die Karte des Tegernseer Flysches von W. FINK zeigte bereits, daß sich die Flyschzone in mehrere mehr oder minder breite Sandstein- und Kieselkalkstreifen zerlegt. Die Sandsteine bilden die Mulden und die Kieselkalke die Sättel. Schon hierdurch wurde der einfache Faltenbau des Flysches klar ersichtlich. Die Aufnahmen von HAHN haben dieses bestätigt und auch die weiter fortschreitende Kartierung hat nichts an dieser Tatsache geändert. Überall reihen sich die Falten gleichförmig aneinander und lassen sich über weite Gebiete in ihrem Fortstreichen verfolgen. Die Einfallrichtung und auch die Größe der Fallwinkel wechseln im Streichen der Schichten oft schnell und dementsprechend ändert sich auch die Form der Falten in ihrem streichenden Verlauf schon auf kurze Strecken recht wesentlich. Schmale steil gestellte oder

nach Norden überkippte Falten gehen in breit gespannte oder auch pilzförmig gebogene über.

Während die Kieselkalkgruppe mit ihrem unaufhörlichen und schnellen Wechsel von harten und weichen Gesteinslagen eine leicht faltbare sehr mobile Schichtserie darstellt, bilden die massigen oder dickbankigen Sandsteine einen sehr stabilen, wenig zur Faltung geneigten Gesteinskomplex. Hierdurch erklärt sich auch, daß die häufige und oft sehr intensive Kleinfaltung lediglich die Kieselkalkgruppe betroffen hat und den Sandsteinen völlig fehlt. Auch sind Kieselkalke und Sandsteine niemals eng miteinander tektonisch verknetet. Diese Kleinfaltung, die sich unter starker Überlastung durch die Sandsteingruppe bildete und zumeist in Form von spitzen, engen, stehenden, selten nach Norden überkippten Sätteln und Mulden in die Erscheinung tritt, hat zuweilen die Kieselkalkzüge fast in ihrer ganzen Breite ergriffen, oft tritt dieselbe jedoch auch nur streifenweise auf, oder dieselbe fehlt ganz. Im Tegernseer Gebiet findet sie sich zu beiden Seiten am Kontakt mit einer tiefen Sandsteinmulde.

Die Kleinfaltung der Kieselkalkgruppe stört jedoch den breiten einförmigen Faltenbau der Flyschzone in keiner Weise und die Flyschtektonik ist als eine einfache zu bezeichnen, die in starkem Gegensatz steht zu den verwickelten tektonischen Verhältnissen in der südlich angrenzenden kalkalpinen Vorzone. Insbesondere fehlen die intensiven Längsstörungen des Kalkalpengebietes, während die großen Querstörungen der Kalkalpen auch die Flyschzone durchpflügen und erst an der südlichen Molassegrenze endigen. — — —

Die in ihrer Breite starken Schwankungen unterworfenen Flyschzone stößt im Süden überall an die Kalkalpen. Im Norden berührt dieselbe teils direkt die Molasse, teils schalten sich zwischen Molasse und Flysch schmale Streifen von helvetischer Kreide und Eocän ein. Das Liegende vom Flysch bilden, wo wir dasselbe überhaupt antreffen, stets die Schichten des Helveticums.

Die am nördlichen Rand des Flysches auftretende Kreide besteht lediglich aus Senon, das zumeist mit Eocän verknüpft ist. Außerdem finden sich Kreidevorkommen innerhalb des Flyschbereiches, denen Eocän fehlt und die aus obercretacischen Seewenschichten bestehen, in Verbindung mit Gault und Aptien. Diese Kreidegesteine finden sich zwischen dem Tegernsee und dem Leitzachtal als schmale Aufbruchszonen im Flysch oder als isolierte, rings vom Flysch umschlossene, vorwiegend reihenweis angeordnete Vorkommen.

Nach einer früheren Ansicht wurde der Flysch gleichförmig über dem Helveticum abgelagert und dieses später durch den Flysch tektonisch hindurchgepreßt. Dieser Anschauung stellen sich zunächst stratigraphische Schwierigkeiten in den Weg. Da der Flysch der obersten Kreide und dem Alttertiär entspricht, also das gleiche

Alter besitzt wie Teile des Helveticums, können diese nicht normal vom Flysch überlagert werden, sondern beide Einheiten müssen in getrennten Ablagerungsräumen nebeneinander teilweise gleichzeitig sedimentiert sein und erst durch Überschiebung gelangte der Flysch in das Hangende der Kreide. Die letztere bildet lediglich den tektonischen Untergrund des Flysches.

Hierzu gesellen sich noch stark hervortretende Unterschiede in bezug auf die Tektonik zwischen beiden Einheiten, da die Kreide überall in enge Falten zusammengepreßt, heftig gestört und durch-einandergefaltet ist, im schroffen Gegensatz zu den einförmigen, weit gespannten Falten des Flysches. Die stratigraphischen Beziehungen und die tektonischen Kontraste vereinigen sich zum Beweise einer deckenförmigen Überlagerung der Kreide durch den Flysch. Es ist das Verdienst von HAHN, auf diese Verhältnisse zuerst hingewiesen zu haben.

HAHN nahm nun zwar eine tektonische Diskordanz zwischen Flysch und Helveticum an, glaubte jedoch eine Parallelfaltung zwischen beiden Einheiten zu sehen. Und zwar sollte eine axiale Kreideaufwölbung an eine axiale Sandsteinzone gebunden sein, so daß die innerhalb vom Flyschbereich gelegenen Kreidevorkommen überall unter dieser Sandsteinzone hervortauchen. Ebenso sollten auch die peripheren Kreide-Eocänaustritte an eine äußere Sandsteinzone stoßen. Die Annahme dieses immer wiederkehrenden Kontaktes vom Sandsteinflysch mit dem Helveticum veranlaßte HAHN wohl hauptsächlich in der Sandsteingruppe die ältere Flyscheinheit zu sehen. Indessen haben nun Detailkartierungen in einzelnen Gebieten davon stark abweichende Resultate ergeben.

Die schmale Kreideaufwölbung bei Schliersee bildet einen gegen Süden gekrümmten flachen Bogen, während die Flyschfalten derselben nicht folgen, sondern mehrfach abgeschnitten werden. Es liegt daher keine Parallelfaltung vor, sondern die Flyschfalten und die stark zusammengepreßte und gestörte Kreideaufwölbung durchkreuzen einander. Auch das am Außensaum auftretende Helveticum ist ebensooft an Kieselkalk wie an Sandstein geknüpft. Dadurch tritt die tektonische Unabhängigkeit der beiden Einheiten und ihre deckenförmige Überlagerung noch deutlicher in die Erscheinung und außerdem wird man zu der Schlußfolgerung geführt, daß Flysch und helvetische Kreide in bereits gefaltetem Zustande übereinandergelegt wurden, worauf auch die stark voneinander abweichende Faltungsintensität der beiden Einheiten hinweist.

Ein weiterer wichtiger Beweis für einen weitausholenden Deckenschub ist durch das Auftreten von Schubsplittern und Schubspänen erbracht, die teils anstehend, teils als lose Gesteinsblöcke und Klippen am Kontakt von Helveticum und Flysch

sowie von Flysch und Molasse in weiter Verbreitung angetroffen werden. Aus der Zusammensetzung dieser aufgeschürften und an der Basis vom Flysch mitgeschleiften Gesteine ergeben sich gewisse Anhaltspunkte über die Beschaffenheit des ursprünglichen Flyschuntergrundes.

Teils bestehen die aufgefundenen Blöcke aus brecciösen vom Wasser zusammengeschwemmten Anhäufungen, die sich aus kalkalpinen Gesteinen aufbauen, besonders solchen, die oberjurassischen Bildungen gleichen und aus altkristallinen Komponenten, vornehmlich weichen schwarzen Phylliten, aber auch Graniten und Quarziten. Teils finden sich isolierte Schollen und Fetzen von roten Kalken und Kalkhornsteinen, die ebenfalls mit oberjurassischen Gesteinen identifiziert werden können.

Die Vergesellschaftung von alpinen und altkristallinen Gesteinen, die keinerlei Abrollung und keinerlei Auslese zeigen, deren Ursprung also in nächster Nähe lag; lassen darauf schließen, daß der kristalline Untergrund nicht sehr entfernt war und nur von einer dünnen kalkalpinen Decke überlagert wurde. Die Gesteine weisen also auf ein allmähliches Auskeilen von alpinem Mesozoicum auf vindelizischem Sockel im ursprünglichen Flyschuntergrunde hin. Diese Tatsache steht im Einklang mit der Ausbildung der Gesteine am Nordrand der Tegernseer und Schlierseer Kalkalpen, die insbesondere durch die stark klastische Beschaffenheit der Jura-Neocomsedimente und durch die Ausdünnung der Trias-Dolomite und Kalke die Nähe des Nordrandes vom ostalpinen Geosynklinalbecken andeuten. Die Breccien zeigen ferner, daß vor dem Eindringen des Flyschmeeres in dessen späteren Ablagerungsbereich vielleicht zur unter- oder mitteleretacischen Zeit Erosionswirkungen stattfanden, welche die Breccien aufhäufte und durch die Teile der kalkalpinen Decke isoliert wurden, so daß sich Aufragungen über dem kristallinen Sockel bildeten, die dem vorbranderden Flysch leichte Angriffspunkte boten, als isolierte Scherlinge mitgeschleift wurden und zusammen mit den ebenso verfrachteten Breccien am aberodierten und abgewitterten Nordrande vom Flysch auftreten, sowie dort, wo die Flyschbasis mit ihrem durch die Erosion freigelegten tektonischen Untergrunde sich über das Niveau der Talsohlen heraushebt.

Nirgend ist der eigentliche Flyschuntergrund von der Faltung erfaßt. Nur die in die Flyschsedimente hineinragenden Unebenheiten finden sich als Schubsplinter und Schubspäne an seiner Unterfläche, so daß die Abschrung kaum zweifelhaft erscheint. Der Flysch ist nicht nach Norden überfaltet — dagegen spricht auch der tektonische Bau, insbesondere die hohen und steilen pilzförmigen Falten —, sondern derselbe stellt eine typische, wellig gebogene Abscherungsdecke dar, die allmählich gegen Süden mehr und mehr absteigt und an ihrem Nord-

rante bereits sehr seicht wird, wie vornehmlich¹ einzelne kleine noch innerhalb des Flysches bei Schliersee nahe der Molasse auftauchende Kreidevorkommen zeigen.

Die Falten sind auf eine obere Gesteinshaut beschränkt und setzen in keine großen Tiefen, sondern entstanden unabhängig vom Untergrund. Die Nähe des kristallinen Sockels, der bei dem Zusammenschub hemmend einwirkte, erklärt auch die wenig intensive Pressung. Die Gebirgsbildung war im Flyschgebiet von dem starren Rahmen bereits stark beeinflusst, dessen Nähe im Verein mit der Beschaffenheit der Sedimente die Eigenart der tektonischen Formen des Flysches bedingt.

Als sehr wesentliche und zugleich höchst eigenartige Bestandteile der Schubfetzen finden sich ferner aus Diabasen hervorgegangene Grünsteine, die sowohl allein, als Komponenten der Breccien, und auch in enger Verbindung und Untermischung mit den alpinen Sedimenten auftreten und sich während der Sedimentation der letzteren am Meeresboden mit dem Schlamm vermengten. Die Grünsteine sind also als junge Eruptivgebilde anzusehen, deren Aufdringen im jüngeren Mesozoicum (vermutlich im oberen Jura) erfolgte.

Da diese submarin geförderten vulkanischen Produkte zwischen Isar und Leitzach überall nachgewiesen wurden und auch im Jenbachtale Breccienblöcke mit Grünsteinfetzen vorkommen, müssen im späteren Ablagerungsbereich des Flysches, insbesondere in den nördlichen Randgebieten, ganz erhebliche Austritte basischer Magmen angenommen werden. Diese Ophiolite z. T. in Verknüpfung mit den Kalken und die schwarzen Phyllite setzen vorwiegend die Schubfetzen zusammen und bilden als sehr weiches Gesteinsmaterial die Gleitbahn für den Vorstoß des Flysches, wobei unter der starken Überlastung ein völlig zerriebenes und zerquetschtes Gemenge aus den aufgeschürften Trümmern entstand, auf der die breiten von ihrer Unterlage abgescherten Flyschfalten als geschlossene Masse hinwegglitten, ohne dabei wesentlichere tektonische Veränderungen zu erleiden. — — —

Für die Beurteilung der südlichen Flyschgrenze ist zunächst von Wichtigkeit, daß die fremdartigen Schubspäne und Schubsplitter, deren Vorhandensein an Störungslinien stets auf ein ganz erhebliches Bewegungsausmaß hindeutet, in den untersuchten Gebieten lediglich an den Kontaktstellen vom Flysch mit dem Helveticum und mit der Molasse auftreten und nicht am Kontakt der Kalkalpen mit dem Flysch, denn bisher hat man gerade diese Grenze als eine besonders wichtige tektonische Linie angesehen. Nach der Annahme vieler Forscher soll doch der Flysch weithin von den Kalkalpen tektonisch überlagert werden.

Die wenigen guten Aufschlüsse zeigen oft eine deutliche steilstehende Störung, an anderen Stellen ist diese weniger gut aus-

geprägt. Zuweilen sind Teile der Kalkalpen eine kurze Strecke weit über den Flysch geschoben. Auch verquetschte Schollen kommen an der Flyschgrenze vor, jedoch stets nur kalkalpine Gesteine, zumeist Raibler Rauhwacken. Um ein klares Bild über das Verhältnis zwischen Flysch und Kalkalpen zu erhalten, reichen derartige lokale Beobachtungen nicht aus, sondern die genaue Kartierung der beiden aneinandergrenzenden Gebirgsteile wird zu diesem Zweck notwendig und derartige Kartierungen waren bisher auf den kalkalpinen Teil beschränkt.

Die im wesentlichen durchgeführte Flyschkartierung und Untersuchung erstreckt sich nunmehr vom Leitzachtal bis zum Murnauer Moos und auf dieses Gebiet beziehen sich die Schlußfolgerungen.

Wenn man von der Annahme einer deckenförmigen Überlagerung des Flysches durch die Kalkalpen ausgeht, so sollte man ähnliche Lagerungsverhältnisse erwarten wie zwischen Helveticum und Flysch, Ein gegenseitiges Absetzen und Abschneiden oder auch ein Überkreuzen der Falten, sowie ein Empor tauchen der überwältigten Schichten. Von derartigen, auf einen weiten Vorschub der Kalkalpen hindeutenden tektonischen Beziehungen finden sich jedoch nirgend Anzeichen, vielmehr begleitet die Kalkalpen ein breiter Kieselkalkzug, der keinerlei besondere tektonische Beeinflussung aufweist und an diesen schließt sich im Norden eine tiefe Sandsteinmulde, die durch die Schliersee, Tegernsee und Lenggriser Berge bis zur Isar und über diese hinaus im Norden der Benediktenwand entlang bis in die Kocheler Berge verfolgt werden konnte. Ein ganz gleichförmiger Faltenbau des Flysches legt sich an den Kalkalpenrand. Nichts deutet auf ein weites Übergreifen der Kalkalpen über den Flysch hin. Nirgend kommt die Sandsteingruppe mit den Kalkalpen in Berührung. — Dieselben Verhältnisse finden sich auch in den Ammergauer Bergen. Die von HAHN am Südrand des Flysches bei Oberammergau eingezeichnete schmale Sandsteinzone besteht aus Gesteinen der Kieselkalkgruppe. Auch hier säumt überall die ältere Flyscheinheit die Kalkalpen ein.

Alle Biegungen und Krümmungen der kalkalpinen Vorzone werden von dem südlichsten Kieselkalkzug mit ausgeführt, ohne daß derselbe seine Breite dabei wesentlich ändert. Bedeutende Querstörungen der Kalkalpen zerstückeln auch den südlichen Flyschrand und zerschneiden die Sandsteinmulden des Flysches. Dieses zeigt sich nicht nur an zwei großen Querstörungen im Gebiet zwischen Schliersee und Tegernsee sowie an verschiedenen kleineren Störungen im westlichen Tegernseegebiet, sondern ebensowohl im Benediktbeurer Flysch. An den beiden großen Diagonalstörungen des Kesselberges setzt auch die südliche Flyschgrenze in weiten Sprüngen ab und die Sandsteinmulden werden ebenfalls beträchtlich verschoben. Vielleicht ist es kein Zufall, daß die Störungen,

besonders die westliche, gerade auf die Jod- und Schwefelquellen am Ostabhang des Blumberges hinzielen. Die Quellaustritte stehen offenbar mit dieser Störung in Zusammenhang.

Die kalkalpinen Störungen finden also nicht etwa an der südlichen Flyschgrenze ihr Ende, wie die Querstörungen des Flysches an der Molassegrenze oder z. T. an der Grenze gegen die helvetische Kreide, sondern die kalkalpine Tektonik dringt gleichförmig in die Flyschmasse ein. —

Außer diesen tektonischen Verhältnissen spricht gegen die weit-ausholende deckenförmige Überlagerung des Flysches durch die Kalkalpen noch ein weiterer gewichtiger Grund, der durch den Umstand gegeben ist, daß die Kieselkalkgruppe an ihrem südlichen Saum vielfach eine grobklastische Fazies besitzt, die sich kontinuierlich aus dem Schliersee-Tegernsee-Gebiet in die Lenggrieser Berge verfolgen ließ und auch im Norden des Brauneck noch auftritt. Im Benediktbeurer, Kocheler und Ammergauer Flysch fanden sich bisher keine derartigen Bildungen und ebensowenig östlich vom Leitzachtal. Diese grobklastische Randfazies entstand dadurch, daß dem Flyschmeer von Süden her grobes und feines kalkalpines Material in großen Mengen zugeführt wurde, das sich mit den Sedimenten der Kieselkalkgruppe mischte und mit diesen wechsellagert. Die feinen und groben kalkalpinen Komponenten zeigen keinerlei wesentliche Abrollung oder gar eine Auslese des Härteren, sondern eckige und kantige harte Kalke und sehr weiche Mergel liegen wirt durcheinander, so daß ihr Ursprung in nächster Nähe angenommen werden muß. In weichen Mergeln sind zuweilen grobe eckige Blöcke von einem und mehr Meter Durchmesser eingebettet, die sich vom Ufer lösten und in den Schlamm hineinglitten. Auch beobachtet man mergelige Schichten, die aus umgelagerten Liasmergeln entstanden, diesen völlig gleichen und sich lediglich durch die Geröllführung unterscheiden. Die Abnahme der Korngrößen wird mit der Entfernung von den Kalkalpen deutlich bemerkbar. Insbesondere trifft man tief im Flyschgebiet weit ins Flyschmeer hinausgespülten feinen kalkalpinen Detritus an, der in den Kieselkalcken eingelagerte feinkörnige Kalkbreccien bildet. An der Grenze von Kieselkalk gegen Sandstein, wo stellenweise Heraushebungen stattfanden, dringen die Kalkbreccien bis an den Nordrand vom Flysch vor und an der Halbammer findet sich sogar kalkalpines Material als grobe Gerölle. Insbesondere kopfgroße cenomane Hornsteinkalke.

Die Verhältnisse deuten darauf hin, daß nicht etwa entfernt gelegene kalkalpine Gebiete aufbereitet wurden, sondern dieselben müssen in allernächster Nähe gelegen haben. Das Flyschmeer hat an einem Kalkalpenrande gebrandet und die Ablagerungen dieser Brandungszone, dieses ursprünglichen Flyschrandes, sind in ziemlich unveränderter Form erhalten geblieben. Zumeist läuft dieser ehemalige Küstensaum vollkommen parallel mit den kalkalpinen Falten.

Untermischt mit dem wirr aufgeschichteten kalkalpinen Detritus am südlichen Flyschrand, in dem alle Gesteinstypen aus den angrenzenden Kalkalpen vertreten sind und in dem grobes und feines, hartes und weiches Material ohne Sonderung in Lagen bunt durcheinanderliegt, sind mehr oder weniger reichlich, aber nie in großen Mengen, nuß- bis kopfgroße exotische Gerölle eingestreut, die im scharfen Kontrast zu dem umschließenden klastischen kalkalpinen Material nur streng ausgelesene vollkommen abgeschliffene Komponenten darstellen. Kristalline Schieferfetzen oder überhaupt weichere exotische Bestandteile fehlen vollständig, lediglich äußerst widerstandsfähige Gesteine, die gegenüber den kalkalpinen auf eine weite Verfrachtung hindeuten, sind erhalten geblieben. Dieser schroffe Gegensatz läßt sich nur dadurch erklären, daß die exotischen Bestandteile bereits im abgeschliffenen Zustande in die Konglomerate gelangten und älteren Schotterablagerungen entstammen. — Da das Auftreten der exotischen Gerölle in dem untersuchten Gebiet auf die grobklastische südliche Randfazies beschränkt ist, den übrigen Teilen derselben dagegen fehlt, können dieselben nur aus dem Süden hergeleitet werden, und zwar aus cretatischen Ablagerungen, welche die Kalkalpen ehemals überdeckten.

Die genauere petrographische Bearbeitung der Gerölle ist noch nicht zum Abschluß gekommen. Auf Grund vorläufiger Dünnschliffuntersuchungen konnte jedoch festgestellt werden, daß neben den am häufigsten vorkommenden Quarzen, Quarziten und Kiesel-schiefern vorwiegend Fluidalstruktur zeigende Quarzporphyre und Felsitporphyre sowie Felsitfelse vertreten sind. Außerdem finden sich stark zersetzte Diabase, Diabasporphyrite und granitisch-aplitische Ganggesteine. Dieselben exotischen Gerölle — die ebensowohl im Cenoman auftreten — werden auch aus den österreichischen Gosauablagerungen beschrieben und mit Gesteinen der Grauwackenzone identifiziert.

Danach ist auch die Herkunft der genannten exotischen Flysch- und Cenomangerölle der bayerischen Alpen aus der Grauwackenzone nicht zu bezweifeln, und zwar sind entsprechend der großen

Entfernung nur die härtesten Gesteinstypen erhalten geblieben. Vielfach zeigen die exotischen Flyschgerölle starke Verdrückungen und Verquetschungen und lassen auch im Dünnschliff tektonische Einwirkungen erkennen, die den kalkalpinen Bestandteilen fehlen.

Eine etwas andere Beschaffenheit weisen diejenigen Flyschkonglomerate auf, welche BROILI vom Nordabhang der Kampenwand beschrieben hat. Auch hier ist kantiges, kalkalpines Material untermischt mit stark abgeschliffenen Quarzporphyren und felsitischen Gesteinen, aber dazu gesellen sich in großer Menge ganz weiche Fetzen von Phylliten, Talkschiefern und Chloritschiefern, diese letzteren müssen aus der Nähe herbeigeführt sein und sind nicht alpinen, sondern vindelizischen Ursprungs. Dasselbe zeigt sich wieder in dem Konglomerat an der Halbammer am Nordrande des Flysches, in diesem liegen ebenfalls kalkalpine Bestandteile, vermennt mit vindelizischen weichen Phylliten und Chloritschiefern, und auch die schwarzen Schieferfetzen in den nummulitenführenden Flyschbreccien bei Schliersee stammen von vindelizischem Gebiet.

Das Auftreten der exotischen Gerölle ist demnach durchaus mit der Tatsache in Einklang zu bringen, daß die grobklastische Randfazies der Kieselkalkgruppe den ursprünglichen südlichen Flyschrand bildet. —

Die tektonischen Verhältnisse lassen also keineswegs den Schluß zu, daß die Kalkalpen den Flysch deckenförmig überlagern und außerdem beweist die Ausbildung des südlichen Flyschrandes, daß derselbe in seiner ursprünglichen Beschaffenheit an die Kalkalpen stößt und nicht tief vergraben unter den Kalkalpen liegt. Auch deuten keine fremdartigen Schubsplitter auf ein größeres Bewegungsausmaß hin. —

Diese Schlußfolgerungen werden durch die Tatsache nicht in Frage gestellt, daß der Kontakt von Kalkalpen und Flysch zumeist als steil gestellte tektonische Linie in die Erscheinung tritt. Die tektonischen Vorgänge waren hier eben nur von untergeordneter Bedeutung. Aneinanderpressungen, Auswäzungen und Verdrückungen, die den Bau der angrenzenden kalkalpinen Vorzone beherrschen, haben vielfach stattgefunden. Das zeigen besonders die zuweilen zwischen Jura und Flysch eingeklemmten Raibler Schollen. Auch die kurzen Überstülpungen der Kalkalpen über den Flysch bei Schliersee und Tegernsee tragen nur lokalen Charakter. Die Natur und das Ausmaß dieser Störungsvorgänge wechseln offenbar auf kurze Strecken bereits und bedingen daher nicht die Annahme einer großen Deckenverfrachtung. In den Lenggrieser Bergen im Tratenbach findet sich sogar ein Aufschluß, der den Kontakt von Lias mit Flyschkonglomeraten erkennen läßt, ohne Anzeichen einer zwischen beiden vorhandenen Störung.

Nicht jede Längsstörung bildet eine Schuppe oder Überschiebung. Gerade die fortwährend auf kurze Strecken wechselnde Intensität

des tektonischen Vorganges, das Aufhören und Wiederansetzen der Störungen, wie es besonders klar die tektonische Linie am Südrand der kalkalpinen Vorzone und auch viele andere Störungslinien innerhalb der kalkalpinen Vorzone zeigen, lassen darauf schließen, daß diese Störungsformen nicht als Abspaltungen und weite Schollenüberschiebungen aufzufassen sind, sondern daß im isoklinal gefalteten Gebirge durch Fortschreiten der Faltung ebensowohl Auswaltungen und Unterdrückungen von Schichtgliedern in weitestem Umfang entstehen können, und diesen kalkalpinen tektonischen Verhältnissen fügen sich auch noch diejenigen an der Flyschgrenze ein.

Die vorliegenden Untersuchungen führen nunmehr zu dem Resultat, daß allerdings große Massenverfrachtungen, weitausholende Überschiebungen am Nordrande der Alpen stattgefunden haben, die Bewegungsfläche lag jedoch nicht zwischen Kalkalpen und Flysch, sondern zwischen Flysch und Helveticum. Diese beiden Einheiten stehen einander fremd gegenüber und befinden sich in tektonischer Überlagerung. Der Flysch ist dagegen den Kalkalpen anzugliedern, beide sind gemeinsam und miteinander verschweißt nordwärts gewandert.

Da der Südrand der Kreide unter der Schubmasse begraben liegt, wird es uns vorenthalten bleiben, ein genaues Ausmaß der Verfrachtung zu berechnen. Allgemeine Anhaltspunkte hierfür gibt uns nur die Ausbildung der helvetischen Kreidesedimente. Am Außenrande des Flysches finden wir die senonen Sedimente in Verbindung mit dem Eocän bei Marienstein und außerdem im Jenbachtale zumeist als weiche Foraminiferenmergel. Zwischen Tölz und Heilbrunn dagegen vom Eocän überlagerte mergelige und sandig-glaukonitische Fazies, welche die Nähe vom Nordrand des Kreidebeckens andeuten. Bei Schliersee setzt sich die obere Kreide vornehmlich aus foraminiferenreichen roten und grauen Kalken zusammen, ähnlich der Scaglia der Südalpen, darunter liegen glaukonitische Gaultsandsteine und den Abschluß nach unten bilden massige, zuweilen oolithische Aptiengesteine, die alle Übergänge zwischen sandigen Kalken und Kalksandsteinen mit schwankendem Glaukonitgehalt zeigen und häufig erfüllt sind von Spongiennadeln, Crinoiden und Seeigelresten. Eingeschaltet in den Kalken finden sich sandig-tonige Orbitolinenschiefer. Tiefere Schichtglieder dieser nur etwa 100 m mächtigen Kreideserie treten nirgend zutage aus, jedoch könnte die starke tektonische Zusammenpressung der Kreide gegenüber der einfacheren Flyschtektonik vielleicht auf ein tiefer versenktes Becken hindeuten. Der starre Untergrund lag tiefer und daher erklärt sich die stärkere tektonische Beeinflussung der Kreide, trotzdem dieselbe in ihren unteren Teilen aus massigen und schwer faltbaren Schichten besteht.

Die Ausbildung der Kreidesedimente, insbesondere die detritusfreien inoceramenführenden Foraminiferenkalke der Seewenschichten von Schliersee zeigen, daß die Schichten nicht in einer schmalen Rinne zur Ablagerung kamen, sondern in einem ausgedehnten, abgetrennt nördlich vom Bildungsbereich des Flysches gelegenen Meerestrog und entsprechend der Breite dieses bereits durch die Faltung zusammengeschobenen Sedimentationsraumes muß auch der Flysch nordwärts gewandert sein. Die fast vollkommene tektonische Unterteufung des Flysches durch die Kreide ist im Bohrloch bei Wiessee festgestellt. Indessen kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die helvetischen Schichten in immer größere Tiefen niedersinkend sich noch weit unter den Kalkalpen hinziehen. — — —

Es bleibt nunmehr die am wenigsten geklärte Frage zur Erörterung übrig, nach dem Verhältnis vom Flysch zu der vorgelagerten Molasse. Zumeist liegen in der Grenzregion breite Furchen, erfüllt mit jungen Ablagerungen, die den Kontakt verhüllen. Bei Marienstein, zwischen Tölz und Heilbrunn und im Kocheler Gebiet schieben sich außerdem schmale Streifen des Helveticums zwischen Flysch und Molasse ein. Lediglich im Schlierseegebiet stoßen beide Einheiten direkt aneinander. Die Grenze konnte hier auf eine Erstreckung von etwa 10 km in ihrem wesentlichen Verlauf durch die Kartierung festgelegt werden. Dabei zeigte sich, daß ein nördlichster breiter, östlich der Schlierach gelegener Sandsteinzug von der schwach südlich gebeugten Molassegrenze abgeschnitten wird und ebenso auch der westlich der Schlierach sich anschließende Kieselkalkzug. So daß die Molasse abwechselnd mit den beiden Flyschgruppen in Berührung kommt. Dieselben Verhältnisse ergeben sich bei Marienstein und bei Heilbrunn, wenn man die Flyschfalten über die schmalen Streifen des Helveticums bis zur Molasse ergänzt. Auch hier beobachtet man ebenso wie am jetzigen Nordrande des Flysches, der das Helveticum meist überragt, überall ein Auskeilen und Wiederansetzen der Faltenbänder des Flysches. Bald würde die Sandsteingruppe, bald die Kieselkalkgruppe an die Molasse heranreichen.

An diesen höchst unregelmäßig gestalteten Flyschnordrand legt sich — wie WEITHOFER gezeigt hat — in vollkommener Gleichförmigkeit der Südrand einer Molassemulde, der stets von den ältesten Molasseschichten der unteren Meeresmolasse gebildet wird, die in normaler Aufeinanderfolge von den jüngeren Bildungen überlagert werden. Weder ein Abschneiden der einzelnen Molassestufen, noch ein Überquellen des Flysches ist zu beobachten. Auch dringen die alpinen Querstörungen nicht in die Molasse ein. Jeder tektonische Zusammenhang fehlt und die Lagerungsverhältnisse sprechen unbedingt gegen eine Überschiebung der Molasse durch den Flysch. Der Flysch bildete eine sich frei bewegende Decke, welche die Molasse nicht überwältigt, streckenweise vielleicht auch nicht erreicht hat.

Die größte Unregelmäßigkeit im Verlaufe des Flyschnordrandes findet sich jedoch am Kochel-See zwischen Schlehdorf und Ohlstadt. Die bei Benediktbeuern und Heilbrunn 6 km breite Flyschzone schrumpft westlich der Loisach auf 2 km zusammen. Die östlichen Flyschfalten sind hier nicht etwa zu einem engen Bündel zusammengepreßt, sondern nur der südlichste Kieselkalkzug und ein Teil der südlichsten Sandsteinmulde konnte durch die Kartierung nachgewiesen werden, die übrigen im Osten vorhandenen Flyschfalten fehlen. *W*östlich vom Murnauer Moos im Hörnle-Gebiet erreicht das Flyschband wieder dieselbe Ausdehnung wie bei Benediktbeuern, so daß eine tiefe und breite Einbuchtung in der Flyschzone entsteht. Eine ursprüngliche tektonische Überlagerung der Murnauer Molassemulde durch die zu ergänzenden Flyschteile ist nicht anzunehmen, da Erosionsreste erhalten sein müßten und auch hier spricht wieder der äußerst regelmäßige Bau vom Südrand der Molasse gegen eine solche Überschiebung.

Einen wichtigen Schlüssel zur Klärung der Frage nach der merkwürdigen unregelmäßigen Gestaltung des Flyschnordrandes bildet die Geröllführung der Molasseschichten, insbesondere die Zusammensetzung der mächtigen konglomeratischen Ablagerungen, die nahe der nördlichen Grenze der Oligocänmolasse die mittelmioäne obere Meeresmolasse (stellenweise auch mittelmioäne Brackwasserschichten) überlagern und die dem bereits ausgesüßten Obermiocän zugewiesen werden. Zugleich erhalten wir hierdurch gewisse Anhaltspunkte über den zeitlichen Verlauf der Krustenbewegungen im Alpengebiet. Die eigenartigen Konglomerate des Obermiocäns wurden auf einer Anzahl Exkursionen zwischen der Loisach und dem Starnberger See bei Beuerberg, ferner beim Fischbartl an der Isar nördlich Tölz und im Gebiete des hohen Peißenberges näher studiert.

Die Konglomerate bilden ein wirres Haufwerk ohne jede Schichtung, in dem alle Korngrößen von Blöcken mit $\frac{1}{2}$ m Durchmesser bis zu feinem Sand und sandigem Ton höchst unregelmäßig durcheinandergemischt liegen. Die Korngrößen wechseln örtlich. Oft finden sich grobe Blockanhäufungen mit wenig feinerem Material, oft werden die groben Komponenten mehr durch feinkörnige verdrängt, oft waltet mittel- und feinkörniges Gemenge vor oder auch grobe Sande mit nur einzelnen größeren Geröllen. Eine feste Verkittung der klastischen Massen durch ein kalkiges oder kieseliges Zement fehlt, lediglich die Anreicherung von feinsandigem und sandig-tonigem Material um die gröberen Bestandteile bildet ein loses Bindemittel, das eine schwache Verbackung bewirkt und den Ablagerungen eine gewisse Standfestigkeit gibt. Feiner und grober Sand tritt im Konglomerat mehrfach als langgestreckte linsenförmige Einlagerung auf oder ist zu Nestern und Schmitzen in den Geröllumassen konzentriert. Mehrfach beobachtet man auch

auskeilende Lagen von grellroten und graugrünen plastischen Mergeln.

Außerordentlich erschwerend bei der Untersuchung der einzelnen Gerölle ist die starke Verwitterung, welche die meisten derselben erfahren haben. Da besonders dichte Gesteine zuweilen einen frischen Kern erkennen lassen, kann es keinem Zweifel unterliegen, daß dieselben im frischen Zustand transportiert wurden und die Verwitterung erst die Konglomerate ergriff. Hervortretend ist die außerordentliche Gleichartigkeit der Geröllschichten über weite Strecken, sowohl in bezug auf die einzelnen Komponenten als auch in bezug auf das Mischungsverhältnis derselben. Die Erosion muß überall in gleichartig aufgebautem Gebiet und unter gleichen Bedingungen gewirkt haben. Lediglich Gerölle aus dem Anstehenden würden berücksichtigt, obgleich die zumeist vorhandenen Eindrücke auch bei freiliegenden Stücken ein gutes Unterscheidungsmerkmal zu den diluvialen Geröllen bieten.

Die vorläufigen Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß die Konglomeratmassen zu ihrem weitaus größten Teil aus voralpinen Gesteinen bestehen, unter denen wiederum die Flysch-Kieselkalke vorwalten, neben anderen Flyschgesteinen und Gesteinen des Helvetiums. Die grauen verwitterten Flysch-Kieselkalke können leicht verwechselt werden mit verwitterten Lias-Kieselkalken. Indessen zeigten zahlreiche Dünnschliffe aus frischen, bei großen Geröllen erhaltenen Kernen zumeist einen unreinen körnigen Kalk mit wechselndem Gehalt an Quarz und Glaukonitkörnern, außerdem fanden sich Spongiennadeln, die teils vereinzelt auftreten, teils das Gestein vollkommen durchsetzen, und mehr oder minder zahlreiche Foraminiferenschalen. Auch von Spongiennadeln erfüllte Kalkhornsteine des Flysches mit den typischen Verkieselungserscheinungen sind reichlich vorhanden. Unter diesen gran verwitternden, kalkig-kieseligen Gesteinen sind jedoch auch solche vertreten, die der unteren helvetischen Kreide entstammen. Einen genaueren Prozentsatz derselben anzugeben, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, da eine sichere makroskopische Unterscheidung bisher nicht möglich war. Lediglich im Dünnschliff konnten dieselben festgestellt werden.

Die Tabelle (p. 404) gibt eine rohe Übersicht über die Zusammensetzung der Konglomerate. Eingehendere Beschreibungen sollen in einer Spezialarbeit niedergelegt werden.

Die das Konglomerat aufbauenden Komponenten zerfallen in drei Gesteinsgruppen, die sich allerdings in ganz verschiedenem Mengenverhältnis vorfinden. Die wichtigste Gruppe wird, wie schon erwähnt, von voralpinen Gesteinen gebildet, die in allen Korngrößen bis zu $\frac{1}{2}$ m Durchmesser vorhanden sind und etwa 90 % der Gesamtmasse des Konglomerates darstellen. Einer zweiten Gruppe,

Gesteinsgruppe u. ungefährer Prozentsatz d. Beteiligung	Gesteinsart	Menge	Korngröße cm Durchmesser	Grad der Ab- schleifung
Voralpine Gesteine 90 %	Flysch-Kieselkalk [sandig - glaukonitische Kalke der unt. helvet. Kreide z. T.]	Stark vorherr- schend	Alle Korngrößen bis 50 cm	Kanten- gerundet bis vollkommen
	Flysch-Quarzit und quarzitischer Sandstein	Häufig	Alle Korngrößen bis 10 cm	Vollkommen
	Glaukonitischer Sand- stein der helvetischen Kreide	Reich- lich	Alle Korngrößen bis 20 cm meist 7—8 cm	Vollkommen, selten nur kanten- gerundet
	Eocäner Nummuliten- kalk und Granitmarmor	Ver- einzelt	Bis 15 cm	Vollkommen
Kalkalpine Gesteine 2 %	Dunkle Triaskalke	Vor- handen	Wenige Zentimeter	Äußerst vollkommen
	Helle triassische Riffkalke	Sehr ver- einzelt	Wenige Zentimeter, sehr selten bis 10 cm	Äußerst vollkommen
	Juragesteine			
Molasse- Gesteine 8 %	Quarz und Kiesel- schiefer	Reich- lich	Wenige Zentimeter, meist grober u. feiner Sand	Äußerst vollkommen

welche die kleinen, schlecht erkennbaren, kalkalpinen Gerölle umfaßt, kann etwa eine Beteiligung von nur 2 % zugemessen werden, während die dritte aus kieseligem Material bestehende Gruppe etwa 8 % der Zusammensetzung ausmacht.

Die letzte Gruppe ist die am wenigsten charakteristische und auch für unsere Betrachtungen von geringer Bedeutung. Bemerkenswerte kristalline Gesteine fehlen dieser Gruppe vollkommen. Ohne Zweifel bilden die kieseligen Bestandteile vornehmlich aufbereitetes Material aus den älteren Molasseschichten.

Im Vordergrund des Interesses stehen die voralpinen Gesteine, die wiederum gegliedert werden müssen in Flyschgesteine und in

solche, die den Schichten des Helveticums entstammen. Beide Typen lassen sich jedoch nicht immer scharf auseinanderhalten. — Die vorhandenen Gerölle geben uns kein vollständiges Bild von dem Aufbau ihres Ursprungsgebietes, sondern lediglich eine Auslese aller härteren Bestandteile und diese sind zumeist stark abgerollt, so daß ein weiter Transportweg anzunehmen ist. Alle weicheren Schichten aus dem Voralpengebiet — Flyschmergel, Seewenmergel, Seewenkalke — fehlen. Auch die weicheren Kreidesandsteine und vor allem die glimmerreichen Flyschsandsteine der Sandsteingruppe sind nur in ganz vereinzelt Stücken vertreten. Besonders vom Flysch-Sandstein müssen außerordentliche Mengen während der Verfrachtung verloren gegangen sein. Lediglich in dem feinquarzigen Material der obermiocänen Schotter könnten winzige Reste dieser Sandsteinmassen gesucht werden. Besonders bezeichnend ist auch das Fehlen der Flyschmergel, die doch vielfach den wesentlichsten Bestandteil der Kieselkalkgruppe ausmachen. —

Die plötzliche und ausgedehnte Anhäufung von klastischem Material aus den Voralpen steht im außerordentlichen Kontrast zu der Zusammensetzung der Konglomerate der älteren Molasseschichten und liefert uns den Beweis, daß um die Wende vom Mittelmiocän zum Obermiocän ganz ausgedehnte tektonische Bewegungen im Voralpengebiet einsetzten, so daß Flysch und Helveticum im weitgehendsten Maße von der Erosion ergriffen werden konnten. Als Zeugen dieser Erosion finden sich die obermiocänen Konglomerate im Alpenvorlande. —

Im Voralpengebiet lagert jetzt der Flysch als überschobene Decke auf den Schichten des Helveticums, die schmale Streifen am Nordrande bilden, oder innerhalb des Flysches als wenig ausgedehnte, reihenweis angeordnete Emporragungen zutage austreten und echte vom Flysch ummantelte und unter den Flysch eintauchende Fensterklippen darstellen.

Die Untersuchung der obermiocänen Konglomerate hat nun ergeben, daß zwar die Hauptmasse der voralpinen Gesteine dem Flyschgebiet entstammt, daß andererseits jedoch die starke Beteiligung von Gesteinen aus der helvetischen Kreide nicht zu verkennen ist. Besonders deutlich heben sich die durch ihre charakteristische Verwitterung kenntlichen Gaultsandsteine heraus, die etwa 10—15 % der Gesamtmasse vom Konglomerat ausmachen. Ebenso sind auch sicherlich reichlich Aptiengesteine vertreten.

Die Kreide wurde also in starkem Maße durch die Erosion in Mitleidenschaft gezogen, wesentliche Teile vom Helveticum müssen durch die Erosion zerstört sein, um solche Mengen von Detritus zu liefern, von dem uns in den jetzt noch vorhandenen obermiocänen Konglomeraten nur eine Auslese des Härteren und nur ein schwacher Bruchteil überhaupt vorliegt. Diese Erosion kann

unmöglich gewirkt haben, als die Kreide bereits vom Flysch deckenförmig überlagert wurde, da dieselbe in großem Umfang der Einwirkung durch die Gewässer zugänglich sein mußte und daher von der Flyschdecke noch nicht verhüllt sein konnte. Auch die größeren Entblößungen z. B. bei Schliersee sind offenbar erst durch jüngere Erosionstätigkeit freigelegt.

Die von der Flyschtektonik stark abweichenden tektonischen Formen des Helveticums, sowie insbesondere das Durchkreuzen der Flyschfalten durch die Aufbrüche der helvetischen Kreide bei Schliersee zeigten bereits an, daß ein gefaltetes Kreidegebirge vom gefalteten Flysch überschoben wurde. Dieses wird uns durch das Studium der Gerölle bestätigt und gleichzeitig erhalten wir nunmehr eine Erklärung für die eigentümliche Gestaltung des Flysch-nordrandes.

Die obermiocäne Erosion setzte im Voralpengebiet ein als Flysch und Helveticum in ihren hintereinanderliegenden, getrennten Ablagerungsräumen sich falteten und erreichte ihren Höhepunkt während des Überschiebungsvorganges, wobei vorwiegend der nach Norden brandende Flyschrand von der Wasserwirkung betroffen wurde und erhebliche Teile desselben der Erosion zum Opfer fielen.

Die Profile am Nordabhang vom Peißenberg, in denen mehrfache Wechsellagerungen der obermiocänen Konglomerate mit Flinzmergeln beobachtet wurden, zeigen uns, daß die ruhige Sedimentation der Flinzmergel periodisch durch plötzliche mächtige Einschwemmungen von Schottermassen unterbrochen wurde. Die tektonischen Bewegungen — Auffaltung und Überschiebung — im Alpengebiet müssen also stoßweise erfolgt sein und sich über längere Zeiträume erstreckt haben, so daß Zeiten stürmischer Bewegung abgewechselt haben mit Zeiten der Ruhe, oder doch mit Bewegungen von geringerem Ausmaß, während der die Schotter nicht so weit nördlich verfrachtet wurden.

Die Flyschdecke glitt also über ein gefaltetes, bereits zertaltes Kreidegebiet und lediglich ein stark durch die Erosion verstümmelter Flysch-nordrand erreichte die Molasse. Das unregelmäßige Kreiderelief, über das sich der Flysch bei seiner Wanderung nach Norden hinüberlegte, erklärt leichter das Auftreten von isolierten vom Flysch ummantelten Schollen, sowohl innerhalb, als auch am Außensaum vom Flysch.

Die großen Unregelmäßigkeiten am Nordrande vom Flysch — das Abschneiden und Wiederansetzen der Flyschfalten, die weite Einbuchtung am Kochelsee — sind nicht durch nachträgliche Erosion über die Molasse geschobener Flyschteile entstanden, sondern wesentliche Teile waren bereits nicht mehr vorhanden, als die Überschiebung am Südrand der Molasse oder noch südlich von diesem zum Stillstand kam. Der meist morphologisch so scharf von seinem

Vorland abgezeichnete Nordrand der Alpen ist der Stirnrand der gegen Süden stark absteigenden Flyschdecke, der von der jüngeren Erosion nurmehr etwas abgeschrägt und zugeschnitten wurde.

Während uns der Südrand des Flysches in fast unveränderter Form vorliegt, ist der ursprüngliche nördliche Flyschsaum vollständig der obermiocänen Erosion anheimgefallen. — —

Über die obermiocänen Bewegungen im eigentlichen kalkalpinen Gebiet erhalten wir durch die Konglomerate nur wenig Anhaltspunkte. Die meist kleinen kalkalpinen Komponenten werden infolge ihrer Unscheinbarkeit und ihrer geringen Zahl leicht übersehen, dieselben sind jedoch in allen Aufschlüssen ganz gesetzmäßig beigemischt.

Diese geringe Beteiligung kalkalpiner Gerölle am Aufbau der Konglomerate könnte dahin gedeutet werden, daß sich im Obermiocän hauptsächlich im Bereich der Voralpen tektonische Bewegungen abspielten, die hier zu einer weitgehenden Erosion führten. Indessen besteht ebensowohl die Möglichkeit, daß kalkalpines Material in großen Mengen auf dem ohnehin längeren Transportweg vollkommen verloren ging, insbesondere da die alpinen Kalke im allgemeinen weicher sind wie die kalkig-kieseligen voralpinen Gesteine. Die Kleinheit der kalkalpiner Gerölle spricht dafür. Auffallend ist das Fehlen oder das höchst vereinzelte Auftreten von den harten oberjurassischen Hornsteinen. Offenbar zerfallen und zerbröckeln dieselben sehr leicht zu winzigen Stückchen. Auch die liassischen Kieselkalke bilden große Seltenheiten. Zumeist finden sich immer nur dunkle oder auch helle Triaskalke.

Denkt man sich die Lagerung der Schichten im Oligocängebiet und in den Voralpen — deren wahre ursprüngliche Ausdehnung insbesondere in bezug auf den helvetischen Ablagerungsbereich unbekannt ist —, bevor die Raumverkürzung durch Faltung und Überschiebung eintrat, so erhält man zu Beginn der Erosionswirkung ein weites Feld zwischen den uns jetzt noch zugänglichen obermiocänen Konglomeraten und dem damaligen Kalkalpengebiet. Außerdem traten die Höhenunterschiede zwischen der Flyschzone und den angrenzenden Kalkalpen vielleicht noch mehr zurück als jetzt und möglicherweise waren auch die Flüsse nicht tief in die Kalkalpen eingeschnitten, um viel kalkalpines Material fördern zu können, sondern die Erosion ergriff insbesondere den nordwärts drängenden Flyschrand und das vorgelagerte bereits gefaltete Helveticum, das nach und nach von der Flyschdecke verhüllt und der Erosion unzugänglich wurde.

Da die Konglomerate nicht etwa unter den Flinz eintauchen, sondern am Peißenberg mit Flinzgesteinen verzahnt sind und in denselben auskeilen, also beide teilweise gleichalterige Bildungen darstellen, liegt uns in dem jetzt noch vorhandenen Konglomeratstreifen lediglich der Nordrand von gewaltigen Schottermassen vor,

die in den nördlichen Teilen des in Bewegung befindlichen Alpengebietes ihren Ursprung nahmen und die damals noch flach oder nahezu flach gelegenen älteren Molasseschichten überdeckten. Aus diesen Überlegungen erklärt sich leicht das Fehlen oder nur ganz vereinzelte Auftreten aller weicherer Gesteinskomponenten.

Während der Faltenbewegungen im Alpengebiet und beim Vorbränden der ostalpinen Massen muß auch das von WEITHOFER angenommene, zwischen Helveticum und Oligocängebiet gelegene kristalline Land verschwunden sein, das für die tieferen Molasseablagerungen, wenn man diesen Gedankengängen folgt, den vorwiegenden kristallinen Detritus lieferte und an dessen Stelle nurmehr alpine Gesteine ins Vorland gefördert wurden. In geringem Maße nur wirkte die Erosion im Obermiocän auch auf Teile des älteren Tertiärs ein.

Erst nach der obermiocänen Konglomeratbildung wanderte die alpine Gebirgsbewegung in das Vorland hinaus, wodurch die oligocäne Molasse ihre eigenartige Falten tektonik erhielt und über das Miocän hinüberschoben wurde, dessen untere und mittlere Abteilung an der Überschiebung Steilstellung annahm, während das Obermiocän nur in seinen südlichsten Ausbissen noch aufgerichtet ist und sich gegen Norden entsprechend dem Ausklingen der Faltung allmählich flach legt.

München, März 1922.
