

**Die Geröllführung der miozänen
und oligozänen Molasseablagerungen im süd-
bayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn
und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung**

Von

K. BODEN

Mit 1 Tafel und 8 Textskizzen

Sonderabdruck

aus den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München
Bd. XVIII., 3. Heft. 1925



München 1925

Universitäts-Buchdruckerei von Dr. C. Wolf & Sohn

1. Der obermiozäne alpine Schutt.

Über die Anhäufung von alpinem Schutt im südlichen Randgebiet der obermiozänen oberen Süßwassermolasse, der in den Alpen seinen Ursprung nahm und ehemals die Oligozänmolasse als gewaltige breite flache Schuttkegel überdeckte, deren nördlichste Ausläufer noch in den Flnzsee hineinreichten, wurde bereits kurz berichtet (Centralblatt f. Min. Geol. u. Palaeont. 1922, S. 401—408; Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 179) und ebenso auch über die damit in Zusammenhang stehenden Krustenbewegungen im Alpengebiet. An der angegebenen Übersicht über die Zusammensetzung der Geröllmassen (Tabelle S. 404, Centralbl. 1922) haben die weiteren Forschungen nichts geändert.

Zur Ergänzung unserer Kenntnisse der Reste dieser eigenartigen Schuttmassen mögen noch die Schilderungen der untersuchten Aufschlüsse zwischen Lech und Inn folgen:

Im Gebiete von Beuerberg zwischen der Loisach und dem Starnberger See, das durch die Untersuchungen von Rothpletz¹⁾ bereits näher bekannt geworden ist, bietet südwestlich von Eurasburg der Steinbruch am Rohrer Berg, in dem die Konglomerate 8 m mächtig anstehen, den günstigsten Aufschluß. Den wesentlichsten Bestandteil bilden Gerölle mit gelb gefärbter Verwitterungsrinde, die in allen Korngrößen von nur wenigen Millimetern bis zu groben Blöcken von $\frac{1}{2}$ m Dicke auftreten. Teils sind dieselben völlig abgeschliffen, teils auch — besonders die größeren Gerölle — nur kanten-

¹⁾ Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der Geogr. Ges. in München, Heft 24, 1917, S. 103, 112—116, 264—267.

gerundet. Lediglich die letzteren enthalten zuweilen einen frischen Kern, der von der intensiven Verwitterung verschont blieb und aus einem mehr oder minder dichten bläulich gefärbten kieseligen Kalk besteht. Eine Anzahl Dünnschliffe durch solche herauspräparierte frische Kerne zeigten einen unreinen körnigen Kalk mit wechselndem Gehalt an Quarz- und Glaukonitkörnern. Fast alle Schliffe lassen Spongiennadeln erkennen, die teils vereinzelt auftreten, teils das Gestein ganz erfüllen. Außerdem finden sich mehr oder minder zahlreiche Foraminiferenschalen. Ohne Schwierigkeiten sind diese Gesteine mit den harten kieseligen Bänken der Kieselkalkgruppe des Flysches zu identifizieren, aus dem tatsächlich die Hauptmenge der Gerölle besteht.

Rothpletz vermutet, daß die kopfgroßen Gerölle aus kieseligen Kalksteinen teilweise der alpinen Liasformation angehören (Osterseen S. 265). Die frischen blauen Kieselkalkkerne erinnern zweifellos im äußeren Aussehen an Kiesellias, besonders auch die entkalkten gelben Verwitterungsprodukte. Der Glaukonitgehalt und der klastische Quarz sowie die Foraminiferen geben jedoch ein sicheres Unterscheidungsmerkmal zu den kieseligen Liasgesteinen.

Reichlich vertreten sind ferner grüne Flyschquarzite, die zumeist stark abgerollte Gerölle bis zu 10 cm Durchmesser bilden.

In derselben Menge etwa findet sich glaukonitischer Gaultsandstein der helvetischen Kreide, auch im allgemeinen nur Größen von etwa 10—15 cm Durchmesser erreichend. Die groben Blöcke bestehen jedoch fast sämtlich aus Flysch-Kieselkalk.

Gut erkennbar waren ferner einzelne mittelgroße Gerölle von eozänem Nummulitenkalk, weniger typisch einige braune Hornsteine, deren Ursprung vermutlich in der helvetischen Kreide zu suchen ist.

Recht schlecht heben sich die Gesteine aus der Konglomeratmasse heraus, die dem kalkalpinen Gebiet entstammen, so daß dieselben anfangs meist übersehen wurden. Ein wesentliches Merkmal ist ihre geringe Korngröße. Die meisten erreichen nicht einmal den Umfang einer Walnuß und nur höchst vereinzelt trifft man ein faustgroßes an. Die Abschleifung ist bei allen sehr vollkommen.

Ganz vorwiegend bestehen die kalkalpinen Geröllchen aus dunklen oder dunkelblauen triassischen Kalken (Muschelkalk oder dunklem Kössener Kalk) zuweilen auch aus hellem Triaskalk, seltener aus Jurakalken. Im Gegensatz zu den bisher erwähnten intensiv verwitterten Gesteinen sind die kalkalpinen völlig frisch und auch nicht entfärbt.

(Vielleicht infolge ihrer dichten Beschaffenheit.) Nur die Oberfläche ist zuweilen etwas angeätzt und besitzt die üblichen Lösungseindrücke. Da die Gerölle infolge der geringen Korngröße und der wenig hervortretenden Färbung nur schwer erkennbar werden, ist ihre Menge nicht leicht genauer festzustellen. An einzelnen frischen Aufschlüssen konnten dieselben immerhin in zahlreichen Exemplaren gesammelt werden, ohne jedoch einen wesentlichen Bestandteil des Konglomerates auszumachen.

Häufiger und auch besser zu erkennen wie die kalkalpinen Komponenten sind Gerölle von Quarz und Kieselschiefer, die dem Konglomerat in unregelmäßiger Verteilung beigelegt sind. Ihre Größe übersteigt selten diejenige einer Walnuß, nur vereinzelt findet man faustgroße; stets sind dieselben äußerst vollkommen abgeschliffen.

Das Konglomerat bildet ein wirres Haufwerk ohne jede Schichtung in dem alle Korngrößen von Blöcken mit $\frac{1}{2}$ m Durchmesser mit allen Übergängen bis zu feinem Sand und sandigem Ton höchst unregelmäßig durcheinander gemischt liegen. Die Korngrößen wechseln örtlich. Oft finden sich grobe Blockanhäufungen und wenig feineres Material, oft werden die groben Komponenten mehr durch feinkörnige verdrängt, oft walten mittelkörnige und feine Bestandteile oder auch grobe Sande mit einzelnen größeren Geröllen vor.

Das sandige Material besteht nicht nur aus Quarz sondern enthält stets kalkige Beimengungen. Die grobsandigen Partien zeigen ein Gemisch von Quarzkörnern und Flysch-Kieselkalkgrus.

Eine feste Verkittung der klastischen Massen durch ein kalkiges oder kieseliges Zement fehlt, lediglich die Anreicherung von feinsandigem oder sandig-tonigem Material um die gröberen Bestandteile bildet ein loses Bindemittel, das eine schwache Verbackung bewirkt und der Ablagerung eine gewisse Standfestigkeit gibt.

Feiner und grober Sand findet sich im Konglomerat als langgestreckte linsenförmige Einlagerungen oder ist zu Nestern und Schmitzen in den groben Geröllmassen konzentriert.

Mehrfach beobachtet man in den Konglomeraten auskeilende Lagen von grellroten und graugrünen plastischen Mergeln.

Genau das gleiche Gesteinsmaterial und auch dasselbe Mischungsverhältnis zeigen die kleineren künstlichen Aufschlüsse weiter südlich im Westen von Hohenleithen und Faistenberg. (Zur Orientierung dient am besten die Karte des Osterseegebietes von Rothpletz, l. c.) In einem kleinen Schurf etwa in der Mitte zwischen Punkt 616,7 und

dem Märzen-Bach beim St. Heinricher Geräumt fanden sich viele sehr grobe Gerölle, in deren frischen Kern ebenfalls Flysch-Kieselkalk zu erkennen war, einige glichen jedoch auch durchaus den Aptien-Kalken der helvetischen Kreide. Nahe dabei liegt ein Bruch nördlich von Punkt 616,7 am Südrand eines Tälchens, in dem neben den üblichen Komponenten einzelne faustgroße aus hellem Wettersteinkalk und dunklem Triaskalk nachgewiesen wurden. Reich an groben Bestandteilen ist auch der Bruch im Hennen-Bühl an der Straße nach Hohenleiten. Hier fallen insbesondere viele braune Kalkhornsteine der Kieselkalkgruppe mit hellen Verwitterungsrinden auf.

Auch eine Anzahl natürlicher Aufschlüsse lassen dieselbe Zusammensetzung erkennen. So im unteren Teil des Schindergrabens und günstiger im Straß-Graben zwischen Innleiten und Pischetsried. In dem letzteren kann man die Ausbildung in zahlreichen Anrissen gut studieren. Die Konglomerate wechsellagern häufig mit grobsandigen Lagen. Zuweilen stellen sich gelb und grau, seltener rot gefärbte Mergel ein. Auch Sandlinsen wie am Rohrer Berg fehlen nicht. Die Menge der großen Gerölle wechselt in den einzelnen Aufschlüssen. Zahlreiche Kreidegrünsandsteine und grüne Flyschquarzite heben sich aus der die Hauptmasse in allen Korngrößen bildenden gelb verwitterten Kieselkalke heraus, ebenso auch einzelne kleine kalkalpine Komponenten sowie quarziges Material als nußgroße Gerölle und grober und feiner Sand. Die großen Gerölle sind immer Kieselkalk. — — —

Etwa 11 km östlich von Beuerberg treten beim Schiffbarthel an der Isar, 6 km nördlich von Tölz (Blatt Königsdorf 784, Tölz Nord 785) ebenfalls die obermiozänen Konglomerate zutage aus.¹⁾ Die Aufschlüsse sind beschränkt und am Isarufer nicht immer zugänglich, außerdem häufigen Veränderungen unterworfen.

Eine leidliche Entblößung liegt südlich vom Haus an einer Wegebiegung und zeigt genau dieselbe Zusammensetzung wie die Vorkommen von Beuerberg. Die Hauptmasse des Konglomerates insbesondere auch die gröberen Gerölle bestehen wiederum aus den gelb verwitterten Kieselkalken. Außerdem fanden sich in mittleren Größen Flyschquarzit und Grünsandstein der helvetischen Kreide sowie ein grobes Nummulitenkalkgeröll. Unter den vereinzelt stark abgerollten haselnuß- bis walnußgroßen kalkalpinen Komponenten waren neben den dunklen Kalken ein kleines Geröll aus rotem Lias mit Crinoiden,

¹⁾ Gümbel und Ammon: Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. Geogn. Jahresh. 10. Jahrg. 1897. München 1898. S. 9, 12 u. 13.

ein schwarzer Kössener Lumachellekalk und ein Fleckenmergel aus dem Lias vertreten. Außerdem zeigt sich quarziges Material als feiner und grober Sand sowie nußgroße Gerölle von hellem Gangquarz und Kieselschiefer.

Ausgedehnter, jedoch nicht immer zugänglich und häufigen Veränderungen unterworfen, sind die Aufschlüsse etwa 100 m südlich vom Haus am rechten Steilufer der Isar.

Die senkrecht stehenden Schichten bilden abwechselnde Lagen von mehr oder minder groben lockeren Konglomeraten und grob- und feinkörnigem oder auch geröllführendem wenig verfestigtem Sand, der sich nur in Bezug auf die Korngröße, nicht aber in Bezug auf die Zusammensetzung wesentlich von den groben Massen unterscheidet, nur das quarzige Material ist stärker angereichert. Im Frühjahr 1921 konnte hier von Nord nach Süd folgende Gesteinsfolge festgestellt werden:

Konglomerat mit vielen groben Bestandteilen	6 m
Feinkörniger Sand	0,3 „
Geröllführender Sand	1,2 „
Vegetation	9 „
Schutt von Geröllen	3 „
Feinere und gröbere Sande mit einzelnen Lagen von erbsen- bis walnußgroßen Quarz-, Kieselschiefer- und Kieselkalkgeröllen	9 „
Konglomerat, reich an groben Bestandteilen	5 „

Viel bessere Gelegenheit zum Studium der Konglomerate und insbesondere der obermiozänen Ablagerungen überhaupt bietet das Gebiet des Hohen-Peißenberges und dessen nördliches Vorland. (Blatt Hohen-Peißenberg 780 und Weilheim 790. Bärtling: Die Molasse und das Glazialgebiet des hohen Peißenberges und seiner Umgebung. Geogn. Jahresh. 16. Jahrg. 1903).

Auch hier tritt wieder ganz dieselbe wenig mannigfaltige monotone Zusammensetzung der obermiozänen Schuttmassen in die Erscheinung.

Nahe der Grenze gegen die obere (mittelmiozäne) Meeresmolasse zeigen sich im Sulzgraben unterhalb von Bad Sulz die Konglomerate als wirre Aufschüttung in einem 8—9 m hohen Aufschluß.

Auch die großen gelben Kieselkalkgerölle sind hier fast völlig verwittert, so daß es nur schwer gelingt frische Kerne zu erhalten. Unter sieben Dünnschliffen bestanden drei aus schmutzigem körnigem Kalk mit viel Glaukonitkörnern, schwankendem Gehalt an Quarzkörnern und Spongiennadeln sowie einzelnen Foraminiferen. Ein gelb verwittertes Geröll erwies sich im Dünnschliff ganz vorwiegend aus Spongiennadeln zusammengesetzt, deren Kieselsäure teils erhalten, teils durch Kalzit

ersetzt war. Dieser Spongienkalk sowohl wie die sandigen glaukonitischen Kalke bilden typischen Flyschkieselkalk. Zwei glaukonitische Sandsteine, die dem helvetischen Gault entstammen, mit reichlichem Gehalt an Glaukonit und Quarz und kalkigem Bindemittel lassen in einem Falle geringe, im anderen große Mengen von Spongiennadeln erkennen. Der letzte Schriff zeigt einen glaukonitischen Kalk, in dem neben Quarzkörnern, Spongiennadeln und einzelnen Foraminiferen auch ein Echinodermenrest sichtbar wird und der daher zur Aptienstufe der helvetischen Kreide gerechnet werden kann.

Außerordentlich günstige Aufschlüsse bietet das tiefeingerissene Grabengewirr im Vorland des Hohen-Peißenberges nordwestlich von Unter-Peißenberg. Das schönste Profil zeigt der Graben im Westen von Kuselried, in dem man den vierfachen Wechsel von Konglomeratlagen mit grau und grün marmorierten, mehr oder minder sandigen Flinzmergeln beobachtet. Dieser mehrfache Wechsel von etwa gleichmächtigen harten und weichen Gesteinsschichten prägt sich auch in der treppenartigen Form des Bachbettes aus. Die 8—12 m starken Konglomeratlagen bilden zumeist mehr oder minder hohe Steilstufen über die Wasserfälle hinüberstürzen, während die etwa ebenso mächtigen Flinzlagen eine flach geneigte Talsohle zwischen den Stufen hervorrufen.

Im untersten Teil des Grabens kurz vor der Einmündung in den Sinkgraben bei der Zahl 665 steht Flinz an, der von gelbem Sand überlagert wird, aus dem sich grobes Konglomerat entwickelt, das einen niedrigen Wasserfall bildet. Oberhalb desselben stellt sich wiederum Flinz ein, über dem bis zum Talrand reichend ein zweites Konglomeratlager erscheint. Weiter bachaufwärts findet sich in diesem 8—10 m mächtigen Konglomerat etwa unterhalb von Kuselried eine hohe Steilstufe mit einem Wasserfall. Kurz vor dem Wasserfall zeigt ein schöner Aufschluß die Überlagerung von grün und bräunlich marmorierten, stellenweise auch rot gefärbtem Flinz durch die gelben Konglomerate. Diese beginnen mit gelben sandigen Ablagerungen, die durch Zunahme der groben Bestandteile in die Konglomerate überleiten. Die Oberfläche des Konglomerates bildet über dem Wasserfall eine kurze Strecke weit die flach ansteigende Talsohle, dann folgt wieder Flinz, am rechten Talhang in 5—6 m Mächtigkeit über dem ein drittes 3 m starkes Konglomeratlager das Tal nach oben abschließt. An einem weiteren Wasserfall wird dieses Konglomerat über dem Flinz als 12 m hohe steile Wände sichtbar in dem 30—50 cm dicke zum Teil schräg gestellte Sandschmitzen eingeschaltet sind. Ebenso wie bei dem tiefergelegenen Wasserfall stellt sich oberhalb im flachen

Bachbett in einiger Entfernung als Decke des Konglomerates nochmals Flinz ein und über diesem ein viertes Konglomeratlager. In diesem findet sich im flachen Bachbett an der rechten Seite ein 12 m langer und 4 m hoher Aufschluß,

der die klastischen Massen in sehr lockerer Verbindung zeigt, da der lose Zusammenhalt lediglich durch schwach toniges feinsandiges Material bewirkt wird. Die Hauptmenge der Gerölle, insbesondere die großen, deren Durchmesser jedoch 20—25 cm nicht überschreitet, bestehen aus gelb verwitterten Kieselkalken, die im Dünnschliff neben Quarzkörnern etliche Spongiennadeln und Glaukonitkörner erkennen lassen. Unter den mittelgroßen findet sich reichlich Gaultsandstein. Aber auch einzelne Gerölle von 20—25 cm Durchmesser wurden von glaukonitischem Sandstein gebildet. Außerdem waren grüne Flyschquarzite vertreten und merkwürdigerweise als Seltenheit ein glimmerreicher Flysch- oder Molassesandstein. Die nußgroßen kalkalpinen Gerölle konnten ebenfalls in mehreren Exemplaren herausgelesen werden. Dieselben bestanden ausschließlich aus dunklen Kalken. Auch quarziges Material ist als Sand und als kleinere Gerölle beigemischt. Als Einschluß in den Gerölmassen zeigte sich außerdem

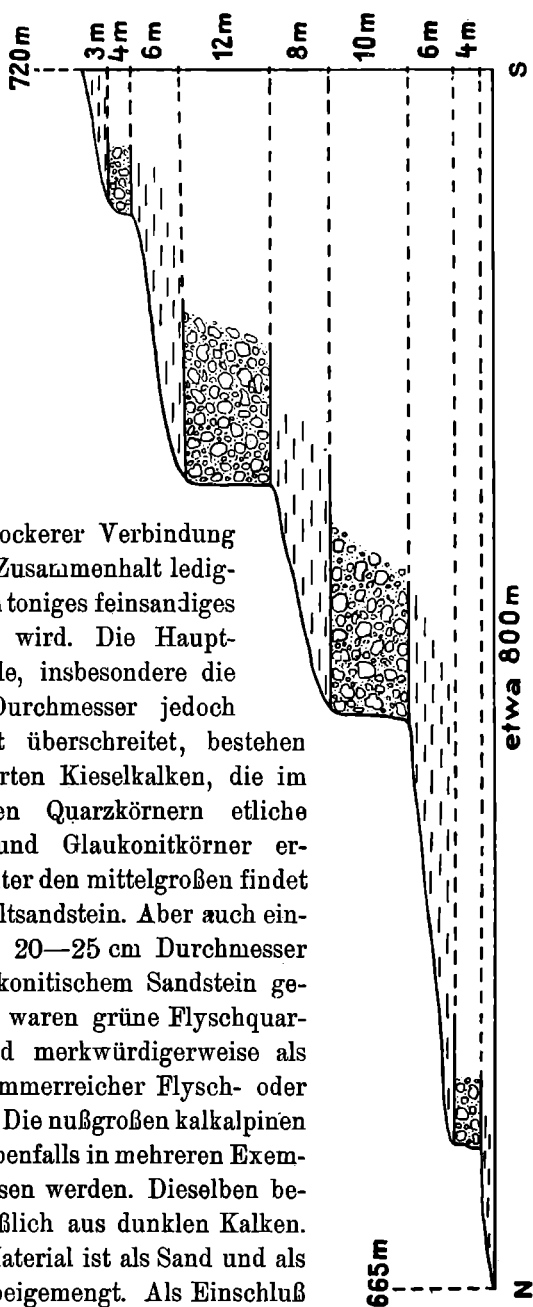


Fig. 1.
 Profil im Graben westlich von Kuselried am Nordabhang des hohen Peißenberges, die Wechsellagerung von Flinzmergeln und Konglomeraten zeigend.

ein aufbereiteter grüner Flinzfetzen. Im obersten Teil des Grabens treten Flinzmergel aus und gelbe sehr kalkreiche Sande.

Dieselben Lagerungsverhältnisse zwischen konglomeratischem und mergeligem Obermiozän lassen die zahlreichen Aufschlüsse in dem Graben westlich vom Merauth-Berg erkennen. Über dem Flinz beim Punkt 665 folgt gegen Norden zu sehr bald Konglomerat, das an der linken Talseite eine 8 m hohe Wand bildet, dessen untere Hälfte von Schutt verhüllt ist und das nach oben in 1—2 m dicken geröllführenden gelben Sand übergeht, über dem sich noch eine steilwandige Flinzlage einstellt. Dasselbe Flinzlager findet sich weiter oberhalb in einer Mächtigkeit von etwa 10 m und wird von einem zweiten als 8 m hohe Wand aufgeschlossenem Konglomerat überlagert. Getrennt durch 8—10 m mächtigen Flinz stellt sich ein drittes Konglomerat ein, das nach oben in festen, in den obersten Teilen des Grabens mehrfach anstehenden gelben Sandstein übergeht.

Inwieweit die Konglomeratlagen in den beiden geschilderten Gräben einander entsprechen, ist kaum mit Sicherheit festzustellen, da die Auflagerungsflächen auf dem Flinz offenbar nicht immer horizontal liegen. Auch schwache tektonische Neigungswinkel wurden verschiedentlich beobachtet.

Die groben Gerölle, besonders die Kieselkalke, zeigen im Graben westlich vom Merauth-Berg stellenweise viel weniger dicke Verwitterungsrinden, als man sonst zu finden gewohnt ist. Im obersten Konglomeratlager wurde ein sehr quarzreiches Kieselkalkgerölle gefunden, das neben Glaukonitkörnern, einzelnen Spongiennadeln und Foraminiferenbruchstücken reichliche Mengen von Muskovit enthielt. Derartige glimmerreiche Kieselkalke treten in der Kieselkalkgruppe des Flysches sehr einzelt auf.

Ein dunkles hornsteinartiges Kieselkalkgeröll mit dünner weißer Verwitterungskruste erwies sich im Dünnschliff ganz erfüllt von Spongiennadeln, teils in Kalzit umgewandelt, teils mit erhaltener Kieselsubstanz. Ausgezeichnet sind in diesem Gestein die Verkieselungserscheinungen ausgeprägt, die zu einer Durchdringung und stellenweise völligen Verdrängung des ursprünglich körnigen Kalzits durch feinkörnige Quarzaggregatneubildungen führen, deren Kieselsäure aus dem ebenfalls bereits kristallin gewordenen organogen ausgeschiedenen Quarz stammt. Klastische Quarzkörner fehlen ganz. Ein Geröll aus typischem glaukonitischem Sandstein der helvetischen Kreide zeigt im Dünnschliff einige Spongiennadeln und Foraminiferenbruchstücke und ein kalzitisches zuweilen von feinkörnigen Quarzaggregaten durchsetztes Bindemittel.

Auch weiter nördlich im Schrallen-Graben etwa 4 km nordnordwestlich von Unterpeißenberg findet sich oberhalb der 700 m Kurve nochmals das obermiozäne Konglomerat 6—8 m stark aufgeschlossen

in seiner bekannten Ausbildung mit vorwiegend gelb verwitterten Kieselkalken, Flysch-Quarzit, Kreide-Sandsteinen, Quarzmaterial und einzelnen nußgroßen kalkalpinen Geröllen. Den Abschluß nach oben bildet eine 20 cm dicke feste Sandsteinbank über der bläulich und bräunlich marmorierter Flinz in einer Mächtigkeit von $1\frac{1}{2}$ m lagert. Bachabwärts stellt sich unterhalb vom Konglomerat wiederum typischer Flinz ein. Im obersten Teil des Baches stehen in hohen Wänden mächtige zum Teil verfestigte diluviale Schotter an, stark angereichert mit aufbereitetem Material aus den obermiozänen Konglomeraten. In den anderen wenig tief eingeschnittenen Teilen des Grabens tritt häufig in niederen Aufschlüssen der Flinz zu Tage aus. Außerdem beobachtet man aus dem Flinz herausgelöste Blöcke und Platten vorwiegend aus verkittetem gelben Kieselkalkgrus bestehend mit einzelnen größeren Geröllen. — — —

Ein weiteres Vorkommen der am Südsaum des obermiozänen Flinz eingelagerten Konglomerate findet sich am Taubenberg bei Oberwarngau und in dem östlich desselben eingefurchtem Mangfalltal (Blatt Holzkirchen 762, Oberwarngau 786, Westerham 763, Aibling 764).

Die aus den diluvialen Schichten isoliert herausragende Erhöhung des Taubenberges besteht in ihren wesentlichsten Teilen aus dem obermiozänem Konglomerat und verdankt ihre Entstehung ähnlich wie der Hohe-Peißenberg, dessen Gegenstück er bildet, verstärkter Aufschüttung der obermiozänen Schuttmassen in diesen Gebieten.

Geröllbestand und Mischungsverhältnis sind genau dieselben wie in den schon beschriebenen Vorkommen. Ganz überwiegend bauen sich die Konglomerate auch hier aus Flysch-Kieselkalkgeröllen auf und an den Hängen mit stark verwitterten Schichten glaubt man im Flyschgebiet zu sein, da überall die eckigen gelben entkalkten Verwitterungsprodukte der Flyschkieselkalke heraustreten. Gute Aufschlüsse in den Konglomeraten fehlen infolge der sehr tiefgründigen Verwitterung fast ganz. Einige leidliche Vorkommen zeigten sich südlich von Nüchternbrunn am westlichen Taubenberg. Die Kieselkalke erreichen Größen bis zu $\frac{1}{2}$ m. Außerdem fanden sich grüner Flyschquarzit und mehrfach Gerölle aus glaukonitischem Gaultsandstein sowie ein Nummulitenkalk. Unter den vereinzelt kalkalpinen Bestandteilen wurde neben dunklem Trias und rotem Liaskalk ein Block aus Tegernseer Marmor von 40 cm Durchmesser nachgewiesen. Die Füllmasse zwischen den groben Bestandteilen wird von gelbem Lehm gebildet mit kleinen Quarzkörnchen. Der Farn-Bach zeigt nur sehr ungenügende Auf-

schlüsse. Ein leidlicher liegt südwestlich von Thalham östlich der Zahl 649.

Etwas bessere wurden im Mangfall-Tal beobachtet. Unterhalb vom Kloster Weyarn steht das Konglomerat in 15 m langer und 6 m hoher Wand an. Die Hauptmasse der groben Blockanhäufung besteht aus oft nur kantengerundetem Flyschkieselkalk in allen bis zu 30—40 cm erreichenden Größen. Ferner finden sich grüne Flyschquarzite und Kalkhornsteine. Hervortretend sind sehr zahlreiche glaukonitische Gaultsandsteine, von meist nur geringem Umfang, zuweilen jedoch auch 20—30 cm dick. Sehr reichlich ist feinkörniger Quarzsand im Konglomerat enthalten.

Mehrfach tritt das Konglomerat südlich Weyarn am rechten Mangfallufer heraus. Neben den üblichen vorwaltenden Flyschgesteinen und reichlich vorhandenen Gaultgrünsandsteinen konnten mehrere Gerölle aus Tegernseer Marmor und oberjurassischem roten Radiolarit gesammelt werden, außerdem ein dunkler bituminöser Kalk und ein weißer Rätalk.

Am linken Ufer der Mangfall liegt ein Aufschluß nördlich Thalham an der Bahn südlich der Zahl 614 und ein weiterer unterhalb der Bahn beim Bahnwärterhaus nördlich der Zahl 667. Die Zusammensetzung der Konglomerate weicht von den bisher beschriebenen in keiner Weise ab. Auch hier wurden mehrere Gerölle aus Tegernseer Marmor entdeckt.

Ein recht interessantes Profil beobachtet man nördlich der Mangfallbrücke bei Mitter- und Ober-Darching am Ufer gegenüber der Sägmühle unterhalb von Erlach. Die obermiozänen Schotter stehen hier 3—4 m mächtig an und zeigen wiederum vorwiegend Flysch-Kieselkalk, reichliche Gaultsandsteingerölle und einzelne kalkalpine, die in eine sehr sandige Füllmasse eingebettet sind. Die Unterlage der Schotter bilden graue Flinzmergel, die in einer Mächtigkeit von etwa 10 m bis zum Spiegel der Mangfall herunterreichen. Im Hangenden vom Obermiozän erscheinen als steile Felswände die zu fester Nagelfluh verkitteten Kalkgeröllmassen der diluvialen Deckenschotter. An der Basis vom Deckenschotter findet sich ein Pflaster von flachen und flachliegenden großen kalkalpinen Geröllen (Fig. 2).

Nirgend wurde bisher weder eine Verfestigung der obermiozänen groben Schuttmassen noch der Flinzsande durch kalzitisches Bindemittel beobachtet. Die überlagernden Deckenschotter sind dagegen stets zu felsiger Nagelfluh verbacken. Dieser Gegensatz ist vielleicht

in der stofflichen Verschiedenheit der beiden Schotterarten begründet, da die obermiozänen sehr sandig sind und daher die Bewegungsmöglichkeit des Wassers infolge der Feinheit der Poren nur gering

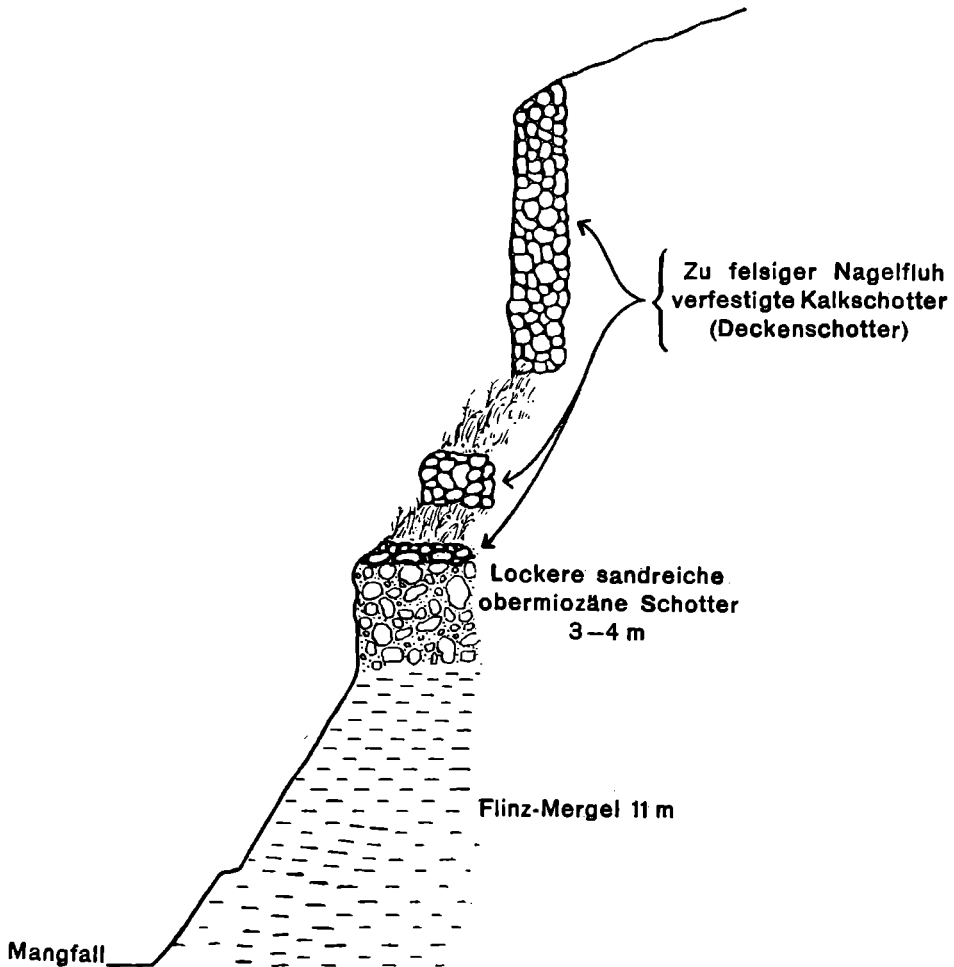


Fig. 2.

Aufschluß am rechten Mangfallufer unterhalb Erlach bei Mitter-Darching.

ist, während der penduläre Zustand des Wassers in den grobporigen losen Aufschüttungen der diluvialen Schotter bei guter Durchlüftung eine leichte Auskristallisation des Kalzits in weitem Umfang zuließ.

Etwas weiter südlich von diesem Aufschluß wird der Flinzmergel

in einer Höhe von etwa 4 m über dem Wege (Gesamtmächtigkeit bis zum Mangfallspiegel etwa 10 m) von lockerem etwa 3 m mächtigem Quarzsand überlagert mit einzelnen größeren voralpinen Geröllen. Außer einer dünnen Mergellage findet sich in den Sanden eine mehrfach auskeilende Geröllschicht, die eine Dicke von $\frac{1}{2}$ m erreicht und deren mittelgroße Bestandteile ebenfalls vorwiegend aus Flysch-Kieselskalk, Gaultsandstein und Flysch-Quarzit bestehen.¹⁾

Nördlich dieser Aufschlüsse werden im Mangfalltal mehrfach obermiozäne Gesteine unter dem überall den Talrand bildenden Deckenschotter sichtbar. Die Grenze zwischen beiden ist als Wasserhorizont häufig durch mächtige Kalktuffbildungen gekennzeichnet, da die in den Spalten des Deckenschotters niederrieselnden kalkhaltigen Wässer über dem Flinz austreten. $\frac{1}{2}$ km nördlich von Erlach stehen die marmorierten Flinzmergel bei der Weigl-Mühle an. Ein anderer mehrere Meter hoher Aufschluß findet sich im Moosgraben gegenüber Unterdarching. Vorwiegend setzt sich der Flinz hier aus größerem oder ganz feinem grauen Quarzsand zusammen, der häufig braun gefärbt und von festen Brauneisenkrusten durchzogen ist. Zum Teil finden sich auch graue Flinzmergel. Nirgend wurden jedoch Einlagerungen alpiner Gerölle beobachtet, so daß die Vorschüttung voralpinen Schuttes offenbar nur bis zu den Aufschlüssen von Erlach gereicht hat.

Der konglomeratführende Streifen vom Obermiozän besitzt also im Taubenberg-Mangfallgebiet eine Breite von etwa 4,2 km. — — —

Weiter im Osten sind südwestlich von Aibling bei Irschenberg die südlichsten Teile vom Obermiozän nahe der oberen marinen Molasse, die bereits im Kaltenbach erscheint, durch mehrere tief ein-

¹⁾ Im benachbarten Leizachstollen wurde die obere Süßwassermolasse als bunte und rotbraune Mergel mit vielen oft sehr mächtigen Bänken von Kalkkonglomeraten südlich vom Gehrregraben in einer Länge von mehreren Hundert Metern durchfahren und reicht auch noch nördlich über den Gehrregraben hinaus. Die Konglomerate enthalten Gerölle über Kindskopfgröße und an Fossilien wurden nur Landschnecken (zumeist *Helix* und auch *Archaeozonites*, *Clausilia*, *Cyclostoma* und *Bulimus*) gefunden und im Stollen nördlich vom Gehrregraben ein *Unio*. Die Schichten grenzen im Süden mit einer Störung an die obere Meeresmolasse, die als graue nur hie und da verfestigte Sandsteine und Mergel, die nach Norden zu fester und mergeliger werden, in einer Länge von 425 m durchfahren wurden, jedoch auch bereits Gerölle enthalten, die oft Kindskopfgröße erlangen und kalkiger Natur sind. Diese miozänen Schichten sind gegen Süden durch eine etwa 250 m breite Störungszone von der Oligozänmolasse geschieden (Weithofer: Über neuere Aufschlüsse in den jüngeren Molasseschichten Oberbayerns. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1912, S. 350—352. Oligozänablagerungen l. c. S. 117).

gerissene Gräben aufgeschlossen (Blatt Westerham 763, Aibling 764, Au bei Aibling 788).

Im steilwandigen oberen Teil des Thalhamer Grabens südlich von Bruckmühl finden sich zwar vielfach Aufschlüsse in den dunkelblaugrauen weichen Flinzmergeln- und sandigen Flinzmergeln. Auf der Kurve 620 liegt ein hoher Anriß in braunen Flinzsanden, überlagert von Moräne. Nirgend sind jedoch Anzeichen für das Auftreten der groben Gerölle vorhanden. Erst weiter südlich im Osten von Irschen-

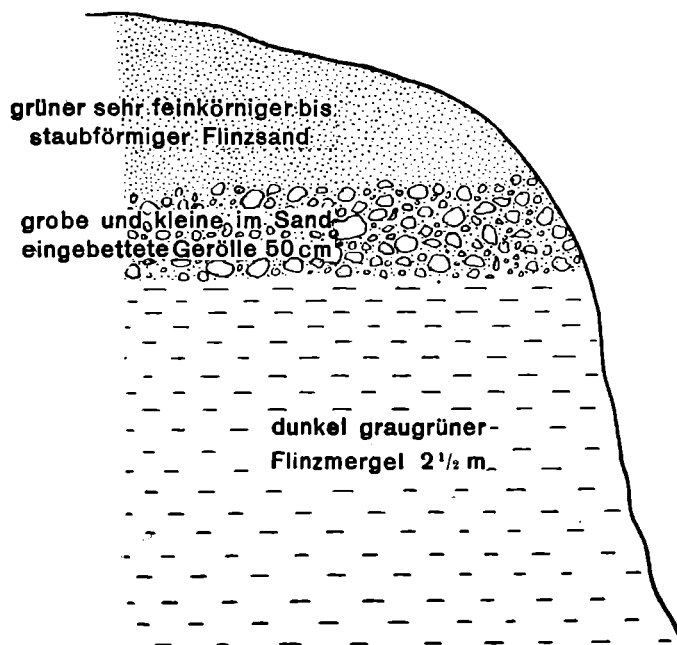


Fig. 3.

Aufschluß im Graben nördlich Öd bei Irschenberg.

berg deuten die gelb verwitterten Flyschgesteine auf den Plateaus und an den Talhängen auf das Vorhandensein der obermiozänen Konglomerate hin. Nördlich von Imbuchs ist der steilwandige Graben etwa 5 m tief in blaugrünen, braun verwitterten Flinzsand eingeschnitten, über dem eine Lage zumeist kleiner, stellenweise auch bis zu 20 cm Durchmesser erreichender voralpiner Gerölle sichtbar wird. Am Ausgang des steilen Tales nördlich Öd findet sich an der rechten Talwand im dunkelblauen zum Teil sandigen Flinzmergel eine 2 m lange und 1 m hohe Linse von voralpinen (zumeist Flysch-)Geröllen und

am linken Talrand über $2\frac{1}{2}$ m mächtigen dunkelgrünen Flinzmergeln eine $\frac{1}{2}$ m dicke Lage aus großen und kleinen in Quarzsand eingebetteten voralpinen Komponenten, in denen unter den vorwaltenden Kieselkalkgesteinen ein Nummulitenkalkgeröll entdeckt wurde. Außerdem fand sich ein grobes Geröll aus weißem Gangquarz. Überlagert werden die Schotter von grünem sehr feinkörnigem bis staubförmigem Flinzsand in einer Mächtigkeit von $1-1\frac{1}{2}$ m (Fig. 3). Die Bestandteile sind genau dieselben wie bei den bisher beschriebenen Vorkommen und die Geröllanhäufungen bilden auch Einlagerungen in den Flinzmergeln und Flinzsanden, nur sind die Einstreuungen viel spärlicher und lediglich in Form von Nestern und dünneren Lagen vorhanden. Aus der oberen Hälfte des Hochangergrabens bei Irschenberg (gemeint ist wohl das Grabenstück, das nordöstlich von Irschenberg als Aufhamer Graben eingetragener ist, Blatt Au bei Aibling) beschreibt Gumbel Obermiozän, das unter diluvialer Überdeckung hervortritt und aus wechselnden Lagen von plastischen, grauen, gelbmarmorierten Mergel, feinem Flinz-

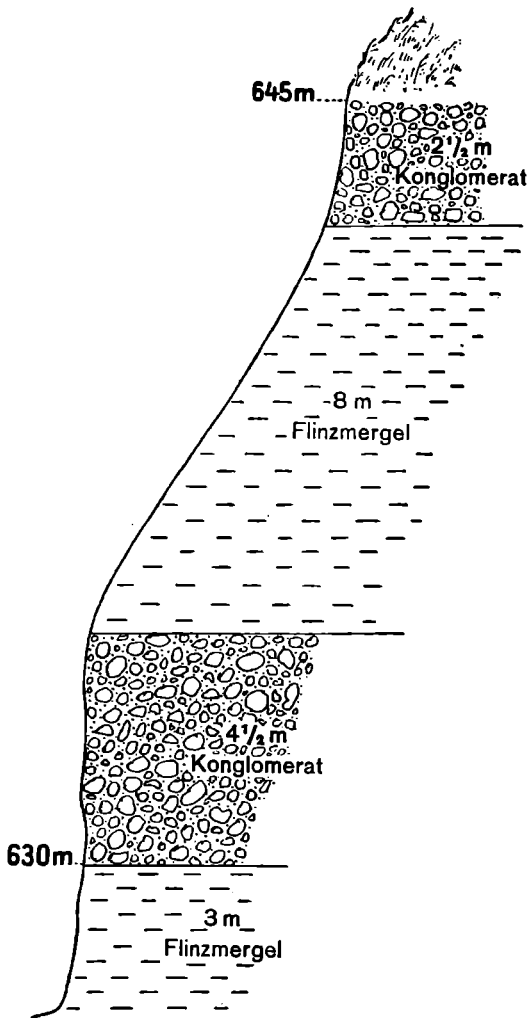


Fig. 4.

Aufschluß im Obermiozän nordöstlich von Irschenberg beim Wasserfall im oberen Aufhamer Graben.

am linken Talrand über $2\frac{1}{2}$ m mächtigen dunkelgrünen Flinzmergeln eine $\frac{1}{2}$ m dicke Lage aus großen und kleinen in Quarzsand eingebetteten voralpinen Komponenten, in denen unter den vorwaltenden Kieselkalkgesteinen ein Nummulitenkalkgeröll entdeckt wurde. Außerdem fand sich ein grobes Geröll aus weißem Gangquarz. Überlagert werden die Schotter von grünem sehr feinkörnigem bis staubförmigem Flinzsand in einer Mächtigkeit von $1-1\frac{1}{2}$ m (Fig. 3). Die Bestandteile sind genau dieselben wie bei den bisher beschriebenen Vorkommen und die Geröllanhäufungen bilden auch Einlagerungen in den Flinzmergeln und Flinzsanden, nur sind die Einstreuungen viel spärlicher und lediglich in Form von Nestern und dünneren Lagen vorhanden. Aus der oberen Hälfte des Hochangergrabens bei Irschenberg (gemeint ist wohl das Grabenstück, das nordöstlich von Irschenberg als Aufhamer Graben eingetragener ist, Blatt Au bei Aibling) beschreibt Gumbel Obermiozän, das unter diluvialer Überdeckung hervortritt und aus wechselnden Lagen von plastischen, grauen, gelbmarmorierten Mergel, feinem Flinz-

am linken Talrand über $2\frac{1}{2}$ m mächtigen dunkelgrünen Flinzmergeln eine $\frac{1}{2}$ m dicke Lage aus großen und kleinen in Quarzsand eingebetteten voralpinen Komponenten, in denen unter den vorwaltenden Kieselkalkgesteinen ein Nummulitenkalkgeröll entdeckt wurde. Außerdem fand sich ein grobes Geröll aus weißem Gangquarz. Überlagert werden die Schotter von grünem sehr feinkörnigem bis staubförmigem Flinzsand in einer Mächtigkeit von $1-1\frac{1}{2}$ m (Fig. 3). Die Bestandteile sind genau dieselben wie bei den bisher beschriebenen Vorkommen und die Geröllanhäufungen bilden auch Einlagerungen in den Flinzmergeln und Flinzsanden, nur sind die Einstreuungen viel spärlicher und lediglich in Form von Nestern und dünneren Lagen vorhanden. Aus der oberen Hälfte des Hochangergrabens bei Irschenberg (gemeint ist wohl das Grabenstück, das nordöstlich von Irschenberg als Aufhamer Graben eingetragener ist, Blatt Au bei Aibling) beschreibt Gumbel Obermiozän, das unter diluvialer Überdeckung hervortritt und aus wechselnden Lagen von plastischen, grauen, gelbmarmorierten Mergel, feinem Flinz-

sande, gelblichem Sande und groben Nagelfluhbänken besteht. Diese Schichten enthalten Land- und Süßwasserkonchylien, verkohlte Pflanzenteile, undeutliche Blattreste und Lignite (Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, Gotha 1861, S. 776).

In den unteren Teilen vom Aufhamer Graben sind verschiedentlich Flinzmergel und Sande aufgeschlossen, jedoch ohne Geröllführung. Auf der Kurve 570 etwa erscheinen die ersten wenig mächtigen, feinkörnigen Geröllagen und Nester gerade westlich der Vorkommen im Graben bei Öd. Auch der Seitenast, der bei Schwaig herunterführt, ist in Flinz-Mergel und -Sande mit geringmächtigen voralpinen Gerölleinschaltungen eingeschnitten. Im oberen Teil des Grabens schwellen die Konglomerate zu mehreren Meter mächtigen Lagen an und bilden steile Wände an den Bachrändern. Auch die Korngrößen wachsen ganz erheblich. Ein schöner Aufschluß beim Wasserfall nordöstlich von Irschenberg am linken Bachrand zeigt wiederum die mehrfache Wechsellagerung von Konglomeraten mit feinkörnigen Flinzsedimenten (Fig. 4).

Die Hauptmasse der Gerölle besteht wie überall aus Kieselkalkflysch, außerdem fanden sich grüne Flyschquarzite und weißer Gangquarz. Neben den häufig auftretenden Geröllern aus Gaultsandstein fallen besonders die zahlreichen nummulitenführenden Eozängerölle auf, die Größen bis zu $\frac{1}{2}$ m erreichen und vielfach Gesteinsausbildungen zeigen, die in den jetzt noch vorhandenen benachbarten rudimentären Eozänvorkommen am Alpennordrand nicht angetroffen werden.

Ein Block von 60 cm Durchmesser aus gelbem glaukonitischem Kalk wurde gefunden, der von kleineren und auch ziemlich groben Quarzkörnern erfüllt ist und im Dünnschliff einzelne Foraminiferen, Echinodermenbruchstücke und Bryozoenreste erkennen läßt. Durchsetzt ist der Kalk von dicken, grob gerippten Austernschalen, die der Gruppe der *Ostrea cymbula* Desh. angehören und mit der von Frauscher¹⁾ abgebildeten Form verglichen werden können.

Ein Stück der Münchner Staatssammlung aus dem Jobsten-Bruch bei Neukirchen im Kressenberger Revier südwestlich von Teisendorf, der von Frauscher näher geschildert wird (l. c. S. 223 und 224), ist von denselben Austernschalen erfüllt und besitzt einen ganz ähnlichen Gesteinshabitus. Lediglich die groben Quarzkörner fehlen und

¹⁾ Das Untereozän der Nordalpen und seine Fauna. I. Teil: Lamellibranchiaten. Denkschr. d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch. 51. Bd. Wien 1886. S. 24, Taf. III, Fig. 2 u. 3.

die kleineren reichern sich mehr an. Außerdem fehlt der Glaukonitgehalt. — Somit handelt es sich um ein nummulitenfreies Eozängestein, das einem solchen aus dem Kressenberger Revier gleicht und dem Miozän angehört. Da ein Transport des Blockes von Süden anzunehmen ist, muß geschlossen werden, daß derartige Eozängesteine der Kressenberger Gegend zur Zeit der obermiozänen Erosion ebenso wie im Vorland des Wendelsteins vorhanden waren und nun durch Überschiebung verhüllt sind.

Auch südlich von Irschenberg beobachtet man im linken Seitengraben des Kaltenbaches, der bei Winnastött herunterführt, dieselben Wechsellagerungen von groben Konglomeraten mit Flinzsanden und Mergeln. Der grobe Schutt nimmt hier gegenüber den Mergeln an Mächtigkeit zu und zeigt äußerst wirre Aufsichtung der Geröllmassen, die gegenüber denjenigen nördlich von Irschenberg noch gröber werden und in denen ohne jede Sonderung in Lagen nach der Korngröße Blöcke von über $\frac{1}{2}$ m Durchmesser bis zu Körnern von wenigen Millimetern bunt durcheinander liegen.

Bis zur Brücke nach Winnastött stehen die Konglomerate an und auch unterhalb derselben findet sich noch Flinz. Die Grenze gegen die obere Meeresmolasse muß also nahe der Einmündung des Grabens in den Kaltenbach verlaufen, ist jedoch nicht sichtbar.

Unter dem üblichen auch sonst auftretenden Geröllmaterial fand sich ein grober Block aus einem rot getüpfelten gelben Kalk mit zahlreichen stark gewölbten dünnchaligen Pectiniden und einer ebenfalls sehr dünnchaligen Auster. Im Dünnschliff zeigte sich das Gestein fast ausschließlich aus kleinen Nummuliten aufgebaut, die durch ein meist feinkörniges kalzitisches Bindemittel mit einander verkittet sind. Neben kleineren Quarzkörnern wurde ein gröberes Korn aus Quarzaggregat mit einzelnen Glimmerschuppen beobachtet.

Die östliche Fortsetzung der Winnastötter Konglomerate ist im unteren Kaltenbach westlich Dettendorf verschiedentlich angeschnitten. Am Bachknie bei der Straße Eulentäl—Pfaffing sind die Konglomerate in einer Mächtigkeit von 6 m aufgeschlossen und werden von braunen mehreren Meter mächtigen Sandsteinen unterlagert, unter denen nochmals Konglomerate folgen. Die Schichten sind muldenförmig gebogen.

Ein günstiges Profil, das in der Skizze dargestellt ist, (Fig. 5) findet sich am Einfluß des Eulengrabens. Die Gerölle bestehen wie überall ganz vorwiegend aus Kieselkalkflysch, außerdem wurden Gaultgrünsandsteine gefunden, sowie ein heller Wettersteinkalk und ein ober-

jurassischer Hornstein. Die Schichten zeigen südliches Einfallen, sind also nach Norden überkippt. Weiter östlich trifft man noch verschiedentlich Aufschlüsse in braunen Flinzmergeln mit Konglomeratlagen. Nördlich Eulental werden die Steilränder des Baches jedoch bereits von schwarzen fossilreichen weichen Mergeln der oberen Meeresmolasse gebildet. Der Kontakt ist ebensowenig wie im Winnastötter Graben sichtbar.

Weithofer nimmt hier zwischen beiden Formationen diskordante

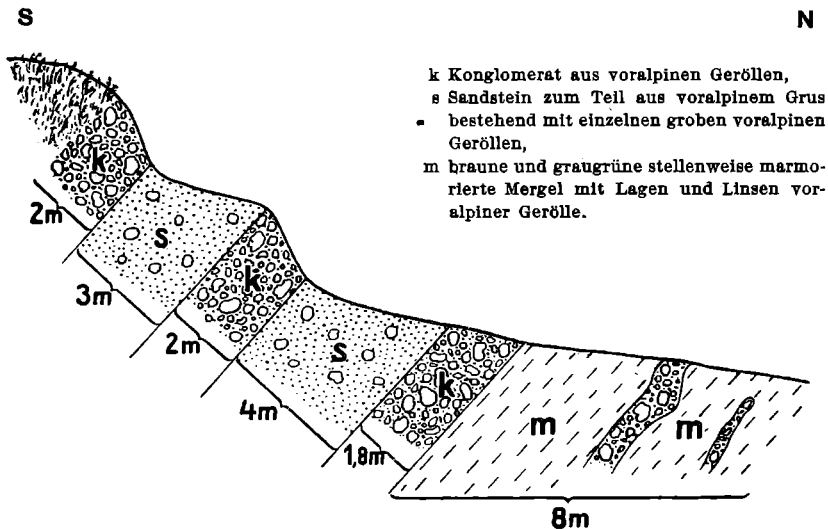


Fig. 5.

Aufschluß im Obermiozän an der Einmündung des Eulen-Baches in den Kalten-Bach bei Dettendorf südlich von Bad Aibling.

Lagerung und Störung wie im Leitzachstollen an (Oligozänablagerungen l. c. S. 117).

Die Breite der Konglomeratzone beträgt bei Irschenberg 2,2 km, ist daher um die Hälfte schmaler wie im Mangfalltal. Die Anhäufung der groben Schuttmassen war also im Taubenberg-Mangfallgebiet viel erheblicher und die Vorschüttung reichte weiter nördlich.

Die Aufschlüsse bei Irschenberg und im Kaltenbach zeigen, daß die Konglomeratlagen gegen Norden schnell abschwellen und sich im Flinz völlig verlieren, daß außerdem die Größe der Gerölle von Süd nach Nord auf die kurze Entfernung von 2,2 km sehr erheblich abnimmt.

Die Untersuchung etlicher Dünnschliffe von Obermiozängeröllen aus den zuletzt beschriebenen Gebieten führte zu folgendem Ergebnis:

1. Nüchternbrunn a. Taubenberg.
Körneltiger stellenweise verkieselter Kalk mit zahlreichen Quarzkörnern, kieseligen Spongiennadeln, Glaukonitkörnern, ganz vereinzelt Glimmerschuppen, Eisenerzkörnern, Foraminiferenschalen . . . Flysch-Kieselkalk.
2. Nördlich Thalham, Mangfalltal.
Ganz überwiegend aus Quarzkörnern aufgebaut. Einzelne Karbonatkörner. Kalzitisches Bindemittel, wenige Glimmerschuppen, reichliche Mengen von Glaukonitkörnern . . . Glaukonitischer Quarzsandstein des Gault.
3. Farn-Bach b. Thalham.
Verkieselter schmutziger Kalk mit einzelnen Quarzkörnern und Glaukonitkörnern. Stellenweise rehr reichlich in Kalzit umgewandelte Spongiennadeln . . . Kieseliger Spongienkalk des Flysches.
4. Kloster Weyarn im Mangfalltal.
Schwach verkieselter schmutziger Kalk, reichlich Quarz und Glaukonitkörner. Kieselige und kalzitisierte Spongiennadeln im Längs- und Querschnitt. Vereinzelt Foraminiferen . . . Flysch-Kieselkalk.
5. Imbuchs b. Aibling.
Schmutziger verkieselter Kalk, ganz erfüllt von kalzitisierten Spongiennadeln im Längs- und Querschnitt. Stellenweise reichlich Quarz- und Glaukonitkörner . . . Flysch-Kieselkalk.
6. Imbuchs b. Aibling.
Schmutziger Kalk mit kieseligen Spongiennadeln. Einzelne Quarz- und Glaukonitkörner. Reichlich Eisenerz . . . Flysch-Spongienkalk.
7. Imbuchs b. Aibling.
Kristallinischer Kalk mit Quarzkörnern, Oolithkörnern und Schalenresten . . . Sandiger Aptienkalk.
8. Unterer Kaltenbach, Aibling.
Sehr sandiger, stark glaukonitischer Kalk. Quarzkörner stellenweise sehr reichlich. Ganz vereinzelt Glimmerschuppen. Foraminiferenbruchstücke. Etliehe Spongiennadeln. Schwache Verkieselungen. Markasit zum Teil in Brauneisen umgewandelt . . . Sandig-glaukonitisches Gaultgestein.
9. Unterer Kaltenbach, Aibling.
Glaukonitischer Quarzsandstein mit stark eisenschüssigem fast völlig verkieseltem Bindemittel. Auch auf den Spaltrissen fein- und gröberkörnige Quarzaggregatneubildungen. Ganz vereinzelt Glimmerplättchen. Pyritwürfelchen.
Glaukonitischer verkieselter Flyschesandstein aus der Kieselkalkgruppe.
10. Aufhamergraben, Irschenberg.
Glaukonitischer eisenschüssiger Quarzit mit schwachem Glimmergehalt.
Kieselkalkgruppe des Flysches.

Etwas mannigfaltiger sind die gröber klastischen Einlagerungen, die im Fliinz am Lechufer südlich Schongau angetroffen wurden (Blatt Schongau 779). An den Steilufern erscheinen hier vielfach die

Flinzschichten in wechselnder Höhe über dem Wasserspiegel unter meist mächtiger Überdeckung durch diluviale Schotterablagerungen. 3 $\frac{1}{2}$ km südlich von Schongau am linken Lechufer gegenüber Lech-Wiesen war eine längere Entblößung der Beobachtung zugänglich. Außer den bis zu zwei Meter mächtigen groben Geröllagen, die vorwiegend Flyschgesteine und auch solche aus den helvetischen Schichten sowie vereinzelte kalkalpine enthalten, finden sich häufig 20—50 cm dicke Einlagerungen von groben bis konglomeratischen grauen Sandsteinbänken im Flinz eingeschaltet und mit den Flinzmergeln wechsellagernd (Fig. 6). Bei makroskopischer Untersuchung beobachtet man in diesen Bänken neben quarzigem Material in ziemlicher Menge schwarze gut abgeschliffene Geröllchen bis zu Nußgröße, meist jedoch kleiner, die sich als schwarze Dolomite erweisen, von denen noch näher berichtet werden soll. Außerdem ist sehr reichlich kantengerundetes gelbverwittertes Flyschmaterial beigemengt. Vorwiegend als kleinerkörniger Grus, mehrfach finden sich jedoch auch gröbere Einsprenglinge mit Durchmessern von etlichen Zentimetern.

Im Dünnschliff zeigten sich im stark vorwaltendem stellenweise verkieselten kalzitischen Bindemittel außer sehr zahlreichen Körnern von Quarz und Quarzit, solche aus dichtem Kalk und gut gerundete Körner aus kristallinem Dolomit mit erkennbaren Dolomithomboederchen. Hervortretend sind besonders oft mehr oder minder verkieselte gelbliche Körner mit kieseligen Spongiennadeln und etlichen Glaukonitkörnern, deren Herkunft aus Kieselkalkflysch nicht zweifelhaft sein kann.

Am westlichen Ende der Entblößung liegt ein 8 m hoher Aufschluß in gelben graugrünen Flinzmergeln mit einer 4 m dicken linsen-

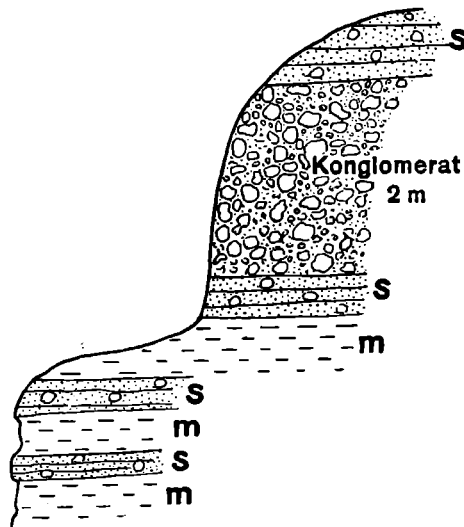


Fig. 6.

Aufschluß am linken Lechufer 3 $\frac{1}{2}$ km südlich Schongau.

s grauer geschieferter Sandstein mit einzelnen größeren voralpinen Geröllen,
m Flinz-Mergel.

förmigen Einlagerung von gelben, lockeren dickbankigen Sandstein. Unter diesem erscheint trogförmig bis zu einer Tiefe von 2 m in den Flinzmergel eingesenkt grau und schwarz gebänderter Sand mit voralpinen Gerölln und ausgezeichnet erkennbarer Kreuzschichtung.

1½ km weiter südlich gegenüber von Kreut südlich Rossau, beim Beginn des Steilufers lagert über Flinzmergel 60 cm dicker grauer Sandstein mit einzelnen groben gelben Gerölln, über demselben findet sich eine Schicht von roten und grauen Mergeln und darüber

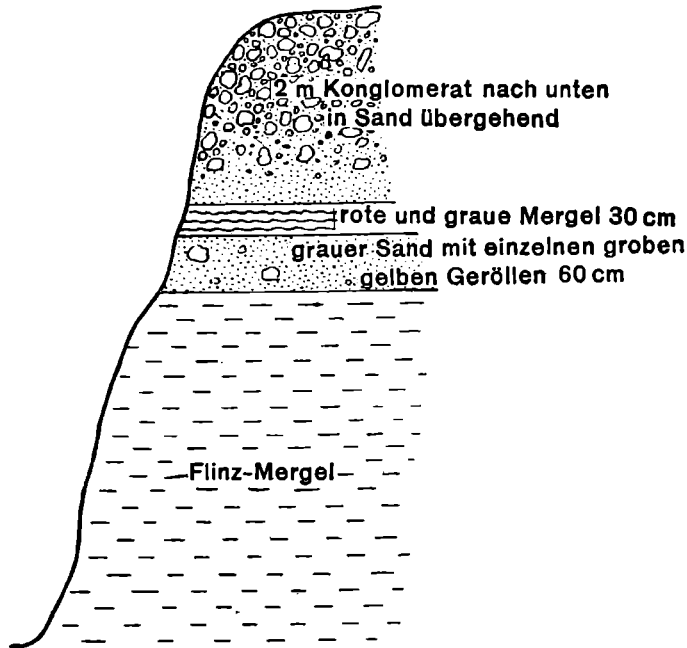


Fig. 7.

Aufschluß am linken Lechufer gegenüber Kreut südlich Schongau.

2 m mächtig die bekannten gelben Konglomerate nach unten zu in grauen Sand übergehend (Fig. 7).

Auch weiter südlich beobachtet man im Flinzmergel die gelben Konglomerate als Einlagerungen bis zu 2 m mächtig und vergesellschaftet mit den groben grauen Sandsteinen.

Nahe bei Schongau südwestlich vom Schloß-Berg finden sich unter diluvialer Schotterüberdeckung mächtige Aufschlüsse in grauen und gelben hie und da blaugrauen Flinzmergeln mit abwechselnden wei-

cheren und härteren Lagen. Einschaltungen von den groben gelben Konglomeraten wurden hier so weit nördlich nicht mehr angetroffen, jedoch zeigte sich 15—20 m über der Straße eine 1/2 m dicke Bank aus dem oben geschilderten grauen groben Sandstein, der zuweilen konglomeratisch wird mit Anhäufungen voralpiner Gerölle, die Durchmesser bis zu 6 cm erreichen.

Im folgenden sind einige Dünnschliffe von Flinzgeröllen aus dem Schongauer Gebiet angeführt:

1. Von zarten zumeist kalzitisierten Spongiennadeln ganz erfüllter Kalk. Foraminiferenbruchstücke. Nicht sehr reichlich feine Quarzsplitter eingestreut. Einzelne Glaukonitkörner Flysch-Spongienkalk.
2. Sehr stark verkieselter Kalk, so daß die Kieselsubstanz fast überwiegt. Stellenweise reichlich kleine kieselige Spongiennadeln. Wenige kleine Glimmerschuppen Flysch-Kalkhornstein.
3. Schmutziger Kalk mit reichlichem Gehalt an kieseligen Spongiennadeln. Einzelne Foraminiferen. Zahlreiche Körner aus Quarz und Quarzaggregat. Viel Glaukonit. Wenige Glimmerschuppen . . . Sandiger Kieselkalkflysch.
4. Gelb verwitterter, sehr sandiger, grobkörniger Kalk mit Foraminiferengehäusen, Spongiennadeln, Schalenresten, Echinodermenbruchstücken, Glaukonitkörnern Quarzreicher Aptienkalk.

Ähnlich wie der Taubenberg, der Tischberg und der Peißenberg wird auch jenseits vom Lech der Auer-Berg in seinen oberen Teilen aus den obermiozänen Konglomeraten aufgebaut. Überall zeigen sich hier die verwitterten Gerölle. Mehrere kleine Ausbisse der gelben Konglomerate liegen am Wege von Hohenäsch zum Auer-Berg und hinter dem Wirtshaus (Zum schwäbischen Rigi) unterhalb der Kirche stehen die Konglomerate wiederum an mit kopfgroßen Geröllen. Ein kleiner Aufschluß findet sich auf der gegenüberliegenden Bergkuppe.

2. Das Auftreten und die Beschaffenheit der oberoligozänen Konglomerate.

Nirgend finden sich in der oligozänen Molasse grobe Schuttmassen von größerer Mächtigkeit, sondern stets Wechsellagerungen mehr oder minder dicker Konglomerate mit sandigen oder mergeligen Sedimenten. Nur in den tieferen Teilen der oberoligozänen Schichten sind derartige Einschwemmungen von größerem Geröllmaterial in weiterem Umfang vorhanden.

Die Oligozänbildungen beginnen zwischen Inn und Loisach mit feinen gleichmäßigen Tonmergeln, die einen rein marinen Charakter

tragen und eine Mächtigkeit von 600 m erreichen. Nach oben zu werden dieselben sandig und dünnere Konglomeratbänke stellen sich bereits ein, die (z. B. südlich Wörnismühle im Leitsachtal) noch marine Fossilien enthalten. Allmählich findet nun eine Aussüßung statt und Hand in Hand damit gehen periodische Einschwemmungen von grobem Schutt aus südlichem Festland, fort und fort wieder unterbrochen durch die ruhigere Sedimentation feiner klastischen Materiales. Aber auch in die tiefsten Lagen der brackischen Cyrenenschichten dringen einzelne Konglomeratbänke stellenweise schon mit Kohlenflözen vergesellschaftet ein.

Die Konglomerate beginnen also im obersten Teil der unteren marinen Molasse, schwellen dann in der Bausteinzone zu größerer Entfaltung an und reichen allmählich in einzelne Bänke ausklingend bis an die Kohlenflöze der Cyrenenschichten heran. Nebst brackischen Sedimenten weisen dieselben noch ab und zu typisch marine Einlagerungen auf (Jahrbuch d. Reichsanst. 1902. S. 42). Bemerkenswert ist auch das Vorkommen fossiler Pflanzen.

Die starke Einschwemmung von grobem Schutt in die Schichtfolge des Oligozäns fällt also zusammen mit der allmählichen Aussüßung des Molassetroges, in die Übergangsperiode der Sedimentation feinklastischer mariner Ablagerungen zu ebensolchen von den brackischen und limnischen Bildungen der Cyrenenmergel.

Dieser nach oben und unten nicht scharf begrenzte Geröllhorizont im Schichtprofil der Oligozänmolasse, der eine Mächtigkeit von 200 bis 300 m besitzt, wird als Bausteinzone bezeichnet. Infolge der größeren Gesteinsfestigkeit bildet derselbe häufig hervortretende langgestreckte Bergrücken und führt in den Bächen und Gräben zur Entstehung von Steilstufen mit Wasserfällen.

Die Cyrenenschichten weisen in der Haushamer und Miesbacher Mulde einen äußerst gleichförmigen etwa 1000—1200 m mächtigen Schichtbestand auf aus eintönigen Mergeln, sandigen Mergeln und Sandsteinen mit vorwiegend sehr zahlreichen, sehr individuenreichen aber artenarmen Brackwasserfaunen, etlichen Süßwassersedimenten und vereinzelt auch marinen Einschaltungen. Nur zwei schwache Konglomerateinlagerungen werden aus den Cyrenenschichten der Haushamer Mulde erwähnt, die vielleicht als die östlichsten Vertreter der bunten Molasse anzusehen sind (Oligozänablagerungen S. 28, 38, 39). Die einzige Abwechslung in dem monotonen mächtigen Schichtkomplex der produktiven Molasse bilden in den oberen Teilen Einlagerungen

von Glassanden,¹⁾ die in der Miesbacher Mulde als eine 8—9 m dicke Bank, im Leitzachstollen als zwei 25 und 19 m mächtige Lagen auftreten und deren nach Süden zunehmende Dicke sowie deren Auskeilen nach Norden auf ein südliches Ufer hinweist (Oligozänabl. S. 61). Überall sind Kohlen in den Cyrenenschichten eingeschaltet. Zumeist jedoch als unbauwürdige Flöze und Kohlenschmitzen, die als allochthone stark sandige und in brackischen kohlenführenden Sand übergehende Bildungen anzusehen sind. Lediglich die mächtigeren (0,5 bis 1 m) teils direkt über der Bausteinzone, teils in den oberen Teilen unter den Glassanden gelegenen bauwürdigen Flöze sind mit Süßwasserablagerungen verknüpft und als bodeneigene anzusehen, die auf sumpfige Süßwasserperioden mit Vertorfung und Vermoderung hinweisen. Sowohl in den Flözen selbst wie auch im Hangenden und Liegenden und in den tauben Zwischenmitteln finden sich ausschließlich Süßwasserbewohner (Oligozänabl. S. 43). Die rasche Abnahme der Mächtigkeit des tieferen Haushamer Flözes vom Südrand der Mulde gegen das Beckeninnere zu deutet auf eine südlich gelegene Uferzone hin.

Auch westlich der Loisach ist gerade wie im Osten der unterste Teil der Molasse als untere marine Molasse mit anschließender starker Konglomeratbildung (Bausteinzone) entwickelt. Die tiefsten Molasse-schichten sind also zwischen Inn und Lech als ein gleichförmiger, gut kenntlicher Horizont ausgebildet. Westlich der Loisach stellen sich jedoch über der Bausteinzone die bunten, fleckigen, oft auch grau oder rot gefärbten, tonig-kalkigen Mergel und Sandsteine der unteren bunten Molasse ein, in denen lediglich Landschnecken gefunden wurden und die daher als terrestrische Ablagerungen angesehen werden, die nur ganz vereinzelt Kohlenflöze enthalten. Dieselben schieben sich keilförmig gegen Osten in die Cyrenenschichten ein. Unzweifelhaft schwache in den letzteren auskeilende Spuren reichen bis ins Mangfalltal über die Schlierach hinaus bis ans Ende der Haushamer Mulde, auch verbunden mit Konglomeratbildung (s. o.).

¹⁾ Bei Fletzen unweit Beuerberg besteht der zumeist sehr feinkörnige Glassand aus eckigen, splittrigen Quarzkörnern mit geringem Gehalt an schwach getrübttem Orthoklas, Mikroklin, Kalzit, etlichen Quarzkörnern und Glimmerplättchen. Außerdem als Nebengemengteile Turmalin, Zirkon, Rutil. In einer etwas größeren Lage finden sich in dem splittrigen Quarz ziemlich frische Feldspäte (meist Orthoklas) in etwas größerer Menge und Karbonatkörper, so daß der Sand schwach mit Säure bräunt. Ferner Biotitschüppchen, Körner aus gelförmiger Kieselsäure und etwas Kaolin.

Bei Penzberg erreicht die untere bunte Molasse bereits eine Mächtigkeit von 700 m und wird noch von 650 m Cyrenenschichten überlagert. Gegen Westen verdrängt dieselbe die produktive Molasse mehr und mehr. In der Rottenbacher Mulde werden bereits Mächtigkeiten von 1500 m festgestellt. Am Lech finden sich nur geringe Vorkommen derselben und jenseits vom Lech ist die unproduktive bunte Molasse vollständig an ihre Stelle getreten. Die westlichsten bauwürdigen Kohlenvorkommen liegen bei Peiting unter den Glassanden.

Während im Osten mit dem Ausklingen der Förderung von grobem Schutt die Aussüßung beginnt und konglomeratfreie Brack- und Süßwasserschichten der Cyrenenmergel folgen, halten im Westen im Bereich der bunten Molasse die Förderungen von grobem Schutt viel länger an. Dieselben erfolgen ebenfalls in periodischen Abständen, so daß sich fort und fort in den Schichten der bunten Molasse grobe Konglomeratbänke einschalten. Die Bausteinzone verliert hierdurch ihr scharfes Gepräge und ihre verhältnismäßig deutliche Abgrenzung als geologischer Horizont, zumal die Geröllführung dieselbe ist. Nur ist das Bindemittel der der bunten Molasse eingelagerten Konglomeratbänke ebenfalls rot gefärbt, gegenüber den vorherrschenden grauen Tönen in der Bausteinzone. Auch scheinen die Gerölle an Größe etwas abzunehmen.

In der Murnauer Mulde bilden die Konglomerate einen wesentlichen Bestandteil der bunten Molasse, während dieselben im Profile der nördlicheren Mulde von Penzberg innerhalb der bunten Molasse ganz fehlen (Jahrb. d. Reichsanst. 1902 S. 65). Der von Süden zuströmende Schutt wurde also zur Zeit der bunten Molasse nicht bis zur Penzberger Mulde vorgetragen, während er im Murnauer Gebiet zu erheblicher Konglomeratbildung Veranlassung gab. Weiter westlich reichen die Konglomerate der bunten Molasse jedoch bis in die Rottenbacher Mulde, der westlichen Fortsetzung der Penzberger Mulde und westlich des Lech am Auerberg bis nahe an die Miozänmolasse heran (Oligozänabl. S. 37 u. 109). Die Geröllführung dringt also in der bunten Molasse gegen Westen immer weiter nach Norden vor. Außerdem ist von Wichtigkeit, daß die Konglomerate der bunten Molasse im Süden am größten und ausgiebigsten sind und gegen Norden schwächer und feinkörniger werden (Jahrb. d. Reichsanst. S. 68, 69). Auch für die Konglomerate der Bausteinzone gilt diese Tatsache, da mit dem Leitzachstollen bei Mühlau auf eine Erstreckung von 35 m Konglomerate durchfahren wurden, die ihrer Lage nach der Baustein-

zone der weiter südlich gelegenen Haushamer Mulde entsprechen, deren Komponenten jedoch eine geringere Korngröße besitzen, die auf die größere Entfernung vom südlichen Strand zurückzuführen ist (Verhandl. d. Reichsanst. 1912 S. 347).

Über den Horizonten der in den oberen Cyrenenmergeln eingelagerten Glassande wird die Molassevertiefe nochmals vom Meer in Besitz genommen, in dem die 300—400 m mächtigen, grauen, teils geschichteten, teils ungeschichteten Mergel der Promberger Stufe, deren marine Fauna völlig derjenigen der unteren Meeresmolasse gleicht, abgelagert wurden und die sich vom Leitzach- und Mangfalltal bis Penzberg und Peißenberg verfolgen ließen.

Die marinen Promberger Sedimente gehen abermals in brackische Cyrenenschichten über, die im Leitzachstollen in einer Mächtigkeit von 150 m mit schwacher Flözbildung beobachtet wurden.

Auch bei Penzberg stellen sich nochmals vermutlich Cyrenenmergel über den Promberger Schichten ein. Im westlichen Peißenberggebiet liegt über den nicht mehr sehr mächtigen Cyrenenschichten mit den Glassandhorizonten die obere bunte Molasse, so daß die Promberger Schichten zwischen der letzteren und den Cyrenenmergeln auskeilen und an ihrer Stelle findet sich westlich vom Lech die obere bunte Molasse. Diese ist gegenüber der unteren durch einen wesentlich höheren Tongehalt gekennzeichnet und außerdem treten die besonders in den tieferen Teilen der unteren bunten Molasse reichlich enthaltenen groben Konglomerate und Sandsteine vollständig zurück.

Jüngere Schichten sind im Bereich der Oligozänmolasse nicht vorhanden. Untermiozän scheint überhaupt zu fehlen und die Oligozän-schichten treten im Norden überall an einer Überschiebung, die mit steil südlich geneigter Fläche austreicht, an die mittelmiozäne obere Meeresmolasse heran. — — —

Besonders reichliche Konglomeratbildung findet sich in der zwischen dem Alpenrand und der Penzberger Mulde eingeschalteten breiten Murnauer Molassemulde, deren unterste Partien aus der unteren Meeresmolasse mit der Bausteinzone bestehen, während die nachfolgenden flözführenden Cyrenenschichten bereits sehr reduziert sind, so daß die Mulde fast ganz von der bunten Molasse ausgefüllt wird, in der die Konglomerate einen wesentlichen Bestandteil ausmachen, während sich dieselben nach Nordosten gegen die Penzberger Mulde zu allmählich verlieren (Jahrb. d. Reichsanst. 1902. Bd. 52. S. 64).

Sowohl im nördlichen Flügel der Mulde nördlich vom Staffelsee bei Uffing wie auch im Südflügel zwischen Murnau und Kohlgrub finden sich in den tieferen Teilen der bunten Molasse eine Reihe von Aufschlüssen, die das Studium der groben Gemengteile und deren Auftreten ermöglichen.

Im Westen von Murnau am Südostrand des Staffelsees südlich Seeleiten wo der Weg vom Bad nach Südwesten hinaufführt etwa 60 m über Seehöhe konnte folgendes beim Neubau einer Villa freigelegte Profil beobachtet werden.

Die Konglomerate sind ganz vorwiegend aus Dolomitgeröllen zusammengesetzt. Der überwiegende Teil derselben ist tiefschwarz, nur ein kleiner Teil hell gefärbt. Das Gefüge der Dolomite ist äußerst

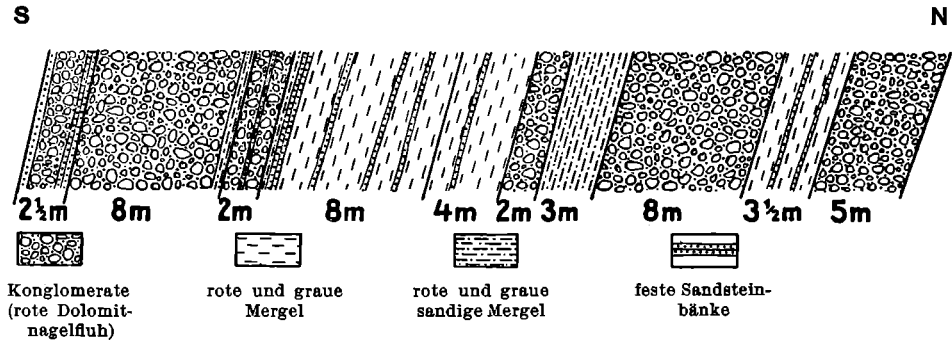


Fig. 8.

Profil in der unteren bunten Molasse am Südufer vom Staffel-See bei Seeleiten südwestlich vom Bad.

gleichförmig kristallinisch von größerem und feinerem Korn. Die Größe der Gerölle schwankt zwischen solchen von wenigen Millimetern Durchmesser und faustgroßen Brocken. Alle sind vollkommen abgeschliffen und gerundet mit glänzender Außenfläche und oft mit einem spiegelndem lackartigem Überzug bedeckt. Hierdurch sind besonders bei den helleren Dolomiten Verwechslungen mit Quarzgeröllen möglich. Zum Unterschiede von zuweilen ähnlich aussehenden Kalkgeröllen besitzen die Dolomite niemals oder nur ganz vereinzelt und sehr schwach hervortretende, durch Lösungserscheinungen hervorgerufene Eindrücke. Merkmale tektonischer Beeinflussungen fehlen vollständig.

Gegenüber diesen höchst einförmigen Dolomitgeröllen sind alle anderen Gesteinstypen nur mit einem sehr geringen Prozentsatz am Aufbau der Konglomerate beteiligt. Verschiedentlich sind braun gefleckte

Arkosen vertreten, etwa vom Aussehen der Tigersandsteine. Außerdem auch dunkelrote und grünliche Arkosen, sowie helle Quarzite.

Eine andere Gruppe vorwiegend kalkiger und auch dolomitischer Komponenten gleicht kalkalpinen Gesteinsarten. Rote und gelbliche Kalke, die an Lias erinnern, beobachtet man neben typischen oberjuras-sischen Radiolariten. Besonders charakteristisch waren etliche Gerölle aus brekziösem Hauptdolomit. Nicht ganz selten sind dunkle oft tief schwarz gefärbte stellenweise bituminöse Kalke, die mit triassischen Kalken identifiziert werden könnten. Diese zeigen zumeist eine mit Eindrücken bedeckte Oberfläche.

Vereinzelt, aber sehr regelmäßig finden sich Gesteine aus kristallinem Gebirg beigemengt. Vorwaltend sind helle zuweilen auch schwarze Gangquarze und Quarzite (bis 30 cm Durchmesser), außerdem Gneise und Glimmerschiefer. Die letzteren sind allerdings meist so stark zer-setzt, daß eine genaue Bestimmung unmöglich ist. Auch gebänderter, kristalliner, weißer Kalk ist vertreten.

Die Gerölle sind in einer rötlich gefärbten seltener grauen, sandig-mergeligen Grundmasse eingebettet. Eine Verkittung durch kalkiges oder kieseliges Zement fehlt, so daß die Konglomerate zumeist ein lockeres Gefüge besitzen. Bei zurücktretendem Sand und höherem Mergelgehalt wird die Bindung etwas fester. —

An der Bahn Murnau—Kohlgrub finden sich dieselben aus ab-wechselnden Lagen von Konglomeraten und roten sowie rot und grau gefärbten Mergeln bestehenden Schichten zwischen der Haltestelle Aschau und Jägerhaus mehrfach aufgeschlossen. Dieselben gehören ebenfalls den tieferen Teilen der bunten Molasse an, in deren Liegendem östlich vom Jägerhaus, nahe beim Punkt 700, Kohlen abgebaut werden.

An einem längeren Aufschluß konnte in den steilstehenden Schichten von Osten nach Westen folgendes Profil aufgenommen werden:

fester, grau verwitterter Sandstein mit einzelnen Geröllschnüren	1,5 m
lockerer Sandstein	0,2 „
grobes verfestigtes Konglomerat	1 „
lockerer Sand	0,50 „
lockeres Konglomerat	0,20 „
lockerer Sand	0,10 „
feste Sandsteinbank	0,10 „
Konglomeratschnur	0,5 „
verfestigter zum Teil geschieferter Sandstein	0,30 „
Konglomerat	0,70 „
fester Sandstein mit einzelnen Geröllen	1 „

Die Zusammensetzung der Konglomerate ist genau die gleiche wie bei Murnau. Auch hier bilden die groben Lagen eine echte Dolomitnagelfluh, in der die schwarzen und hellen Dolomite völlig vorherrschen. An vereinzelt auftretenden kalkalpinen Gesteinen konnten folgende Typen festgestellt werden: Helle triassische Riffkalke, Wettersteinkalk mit Großoolithstruktur, roter Radiolarit, zenomane Brekzie. Ebenso fanden sich auch die Quarz-, Gneis- und Glimmerschiefergerölle wieder.

Einige Aufschlüsse im Nordflügel der Murnauer Mulde liegen in nächster Nähe von Uffing an der Straße nach Harberg. Fortlaufende Profile fehlen jedoch. Ein 10 m langer und 2 m hoher, sowie etliche kleinere Ausbisse, in denen die Gerölle meist nur 1—3 cm Durchmesser erreichen, beobachtet man östlich vom Wohnhaus, das sich etwa 100 m östlich der Zahl 703 vorfindet. Zwischen dem Haus und der Zahl 703 ist jedoch eine 15 m lange und 3 $\frac{1}{2}$ m hohe Grube angelegt, die ein sehr eingehendes Studium der Gerölle ermöglicht und in denen Gerölle mit 10 und 20 cm Durchmesser auftreten¹⁾ (Blatt Uffing 807).

Die in einer lockeren sandig-tonigen, stellenweise rot gefärbten Grundmasse eingebetteten gröberen und groben Gerölle bestehen wieder im wesentlichen (90^o%) aus den glatt abgeschliffenen schwarzen und untergeordnet auch hellen Dolomitgeröllen. Aber auch die anderen aus dem Südflügel der Mulde angeführten Gesteinsgruppen konnten in genau derselben Ausbildung festgestellt werden. Vor allem heben sich einzelne Gerölle der roten, grünlichen und braun gefleckten Arkosen, sowie helle Quarzite heraus. An kalkalpinen Gesteinen fanden sich oberjurassische Radiolarite, rote Liaskalke, Gerölle aus hellem und dunklem brekziösem Hauptdolomit, dunkle bituminöse Dolomite, schwarze und graue Triaskalke.

Im Gegensatz zu der stets glatten oft spiegelnden Oberfläche der schwarzen und hellen Dolomite besitzen die Triaskalke meist eine höckerige, zerfressene Außenseite. Stark verwitterte Gneise und Glimmerschiefer, zumeist von einem roten Saum umgeben, sind ebenfalls eingestreut, ebenso Quarzgerölle und zum Teil große Gerölle aus weißem kristallinischem Kalk. — —

Die Penzberger Mulde findet ihre westliche Fortsetzung im Gebiet der Halbammer in der Rottenbacher Mulde, deren Bau von Gillitzer

¹⁾ H. P. Cornelius: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. Verh. d. Geol. Staatsanstalt, 1920, S. 3 u. 4.

eingehend geschildert wurde.¹⁾ An einer großen nördlich geneigten Störungszone stößt die Rottenbuch-Penzberger Mulde im Süden an die Murnauer Mulde.

Am Südflügel der Rottenbacher Mulde kehrt nochmals dieselbe Schichtentwicklung wieder wie am Südflügel der Murnauer Mulde. Gillitzer gliedert die älteren Molasseablagerungen in die tiefsten unteren tonigen Schichten, die nach oben in ebenfalls marine Sandsteine übergehen, aus diesen entwickelt sich die Konglomeratzone (Bausteinzone) von etwa 170 m Mächtigkeit, in der Sandsteinbänke mit Konglomeraten abwechseln. Zwischen dieser und den unterlagernden marinen Sandsteinen schaltet sich eine kohleführende Serie von geringer Dicke ein. Die Konglomeratzone leitet zur mächtigen die älteren Cyrenenmergel ersetzenden bunten Molasse über, in der überall dieselben groben Schuttmassen eingestreut sind, während sie der oberen bunten Molasse fehlen. Von Süd nach Nord ist eine beträchtliche Abnahme der Konglomeratschichten zugunsten der Sandsteine und bunten Tonmergel wahrzunehmen (S. 161 u. 162). In der nördlicheren Verbreitung bilden die Konglomerate nur mehr Einschaltungen in den bunten Mergeln, die in ostwestlicher Richtung jedoch horizontbeständig sind. Weithofer beobachtete nahe dem Südrand der Miozänmolasse im Graben von Eschach am Südabhang des Auer-Berges noch bunte Molasse mit Geröllen (Oligozänmolasse S. 109).

In den unter der bunten Molasse gelegenen grauen konglomeratreichen Schichten konnte westlich Echelsbach an der Halbammer im Steinbruch beim Schwaighäusl im südlichen Flügel der Rottenbuchmulde von oben nach unten folgendes Profil beobachtet werden:

grobes Konglomerat mit einzelnen Sandsteinlagen	4 m
Sandstein mit einzelnen gröberen Geröllen	0,80 „
grobes Konglomerat	0,35 „
Sandstein	0,60 „
grobes Konglomerat	0,55 „
Sandstein mit einzelnen Geröllschmitzen und Lagen	2,50 „
massiger grüner Wetzsandstein	6 „
feinkörniges Konglomerat	0,20 „
graugrüne Sandsteinbank mit Wellenfurchen	0,70 „
feinkörniges Konglomerat	0,20 „
dunkle Mergellagen	0,10 „
Sandstein mit Wellenfurchen auf den Schichtflächen	1 „
massiger Sandstein	2 „

¹⁾ Geologie des Südgebietes des Peißenberger Kohlenreviers im Kgl. bayer. ärar. Reservatfeld. (Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, Bd. 54, 1914. Wien 1915. S. 149).

Diese nördlicher gelegenen Konglomerate gleichen in bezug auf ihren Geröllbestand insofern völlig den südlicheren Vorkommen, als dieselben fast ausschließlich aus den schwarzen, seltener hellgefärbten, körnigen, gut abgerollten und geglätteten Dolomiten aufgebaut werden. Dieselben bleiben jedoch an Größe etwas hinter den weiter südlich gelegenen zurück; faustgroße Gerölle sind nur ganz vereinzelt vorhanden. Vorherrschend sind vielmehr durchaus die Größen von Haselnüssen und Taubeneiern. Aber auch gar nicht selten stellen sich Bänke und Lagen ein, in denen die Dolomitkörner nur Durchmesser von wenigen Millimetern erreichen. Einige Brocken kalkalpiner Herkunft konnten wiederum festgestellt werden in Gestalt von oberjurassischem Hornstein, brekziösem Hauptdolomit und hellen Triaskalken. Ebenso zeigten sich auch etliche Quarzgerölle. Die weichen Arkosen und Sandsteine wurden überhaupt nicht entdeckt und nur ein einziger verwitterter Gneis.

Es scheint also, als ob die weitere Verfrachtung vom Ursprungsort nicht nur eine stärkere Abschleifung bedingt, sondern auch bereits eine strengere Auslese, indem die weicheren Gesteine, vor allem die leicht zerfallenden Arkosen und die Gneise so gut wie ganz fehlen. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß für dieselben keine große Transportmöglichkeit besteht.

Von besonderer Wichtigkeit waren die Funde einiger kleiner Gerölle aus eozänem Granitmarmor (s. u.). — —

Die Fortsetzungen der Murnauer und Rottenbuch-Mulde werden im Westen vom Lech durchschnitten. Die konglomeratreichen Schichten des Südflügels der Rottenbuch-Mulde bilden im Westen und Osten von Lechbruck langgestreckte schmale Höhenrücken, während die widerstandsfähigeren, an groben Schuttmassen reichen, älteren Molasseablagerungen des Südflügels der Murnauer Mulde am Lechknie bei Roßhaupten ebenfalls zur Entstehung ostwestlich angeordneter Hügelreihen Veranlassung geben (vergl. Blatt Steingaden 805, Roßhaupten 832, Lechbruck 804, Trauchgau 833).

Dieser südliche Höhenzug wird im Nordwesten von Trauchgau vom Halblech in einer steilwandigen Schlucht durchbrochen, die das schönste Schichtprofil zeigt, das mir in dieser Gegend bekannt wurde. In fast ununterbrochener Folge sind die Ablagerungen von den Sandsteinen der unteren Meeresmolasse mit nur einzelnen Konglomerateinstreuungen durch die konglomeratreichen Schichten bis tief in

die untere bunte Molasse hinein entblößt, in der ebenfalls fort und fort Gerölllagen eingeschaltet sind.

Das Profil beginnt gleich hinter der Drahtseilbahn, die über den Lech gespannt ist, südlich von Küchele und zeigt in den vollkommen senkrecht stehenden Schichten von Norden nach Süden, also vom Hangenden zum Liegenden, folgende Zusammensetzung:

rotes Konglomerat	3	m
grüner verrutschter und verwitterter Mergel	5	"
dickbankige, graue, sandige Mergel mit grünen Letten- zwischenlagen	3	"
rotes Konglomerat	8	"
plattige rote Kalke und Mergel	4	"
rotes Konglomerat	6	"
massige rote Kalke und Mergel mit feinen Quarzkörnern und Glimmerschuppen	4	"
rotes Konglomerat	3	"
plattige, rot gefärbte Kalke und Mergel mit sehr feinem Detritus	3	"
rotes Konglomerat	4	"
graue, sandige Mergel	5	"
felsiges, rotes Konglomerat	30	"
Aufschlüsse fehlen	25	"
rotes Konglomerat	20	"
graue und rote Kalke und Mergel	5	"
rotes Konglomerat	20	"
grüne und graue schiefrige Letten	9	"
rote, feinsandige Kalke und Mergel	3	"
rotes Konglomerat (im Steinbruch aufgeschlossen)	25	"
rote Kalke und Mergel mit feinem Detritus ,	12	"
rotes Konglomerat und rote sandige Mergel	12	"
graues Konglomerat und Sandsteine	10	"
rotes Konglomerat	15	"
graue Sandsteine	2	"
graues Konglomerat	60	"
grauer Sandstein ,	2	"
graue Konglomeratlage	0,5	"
graue Sandsteine mit einzelnen gröbereren Geröllen	10	"
Konglomerat ,	0,5	"
Gehängeschutt.		

Zwischen dem Gehöft Küchele und der Drahtseilbahn treten nochmals verschiedentlich rote Konglomeratfelsen aus und auch gleich hinter dem Gehöft zusammen mit graugrünen Mergeln.

Die untere Grenze der bunten Molasse ist dort zu ziehen, wo die Rotfärbung der Gesteine beginnt. Diese lebhaft roten Farbentöne, die sich sowohl in den Konglomeratlagen wie auch in den Zwischen-

mitteln mit nur ganz feinem Detritus¹⁾ einstellen und nur selten von grauen und graugrünen Bänken unterbrochen werden, heben sich sehr scharf von den grauen Färbungen der älteren Bildungen ab. Die Grenzen zwischen den Konglomeraten und den roten Sandsteinen, Mergeln und Kalken, scheinen innerhalb der bunten Molasse immer sehr scharf zu sein, während die grauen Sandsteine der tieferen Schichten zumeist Einstreuungen gröberer Gerölle, Geröllagen und Schmitzen enthalten.

Die 50 m hohe Wand des Steinbruches am Südrande der Schlucht in der Konglomerat- oder Bausteinzone eignet sich besonders gut zum Studium der Gerölle. Dieselben erreichen hier oft die Größe von Straußeneiern. Wie in allen anderen bisher beschriebenen Vorkommnissen besteht die Hauptmasse derselben wieder aus vorwiegend schwarzen und auch hellen Dolomiten. Einzelne Komponenten aus brekziösem Hauptdolomit zeigten sich und solche die vollkommen dem Hierlatz-Lias der Ammergauer Berge gleichen, ferner konnten dunkle und helle Triaskalke entdeckt werden, sowie dieselben roten und grauen Arkosen wie bei Murnau, außerdem etliche Quarze.

Von Bedeutung ist das Auftreten von Geröllern aus grauem bis weißlichem leicht verwitterndem Kalk. Zuweilen ist derselbe auch rötlich gefärbt und enthält Glaukonit- und Quarzkörner. In einigen dieser gut kenntlichen Gerölle wurden kleine Nummuliten und Lithothamnien sichtbar. Es handelt sich also um eine Gesteinsgruppe, die dem voralpinem Eozän angehört. Die größte Ähnlichkeit zeigt das Gestein zumeist mit eozänem Granitmarmor. Auch Schalenreste sind zuweilen vorhanden. Nach längerem Suchen konnte eine ganze Anzahl derartiger Gerölle gesammelt werden. Dieselben sind also offenbar nicht gerade vereinzelt in den Konglomeraten eingestreut (S. 474, 475).

Die Bestandteile der in der bunten Molasse eingelagerten groben Schuttmassen gleichen völlig denjenigen der Konglomerat- oder Bausteinzone. Unter den glatt abgeschliffenen Dolomiten fanden sich als einzelne Besonderheiten dunkler Trias und rötlicher Jurakalk. Etliche stark verwitterte Gneise, mehrere Arkosen und weiße Gangquarze.

¹⁾ Im Dünnschliff zeigt ein derartiges konglomeratfreies, ziegelrotes Zwischenmittel als Grundmaterial körnigen Kalzit mit eingestreuten, feinen Glimmerschüppchen und Quarzsplittern, die infolge ihrer scharfen und spitzen Kanten sicherlich auf keinen weiten Transport hindeuten. Untergeordnet fanden sich auch chloritische Schüppchen. Spuren der aus Sedimentärgesteinsmaterial bestehenden Gerölle der Konglomeratlagen fehlen.

Außerdem dieselben voralpinen Eozängesteine, zum Teil mit Nummuliten wie in der Konglomeratzone.

Auf dem schmalen Kamm vom nordöstlich streichenden Höhenzug des Falchen im Westen von Lechbruck sind in einer Anzahl von Steinbrüchen die grauen dickbankigen Sandsteine mit Konglomeratlagen und Linsen, sowie einzelnen eingesprengten groben Gemengteilen aufgeschlossen, welche die streichende Fortsetzung derjenigen von Echelsbach an der Halbammer bilden. Die Neigung der Schichten ist nördlich und das Streichen entsprechend dem Verlauf des Höhenrückens nordöstlich gerichtet. Die Schichtflächen sind oft bedeckt mit schönen Wellenfurchen. Die Gerölle zeigen keinerlei Besonderheiten. Am Wege nördlich vom östlichsten, dem einzigen noch in Betrieb befindlichen Bruch stehen am Wege Konglomerate an, in denen Gerölle von 10—20 cm Durchmesser keine Seltenheit bilden. Eingestreut in den Dolomiten fanden sich vereinzelt: Hauptdolomit, heller Triaskalk, körniger Hierlatzkalk, rote und grüne Arkosen, voralpine Eozängesteine.

Bei Lechbruck durchbricht der Lech den aus abwechselnden Lagen von Konglomeraten und Sandsteinen aufgebauten Rücken. Im Lech treten nördlich und südlich der Brücke die Konglomeratbänke aus, steil gestellt oder mit 45° nördlich geneigt. Ihre Fortsetzung finden die Schichten in dem Höhenrücken östlich von Lechbruck. Das Profil im Steinbruch bei Vordergründl im Südwesten von Urspring beschreibt bereits Gillitzer (a. a. O. S. 159). Auch hier konnten unter den Dolomitgeröllen Triaskalke, Arkosen und voralpine Eozängesteine nachgewiesen werden. —

Bei Nesselwang im Allgäu finden sich ebenfalls der Oligozänmolasse angehörige Konglomerate in Wechsellagerung mit Mergeln und Sandsteinen. In den beiden Armen des Schloßbaches bei der Nesselburg sind dieselben ausgezeichnet der Beobachtung zugänglich. Die roten und grauen Dolomitnagelfluhen lassen sich von den bisher beschriebenen nicht unterscheiden. Genau die gleichen tiefschwarzen seltener hell gefärbten körnigen Dolomite kehren wieder. Und ebenso wohl sind als untergeordnete Gemengteile verwitterter Gneis, weißer Gangquarz, kalkalpine Komponenten (Rätmergel, Hierlatzkalk, Liasfleckenmergel) und schließlich auch die Eozängerrohlinge vertreten (K. A. Reiser: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognost. Jahreshfte 1920, 1922, 1923. XXXIII., XXXV., XXXVI. Jahrg., S. 38—40 u. 47—49). —

Die breite Murnauer Mulde findet an der Loisach ihr Ende. In ihrer östlichen streichenden Fortsetzung am Ostrand des Kocheler Moores liegt das ausgedehnte Flyschgebiet des Blomberg und Zwiesel mit einem schmalen Streifen von helvetischer Oberkreide und Eozän an seinem Nordsaum. — Als halbkreisförmiger, stark bewaldeter Höhenrücken hebt sich die Mulde aus dem Loisacher Filz heraus (Blatt Penzberg 809) und überall trifft man an dem unteren Rand des Rückens auf die konglomeratischen Schichten der Bausteinzone. Entsprechend dem westlichen Einfallen der Muldenachse laufen die Streichrichtungen dem Gehänge parallel. Südlich von Dürrnhausen am Nordrande der Mulde konnte NW-Streichen beobachtet werden, bei Mühleck und Pölten nordöstliches und überall sind die Schichten steil oder auch flach gegen das Innere der Mulde geneigt. Auch morphologisch ist dieser tektonische Bau der Mulde erkennbar, da die widerstandsfähigeren Lagen Stufen bilden mit steilem Außenrand und schwach geneigter Innenböschung, wodurch der nach dem Inneren der Mulde gerichtete Einfallswinkel der Schichten angedeutet ist, sowie die gegen Osten sich heraushebende Muldenachse, und alle diese hervortretenden Rippen folgen dem halbkreisförmigen Ausreten der Mulde.

Der verfallene Steinbruch im Graben unterhalb Pölten am Südrand der Mulde zeigt die grau gefärbten abwechselnden Lagen von Sandsteinen und Konglomeraten der Bausteinzone.

Die Untersuchung von 173 in diesem Bruch aufgesammelten Geröllen führte zu folgendem Ergebnis:

- | | |
|--|-----|
| 1. Quarzgerölle: vorwiegend weiß, seltener schwarz oder rötlich gefärbt.
Die Korngröße schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und 4 cm. Die Abrollung ist nicht so vollkommen wie bei den Dolomitgeröllen. Oft sind dieselben nur kantengerundet. Zuweilen findet sich anhaftender Phyllit | 109 |
| 2. Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite: Korngröße 1—4 cm. Diese oft sehr weichen Gesteine zerbröckeln beim Aufsammeln leicht und gehen daher häufig verloren. Handstücke aus dem Konglomerat sind meist ganz gespickt mit solchen weichen Phyllit- und Glimmerschieferfetzen | 18 |
| 3. Gut abgeschliffene Dolomitgerölle. Größe $\frac{1}{2}$ — $2\frac{1}{2}$ cm | 28 |
| 4. Quarzite. Größe 2—4 cm | 11 |
| 5. Arkosen. Größe 2 und 4 cm | 2 |
| 6. Dunkle Kalke (alpine Trias). Größe 1—3 cm. | 5 |

Auch südlich Mühleck westlich vom Punkt 607,8 schneidet der Weg die Bausteinzone mit feinkörnigen Konglomeratlagen an. Die Gerölle sind hier zumeist nur wenige Millimeter groß. Etliche von

3—4 cm Durchmesser konnten jedoch gesammelt werden. In dem nach Mühleck in südöstlicher Richtung hinunterführenden Graben stehen etwa auf der Kurve 650 feinkörnige mit Sandsteinen und Mergeln wechsellagernde Konglomerate an, in denen Glimmerschieferfetzen beobachtet wurden. Ebenso schalten sich auch tiefer am Gehänge immer wieder Konglomeratlagen ein, die sich nach unten gegen Mühleck zu allmählich verlieren.

In dem Steinbruch im Grenzbach südlich Dürrnhausen ist eine 20 m hohe Wand entblößt aus dickbankigen, grauen Sandsteinen, stellenweise mit dünnen Mergelzwischenlagen. In den Sandsteinen finden sich feinkörnige Konglomerate als Lagen und Schmitzen, auskeilend und wiederansetzend stets eng verknüpft mit den Sandsteinen und nirgend gesonderte Bänke bildend wie häufig in der bunten Molasse (z. B. in dem Profil an der Halbammer). An einem größeren aufgesammelten Brocken beobachtet man neben den vorherrschenden Quarzen noch ziemlich reichlich Dolomitmörner. Die Quarze besitzen Größen bis zu 1 cm, die Dolomite nur bis zu $\frac{1}{2}$ cm. Weiche Glimmerschiefer und Phyllitfetzen finden sich verschiedentlich eingesprengt. Weiter oberhalb stehen im Grenzbach am Wege stellenweise rot gefärbte dick- und dünnbankige Mergel an, die bereits der bunten Molasse angehören, jedoch keinerlei Spuren von Konglomeratlagen zeigen. —

Der Südflügel der Penzberg-Rottenbacher Mulde, der bei Echelsbach näher untersucht wurde, bildet im Norden vom Loischer Moos einen Höhenrücken, der südlich von Penzberg durch mehrere Steinbrüche erschlossen ist. Im Steinbruch nordöstlich der Zahl 640,1 beobachtet man nur dickbankige Sandsteine ohne Konglomerate. Am südlich vorbeiführenden Wege stehen jedoch Rippen heraus mit sehr feinkörnigen Konglomeratlagen. Im Steinbruch bei der Zahl 640,1 finden sich selten Quarze von Nußgröße, meist haben dieselben nur wenige Millimeter Durchmesser. Außer den vorherrschenden Quarzen sind auch in recht erheblicher Menge Dolomite vertreten. Diese bleiben im Durchschnitt noch hinter den Quarzen zurück und bilden nur kleine Körnchen von 1—2 höchstens 3 mm Größe. Weiche Phyllitfetzen sind nicht selten vorhanden.

Ein besonders günstiger Aufschluß findet sich in den steilstehenden konglomeratischen Schichten der Bausteinzone in einem Steinbruch östlich vom Riederer Weiher (vergl. Cornelius: Geröllführung d. Bayr. Mol., a. a. O. S. 2).

Die Untersuchung der aufgesammelten Gerölle führte zu folgendem Ergebnis:

- | | |
|---|-----|
| 1. Quarzgerölle: Die Größe schwankt zwischen solchen von wenigen Millimetern Durchmesser bis zu solchen von 2—3 cm. Einzelne wenige mit 4 und 4½ cm wurden beobachtet | 550 |
| 2. Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite: Größe 1—2 cm | 13 |
| 3. Quarzite und Kieselschiefer: Größe 1—2½ cm | 7 |
| 4. Arkosen: 6 mit 1 cm, 1 mit 3½ cm Durchmesser | 7 |

Dolomite scheinen ganz zu fehlen. Kalkalpine wurden ebenfalls nicht beobachtet. —

Als östliche Fortsetzung des Südflügels der Penzberg-Rottenbacher Mulde baut die am Übergang der unteren Meeresmolasse in die brakische Molasse gelegene konglomeratische Bausteinzone den schmalen Höhenrücken des Buchberges im Norden der alpinen Vorberge des Blomberg-Zwiesel-Gebietes auf und ist von diesem durch eine breite ostwestliche Talwanne mit dem Stallauer Weiher getrennt.

Östlich von Tölz erscheint die streichende Fortsetzung dieser Schichten in einem Höhenrücken (Plattenberg), der jedoch bei Marienstein mit dem alpinen Gebiet verschmilzt. Auch hier zeigt dieser Muldensüdflügel wieder dieselbe sich an steilstehender Störung an die Seewenschichten anschließende Gliederung in untere Meeresmolasse, konglomeratreiche Bausteinzone mit überlagernden kohlenführenden Cyrenenmergeln.

Durch die breite Einfurchung des Tegernsees unterbrochen, tauchen die Schichten dieses südlichen Muldenflügels im Osten von Gmund aus der diluvialen Überdeckung wieder auf. Während die breite Längstalung etwa das Gebiet der mergeligen unteren Meeresmolasse einnimmt, geben die konglomeratreichen Schichten der Bausteinzone zur Entstehung eines Höhenzuges Veranlassung, auf dessen flachen Rücken die Zusammensetzung der Konglomerate in mehreren kleinen Kiesgruben studiert werden kann. Eine derselben liegt zwischen Wies und Hintereck, etwa 3 km östlich von Gmund (Blatt Tegernsee 812).

Das Mischungsverhältnis der einzelnen Geröllkomponenten ist etwa folgendes:

schwarze, seltener auch helle Dolomite	75%
brekziöser Hauptdolomit, roter Radiolarit, dunkelrote und graue Arkosen	10%
Gneise und Quarze	15%

Die Hauptmasse wird von den einförmigen, glatt abgeschliffenen Dolomiten gebildet mit Einstreuungen von kalkalpinen Gesteinen und

Arkosen. Zahlreich sind vor allem Gneise und auch weiße Gangquarze vertreten. Vielfach finden sich die Gneise noch ganz frisch und lassen daher eine nähere Untersuchung zu (S. 472, 473).

Der Umfang der Gerölle bleibt jedoch nicht ganz unwesentlich, besonders hinter denjenigen der westlichen Murnauer Mulde zurück. Dieselben besitzen lediglich Haselnuß- bis Taubeneigröße und ruhen in einer lockeren grauen sandigen Grundmasse.

Zwei weitere Gruben liegen bei Hintereck zu beiden Seiten der Straße. Die Geröllführung ist wieder genau dieselbe, nur reichert sich der Gehalt an Gneisen noch mehr an und beträgt an einzelnen Stellen bis zu 20%. Viele derselben sind ganz frisch, andere dagegen stark verwittert. Außer etlichen Arkosen wurden mehrere Hauptdolomite, rote Hornsteine, ein verkieselter Liaskalk und ein Liasfleckenmergel gefunden. Die Konglomerate bilden wiederum lockere Aufschüttungen mit einzelnen mehr oder minder verfestigten sandigen Lagen. In der westlichen, nördlich der Straße gelegenen Grube besitzen die Gerölle an einzelnen Stellen Taubeneigröße, an anderen nur die von Haselnüssen. Oft erreichen dieselben, besonders die Gneise, auch Faustgröße.

Östlich vom Wege, der von Vordereck nach Norden führt, etwa 500 m. von diesem Gehöft entfernt, liegt im Walde eine Kiesgrube, in der sich die Gneise noch viel reichlicher angehäuft finden. An manchen Stellen machen dieselben ein Drittel der Gesamtmasse aus, so daß ein gleichförmiges Gemisch entsteht von den stark abgeschliffenen dunklen Dolomiten und den Gneisen, die in eine graue sandige Füllmasse eingebettet sind. Stellenweise kann man ganz frische Gneis- und auch Glimmerschiefergerölle sammeln. Vorwiegend sind dieselben jedoch stark verwittert und zerfallen beim Berühren. Sicherlich sind die Gneise zumeist viel weichere und weniger transportfähige Gesteine als die dunklen Dolomite und auch weniger gerundet. Außer einigen Quarzgeröllen und Arkosen fanden sich mehrere helle und dunkle Triaskalke und brekziöser Hauptdolomit.

Besser wie bei Gmund ist der Südflügel der Mulde in seiner östlichen Fortsetzung zwischen Hausham und dem Leitzachtal aufgeschlossen. Derselbe tritt hier in direkte Berührung mit dem Flysch. Nur im Leitzach-Tal schaltet sich ein isoliertes Vorkommen von eozänem Granitmarmor ein. Die konglomeratreichen Schichten der Bausteinzone (Bierhäusl-, Attenberger Konglomerate) bilden eine echte Übergangszone zwischen der unteren Meeresmolasse und den aus Brackwasser, Land-

und Süßwasserablagerungen zusammengesetzten Cyrenenschichten.¹⁾ Das bekannte Molasseprofil des Leitzachtales durchschneidet die gesamte Haushamer Mulde vom Nord- bis zum Südflügel. Am Nordflügel sind die Konglomerate der Bausteinzone in einem Steinbruch an der Straße südlich Leitzach aufgeschlossen, die marinen Schichten mit *Cyprina rotundata* überlagernd. Nördlich vom Philippstollen tritt nochmals eine Konglomeratbank an der Straße aus in engem Zusammenhang mit einem Kohlenflöz (Philipp 2). Dieselben Schichten des nach Norden überkippten Südflügels der Mulde finden sich südlich Wörnsmühle im Drachental. Hinter den letzten Häusern an der linken Talseite stehen zunächst die Konglomerate der Bausteinzone an und weiter südlich liegt ein längerer Aufschluß in derselben mit einer fossilreichen Bank. Über dieser, also im Liegenden, schaltet sich eine 2 m dicke Konglomeratlage in die Sandsteine ein und weiterhin nochmals zwei Konglomeratbänke. Die Geröllmassen haben also ihre Hauptanreicherung in der Bausteinzone, einzelne Bänke dringen aber auch in die untere Meeresmolasse im Liegenden und in die flözführenden Cyrenenschichten im Hangenden ein.

Recht gute Aufschlüsse durch den Südflügel der Mulde bietet der bei Wörnsmühle in die Leitzach einmündende Rohn-Bach. Verfolgt man denselben aufwärts, so findet sich zunächst ein Aufschluß in den Cyrenenschichten und im Bachbett, dort wo der Weg nach Grandau abzweigt, streicht ein Kohlenflöz aus. Dann folgt ein großer Steinbruch in den Cyrenenschichten und im obersten Teil des Rohnbaches, unterhalb der Zahl 870 stehen wieder die mächtigen Konglomerate der Bausteinzone des Muldensüdflügels an, die eine Steilstufe bilden, über die ein Wasserfall hinüberstürzt.²⁾

Da hier dauernd frisches Gestein abbröckelt, ist diese Stelle besonders gut zum Studium der Konglomerate geeignet.

Eine größere Anzahl von aufgesammelten Geröllen ergab folgendes Mischungsverhältnis:

Altkristalline Gesteine:

- | | |
|--|----|
| 1. Phyllite und Glimmerschiefer, stellenweise durchzogen von Quarzadern, außerdem Gneise und schwarze Kieselschiefer | 33 |
| 2. Zumeist weiße, seltener dunkle Gangquarze mit zum Teil noch anhaftendem Phyllit oder Glimmerschiefer | 52 |

¹⁾ F. Kroschelt: Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach. Geogn. Jahresh. Bd. III, 1890, S. 49.

²⁾ Boden: Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geogn. Jahresh. 1922, XXXV. Jahrg. München 1923. S. 211.

Sedimentgesteine:

3. dunkle und helle gut abgeschliffene Dolomite	120
4. dunkle Triaskalke	3
5. brekziöser Hauptdolomit	2
6. rote Arkosen	2
7. eozäner Granitmarmor	3

Die Gerölle sind nicht sonderlich umfangreich und bleiben hinter denen der westlichen Murnauer Mulde und denen von Lechbruck wesentlich zurück. Schon faustgroße wurden nicht mehr beobachtet. Die altkristallinen Gesteine, besonders die Quarze, sind im allgemeinen etwas größer wie die Dolomite und erreichen zuweilen Durchmesser bis zu 5 und 6 cm, während unter den Dolomiten 4 cm als Höchstmaß festgestellt werden konnte. Zumeist besitzen die letzteren jedoch nur 1—2 cm Durchmesser. Gegenüber den stets völlig abgeschliffenen Dolomiten sind unter den kristallinen Komponenten nicht nur die harten Gangquarze und Kieselschiefer, sondern auch die weichen Phyllite und Glimmerschiefer lediglich kantengerundet.

Sehr geringe Größen (1 cm) besitzen die wenigen festgestellten voralpinen Eozänsteine und die Arkosen.

Die feinkörnigeren Lagen sind oft ganz erfüllt von stecknadelkopfgroßen schwarzen Dolomitgeröllchen.

Im sogenannten Attenberger Konglomerat, das im Hohlweg östlich Attenberg in einem wenig günstigen Aufschluß angeschnitten ist (etwa 1¹/₂ km östlich Hausham), wurden fast nur sehr feinkörnige, weiße und rötliche Quarze, außerdem 1 Gneis, 1 Kieselschiefer und mehrere Arkosen gesammelt. —

Ein von allen bisher bekannten abweichendes Oligozänkonglomerat beschreibt Kroschelt aus dem Rabensteiner Graben. Am Hauptwasserfall dieses Grabens sollen nämlich Kalkgerölle bis zu Kopfgröße dicht nebeneinander in vier getrennten Bänken übereinandergeschichtet liegen (Kroschelt: Die Haushamer Mulde, a. a. O. S. 50).

Der beim Gehöft Rabenstein unweit Feilnbach herunterziehende Graben führt auf dem Positionsblatt Au b. Aibling den Namen Feilnbach. Südlich von Rabenstein bei der Zahl 544 mündet ein rechter Seitenarm, in dessen Unterlauf lediglich in steilen Wänden Cyrenenschichten anstehen, der obere recht unwegsame Teil ist in Moräne eingeschnitten. Unterhalb der 600 Kurve zweigt ein linker Seitenbach ab, in dem ebenfalls Cyrenenmergel aufgeschlossen sind. Weiter oberhalb findet eine Gabelung statt in zwei Äste. Der rechte verläuft

ganz in Moränenmaterial. Der westliche Ast jedoch, der bei Gerstenbrand herabführt, stürzt über zwei Wasserfallstufen. Die Schichten sind südlich geneigt, also nach Norden überkippt. Die untere Stufe führt keine Konglomerate, dagegen finden sich in der oberen mehrere Geröllhorizonte, die ohne scharfe Grenzen in den glimmerreichen Sandsteinen eingelagert sind. Auch über der zweiten Stufe sind im Bachbett nochmals Konglomerate aufgeschlossen. Die Gerölle sind nuß- bis taubeneigroß und gleichen in ihrer Zusammensetzung völlig denen des Leitzachtales. Die Beobachtungen von Kroschelt konnten somit nicht bestätigt werden.

	Gang- quarz	Gneis, Glimmer- schiefer, Phyllit	Dolomit	kalkalpine u. voralpine (eozen) Gesteine, Arkosen, Quarzite	Korngröße
Murnauer u. Rottenbuch- Mulde zwischen Staffelsee und Lech (Murnau, Uffing, Kohlgrub, Lechbruck) [Nesselwang i. Allgäu]	3%	2%	85%	10%	bis zu 10 u. 20 cm einzelne 30 cm
Südflügel der Rottenbuch- Mulde (Echelsbach)	2%	1%	95%	2%	bis 4 cm einzelne 8 cm
Östlichste Murnauer Mulde (Pöltlen, Mühleck, Dürrnhausen)	65%	10%	15%	10%	1/3 bis 4 cm
Südflügel der Penzberger Mulde	84%	2%	10%	2%	wenige Milli- meter bis 2 cm einzelne bis 4 cm
Südflügel der Haushamer Mulde (Gmund)	5%	10—30%	55—75%	10%	bis 4 cm einzelne 8 cm
Haushamer Mulde im Leitzachtal	24%	15%	56%	5%	bis 4 cm einzelne 6 cm

3. Über die Bedingungen von Zufuhr und Verteilung des groben Schuttes in der oberoligozänen Vortiefe.

Von Nesselwang im Allgäu bis Feilnbach im Gebiet des Inn setzen überall dieselben Gesteinsarten den groben Schutt der Oligozänmolasse am Alpensaum zusammen. Nirgend tritt eine stoffliche Änderung in Bezug auf die Beschaffenheit der Bestandteile ein. Lediglich die Korngrößen und das Mischungsverhältnis, sowie auch die Menge der Geröllmassen ändern sich von Süd nach Nord und von West nach Ost nicht unerheblich.

Im Südflügel der Rottenbacher und Penzberger Mulde wurde die Abnahme der Korngrößen und auch die Abnahme der Menge des gefördertten Schuttes gegenüber den südlicher gelegenen Vorkommen, sowie das Zurücktreten bzw. das Verschwinden der weicheren Komponenten infolge stärkerer Auslese gegen Norden beobachtet. Hierauf weist auch bereits Weithofer hin und ebenso betont Gillitzer ein beträchtliches Zurückgehen der Konglomeratschichten von Süd nach Nord (s. o.). Überall zwischen Lech und Inn ist also von Süd nach Nord eine Verringerung der Korngröße und eine stärkere Auslese bei den Geröllmassen festzustellen, sowie auch eine Abnahme in der Menge derselben, die häufig zu einem völligen Verschwinden führt.

Diese Tatsachen beweisen, daß der Transport des Schuttes von Süden erfolgte und das Ursprungsgebiet, aus dessen Zerstörung die Geröllmassen entstanden, im Süden lag.

Viel erheblicher und viel schroffer sind jedoch die Unterschiede in Bezug auf Korngröße, Mengen und Mischungsverhältnis in der Richtung von Westen nach Osten. Zwei hauptsächliche Bereiche können hier unterschieden werden. Ein westlicher, vom Lech bis zum Staffelsee und ein östlicher, der in der Umgebung des Loisächer Filzes (östl. Teil der Murnauer Mulde und Penzberg) beginnt und bis Feilnbach reicht.

Auffallend ist zunächst der größere Umfang der Gerölle im westlichen Bereich und die erheblicheren Schuttmengen gegenüber dem östlichen. Jedoch findet keine allmähliche Abnahme der Korngröße gegen Osten statt, sondern es liegt eine scharfe Trennung zwischen beiden Bereichen und innerhalb derselben bleiben die Größenverhältnisse der Gerölle und auch die Mengen des groben Schuttes in ost-westlicher Erstreckung ziemlich konstant.

Die stärkere Abschleifung der Gerölle sowohl wie die geringere

Anhäufung von Schutt in den östlichen Gebieten ist vielleicht bedingt durch längere Transportwege aus entfernter südlich gelegenen Festland und die Gebiete der Molasse, die den Schutt in größerer Form und in größerer Menge bergen, sind hier durch Überschiebung verhüllt. Die südliche Küste der Molasse verlief nicht geradlinig, sondern wickelte sich zwischen Staffelsee und Loisacher Filz gegen Osten zurück.

Auch wurden im Westen die groben Bestandteile weiter nach Norden getragen und reichen in jüngere Schichten hinauf (s. o.). Diese Tatsache mag aber wohl teilweise damit zusammenhängen, daß im Osten das brackische Meer der Cyrenenschichten über den marinen Schichten sich ausbreitete, das die Schuttvortragung hemmte, während im Westen die Schuttströme zur Zeit der bunten Molasse periodisch über Landbildungen hinweggingen, auf dem die Flüsse die Geröllmassen in reichlichen Mengen absetzen und auch weiter nach Norden führen konnten.

Ebenso wie Korngrößen und Schuttmengen in beiden Gebieten stark von einander verschieden sind, weicht auch das Mischungsverhältnis der Gerölle im östlichen Bereich von dem westlichen nicht unerheblich ab. Auch hier sind keine Übergänge nachweisbar, sondern wiederum eine scharfe Trennung.

Sehr hervortretend ist zunächst im östlichen Bereich die starke Vermehrung von Gangquarzgeröllen, die bis zu 84% geht, gegenüber den 2 bis 3% im Westen. Auch eine erheblichere Beteiligung von Gneis, Glimmerschiefer- und Phyllitgeröllen, die bis zu 30% steigen kann, tritt gegenüber dem westlichen Bereich, in dem diese Gerölle nur sehr spärlich beobachtet wurden, in die Erscheinung. Auf Kosten der Anreicherung dieser Gesteinsarten im Osten nimmt hier der Gehalt an Dolomitgeröllen, welche die westlichen Konglomerate fast ausschließlich aufbauen, ganz erheblich ab und sinkt stellenweise bis auf etwa 10% herunter. Während nun im Westen zwischen Lech und Staffelsee (und auch an dem entfernt gelegenen Nesselwang im Allgäu) fast an allen Fundorten ziemlich gleichartige Geröllgesellschaften angetroffen wurden, ändert sich im Osten zwischen Loisacher Filz und Leitzach das Mischungsverhältnis der Bestandteile an den verschiedenen Beobachtungsstellen nicht unerheblich. In der östlichsten Murnauer Mulde und bei Penzberg walten Quarze ganz erheblich vor. Bei Gmund reichern sich die Gneise und Glimmerschiefer stark an und im Leitzachtal betragen Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite und Quarze zusammen etwa soviel wie die Dolomite.

Diese Differenzierungen im Mischungsverhältnis der Geröllgesellschaften, die zunächst zwischen dem westlichen und östlichen Bereich stark in die Erscheinung treten, aber auch innerhalb des letzteren sich wiederum bemerkbar machen, zeigen, daß die Zufuhr von groben Schutt in die oligozäne Vortiefe nicht überall gleichartig war, sondern daß verschiedene Strömungsbereiche anzunehmen sind, innerhalb deren die einzelnen sich stets gleichbleibenden Komponenten in verschiedenartigem Mengenverhältnis von Süd nach Nord vorgetragen wurden.

Lediglich die zu einer Gruppe zusammengefaßten kalkalpinen Gesteine, Eozänkalke, Arkosen und Quarzite sind überall in derselben geringen Menge beigemischt. Nur im Westen als grobe Gerölle und im Osten als sehr kleine, unscheinbare, meist schwer erkennbare Bestandteile.

4. Über den Ursprung der im oberoligozänen Molassetrog angehäuften Schuttmassen.

Im Vorhergehenden wurde über das Auftreten der groben Schuttmassen im Profil der Oligozänmolasse, sowie über deren räumliche Verbreitung und über die Natur derselben berichtet. Im folgenden soll nun versucht werden über die wichtige Frage nach dem Ursprung des Schuttmaterials einiges zu ermitteln.

Sedimente organogener Entstehung nehmen nur geringen Anteil am Aufbau der Oligozänschichten. Vorwaltend sind klastische Ablagerungen von feinstem bis grobem Korn. Enorme Schuttmengen müssen daher in den etwa 2000 m tiefen Molassetrog bei allmählichem Tiefsinken hineingefördert sein, wobei Einsenkung und Zuschüttung gleichen Schritt hielten.

Die großen Mengen der vorwiegend aus Quarz und Glimmer bestehenden klein- und kleinstkörnigen Massen lassen zunächst keinerlei Schlüsse in bezug auf ihren Ursprung zu. Lediglich die Beschaffenheit und das Auftreten der groben Bestandteile können Anhaltspunkte verschaffen über die Lage und den Aufbau der Gebiete, aus deren Zerstörung die den Trog ausfüllenden feinen und groben Schuttmassen hervorgingen.

Die aus der Oberoligozänmolasse geschilderten Geröllgesellschaften weichen in ihrer Zusammensetzung von allen bisher vom Außensaum wie auch aus den Alpen selbst bekannten ganz wesentlich ab. Weder in den eiszeitlichen und obermiozänen noch in den kretazischen Konglomeraten findet sich ähnliches Schuttmaterial.

Das hervortretendste und häufigste Gestein der Oligozängerölle ist

der schwarze, stellenweise auch hell gefärbte Dolomit. Im westlichen Gebiet bildet derselbe überhaupt den wesentlichsten Bestandteil der Konglomerate, so daß echte Dolomitagelfluhen entstehen. Die große Anhäufung der Dolomite zeigt, daß ausgedehnte aus diesem Gestein aufgebaute Gebiete zerstört werden mußten, um solche Massen von Schutt zu liefern. Im Osten treten die Dolomite zwar mehr zurück, jedoch sind dieselben auch hier ein ganz erheblicher Gemengteil und bilden vielfach über die Hälfte aller Gerölle.

Die Dolomite sind von außerordentlicher Gleichartigkeit, zumeist tiefschwarz, seltener hellgrau gefärbt. Im Dünnschliff zeigt sich größeres oder feineres Korn. Tektonische Einwirkungen fehlen vollständig. Die Oberfläche ist meist glatt poliert und wie mit Lack überzogen.

In den angrenzenden Kalkalpen sucht man vergeblich nach der Heimat dieses Gesteins. Dasselbe stellt einen völlig fremden Gesteinstypus dar, dessen Ursprungsgebiet durch Überschiebung verhüllt sein muß.

In den groben Schuttmassen der Oligozänmolasse finden sich regelmäßig, aber nur in ganz geringen Mengen Gerölle eingestreut, die sich mit echten kalkalpinen Gesteinen ohne Schwierigkeit identifizieren lassen. Etliche Brocken von typischen brekziösen Hauptdolomit stellen sich nach einigem Suchen fast immer ein. Lias zeigt sich als Fleckenkalk oder als roter zuweilen Crinoiden-führender Kalk. Rote leicht zerbröckelnde Radiolarite des oberen Jura sind ebenfalls vorhanden und außerdem dunkle und helle Triaskalke. Auch Gerölle aus Cenomankonglomerat wurden aufgefunden.

Gerölle aus kristallinem Gebirge finden sich in Form von Gneis, Grünschiefer, Glimmerschiefer, Phyllit und vor allem als Gangquarz. Im Westen nur spärlich, im Osten dagegen oft in erheblichem Umfang. Es ist die Frage aufzuwerfen, sind die kristallinen Gerölle, denen sich die großen Massen aus Quarz und Glimmer anschließen, die ganze Schichtkomplexe ausschließlich aufbauen, dem fremdartigen in reichem Maße vorhandenem Dolomitmaterial anzureihen, haben die kristallinen Bestandteile ebenfalls ein jetzt nicht mehr sichtbares Heimatgebiet, oder gehören dieselben zu den alpinen Gesteinen und entstammen den kristallinen zentralen Alpen. Die in erheblicher Menge besonders im östlichen Gebiet vorhandenen weichen Phyllitfetzen sprechen entschieden dagegen, die gleiche Heimat anzunehmen, wie für die kristallinen Gesteine der diluvialen und postdiluvialen Schotter, in denen sich im Alpenvorland noch nie so weiche, kristalline Schiefer fanden, die mit der Hand zerrieben werden konnten. Dazu kommen die klein-

körnigen kristallinen Massen, für die nur schwer ein so weit entlegener Ursprungsort gesucht werden kann. Bei Gmund wurden eine größere Anzahl ganz frischer Gneise und Grünschiefer gesammelt und einzelne auch bei Murnau.

Die Untersuchung von elf Dünnschliffen ergab folgendes Resultat:

1. Granatbiotitgneis: Porphyroblasten von Granat mit Siebstruktur.
2. Biotitgneis hauptsächlich mit vorkristalliner Durchbewegung.
3. Sehr stark kataklastischer Biotitgneis mit Granaten.
4. Wenig durchbewegter Gneis mit reichlichem Gehalt an Plagioklas und Apatit.
5. Gneis: Grundmasse feines Serizitaggregat, Biotitschuppen, Quarzkörner, Rutil, Zoisit in Körnern im Quarz eingewachsen.
6. Vollkommen durchbewegter, kataklastischer Gneis, mit erkennbaren Granaten.
7. Gneis: Trübe Serizitmassen mit etwas Epidot, getrübe Plagioklase, Epidotbildung, spärlich Glimmerfetzen, myrmekitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas, kataklastisches Gefüge.
8. Gneis: Vollkommen kataklastische Quarze, chloritisch-serizitische Häute. Titanausscheidungen hervorgegangen aus Biotit, der zuweilen noch als Chlorit erhalten ist, schriftgranitische Verwachsungen von serizitisiertem Orthoklas und Quarz, Druckschieferung senkrecht zu den Texturflächen vom Gneis,
9. Granatführender Grünschiefer: Grundmasse aus Kalzit und Quarz, viel Chlorit, etwas Biotit und sehr viel Epidot, reichlich Granat zum Teil chloritisiert, etwas Magnetit, feinkörnige trübe Massen aus Titanit und Epidot. (Saussuritierter und geschieferter ehemaliger Gabbro.)
10. Quarzreicher Grünschiefer: Vereinzelte kleine Granaten, trübe Massen und auch größere Körner aus Titanit, Reste von chloritisierten Biotitschuppen, reichlich Epidot.
11. Glimmerschiefer von Murnau mit streng einander parallel verlaufenden Glimmerlagen, dazwischen quarzitisches Gefüge.

Die Gesteine lassen die typischen Merkmale echter Zentralgneise nicht erkennen, da die charakteristischen Erscheinungen der Piezokristallisation fehlen. In den Feldspäten wurden niemals Mikrolithenanhäufungen von Glimmer, Klinozoisit, Vesuvian etc. beobachtet. Die Gesteine stellen also keineswegs den normalen Typus zentralalpiner Gneise dar. Überhaupt besitzen dieselben wenig charakteristische Eigenschaften und bilden lediglich Gneise und Grünschiefer wie sie auch in anderen kristallinen Gebirgen auftreten. Sie können also durchaus nicht als Beweis für die zentralalpine Herkunft des kristallinen Molasseschuttes dienen.

Diese Untersuchungen führen dazu, die kristallinen Massen den fremdartigen Dolomiten anzugliedern und für dieselben ebenfalls ein nicht mehr sichtbares, durch Deckenüberschiebung verhülltes Heimatgebiet im Norden der Alpen anzunehmen.

Eine höchst eigenartige Tatsache ist darin zu sehen, daß keine irgendwie wesentliche Schuttlieferung in den oligozänen Molassetrog aus den jetzt direkt südlich angrenzenden Voralpen erfolgte, deren Zerstörungsprodukte die obermiozänen Schotter fast ausschließlich aufbauen.

Von Wichtigkeit ist jedoch, daß fast in allen untersuchten Vorkommen vom Lech bis zur Leitzach und auch bei Nesselwang im Allgäu überall wenigstens einige voralpine Komponenten entdeckt wurden. Diese bestehen aus häufig nummulitenführenden Lithothamnienkalken, die völlig den Kalken gleichen, die als harte Linsen und Lagen in den weichen eozänen Stockletten der südbayerischen Alpen bzw. den Stadschiefern des Allgäu eingeschaltet sind.

Etliche Dünnschliffe durch derartige Gesteine, die makroskopisch schwer kenntlich sind, insbesondere da die Nummuliten infolge ihrer sehr geringen Größe nicht leicht sichtbar werden, lassen sich wie folgt charakterisieren:

1. Gemenge von Lithothamnienbruchstücken, vollständigen und zerbrochenen Nummuliten- und Orthophragminenschalen, sowie Teilen von anderen Foraminiferengehäusen (Textularien) durch körnigen Kalzit miteinander verkittet. Vereinzelt Glaukonitkörner, Quarzkörner und Chalcedonrosetten, zum Teil in den Nummulitenschalen auftretend Lechbruck.
2. Hauptsächlich Lithothamnienbruchstücke, außerdem kleine Orthophragminen durch kalzitisch-körniges Bindemittel verkittet. Vereinzelt Quarzkörner und schwache Verkieselungen Echelsbach b. Kohlgrub.
3. In einer grobspätigen häufig durch Eisenhydroxyd braun gefärbten Kalzitmasse schwimmen ohne sich zu berühren vornehmlich Bruchstücke von Lithothamnien, vereinzelt auch vollständige Lithothamnien, mit rundlichem Thallus, außerdem kleine Nummuliten und andere Foraminiferen (Globigerinen), sowie Bryozoenfragmente. Etliche Glaukonitkörner, Quarzkörner und Verkieselungen.
Uffing b. Murnau (3 Schliffe).
4. Ziemlich dichter Kalk mit Schalenresten. Eingeschlossen im Kalk mehrere vollständige Lithothamnien, zwei mit allseitig geschlossenem Thallus, kugeligem und ovalem Querschnitt und eines mit verästelter Rindenschicht.
Uffing b. Murnau.
5. Das Gestein ist aus unzähligen Mengen von kleinen Lithothamnienbruchstücken aufgebaut, die in kalzitisch-körniger Masse schwimmen. Bruchstücke von Foraminiferenschalen (meist Textularien). Einzelne kleine Quarzkörner sowie Chalcedonneubildungen Vordereck b. Gmund a. Tegernsee.
6. Meist sehr kleine dunkle Lithothamnienbruchstücke, deren zartes Gewebe nur schwer sichtbar wird. Sehr kleine meist zerbrochene Nummuliten. Eine vollständige Orthophragmina. Zahlreiche Bruchstücke von anderen Foraminiferenschalen (Globigerinen und Textularien). Fragment eines Bryozoenstockes. Kalzit als Bindemittel. Reichlich kleine Quarzkörner.

Oberster Rohnbach, Schliersee.

7. Zumeist nur kleine Fragmente von Lithothamnien, aber auch einzelne unversehrte mit rundlichem, ovalem oder keulenförmigem Thallus. Einzelne sehr kleine, rundliche Nummuliten, mehrere vollständige und auch Bruchstücke von Orthophragminen, sowie andere meist zerbrochene kleine Foraminiferen, Bryozoen, kleine Quarz- und Glaukonitkörnchen. Die letzteren zum Teil eingewachsen in den Lithothamnien und Foraminiferen.

Oberster Rohnbach, Schliersee.

Einen ganz wesentlichen Bestandteil der Gesteine bilden die Lithothamnien, insbesondere beteiligen sich blatt- und astförmige Bruchstücke derselben oft sehr erheblich an der Zusammensetzung. Auch in den etwas dunkleren Fragmenten werden die zarten Zellengewebe der Algenkörper erkennbar. Die Vergleiche mit den Originalen von Rothpletz ergeben die Zugehörigkeit der Formen zu dem *Lithothamnium torulosum* Gümbel.¹⁾

Zur sicheren Identifizierung der Gesteine wurden Schriffe angefertigt von dem Granitmarmor des Wackersberges bei Tölz, von dem isolierten Eozänvorkommen im Leitzachtal und von Lithothamnienkalken von Sinning bei Neubeuern, Kressenberg und Siegsdorf bei Traunstein, sowie aus dem Höllgraben südlich vom Grünten.

Diese eozänen Bildungen und die aufgefundenen Gerölle zeigen genau den gleichen Gesteinshabitus, der durch die Vergesellschaftung der Lithothamnien, Nummuliten und Orthophragminen noch besonders gekennzeichnet wird. Auch die auftretenden Nummuliten und Orthophragminen sind die gleichen. Stets werden zwei Formen nebeneinander in den Schliffen, sowohl von den Geröllen, wie von dem anstehenden Gestein beobachtet. Eine kleine rundliche, dickschalige Nummulitenform mit wenigen Umgängen und eine etwas größere, flache Orthophragmina mit zahlreichen, sehr zarten Kammerwänden. Künftigen Forschungen muß es vorbehalten bleiben diese Spezies näher zu bestimmen.

Die Gesteine gehören also nach den bisherigen Funden ausschließlich dem allerjüngsten Glied der voralpinen helvetischen Schichtfolge an und zwar stammen dieselben lediglich aus den härteren Kalkeinlagerungen der Stockletten und Stadschiefer, während die weichen Letten und Mergel schon bei geringem Transport verloren gingen.

Tieferes Eozän, Gesteine der helvetischen Kreide und vor allem Flysch wurden bisher unter den Oligozängeröllen nicht entdeckt.

Schwierig ist die Herkunft der ähnlich wie die alpinen Komponenten

¹⁾ Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen (Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 43, Heft 2, 1891, S. 295).

nur vereinzelt aber ganz regelmäßig auftretenden Arkosen und Quarzite zu ermitteln. Die zumeist weiche Beschaffenheit und leichte Verwitterbarkeit deutet nicht gerade auf einen weiten Transport hin. Jedoch besteht die Möglichkeit, dieselben mit alpinen Gesteinen zu identifizieren. In der Tabelle sind sie daher diesen angegliedert.

Die Heimat der großen Massen der groben und vor allem auch der feinen Zerstörungsprodukte im Oligozäntrög kann nicht in den Alpen gesucht werden. Die schuttliefernden Gebiete lagen nördlich der alpinen Sedimente und sind jetzt durch Überschiebung verhüllt. Die Beteiligung alpiner Gerölle am Aufbau der oligozänen Schotter ist nur eine sehr geringe. Dieselben sind vielmehr in den Schuttmassen nur als spärliche Erscheinungen eingestreut.

Dieselbe Anschauung, die schon auf Güm̄bel zurückgeht, vertritt auch Weithofer, dessen Ausführungen wir entnehmen, daß die heutigen Gebirgsschichten der Nordalpen nicht den Strand gebildet haben können, der das im Molassetrog aufgehäufte Material geliefert hat (Oligozänmolasse S. 119). Die exotischen Gerölle der Bausteinzone sind vielmehr auf einen trennenden Rücken zurückzuführen (S. 121), der später von den herandrängenden Gebirgsmassen überwältigt wurde, wodurch die ursprünglich geschiedenen Molasse- und Alpengesteine erst in direkte Berührung traten.

Auch Ampferer leitet die Hauptschuttzufuhren des Molassemeeres aus einem eigenen Gebirgswalle her, der zwischen diesem und den Alpen lag und von den vorrückenden Alpen überschritten und begraben wurde (Jahrb. d. geolog. Staatsanstalt, 73. Bd., 1923, S. 131 u. 132).

Eine besonders eingehende Begründung dieser Auffassung finden wir bei Reiser für das Vorland der Hindelanger und Pfrontener Berge. Die völlig fremde Geröllgesellschaft der oligozänen Molasse-nagelfluh wird betont, deren allergrößter Teil Gesteinsschichten entstammt, die in weitestem Umkreis nirgend mehr zutage treten. Gesteine kalkalpiner Herkunft finden sich nur in ganz geringer Menge. Von großer Wichtigkeit ist, daß Reiser die fremdartige Beschaffenheit der dunklen feinkörnigen Dolomite bereits klar erkannt hat, die nicht mit Hauptdolomit verwechselt werden dürfen. Auch Eozängerölle wurden nachgewiesen. Die Erosionszeit der Gerölle fällt ins Miozän und ihre Ursprungsstätten sind durch tektonische Vorgänge verschwunden (Geologie der Hindelanger u. Pfrontener Berge im Allgäu, a. a. O. S. 46—49).

Diesen Betrachtungen steht die Annahme gegenüber, daß derartige

fremde Massen am Südrand des Molassetroges nicht bestanden, sondern die Heimat der aufgehäuften gewaltigen Schuttmassen liegt ausschließlich in den Alpen, teils in den Kalkalpen und teils in den Zentralalpen (Cornelius: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der Molasse, a. a. O.). Aber für die harten Gneise und Grünschiefer ist der zentralalpine Ursprung nicht nachzuweisen (s. o.) und für die weichen Phyllite und Glimmerschiefer ein derartig weiter Transport kaum möglich. Außerdem besteht ja die Hauptmasse der Gerölle besonders in den westlichen Gebieten aus karbonatischen sedimentären Gesteinen, eben jenen schwarzen und auch hellen Dolomiten, deren Ursprung wir in den Kalkalpen ganz vergeblich suchen.

5. Die klastischen Bestandteile der oberen Meeresmolasse.

Über die Natur der klastischen Bestandteile der oberen Meeresmolasse liegen bisher nur wenig Beobachtungen vor. Die außerordentlich geringe Verbreitung dieser Schichten erschwert die Untersuchung sehr erheblich. Aus dem Leitzachstollen beschreibt Weithofer dieselben als graue, milde Sandsteine, die ab und zu eingelagerte Gerölle führen, die oft Kindskopfgröße erlangen und kalkiger Natur sind (Verhandl. d. Reichsanst. 1912, S. 350).

Im Kaltwassergraben bei Dettendorf südlich Aibling sind die Schichten der oberen Meeresmolasse als dunkelgraue bis schwarze Mergel entwickelt, die stets sehr reichlich weißschalige, leicht zerbrechliche Fossilien enthalten. Die Mergel beginnen im Süden der konglomeratreichen oberen Süßwassermolasse etwa nördlich von Eulenthal (s. o.) und zeigen in den zahlreichen Aufschlüssen mit monotoner Gleichförmigkeit immer dieselbe Ausbildung. Erst weit oben im Graben westlich von Gern schalten sich einige feste Sandsteinbänke in die weichen Mergel ein. Bemerkenswert ist jedoch, daß wenig östlich von der Einmündung des Leitner-Grabens eine 0,75 m mächtige Geröllage mit reichlicher Fossilanhäufung in den schwarzen Mergeln entdeckt wurde.

Etliche Dünnschliffe der Gerölle ergaben folgendes Resultat:

1. Spongitenkalk. Büscheliger Chalcedon der Nadeln teils erhalten, teils in Kalzit umgewandelt. Foraminiferenbruchstücke. Glaukonitkörner. Einzelne Quarzkörner. Im Kalk und auf einer Kalkspatader Quarzneubildungen.
2. Stark verkieselter, sandiger Kalk mit reichlichem Gehalt an Quarzkörnern. Sehr zartes Gitterwerk von zumeist in Kalzit umgewandelten Spongiennadeln. Zahlreiche Glaukonitkörner und Eisenerz als Körner und Flocken.
3. Ziemlich dichter Kalk, vollkommen durchsetzt mit Kieselsäure. Zarte Spongiennadeln und Quarzkörner. Foraminiferenbruchstücke.

Die Gerölle sind ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach alle gleichartig und erreichen Größen bis etwa 10 cm Durchmesser. Dieselben stimmen völlig mit den Flyschkieselkalken überein, welche ganz vorwiegend die obermiozänen Schotter aufbauen, nur zeigt sich nicht die gelbe Verwitterung, sondern ihr dunkles geflecktes oder gestreiftes Aussehen ist unverändert. Die Einbettung in die dichten dunklen Mergel hat die Verwitterung verhindert. Es liegt hier somit in den Mergeln der mittelmiozänen oberen Meeresmolasse eine Anhäufung von Flyschgesteinen vor, die in der Oberoligozänmolasse nirgend beobachtet wurden.

In dem bekannten fossilreichen Aufschluß beim Fischbarthel an der Isar nördlich Tölz zeigt die mittelmiozäne Meeresmolasse eine ähnliche Ausbildung als sandig-mergelige, spärlich glaukonit- und glimmerführende Schichten (Gümbel-Ammon: Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. Geognost. Jahresh. X. 1897, S. 1—23).

Im Westen der Isar besteht die obere Meeresmolasse aus festen Nagelflusbänken und einer dicken Lage von hartem Muschelsandstein (Rothpletz: Osterseen, a. a. O. S. 112[14]). Der unter mächtiger diluvialer Überdeckung hervortauchende isolierte Aufschluß bei Schwaig an den Osterseen westlich von Iffeldorf enthält fest verbackene Konglomeratlagen, die ähnlich wie diejenigen der bunten Molasse stellenweise rötlich gefärbt sind. Cornelius erwähnt bereits kleine Quarzgerölle und daneben taubeneigroße, helle Kalke (Verh. d. Staatsanst. 1920, S. 4).

Die meisten der herauspräparierten Gerölle besitzen im allgemeinen Durchmesser von 1—2 cm, 3—4 cm gehören zu Seltenheiten. In der Regel sind dieselben kantig und die Außenseiten geglättet. Bereits die gelbliche Färbung und die häufig kieselige Beschaffenheit deutet auf verwitterte kieselige Flyschgesteine hin. Etliche Dünnschliffe bringen hierfür die Bestätigung, da dieselben mehr oder minder stark verkieselte, unreine Kalke mit stellenweise sehr erheblichem Gehalt an kieseligen und auch kalzitisierten dünnen Spongiennadeln zeigen, so daß eine fest verkittete Nagelfluh aus vorwiegend Flyschkieselkalk und Flyschkalkhornsteinen entsteht. Die Verwitterung derselben ist jedoch nicht so intensiv wie bei den obermiozänen Geröllen.

Außerdem fanden sich neben etlichen größeren Quarzmaterial schwarze Dolomitgeröllchen vereinzelt eingesprengt, die denjenigen aus den oligozänen Schottern völlig gleichen, jedoch an Größe wesentlich hinter den Flyschgesteinen zurückbleiben und meist nur wenige Millimeter Durchmesser erreichen.

Eine feinerkörnige, sandige Lage der im Steinbruch erschlossenen Schichten zeigt im Dünnschliff, daß das Gestein neben den vorwaltenden Quarzkörnern ebensowohl aus den mehr oder minder stark verkieselten, schmutzigen, karbonatischen Körnchen aufgebaut ist mit wenigen oder auch zahlreichen kieseligen Spongiennadeln. In einem etwas größerem derartigen von Spongiennadeln im Längs- und Querschnitt erfülltem Korn wurden einige kleine Glaukonitkörnchen beobachtet, die ganz vereinzelt auch im Gestein auftreten.

In einem anderen Schliff fanden sich wiederum dieselben Quarzkörner und spongienföhrnde Flyschkieselkalkbrocken, außerdem nimmt das Gestein einen stark organogenen Charakter an, da sich in nicht unerheblichem Maße Bryozoenstöcke, deren Zellen mit grobkörnigem Kalzit ausgefüllt sind, an der Zusammensetzung beteiligen. Makroskopisch treten diese Bryozoenkalke als dichte, gelbe Gesteinspartien in die Erscheinung, die das klastische Material mehr oder minder stark verdrängen. Stellenweise wird die zarte Struktur der Bryozoen schon mit der Lupe erkennbar.

Im Gebiet von Peißenberg sind die ebenfalls sehr fossilreichen Schichten der oberen Meeresmolasse durch das Auftreten glimmer- und glaukonitreicher grober Sandsteine und sandiger Konglomerate gekennzeichnet. Außerdem finden sich weiche, glimmerige, glaukonitische Sande und Sandschiefer. Großer Reichtum an Glimmer tritt überall hervor. (Gümbel: Geologie von Bayern S. 331—334. Bärtling: Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohenpeißenberges und seiner Umgebung. Geognost. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903. S. 48—50).

Einige in der oberen Meeresmolasse des Sulzgrabens bei Peißenberg aufgesammelte Handstücke bestehen aus einem groben, sehr glaukonitreichen Sandstein, in dem zahlreiche bis zu mehreren Millimetern große schwarze Dolomitkörner sichtbar werden, die völlig den Dolomitgeröllen der Oligozänmolasse gleichen.

In mehreren Dünnschliffen wurden außer den ziemlich reichlichen Quarz- und Glaukonitkörnern einmal die zumeist dunkelbraun gefärbten, gut gerundeten, gleichmäßig körnigen Dolomite beobachtet, ferner finden sich dunkle oder auch grünliche Komponenten, die mehr oder minder stark, oft auch völlig verkieselt sind und zuweilen Glaukonitkörnchen enthalten. Außerdem lassen einzelne deutliche Querschnitte und auch Längsschnitte von Kiesel-spongien erkennen, so daß dieselben als Kieselkalkflysch anzusprechen sind. Die groben, gerundeten Glaukonitkörner zeigen häufig Berstungsrisse, die darauf hinweisen, daß dieselben sich während der Sedimentation der Sandsteine bildeten und noch im weichen Zustand zerdrückt wurden. Die Bestandteile schwimmen in einer ziemlich grobkörnigen, karbonatischen Grundmasse ohne sich gegenseitig zu berühren.

Die feiner und gröber klastischen Gesteine der mittelmiozänen oberen Meeresmolasse zeigen also ein Gemisch von Gesteinstrümmern, die einmal für die Oligozänkonglomerate charakteristisch sind und andererseits den wesentlichsten Bestandteil der obermiozänen Konglomerate bilden.

Deutlicher noch ist das Gemisch von Oligozän und Obermiozängeröllern in der oberen Meeresmolasse des weiter westlich gelegenen Auer-Berges zu beobachten, da diese Schichten hier gröber klastisch ausgebildet sind. Ähnlich wie im Oligozän nimmt auch im Mittelmiozän die Korngröße und die Menge des geförderten Schuttes in den westlichen Gebieten gegenüber den östlichen erheblich zu.

Im Graben oberhalb von Unterleithen am östlichen Auerberg westlich Bernbeuern (Blatt Lechbruck 804) stehen mehrere Meter mächtige Konglomeratbänke an, aus denen folgende Komponenten bestimmt wurden:

1. Schwarze Dolomite der oligozänen Konglomerate.
2. Gelb verwitterte Flysch-Kieselkalke zum Teil glaukonitisch.
3. Etliche kleinere Gerölle aus weißem Kalk (kalkalpin).

Die Gerölle erreichen Größen bis zu 7 und 8 cm. Auch die weniger grobkonglomeratischen Lagen lassen das Gemisch von schwarzen Dolomiten und Flysch-Kieselkalcken erkennen.

Etwas weiter südlich bei Ellensberg werden dunkle Mergel von 5—6 m mächtigem Konglomerat mit südlichem Einfallen überlagert. Dasselbe enthält viele große dickschalige Austern und andere marine Fossilien.

Unter den Geröllern waren wiederum in reichlicher Menge die gelb verwitterten Flysch-Kieselkalke zu erkennen und auch die dunklen Dolomite.

Bei Hohenösch wurden in einem Steinbruch versteinungsreiche, glaukonitführende, zum Teil konglomeratische Sandsteine abgebaut, aus denen das Kriegerdenkmal in Bernbeuern besteht. Dieselben enthalten oft grobe Gerölle bis zu einem Durchmesser von 8 cm. Unterlagert werden diese Sandsteine von hartem, lehmigem Sand und über denselben findet sich unter Moränenbedeckung grauer Sand mit einzelnen verhärteten Sandsteinlinsen in einer Mächtigkeit von etwa 3—4 m.

Auch am Westfuße des Auer-Berges wurde ein bemerkenswertes mittelmiozänes Konglomerat beobachtet. Unterhalb Bachtal südöstlich von Stötten stehen im Graben mit 45° südlich einfallende Mergel an. Etwas weiter abwärts wird der linke Bachrand von schwarzem, grobem

Konglomerat gebildet, in dem eine dickschalige Auster gefunden wurde. Dasselbe besteht aus dunklen, etwas sandigen Mergeln mit Geröllen bis zu 10 cm Durchmesser. Dieselben erweisen sich im Dünnschliff wiederum als echte Flysch-Kieselkalke, die jedoch unverwittert sind und ihre dunkle Färbung beibehalten haben, ähnlich wie die Flyschgerölle der Konglomeratlage in der oberen Meeresmolasse des Kaltenbaches bei Dettendorf, dem die Bachtalkonglomerate völlig gleichen.

6. Zur geologischen Geschichte des Alpenvorlandes.

Die vorhergehenden Untersuchungen haben gezeigt, daß der wesentlichste Lieferungsbereich für den Oligozänschutt zwischen den alpinen Sedimenten und dem Bildungsraum der Oligozänmolasse lag. Indessen müssen trotz der damals erheblichen Entfernung zwischen Vorland und Kalkalpen Verbindungswege bestanden haben, auf denen die geringen Mengen kalkalpinen Schutttes in die Vortiefe befördert wurden.

Aus diesen schwachen Spuren kalkalpinen Materiales, das im Oligozän beigemischt ist, kann zwar auf vorhandene Höhenunterschiede, aber nicht auf bedeutende gebirgsbildende Ereignisse im kalkalpinen Gebiet geschlossen werden.

Das gänzliche Fehlen der Flyschgesteine in den oligozänen Konglomeraten zeigt uns, daß dieses Gebiet während der Ablagerung der oligozänen Molasse noch ungefaltet war und keinerlei Höhenunterschiede besaß, die der Erosion Angriffspunkte boten. Eine ähnliche flache Lagerung ist zu dieser Zeit auch für die helvetischen Schichten anzunehmen, da die Erosion nur die allerobersten Teile dieses Ablagerungsbereiches ergriff und nicht einmal bis ins tiefere Eozän einschritt.

Die geringe, aber doch ganz gleichmäßige Verteilung der Eozängesteine in den oligozänen Konglomeraten läßt jedoch erkennen, daß dieselben gleichmäßig von Süden in den Trog eingespült wurden und nicht seitlich hineingelangten. Das Auftreten derselben liefert uns wiederum einen guten Beweis, daß sich während des Absinkens und Ausfüllens der oberoligozänen Vortiefe die großen tektonischen Ereignisse des Tertiärs im Alpengebiet noch nicht vollzogen hatten. Die helvetischen Sedimente lagen vom Inn bis zum Lech und darüber hinaus bei Nesselwang im Allgäu offen zutage, der Erosion zugänglich und waren von dem ostalpinen Deckenvorschub (Flysch + Kalkalpen) noch nicht verhüllt.

In den oberoligozänen Schuttmassen finden wir also nirgend die Zeugen großer gebirgsbildender Ereignisse im alpinen Gebiet. Die Bewegungen, welche Erosion und Aufschüttung im Oberoligozän hervorriefen, vollzogen sich vielmehr vor den Alpen und bestanden in dem Absinken der Vortiefe und dem Aufsteigen der im Süden der Vortiefe gelegenen fremden Massen. Der dauernde Wechsel von groben und feinem Material deutet darauf hin, daß die Bewegungen ruckweise in periodischer Folge vor sich gingen, insbesondere, wenn die Grenzen der groben Konglomerate gegen die feinkörnigen Zwischenmittel sehr scharf sind, wie z. B. in der bunten Molasse, während in der Bausteinzone, besonders der östlichen Gebiete, auch Änderungen in der Strömungsrichtung derartige Wechsel erzeugen können.

Wir sehen also das Vorland im Oberoligozän in ständiger Bewegung, aber nur langsame allmähliche Aufwärtsbewegung und Einsenkung bewirkten periodisch sich steigernde und wieder abnehmende Erosion und Zufüllung.

Die Voralpen lagen bei diesen Vorgängen unbewegt. Nur in sehr geringem Maße fanden Erosionswirkungen im helvetischen Bereich statt und auch die kleinen Mengen von Schutt aus den Kalkalpen legen Zeugnis ab für den Ruhezustand dieses Gebietes, während sich im Vorland gleichförmige Krustenbewegung und Sedimentation vollzogen.

Wenden wir uns nun dem Obermiozän des Alpenvorlandes zu, so treffen wir auf eine fundamentale Änderung in der Zusammensetzung der Schuttmassen. Die Gesteine, welche die großen Massen der Oligozänkonglomerate aufbauen, Dolomit und kristalline Bestandteile, sind verschwunden und an ihre Stelle treten die Ablagerungen des Voralpengebietes. Die ganze helvetische Serie ist vorhanden, soweit harte Bildungen darin enthalten sind, und vorherrschend die harten Flyschgesteine. Während die weichen Flyschmergel und -Sandsteine, sowie die weichen helvetischen Gesteine insbesondere die Seewenschichten auf dem Transport zermahlen wurden. Kalkalpine Komponenten sind nur sehr spärlich vertreten und quarziges Material, als Quarzgerölle und Sand. (Lediglich bei Schongau fanden sich in geringer Menge kleine Körnchen aus schwarzen Dolomiten, die mit denjenigen der Oligozänkonglomerate übereinstimmen.)

Vom Auer-Berg bis zum Inn beobachtet man eine ganz gleichförmige Beschaffenheit dieser obermiozänen Schuttmassen. In allen untersuchten Aufschlüssen kehren dieselben Bestandteile wieder, kein Wechsel im Mischungsverhältnis der Gerölle zeigt sich und keine Ände-

rung der Korngrößen und der Menge des aufgehäuften Materiales. Die Ursachen der Erosion und Aufschüttung wirkten überall gleichartig.

Die Gesteinsarten sind zwar im Oberoligozän auch überall dieselben, aber die Korngrößen ändern sich von Westen gegen Osten und auch das Mischungsverhältnis sowie die Menge des gefördertten Schuttes unterliegt Schwankungen, außerdem zeigen die Gerölle im allgemeinen ein kleineres und gleichförmigeres Korn und eine gleichmäßige Abrollung, so daß auf ein geringes Gefälle und unbedeutende Tiefenerosion geschlossen werden kann.

Vielleicht hob sich im Süden das Festland nur als flacher Schild heraus mit unregelmäßig verlaufender Küstenlinie.

Im schroffen Gegensatz dazu steht die wirre Aufschichtung der Obermiozänsschotter, in denen grobe Blöcke von über $\frac{1}{2}$ m Durchmesser, mittel- und feinkörniges Material bunt durcheinander liegen. Das schnelle Abschwellen der Mächtigkeit und das Auskeilen der obermiozänen Schotter in den Flinzmergeln auf die kurze Strecke von wenigen Kilometern, sowie die rasche Abnahme der Korngrößen gegen Norden sind als weitere wichtige Unterschiede zum Auftreten der Geröllmassen in den oberoligozänen Schichten anzusehen.

Auch die flache Decken bildenden diluvialen Schotter mit viel gleichmäßigerem Korn und Schichtung zeigen einen anderen Habitus.

Das Strukturbild der obermiozänen Geröllmassen deutet auf einen stürmischen Vorgang hin, der Erosion und Anhäufung bedingte.

Während wir im Oberoligozän langsame Krustenbewegungen antreffen, die zur Entstehung einer Vortiefe führten, die bei allmählichem stetigem Einsinken mit feinem und grobem Schutt ausgefüllt wurde, bilden die im Flinz eingelagerten Konglomerate einen kleinen Rest ehemals mächtiger Schuttmassen, die im alpinen Gebiet ihren Ursprung hatten und über die damals ungefalteten Sedimente der bereits stabil gewordenen Vortiefe in Form breiter, flacher, fächerförmiger, nach Norden mehr und mehr abgeschwächter Schuttkegel hinweggingen und deren nördlichste Ausläufer noch in den obermiozänen Flinzsee vorgeschüttet wurden. Die jetzt im Vorland aus obermiozänem Schutt aufgebauten flachen Erhebungen (Taubenberg, Tischberg, Peißenberg, Auerberg) sind als die mittleren Teile der Schuttkegel mit der größten Anreicherung von voralpinen Trümmern anzusehen.

Die gewaltige Anhäufung von alpinem Gestein im Alpenvorland, die den unzweifelhaften Charakter großer aus dem Alpengebiet austretender Schuttströme trägt und von denen uns nur der geringste

Teil erhalten geblieben ist, kann lediglich durch ganz bedeutende tektonische Ereignisse erklärt werden, die derartige Erosionswirkungen bedingten. Bereits früher wurde versucht, die Geröllaufschüttungen im Obermiozän mit der Auffaltung im Alpengebiet und der großen Überschiebung der ostalpinen Massen (Kalkalpen + Flysch) über die helvetische Schichtserie in Zusammenhang zu bringen und in den Flinkonglomeraten die Zeugen dieser großen Bewegung zu sehen (Centralblatt 1922, S. 402—407).

Die reichlichen Mengen von helvetischen Gesteinen in den Flinkonglomeraten beweisen, daß ein bereits gefaltetes und erodiertes Helveticum von den Ostalpen überschoben wurde und die eigentümlichen weitgehenden Verstümmelungen des Flyschnordrandes zeigen klar, daß Erosion und Aufschüttung zeitlich zusammenfallen mit der Faltung und Überschiebung der ostalpinen Decke. Die deutlich durch die Geröllmassen im Vorland gekennzeichneten Bewegungen im Voralpengebiet können von denjenigen der Kalkalpen nicht getrennt werden, da Flysch und Kalkalpen tektonisch zusammengehören (s. u.). Die dauernden Wechsellagerungen der unter stürmischem Vorbränden der alpinen Schichten gebildeten Konglomeratlagen mit den im ruhigen Wasser sedimentierten Flinkmergeln deuten darauf hin, daß längere Zeiträume beansprucht wurden, um die weitgehenden tektonischen Umwälzungen zu schaffen (a. a. O. S. 406). Während sich das Alpengebiet bei den oberoligozänen Ereignissen ziemlich bewegungslos verhielt, bildete im Obermiozän die bereits ausgefüllte und stabil gewordene Vortiefe mit ihrem rückwärtigen Nährgebiet eine starre Masse, die von den alpinen Deckenschüben überwältigt wurde.

Zwei grundsätzlich verschiedenartige geologische Vorgänge vollzogen sich also im Alpenvorland. Im Oberoligozän Einsenkung und Zuschüttung einer Vortiefe bei allmählichen periodisch an- und abschwellenden Bewegungen und im Obermiozän Überschüttung des Vorlandes mit mächtigen alpinen Schuttmassen infolge gewaltiger tektonischer Bewegungen im Alpengebiet.

Die beiden Vorgänge zeigen uns klar den Unterschied zwischen epirogenetischen Bewegungen im Oberoligozän und orogenetischen Ereignissen im Obermiozän. — — —

Die oberoligozäne Molasse grenzt überall mit flacher Überschiebungsbahn an die mittelmiozäne, obere Meeresmolasse (stellenweise auch mittelmiozäne Brackwasserschichten), welche das Obermiozän unter-

lagert. Dadurch sind Oberoligozän und Miozän stets von einander getrennt und ihr ursprünglicher Schichtverband nicht klar ersichtlich. Untermiozän scheint im allgemeinen zu fehlen. — Die wenigen Feststellungen im Mittelmiozän zeigen, daß diese Ablagerungen noch dasselbe Gesteinsmaterial enthalten wie die oligozänen, daß andererseits aber auch bereits voralpines Material als grobe Flyschkieselkalkgerölle und auch Kieselkalkgrus in die obere Meeresmolasse eingeführt wurde, gegen Westen mit zunehmender Menge. Berücksichtigt man die große Entfernung vom Ursprungsgebiet der voralpinen Gesteine, so ist zwar eine wesentlich geringere Schuttförderung als im Obermiozän anzunehmen, aber immerhin eine nicht ganz unbeträchtliche, welche die Einleitung der großen Bewegungen im Obermiozän anzeigen.

Die fremden Massen, deren Zerstörungsprodukte die oberoligozäne Vortiefe ausfüllen, dienten auch für die mittelmiozäne Meeresmolasse zum Teil noch als Nährgebiet. Indessen setzten in dieser Periode die alpinen Bewegungen ein, die bereits zur Erosion und Verfrachtung alpiner Gesteine in reichlicher Menge führten und durch Deckenvorschub die fremden Massen verhüllten, so daß das Baumaterial des Oberoligozäns in den alpinen Schuttmassen des Obermiozäns verschwindet.

Erst nach der Aufschüttung der Flinzkonglomerate wanderte die Gebirgsbewegung aus den Alpen in das Vorland, warf auch die Oligozänmolasse in breite Falten und schob das Oligozän über die miozänen Ablagerungen, die am Südrand noch eine steile oder überkippte Stellung annahmen.

Diese Bewegungen führten im Vorland zu erheblichen Erosionswirkungen, denen zunächst die zu oberst auf dem Oligozän gelegene obermiozäne Schuttdecke zum Opfer fiel, außerdem die mittelmiozänen Bildungen und große Teile vom Oberoligozän.

Die neueren Forschungen haben den unzweifelhaften Beweis erbracht, daß nicht die Kalkalpen über den Flysch bewegt sind, sondern daß beide eine Einheit bilden, die auf wellig gebogener gegen Süden mehr und mehr absteigender Bewegungsbahn zunächst über die zwischen Flysch und Helvetikum gelegenen vormesozoischen Massen hinüberwanderte, wobei Teile derselben abgeschert wurden, die als Schubsplitter und Schubspäne zwischen dem überschobenen Helveticum und der Flyschdecke in Erscheinung treten, insbesondere an ihrem Kreide und Eozän überragenden Stirnrand, wie auch in den fensterförmigen Aufbrüchen der Kreide innerhalb vom Flyschbereich.

Die Untersuchungen im Alpenvorland führen zu der Annahme, daß auch die helvetischen Schichten nicht unter dem Flysch wurzeln, sondern ebenfalls als eine Schubdecke anzusehen sind, welche die fremden Massen, die das Nährgebiet der Oligozänmolasse bildeten, überwältigte. Das eigenartige staffelförmige Vorspringen der Alpen in den Bereich der Oligozänmolasse an der Loisach und bei Feilnbach erklären sich am einfachsten dadurch, daß das Vordringen der Alpen nicht am Südrand der Oligozänmolasse zum Stillstand kam, sondern daß auch Teile der letzteren überschoben wurden, die ebenso wie die fremden Massen unter den Alpen verborgen liegen. Die vertikale Kontaktfläche zwischen Helveticum und Molasse, die besonders gut im Mariensteiner Stollen zu erkennen ist, kann nur der steile Austrich einer Überschiebung sein, die ähnlich wie die Bewegungsbahn des Flysches jedoch bedeutend steiler gegen Süden mehr und mehr in die Tiefe sinkt.

Während sich aus der Natur und aus der Verteilung des Schuttes Anhaltspunkte über Lage und Beschaffenheit der südlichen Randschwelle der oberoligozänen Vortiefe gewinnen ließen, finden sich am Nordrande der oligozänen Sedimente keinerlei Anhaltspunkte, die bereits auf die Nähe eines Ufers hinweisen.

Dieses Fehlen ufernaher Bildungen im nördlichen Bereich der Oligozänmolasse deutet auf einen entfernter gelegenen nördlichen Trogrand hin, dessen Beschaffenheit wir nicht kennen. Der am Alpenraum verlaufende Streifen der Oligozänmolasse zeigt nach Ausbreitung der Falten nicht die wahre nordsüdliche Breite dieser Ablagerungen, sondern nur einen Ausschnitt derselben.

Im Süden finden sich Teile unter den Alpen, während die fehlenden Teile im Norden unter dem Miozän zu suchen sind und von der zutage liegenden Oligozänmolasse überschoben wurden.

In der Zeit der oberen Kreide und des Alttertiärs wurde für die Flyschvortiefe als Lieferungsbereich von Schutt eine Aufwölbung des Untergrundes der Kalkalpen im Norden des Flyschbeckens angenommen. Die an der Flyschbasis als Schubsplitter auftretenden Brekzien und auch einzelne brekziöse Einlagerungen im Flysch deuten darauf hin, daß diese Festlandschwelle ganz vornehmlich aus dunklen schwach metamorphen Schiefeln aufgebaut war, zu denen sich Kieselschiefer, Quarzite, Arkosen, Grauwacken, Quarzporphyre, Porphyrite und granitische Gesteine gesellen. Es erscheint hier also offenbar eine ähnliche Gesteinswelt wie in der paläozoischen Unterlage am Südrand

der Kalkalpen, aus der die Cenoman- und Gosaugerölle stammen (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, Jahrg. 1923, S. 174, 175).

Das Studium der Gerölle im Oberoligozän zeigt ein wesentlich anderes Bild von den zwischen helvetischem Bereich und oberoligozäner Vortiefe gelegenen festländischen Massen, mit deren Zerstörungsprodukten der Molassetrog ausgefüllt wurde. Schwarze Dolomite und kristallinische Gesteine müssen am Aufbau dieser Landgebiete in weitem Umfang beteiligt gewesen sein. Die Dolomite vornehmlich westlich der Loisach, während im Osten bis zum Inn ebenso reichlich kristallinische Gesteine verfrachtet wurden.

Die letzteren sind jedoch von ganz anderer Beschaffenheit und höherer Kristallinität wie die schwarzen, schwach metamorphen Schiefer in den Schubfetzen an der Basis vom Flysch, da sich neben den Phylliten hochmetamorphe Glimmerschiefer, Gneise und Grünschiefer vorfinden, während die typischen Quarzporphyre, Porphyrite und altpaläozoischen Sedimentärgesteine fehlen.

7. Die Beziehungen zu den kretazisch-tertiären Krustenbewegungen im Kalkalpengebiet.

Die Erforschung der Krustenbewegungen im Alpenvorland drängt dazu, diese in Beziehung zu bringen mit den im Alpengebiet erkannten. Die Fragen sind nicht einfach zu erörtern, da noch manches strittig ist, insbesondere da verschiedene Teile des Gebirges eine verschiedenartige Entwicklungsgeschichte haben, die Intensität der Bewegungen streifenweise wächst, sich verringert oder ganz ausklingt. Trotz der großen Mannigfaltigkeit der Vorgänge, die zur Entstehung der Alpen geführt haben, läßt sich die Trennung eigentlicher gebirgsbildender Ereignisse und solchen der epirogenetischen Phasen grundsätzlich durchführen.

Die mittelkretazische Gebirgsbildung ist insbesondere im Berchtesgadener Land und im Salzkammergut bekannt geworden, da hier das vorgosauische Alter der juvavischen Deckenüberschiebung, die eine Verfrachtung großer Gebirgsmassen vom Südrand der Kalkalpen über die tirolische Einheit von 20 km Ausmaß bedeutet, angenommen wird.

Spengler verlegt dieselbe vor das Cenoman, im wesentlichen ins Albien. Im Cenoman und unteren Turon wirkten im Bereich der Gosauablagerungen Abtragung, Rumpfflächenbildung und Verwitterung (Bauxitbildung). Jedoch trug das geschaffene mittelkretazische Gebirge

lediglich Mittelgebirgscharakter mit Höhenunterschieden von 500 bis 1000 m bevor Eintiefung erfolgte und Transgression des Gosaumeeres mit seiner mannigfaltigen Geschichte, stellenweise eingeleitet durch kohlenführende Süßwassersedimente.¹⁾

Die mittelkretazische Gebirgsbewegung wirkte also danach überall gleichzeitig vor dem Cenoman. In den bajuvarischen Gebieten trat jedoch die Meerestransgression bereits im Cenoman ein. In den Kalkhochalpen und in den österreichischen Teilen der bajuvarischen Einheit dauerte die Festlandsperiode bis zum Oberturon.

Hahn dagegen sieht in der cenomanen Vorfaltung der Bayerischen Alpen einen früheren von der im Turon erfolgten juvavischen Bewegung gesonderten Vorgang.²⁾

Ebenso wie Heritsch³⁾ möchte ich den Darlegungen von Spengler folgen.

Hahn betont das rasche Abklingen der kretazischen Bewegungen gegen Norden, so daß die nördlich seines austroalpinen Randes gelegenen Zonen, insbesondere die tiefbajuvarischen, in der Kreide ungefaltete blieben.⁴⁾ Und auch auf österreichischem Gebiet macht sich in der wiederum von Gosau bedeckten bajuvarischen Zone die mittelkretazische Faltung gar nicht⁵⁾ oder nur schwach bemerkbar.⁶⁾

Zur Klärung der Frage nach den Schichtverlagerungen, die der cenomanen Transgression in den Bayerischen Alpen vorhergingen, wären vielleicht in einzelnen Gebieten noch besondere, die Art der cenomanen Bildungen sowie deren Beziehungen zur Unterlage betreffende Untersuchungen erwünscht.

Am Roßstein bei Lenggries lagert das Cenoman dort, wo sichere Aufschlüsse vorliegen, überall auf oberem Jura. Die Erosion, die der Transgression des Cenomanmeeres vorausging, war hier also nur sehr gering und griff nicht einmal auf den Lias herunter. Die Ablage-

¹⁾ Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. *Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien*, XI, 1918, S. 55, 60, 62 u. a. a. O.

²⁾ Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. *Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien*, IV, 1913, S. 413.

³⁾ Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923. S. 188.

⁴⁾ Kalkalpen zwischen Inn und Enns. S. 248, 262 u. 263.

⁵⁾ Pia: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, 62. Bd., 1912, S. 609 u. 610.

⁶⁾ A. Spitz: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. *Verhandl. d. Geol. Reichsanst.*, 1916, S. 38.

rungen bestehen zu unterst aus sehr fossilreichen sandigen Mergeln mit Einschaltungen von feinkörnigen Kalkbrekzienbänken, deren Bestandteile vornehmlich dem oberen Jura oder auch dem Lias entstammen. Zu oberst findet sich grober verbackener Hauptdolomitgrus, in dem nur seltener Lias- oder Oberjurabrocken eingesprengt sind. Während der Eintiefung und Zufüllung des cenomanen Troges schnitt sich die Erosion in den angrenzenden Landgebieten also in wesentlich tiefere Schichten ein, als vor der Meeresüberflutung. Die präcenomanen Bewegungen können im Roßsteingebiet daher nur in sehr flachen Heraushebungen bestanden haben.

Die Heimat der erheblichen Mengen von Hauptdolomit ist vielleicht in den südlichen ausgedehnten Hauptdolomitmassen zu suchen, in denen sich eine Großfalte emporwölbte, während nördlich Eintiefung und Eindringen vom Meer entstand.

In der kalkalpinen Vorzone sind derartige Feststellungen schwieriger, da die postcenomanen Lagerungsverhältnisse durch die tertiäre Gebirgsbildung verwischt wurden, welche die Schichten viel stärker zusammendrängte und verlagerte als im Synklinorium.

Jedenfalls ist stellenweise ein stärker erodiertes Relief anzunehmen wie am Roßstein, da die cenomanen Sedimente vielfach über Hauptdolomit und älteren Triasbildungen transgredieren. Aber überall ist das Cenoman an den wichtigen Störungen mit betroffen und in die tertiäre Gebirgsbildung einbezogen (vergl. Hahn: Kalkalpen zwischen Inn und Enns S. 263).

Übergreifen der Cenomanablagerungen über tektonische Linien, die eine eigentliche präcenomane Orogenese erkennen ließen, müßten wohl erst nachgewiesen werden.

Neuere Forschungen im Unterinntal haben Ampferer¹⁾ dazu geführt, die Kaisergebirgsmulde, deren ältere Triasmassen die jüngere Umgebung hoch überragen, als eine allseitig freie, schwebende Schubmasse aufzufassen, die rings von nach innen einfallenden Störungen umgrenzt ist. Aus dem ehemals angenommenen Zusammenhang Guffert-Pendling – Vorderkaiser – Seehauser Kienberg – Rauschberg – Stauffen wird das Kaisergebirge herausgenommen und als eine höhere Decke angesehen, die im Osten der juvavischen oder Berchtesgadener Schub-

¹⁾ Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. Jahrb. d. Geolog. Staatsanstalt 1921, Bd. 71, 3. u. 4. Heft. — Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt 1922, Bd. 72, 3. u. 4. Heft.

masse, im Westen der Inntaldecke entspricht und mit diesen zusammen eine höhere tektonische Einheit der tirolischen Masse bildet.

Der Einschub des Kaisergebirges in die Unterinntaler Tertiärbucht ist erst nach Ablagerung der jungtertiären Angerbergschichten erfolgt (Unterinnt. Tertiär S. 107, 135), da eine Kette von kleineren und größeren Deckschollen, die eine Art Verbindung zwischen der Inntaldecke und dem Kaisergebirge herstellen, auf Tertiär liegen und da auch vor allem die Trias vom Vorderkaiser auf die Angerbergschichten überschoben ist. An der Nordseite tauchen die Angerbergschichten in großer Mächtigkeit unter die Trias ein (Unterinntal S. 140). Dieser jungtertiäre Vorschub der Kaisergebirgsdecke braucht jedoch kaum mehr als 5 km betragen zu haben. Im wesentlichen ist derselbe in vorgosauischer Zeit erfolgt, entsprechend der juvavischen Überschiebung in Berchtesgaden, deren vorgosauisches Alter nachgewiesen ist (Kaisergeb. S. 170; Unterinntaler Tertiär S. 135, 136).

Ogleich die mittelkretazische Gebirgsbewegung von Ost gegen West abnimmt (Kaisergeb. S. 171), wird derselben also auch im Unterinntal und bei der westlicheren Inntaldecke eine sehr wesentliche Bedeutung beigemessen.¹⁾

Der Nordrand dieser obersten tektonischen Einheit der Kalkalpen ist jedoch nicht ihr eigentlicher Stirnrand, sondern die Stirnteile der Inntal-Kaisergebirgs- und Berchtesgadener Decke liegen in den Vilseralpen, Hohenschwangaueralpen, Ammergaueralpen, Benediktenwand, Wendelstein, Kampenwand, teils durch Losreißen und aktive Gleitung,

¹⁾ Nach Abschluß des Manuskriptes erschien noch die Arbeit von Leuchs: Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär (Verhandl. d. Geolog. Bundesanstalt 1925, Nr. 3 u. 4) in der gegen die Deckschollennatur vom Kaisergebirge Einwände erhoben werden. Insbesondere bestehen zwischen beiden Autoren am Südwestrande des Kaisergebirges recht erhebliche stratigraphische und tektonische Differenzen und Leuchs erkennt die Beweise Ampferers für eine am Südrand ausstreichende Überschiebung nicht an, die allein die allseitig gelöste, frei schwimmende Deckennatur der tieferen Triasmassen beweisen würde. Außerdem wird an dem Zusammenhang Guffert-Pendling-Vorderkaiser festgehalten, deren Nordrand nur eine geringe Förderweite zuerkannt wird.

Für die vorliegenden Betrachtungen sind vor allem die weitgehenden, jungtertiären tektonischen Vorgänge von Interesse, die durch die Aufnahme der Unterinntaler Alpen einwandfrei in die Erscheinung treten. Überall ist das Tertiär in die jüngste Gebirgsbildung mit einbezogen. — Auch im Berchtesgadener Gebiet zeigen die neuen Betrachtungen von Ampferer, daß den jungen Gebirgsbewegungen doch vielleicht ein größeres Ausmaß gegenüber den kretazischen zugewiesen werden muß (Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., 75. Bd., 1925, S. 19).

teils durch vorgosauische Erosion von den weit hintenliegenden Massen getrennt (Unterinntal S. 136, 137).

Die mitteltretazische Bewegung hätte also danach nicht nur den Kalkhochalpen, sondern auch den nördlichen Teilen der Kalkalpen ihr wesentlichstes tektonisches Gepräge gegeben. Da in diesem Bereich die wichtigsten tektonischen Störungen das Cenoman mitbetroffen haben, wird die Förderung der Schubmassen als eine nachcenomane, jedoch vorgosauische angesehen (Unterinntal S. 137).

Wir würden dann zwei kretazische Bewegungsphasen annehmen müssen, eine schwache vor dem Cenoman und eine sehr erhebliche mit weitgehender Deckenüberschiebung verbundene zwischen Cenoman und Gosau.

Gegen die Annahme, daß die Gebirgsstöcke des Wendelstein, der Benediktenwand etc. aus weiter Ferne hergewanderte, frei schwimmende Decksohollen bilden, läßt sich jedoch dasselbe Argument einwenden, wie gegen die Deckennatur des Wettersteingebirges, weil dieselben eben stellenweise mit ihrer angeblich basalen Umgebung verwachsen sind (Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 75, 1923, Mon.-Ber. S. 94) und außerdem können für derartig weitgehende vortertiäre Ereignisse am Nordrand der bayerischen Kalkalpen keine Beweise erbracht werden. Vielmehr soll an der Anschauung festgehalten werden, daß die kretazischen Gebirgsbewegungen sich im wesentlichen in den südlichen Teilen der nördlichen Kalkalpen abspielten.

Ebenso wie die mitteltretazische Gebirgsbildung und die nachfolgende subaerische Erosion, Abtragung und Verwitterung hier viel intensiver wirkte, besaß auch die Transgression des Gosaumeeres eine wesentlich größere Verbreitung und Tiefenwirkung wie die im Cenomanbereich.

Während von dem Abtragungsschutt vor der Transgression der Kreidemeere nichts erhalten ist, wurde nunmehr aller Detritus den kretazischen Trögen zugeführt.

Während sich jedoch die Gosautröge bildeten und bei ständigem Niedersinken mit Sedimenten füllten, waren die mit den Transgressions-sedimenten des Cenomanmeeres bedeckten Teile der bayerischen Alpen bereits wieder Festland geworden. —

In der jüngeren Kreidezeit begann sich dann die Flyschvortiefe einzusenken. Dieses führte zur Belebung der Erosion im südlich angrenzenden kalkalpinem Gebiet und zur Aberosion eines Teiles desselben, insbesondere der zu oberst gelegenen cenomanen Sedimente.

Keine Steilküste, sondern flach herausragende kalkalpine Massen mit geringen Höhenunterschieden bildeten das Südufer des kretazischen Kieselkalkmeeres und kurze in dasselbe einmündende Flüsse, sowie Brandung und submarine Gehängegleitung erklären am besten die periodischen Einschaltungen von grobklastischem Material in die Kieselkalksedimente. Diese stellenweise nicht unerhebliche Schuttförderung aus kalkalpinem Gebiet in den Flyschtrogl, die in ähnlicher Weise erfolgte wie in die Senken des Cenoman und der Gosau hörte im Alttertiär beim Seichtwerden desselben zur Ablagerungszeit vom Sandsteinflysch auf, nachdem um die Wende von Kreide und Eozän umfangreiche Trockenlegungen eingetreten waren.

So zeigen die nördlichen Kalkalpen mit dem zugehörigen Flysch nach den tektonischen Ereignissen im Albien in ihren verschiedenen Teilen verschiedenes Wechselspiel von flachen Einsenkungen und Heraushebungen, bei denen an Großfalten zu denken wäre, die jedoch mit Gebirgsbildungen nichts zu tun haben.

Wir erkennen demnach während der Kreidezeit vor dem Cenoman nur eine im Albien erfolgte eigentliche gebirgsbildende Phase, die aber mit Deutlichkeit nur in den Kalkhochalpen wirkte und gegen Norden ausklingt. Alle anderen Vorgänge sind als allmähliche Hebungs- und Senkungserscheinungen anzusehen. Während dieser wechsellvollen kretazischen Geschichte im ostalpinem Gebiet herrschte im helvetischen Bereich gleichförmiger Sedimentabsatz. —

Auf eine weitere nach der mittelkretazischen erfolgten Gebirgsbewegung deuten die Schichten des Reit im Winkler und Unterinntaler Eozän und Oligozän hin, da diese nicht normal dem Faltenwurf des Mesozoikums eingegliedert sind, sondern quer über reifen austroalpinen Sätteln und Mulden abgelagert wurden. Daraus wird auf eine alttertiäre Hauptfaltung dieses Alpenteiles geschlossen (Inn und Enns S. 263) und die tirolische Bewegung, die einem Vordrang des tirolischen Gebietes über das bajuvarische Vorland östlich vom Inn in einem Ausmaß von 13—20 km entspricht, als alttertiär angesehen (S. 276 u. S. 285).

Auch das Eozän von Stauffeneck, das aus dem Reichenhaller Becken um die Triasmasse des Stauffens bis zum Vilserskalke der hochbajuvarischen Randmulde vorgreift, scheint mit einer paleozänen Vorbewegung am tirolischen Bogen aufs beste vereinbar (S. 270), so daß mit besonderem Nachdruck eine alttertiäre Hauptphase der Nordalpen-

faltung angenommen wird (S. 412, 264, 496). Auch Ampferer weist nach, daß die Gosauschichten schon wieder gefaltet waren, als das Meer des Tertiärs sich darüber ergoß (Unterinntal S. 113). Die Faltung zwischen Gosau und Tertiär, die also der alttertiären von Hahn entspricht, kann jedoch keine bedeutende gewesen sein (S. 140). Sicherlich waren die Bewegungen während der Ablagerung der Tertiärbildungen bescheiden gegenüber denjenigen nach Ablagerung der Angerbergsschichten (S. 128).

Wir suchen in den Darlegungen von Ampferer vergeblich nach einer so weitgehenden alttertiären Gebirgsbildung wie dieselbe von Hahn für diesen Alpenteil angenommen wird.

Immerhin ist eine tektonische Diskordanz vorhanden. Geringe Faltungen haben vor der Ablagerung vom Tertiär stattgefunden und als ferner Ausklang dieser Bewegungen können am Nordrande der Alpen die in dieselbe Zeitepoche fallenden Verlandungen und Konglomeratbildungen an der Grenze von oberkretazischem Kiesalkflysch und eoazänem Sandsteinflysch angesehen werden.

Die Angerbergsschichten gehören nach Schlosser dem Aquitanien (Oberoligozän) an und sind zweifellos in das letzte große tektonische Ereignis mit einbezogen, das den Unterinntaler Gebirgen ihre jetzige Form und Gestalt gab. Außerdem haben die Detailstudien von Ampferer ergeben, daß eine Faltung und kräftige Erosion des Tertiärs vorherging (Unterinntal S. 141). Die Gebirgsbildung muß also ins Jungtertiär verlegt werden.

Die Faltung des helvetischen Bereiches und die Faltung des Flysches sowie das Hinüberwandern vom Flysch über das Helvetikum ist nunmehr klar erkannt als gleichzeitig und ursächlich verbunden mit der Aufschüttung der obermiozänen Konglomerate im Alpenvorland, eingeleitet zur Zeit der mittelmiozänen oberen Meeresmolasse und ausklingend in die Molassefaltung, in welche die obermiozänen Bildungen mit einbezogen wurden.

Der Flysch hängt jedoch tektonisch eng zusammen mit dem angrenzenden kalkalpinen Gebiet und bildet lediglich den Nordrand der ostalpinen Einheit, die als Decke auf dem Helvetikum ruht. Flysch und Kalkalpen sind gemeinsam gefaltet und überschoben. Die großen quer zum Streichen verlaufenden Blattverschiebungen dringen aus den Kalkalpen in den Flysch ein und zerreißen gleichmäßig die Schichten in beiden Bereichen und alle transversalen Störungen sind abhängig von der Faltung, da dieselben bei intensiverer Pressung sich mehren,

bei flacherem Zusammenschub zurücktreten. Dadurch erweisen sich die Gebirgsbewegungen im Voralpengebiet und den angrenzenden Kalkalpen als gleichzeitige im Jungtertiär erfolgte Vorgänge. Und zwar ist dieses für das gesamte bajuvarische Gebiet Hahns (Allgäu- und Lechtaldecke), also für die kalkalpine Vorzone, Synklinorium und Hauptdolomitzone bis an den Nordrand der tirolischen Einheit (Wetterstein-Inntaldecke) anzunehmen.

Eine genauere Altersbestimmung der jungtertiären Tektonik im Unterinntal ist unmöglich, da die der jüngeren Molasse entsprechenden Ablagerungen über den Angerbergsschichten fehlen, indessen ist es kaum zu gewagt, diese letzte große gebirgsbildende Phase des Unterinntales mit der am Alpennordrand erkannten in Parallele zu bringen. —

Vielfach findet man die Angabe einer oligozänen Flyschfaltung vertreten (Hahn: Inn und Enns S. 486). Nach Richter setzte die große oberostalpine Deckenbewegung nach dem Unteroligozän ein. (Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen: Rundschau 1924, S. 286). Heritsch¹⁾ verlegt die Flyschfaltung in das Obereozän bis Unteroligozän. Für derartige weitgehende tektonische Ereignisse in dieser Zeitperiode können jedoch im oberbayerischen Gebiet keine Beweise ermittelt werden. Die Ablagerungen des Flysches zeigen uns nur, daß die Faltung posteoazän sein muß. Die eigenartige Ausgestaltung des nördlichen Flyschrandes sowie die Schuttanhäufungen im Vorland beweisen ihr jungmiozänes Alter. Im Flyschbereich können während der Ablagerung der oberoligozänen Molasse noch keine Höhenunterschiede bestanden haben, da nirgend Flyschmaterial im Molasse-trog aufgehäuft wurde. Daran scheitern auch alle Versuche, die Flyschfaltung ins Oligozän oder ins Obereozän zu verlegen und die Bewegungen in den angrenzenden Kalkalpen sind untrennbar mit der Flyschfaltung verbunden, so daß unmöglich die oligozäne Trogbildung im Vorland mit einer Orogenese in den südlich angrenzenden Kalkalpen zusammenfallen kann.

Insbesondere liefert auch das reichliche Auftreten von Gesteinen der oberen Kreide und des Eozäns in den obermiozänen Schottern einen guten Beweis für das jungtertiäre Alter der großen Überschiebung, da diese Gesteine während der obermiozänen Erosion noch nicht durch die Flyschdecke verhüllt sein konnten, da sie in so weitgehendem Maße erodiert wurden. —

¹⁾ Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923. S. 189—192.

Von besonderer Bedeutung für den Bau der Alpen ist der durch seitliche Druckwirkung erfolgte Querstau, der das Gebirge in ostwestlicher Richtung durchbewegt hat und der im allgemeinen als jüngstes tektonisches Ereignis angesehen wird.

Das Alter dieser in der Streichrichtung der Schichten erfolgten Bewegung ist nach Hahn jünger als Eozän und vermutlich auch jünger als Oberoligozän, jedoch ist ein vormiozänes Alter wahrscheinlich (Inn und Enns S. 486, 487). Die ostwestliche Phase hatte sich vor der miozänen Molassefaltung bereits erschöpft (S. 252). Winkler zeigt dagegen, daß der alpine Querstau ein jüngerer Alter besitzt und erst nach Ablagerung vom Untermiozän eingetreten ist.¹⁾ Vielleicht kann nun auch diese jugendliche Querbewegung des Alpengebirges der jungtertiären Gebirgsbildung eingereiht werden.

Die vorliegenden Betrachtungen lassen es zweifelhaft, ob die Annahme einer reichen Skala gebirgsbildender Phasen (Inn und Enns S. 496) einer genauen Kritik standhält, oder ob sich vielleicht einige wenige als eigentliche orogenetische Ereignisse herausheben, während andere Bewegungen als epirogenetische von diesen zu trennen sind.

Im Tertiär ist in unserm Alpenabschnitt eben nur eine große Gebirgsbildung sicher zu erkennen, die im Jungtertiär erfolgte, vom Südrande der Kalkalpen bis zum Nordrande wirkte und den tektonischen Formen ihre heutige Gestalt gab.

Die alttertiäre Phase tritt nicht wesentlich hervor, vor allem war dieselbe auf die südlichen Teile der Kalkalpen beschränkt und äußerte sich in den Voralpen nur als schwache Heraushebung.

Als wichtige gebirgsbildende Epoche tritt ferner die mittelkretazische in die Erscheinung. Ihr wesentlicher Wirkungsbereich liegt jedoch nur in den südlichen Teilen der Kalkalpen. Im Norden verschwächt sie sich stark und kann kaum noch unter die eigentlichen gebirgsbildenden eingereiht werden und im helvetischen Gebiet sind ihre Spuren verwischt.

Somit bleiben nur zwei wesentliche orogenetische Phasen in unserem Alpentheil, von denen die jungtertiäre insbesondere auch wegen ihrer regionalen Verbreitung als die wichtigste anzusehen ist. —

¹⁾ Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen, Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, VII, 1914, S. 288, 289.

Das sehr jugendliche jungtertiäre Alter der letzten großen Bewegungen im Alpengebirge und insbesondere im nördlichen Randgebiet desselben ist eine bereits allgemein anerkannte Tatsache, so daß die Ergebnisse der vorliegenden Betrachtungen und Beweisführungen sich dem vorhandenen Rahmen einfügen.

Geringe zeitliche Differenzen lassen sich jedoch offenbar in der Längserstreckung des Nordrandes der Alpen feststellen.

Ein etwas geringeres Alter als den in Oberbayern erkannten obermiozänen Gebirgsbewegungen gibt Arn. Heim in seiner bekannten Abhandlung¹⁾ der Brandung der alpinen Überfaltungsdecken am Molasse-nagelfluhgebirge, die am nordschweizerischen Alpenrand zwischen Oberstmiozän und Mittelpliozän, am wahrscheinlichsten im älteren Mittelpliozän stattfand.

Tornquist sieht im Allgäu die Überschiebung des Flysches auf die Molasse als den jüngsten größeren gebirgsbildenden Vorgang an, der in das Obermiozän verlegt wird.²⁾ Diese Zeitangabe stimmt am genauesten mit der in Oberbayern ermittelten überein. Nur müßten die von Tornquist im Oligozän angenommenen Bewegungen mit der letzten großen jungtertiären vereinigt werden. Nach den Verhältnissen im außeralpinen Wiener Becken ist die Anpressung der Flyschzone an die Molasse zwischen der I. und II. Mediterranstufe erfolgt,³⁾ also etwas früher als die entsprechenden tektonischen Ereignisse in Oberbayern.

Möglicherweise setzte also die letzte große Gebirgsbewegung in den östlichen Nordalpen etwas früher ein und wanderte allmählich nach Westen, um in den schweizerischen Alpen am spätesten zu beginnen.⁴⁾ Für eine zunächst im Alttertiär erfolgte Faltung im Flysch und den angrenzenden Kalkalpen und eine nachträgliche nach längerem Zeitintervall im Jungtertiär erfolgte Deckenüberschiebung der gefalteten Massen en bloc können im oberbayerischen Gebiet keine Anhaltspunkte gewonnen werden. Beide Vorgänge müssen gleichzeitig und gemeinsam im Jungtertiär erfolgt sein.

¹⁾ Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellschaft in Zürich 1916, S. 460.

²⁾ Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal. 1908, I. Bd., S. 109, 111.

³⁾ Heritsch: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Klasse, Bd. 121, 1912, S. 626.

⁴⁾ Heritsch: Grundlagen a. a. O. S. 192.

N a c h t r a g .

In einer kürzlich erschienenen Arbeit¹⁾ bezeichnet Lebling die am Angerberg im Unterinntal auftretenden Konglomerate, Sandsteine, Mergel mit Pechkohlenflözen, welche die unteroligozänen Bildungen überlagern, als typische Molasseschichten, die ursprünglich im Zusammenhang standen mit der Molasse des Vorlandes. Diese von Lebling erkannten wichtigen Beziehungen sind von so wesentlicher Bedeutung, daß dieselben im Zusammenhang mit der Schilderung der bayerischen Molasse nicht unerwähnt gelassen werden dürfen und noch durch einige Beobachtungen ergänzt werden sollen.

Westlich Ramsau im Norden von Breitenbach bei Kundl ist in das tertiäre Hügelland ein Graben eingeschnitten, an dessen rechtem Steilufer unterhalb einer kleinen Mühle in einem künstlichen Aufschluß die Tertiärschichten lediglich als senkrecht stehende weiche Mergel mit Einlagerungen von harten, blauen, braun verwitternden Sandsteinen entblößt sind. Verfolgt man den Weg weiter aufwärts an der Mühle vorbei, so gelangt man nach Überschreiten des Baches an einen Wasserfall, der über eine Wand aus 8—9 m mächtigem, steil südlich einfallendem, ziemlich festem Konglomerat hinüberstürzt, das eine genauere Untersuchung der Gerölle ermöglicht: In recht erheblichem Maße beteiligen sich kristalline Gesteine an der Zusammensetzung. Vor allem sehr weiche, leicht zerfallende Glimmerschieferfetzen, Gneise, Quarzite, Gangquarz, an dem zumeist noch Reste von Glimmerschiefer oder Phyllit haften. Die typischen Gesteine der Zentralalpen fehlen jedoch vollständig (Unterinntal S. 117).

Nicht ganz selten sind rote Buntsandsteingerölle beigemengt. Meist nur als kleine Körnchen, jedoch auch als faustgroße Komponenten.

Bei weitem der größte Prozentsatz des groben und feineren Schuttmaterials besteht jedoch aus karbonatischen Geröllen. Typische Trias- und Juragesteine der näheren Umgebung sind nur schwer herauszufinden. Kalzitische Gerölle sind überhaupt nicht häufig. Vorwiegend finden sich vielmehr Dolomite und zwar besonders schwarze, teils dichte, zumeist aber körnige gut gerundete mit geglätteter und wie mit Lack überzogener Außenseite, die völlig den Dolomiten gleichen,

¹⁾ Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzach. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 77, Jahrg. 1925, S. 190.

welche in den Oligozänkonglomeraten des Alpenvorlandes einen wesentlichen Bestandteil der groben und feineren Schuttmassen bilden.

Unter den Karbonatgeröllen treten einzelne hervor, die sich bei näherem Studium ganz leidlich durch ihre meist stark angefressene Oberfläche, ihre ungleichförmige, teils körnige, teils dichte oder grobspätige Beschaffenheit und häufigen Glaukonitgehalt erkennen lassen. Zuweilen werden auch kleine Nummuliten sichtbar.

In den vorliegenden acht Dünnschliffen erweisen sich diese Eozängesteine als vorwiegend aus Organismen zusammengesetzt. Besonders wichtige Bestandteile bilden kleine rundliche Nummulitenschalen und flache Orthophragminen, dazu gesellen sich noch andere meist zerbrochene Foraminiferen (Textularien und Globigerinen) und auch Bryozoen. Weitere sehr wesentliche Gemengteile sind Lithothamnien, teils als vollständige rundliche oder keulenförmige Exemplare, zumeist jedoch als mehr oder minder große Bruchstücke. Außerdem finden sich Glaukonitkörner, zuweilen in den Foraminiferen eingeschlossen, und stellenweise stark angereichert klastischer Quarz.

Die Bestandteile schwimmen ohne sich zu berühren in einer klaren kalzitisch-körnigen hier und da verkieselten Grundmasse, oder dieselben liegen bei zurücktretendem Bindemittel dicht gedrängt. Unter den Organismen walten vielfach die Lithothamnien vor, oft zeigt sich jedoch auch ein Haufwerk von Foraminiferen.

Dieselbe Ausbildung der Tertiärschichten wie bei Ramsau am Oberangerberg findet sich bei der Hermannsquelle nördlich von Kufstein am linken Innufer. Am Wege zum Hechtsee beobachtet man den mehrfachen Wechsel von 5 bis zu 30 m dicken, 45° südlich geneigten Konglomeratlagen mit Mergeln und Sandsteinen. Außerdem sind die Konglomerate an der Straße nach der Klause und im Graben neben der Hermannsquelle gut aufgeschlossen.

Die graublau gefärbten gelb verwitternden Gerölmassen, in denen zuweilen Kohlenschnüre auftreten, gleichen völlig denen von Ramsau. Dieselben karbonatischen und kristallinen Bestandteile kehren auch hier in demselben Mengenverhältnis wieder. Etwa ein Dutzend rote und grüne Arkosen und Sandsteine konnten gesammelt werden. Diese weisen auf Gesteine der näheren Umgebung hin, die auch unter den fremdartigen karbonatischen Gemengteilen vereinzelt nicht fehlen (brekziöser Hauptdolomit). In fünf Schliffen wurden wiederum die Lithothamnien-, Nummuliten- und Orthophragminen führenden Eozängesteine nachgewiesen.

Der schöne Aufschluß im oberen Eitaler Graben (Kaisergebirge S. 163) östlich von Ebbs zeigt in einer mehrere Meter hohen Steilstufe, über die ein Wasserfall herüberstürzt, zwei 3 m mächtige süd-

lich geneigte Konglomeratlagen in blaugrünen Glimmermergeln eingeschaltet. Diese stehen auch unterhalb im Bachbett an mit Gerölllagen-Schmitzen und -Schnüren.

In den Konglomeraten walten ganz besonders die dunklen und auch hellen Dolomite vor. Mehrfach sind weiche Fetzen von Phyllit und Glimmerschiefer eingesprengt, sowie einzelne Arkosen. Zuweilen reichert sich Gangquarz an. Die Gerölle sind im Durchschnitt haselnuß- bis walnußgroß, einzelne erreichen 4—5 cm Durchmesser.

Kleinkörniger sind im allgemeinen die wenig mächtigen Gerölllagen, die in den flachen Gräben im Südwesten von Maria Stein bei Thal, südwestlich Einbach und bei Bach beobachtet wurden. Die Komponenten besitzen im allgemeinen nur 4—5 mm Durchmesser, taubeneigroße gehören zu Seltenheiten, und bestehen fast ausschließlich in eigentümlicher Monotonie aus den schwarzen Dolomiten. Quarze sind zuweilen häufig und hie und da beobachtet man Glimmerschiefer und Phyllitfetzen.

Die beschriebenen tertiären Geröllmassen des Unterinntales sind einförmig in ihrer Zusammensetzung, stehen den diluvialen Schottern fremdartig gegenüber und erweisen sich nicht nur im äußeren Aussehen übereinstimmend mit denjenigen der Oberoligozänmolasse, sondern das nähere Studium der einzelnen Bestandteile zeigt, daß diese dem Baumaterial der oberoligozänen Schuttmassen des Alpenvorlandes identisch sind. Das Mischungsverhältnis der Komponenten stimmt am besten mit demjenigen der Bausteinzone im Leitzachtal überein.

Diese Gleichartigkeit deutet auf ein gemeinsames Ursprungsgebiet hin, das uns auf den Alpennordrand verweist. Außerdem kann auch entsprechend dem in beiden Gebieten wiederkehrenden Geröllbestand auf eine Altersgleichheit geschlossen werden, die von Schlosser bereits festgestellt wurde¹⁾ und auch von Lebling angenommen wird.

Ein anderes tertiäres Konglomeratvorkommen wurde im Höllgraben bei Klein-Söll nördlich von Kundl (Unterinntal S. 116) näher untersucht. Hellgraue zum Teil pflanzenführende Mergel mit Einschaltungen von einzelnen festeren Sandsteinbänken werden hier überlagert von

¹⁾ Das Eozän und Unteroligozän der bayerischen Alpen. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922, S. 181.

4 m mächtigen groben zum Teil konglomeratischen Sandsteinen, darüber steht eine 4 m dicke Schicht aus grobem Schutt an und dann folgen wieder geröllführende Sandsteine, die bis zur diluvialen Überdeckung hinaufreichen. Während bei den soeben beschriebenen Vorkommen die Komponenten meist nur die Größen von Taubeneiern und Walnüssen erreichen und schon faustgroße zu Seltenheiten gehören, sind die Bestandteile im Höllgraben durchschnittlich von erheblicherem Umfang, der häufig bis zu denjenigen von Straußeneiern anschwillt. Viele der Gerölle lassen beim Aufschlagen einen frischen Kern erkennen aus bläulichem kieseligem Kalk mit einer gelben Verwitterungsrinde und erinnern schon bei makroskopischer Betrachtung an die Flyschkieselkalke der miozänen Schotter des Alpenvorlandes.

In einigen Dünnschliffen zeigen die Gesteine nachfolgende Beschaffenheit: Schmutzige körnige Kalke mit mehr oder minder reichlichem Gehalt an Quarzkörnern, einzelnen Glimmerplättchen, spärlichen Glaukonitkörnern und etlichen Feldspäten. Jeder Schliff läßt neben den klastischen, eckigen und kantigen scharf abgegrenzten Quarzkörnern ebensowohl eng mit dem Kalzit verwachsene Neubildungen aus Quarz oder büscheligem und körneligem Chalcedon erkennen. Einen ganz wesentlichen Bestandteil bilden Foraminiferen (meist Globigerinen, Textularien und Rotalien), die sich vorwiegend als Bruchstücke, aber auch in vollständigen Exemplaren finden. Bei zunehmendem Sandgehalt treten diese organogenen Komponenten etwas zurück. Als weitere typische Gemengteile werden häufig kieselige Spongiennadeln sichtbar, deren Kieselsäure durch Umlagerung zu den Silifizierungen im Kalk Veranlassung gab.

In diesen sandig-kieseligen, glaukonitischen Foraminiferengesteinen kehrt genau derselbe Aufbau wieder wie in den harten kieseligen Lagen der tieferen Einheit (Kieselkalkgruppe) des Flysches.

Ziemlich reichlich konnten Eozängerölle gesammelt werden, die meist an ihrer gröber oder feiner körnigen Beschaffenheit, sowie an den eingesprengten Glaukonitkörnern schon makroskopisch kenntlich werden. Sieben Dünnschliffe zeigten dieselbe Zusammensetzung wie die Eozängerölle von Ramsau und von der Hermannsquelle:

Die gröber kristallinen bilden ein Gemenge von Foraminiferengehäusen (Ortho-phragminen, Nummuliten, Textularien, Globigerinen), vollständigen und zerbrochenen Lithothamnien, Körnern aus Quarz sowie grob- und feinkristallinem Quarzaggregat, Glimmerschuppen und Schieferfetzen. Das kalzitische Bindemittel ist zum Teil verkieselt. Glaukonit findet sich als Körner oder in den Foraminiferen eingewachsen. Die weniger spätigen Eozängesteine zeigen dieselben Bestandteile, nur reichern sich die kieseligen mehr an und sind feiner körnig. Die Lithothamnienfragmente sind kleiner und die Foraminiferen zerbrochen. Das Bindemittel, in dem die Komponenten schwimmen, tritt mehr hervor.

Die schwarzen Dolomite finden sich in den Konglomeraten von Klein-Söll in großer Menge, besonders als kleine gut abgeschliffene Gerölle. Außerdem ist ziemlich reichlich weißer Gangquarz vertreten, sowie einige Glimmerschieferfetzen und etliche Arkosen.

Infolge der reichlichen Beimengung von Flyschgesteinen könnten diese Konglomerate von Klein-Söll mit der miozänen Molasse des Alpenvorlandes verglichen und dieser im Alter gleichgestellt werden. Ähnlich wie die mittelmiozäne obere Meeresmolasse enthalten dieselben teils Komponenten der oligozänen Molasse (schwarze Dolomite), teils solche des Miozäns (Flyschkieselkalke), die den älteren Angerbergsschichten fehlen und die bei den im Miozän beginnenden Gebirgsbewegungen im Flyschgebiet von Norden dem Inntalbecken zugeführt wurden.

In den Aufschlüssen am Wege von Voldöpp bei Rattenberg nach Moosen finden sich besonders an den unteren Teilen des Berghanges sehr reichlich kristalline Gemengteile, ferner schwarze Dolomite und außerdem konnten eine Anzahl Eozängesteine mit Durchmessern bis zu 10 cm gesammelt werden. Die höher gelegenen Aufschlüsse zeigen eine ziemlich bunte Zusammensetzung. Ebenso reichlich ist wiederum kristallines Material vorhanden und auch schwarze Dolomite.

Die nicht seltenen Eozängerölle lassen im Dünnschliff die typischen Nummuliten, Orthophragminen, Rotalien, Lithothamnien erkennen und zeigen denselben Gesteinscharakter wie die im Vorhergehenden geschilderten. Aus der näheren Umgebung stammen etliche Gerölle aus hellen kristallinen Dolomiten und Kalken, aus brekziösem Dolomit (Hauptdolomit), aus verkieselten Kalken und ein paar Brocken von Sandsteinen und Arkosen. Auffallend waren einige Gerölle aus Sandsteinen, die sich ebensowohl bei Klein-Söll fanden. Diese enthalten als feine und gröbere Bestandteile die schwarzen Dolomite und könnten dem Aussehen nach aus tieferen Angerbergsschichten hergeleitet werden. Nicht ganz selten wurden graue und grauweiße dichte mergelige Kalke beobachtet, die im Dünnschliff eine sehr dichte Grundmasse zeigen mit zahlreichen Foraminiferen und einzelnen Quarzkörnern. Auch bei Klein-Söll sind diese vertreten. Ein feinkristallinischer Kalk mit Spongiennadeln, Foraminiferen, Quarzkörnern und Verkieselungen konnte als Kieselkalkflysch bestimmt werden. Der Größe der Komponenten nach, die bis zu 30 cm anschwellen kann, sowie in Bezug auf den Geröllbestand, schließen sich diese Konglomerate denjenigen von Klein-Söll an.

Eine besondere Frage bildet die Herkunft der ziemlich reichlich in den Konglomeraten der Angerbergsschichten vorhandenen Eozän-gesteine, da auch im Unterinntal im Liegenden der Zementmergelserie Lithothamnien- und Nummuliten-führende Eozänkalke auftreten als ältestes tertiäres Schichtglied, das jedoch ein geringeres Alter besitzt wie die Stockletten des helvetischen Bereiches. Ampferer erwähnt ein Nummulitenkalkgeröll vom Berglsteinersee bei Rattenberg und leitet die Eozängerölle aus der Erosion der trocken gelegten Randgebiete vom Unterinntaler Becken her (Unterinntal S. 117 und 118).

Aus der Pepenau erwähnt Leuchs derartige Gesteine.¹⁾ Die hier durch Schurfarbeiten auf Ölschiefer geschaffenen Aufschlüsse geben gute Gelegenheit zum Studium derselben. Außerdem wurde das Vorkommen bei Klötting an der Südwestecke des Kufsteiner Waldes näher untersucht und schließlich lagen noch einige Sammlungsstücke von Häring vor.

Schon im äußeren Aussehen weichen diese ziemlich dichten, etwas mergeligen, stellenweise schwach bituminösen Gesteine von den in den Angerbergsschichten aufgesammelten mehr oder minder spätigen und glaukonitischen Eozängeröllen nicht unwesentlich ab. Oft sind die Unterinntaler Eozängesteine ganz durchsetzt von bläulichen Schalen-trümmern. In einzelnen Stücken heben sich die hell gefärbten runden Lithothamnien aus der dunkleren Grundmasse ab. Zuweilen enthalten die Gesteine einzelne Bruchstücke anderer Karbonate oder nehmen überhaupt eine brekziöse Beschaffenheit an.

In neun Dünnschliffen lassen sich die Gesteine wie folgt charakterisieren: Ein Haufwerk aus Trümmern von Foraminiferenschalen, seltener vollständige Gehäuse (vorwiegend Nummuliten aber auch Globigerinen u. a.) und stellenweise auch Muschel-fragmenten, die aus klaren größeren Kalzitkristallen bestehen, eingebettet in dunkles, feinkörniges, durch Ton und etwas Eisen verunreinigtes Karbonat. In unregelmäßigen Hohlräumen ausgeschiedene Kalzitaggregate. Das Mengenverhältnis zwischen der dichten dunklen Grundmasse und dem hellen kristallinen Füllmaterial wechselt in den einzelnen Schliffen. Zu dem Schalendetritus gesellen sich vielfach Lithothamnien, stellenweise nur vereinzelt oder auch den Hauptbestandteil bildend, aus dessen dunkler Masse mit sehr feiner Gitterstruktur sich die Umrisse kleiner mit klaren Kalzitkristallen ausgefüllter Nummuliten herausheben. Einige Schliffe zeigen in nicht unerheblicher Menge Bryozoen und zuweilen treten klastische Beimengungen eckiger Karbonatbrocken auf.

¹⁾ Die Aufschl. d. neuen Straßenverb. Kufstein-Ellmau u. d. Bez. d. Eiberger Beckens zu seiner Umgebung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien V. 1912, S. 250.

Obgleich teilweise dieselben Bestandteile wiederkehren wie in den Geröllen ist der Gesteinshabitus wesentlich verschieden. Außerdem fehlen in den Unterinntaler Gesteinen die für die Gerölle und den anstehenden Granitmarmor so typischen Orthophragminen. Die Nummuliten gehören zweifellos anderen Spezies an und nirgend wurde klastischer Quarz und Glaukonit beobachtet.

Die Eozängerölle der Angerbergsschichten stimmen dagegen überein mit denjenigen der Oligozänmolasse des Alpenvorlandes und den Granitmarmorvorkommen des helvetischen Bereiches und müssen daher ein nördlich gelegenes Heimatgebiet besitzen. . . .

Das Vorkommen der Unterinntaler Nummulitengesteine in den Angerbergsschichten liegt sicher im Bereich der Möglichkeit, doch konnte keiner von den ziemlich zahlreichen Schriffen mit diesen identifiziert werden. . . .

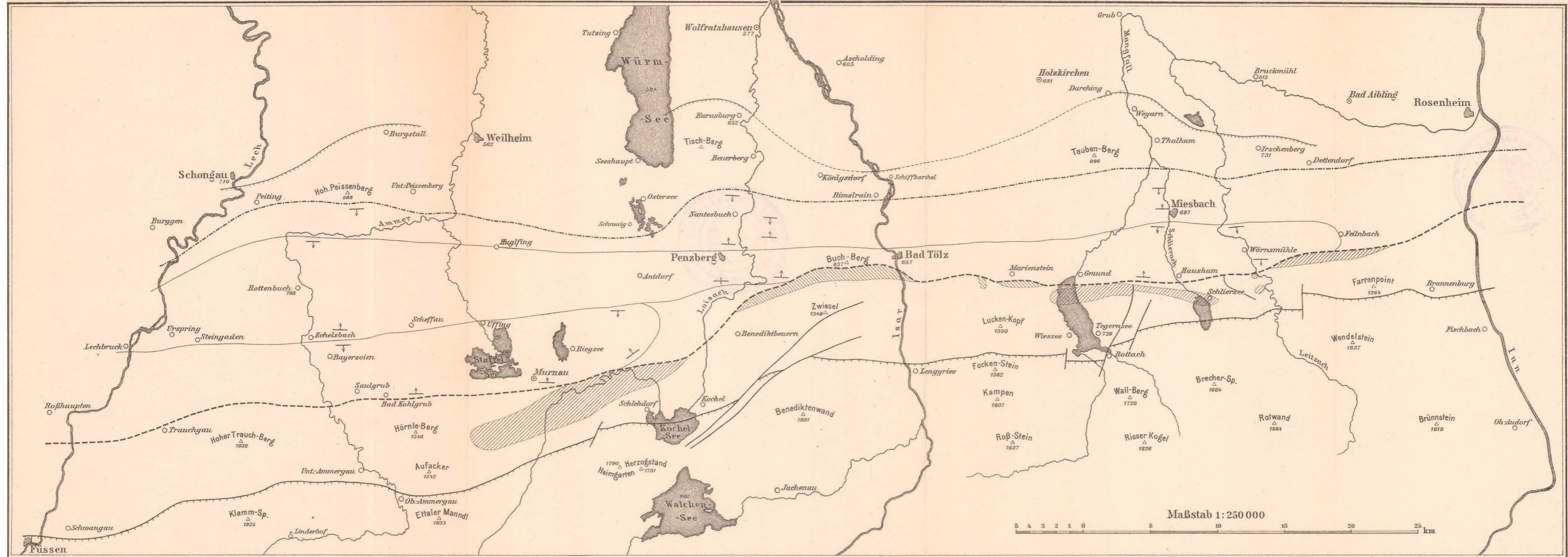
Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Der obermiozäne alpine Schutt	429
2. Das Auftreten und die Beschaffenheit der oberoligozänen Konglomerate	449
3. Über die Bedingungen von Zufuhr und Verteilung des groben Schuttes in der oberoligozänen Vortiefe	469
4. Über den Ursprung der im oberoligozänen Molassetrog angehäuften Schuttmassen	471
5. Die klastischen Bestandteile der oberen Meeresmolasse	477
6. Zur geologischen Geschichte des Alpenvorlandes	481
7. Die Beziehungen zu den kretazisch-tertiären Krusten- bewegungen im Kalkalpengebiet	487
Nachtrag	497



Die Molasse im Alpenvorland zwischen Lech und Inn.

Mittl. d. Geograph. Ges. i. München. XVIII. Bd. 3. Heft 1925 Taf. 26.



- Nordgrenze der obermiozänen alpinen Flinzschotter
- Überschiebung der oligozänen auf die miozänen Molassebildungen
- Umgrenzungen der oligozänen Molassemulden
- Südgrenze der Oligozänmolasse
- Grenze des Flysches gegen die Kalkalpen
- Aufbrüche der helvetischen Schichten {
 - ▨ obere Kreide + Eozän
 - ▨ untere + obere Kreide