

Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern.

Von

K. Boden.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Tafel und 1 Textbild.)

Sonderabdruck aus dem Geognostischen Jahresheft 1925, XXXVIII. Jahrg.



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1925.

Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern.

Von
K. Boden.

Mit 1 geologischen Karte, 1 Tafel und 1 Textbild.

1. Der Verlauf der südlichen Flyschgrenze.

Bereits von HAHN wurde festgestellt, daß sich der Vogelkopf östlich von Benediktbeuern aus Trias- und Juragesteinen aufbaut.¹⁾ Dunkle Liasmergel und auch helle, kieselige, gefleckte Liaskalkbänke stehen am Wege unterhalb der 1100 m Kurve am Westabhang des Vogelkopfes an. Rote Radiolarite fanden sich am Wege oberhalb der Kurve, während nördlich Flysch-Kieselkalke sichtbar werden. Die Flyschgrenze liegt also am Nordabhang vom Vogelkopf und verläuft daher vom Arzbach,²⁾ in dem dieselben Flysch-Kieselkalke an dunkle Liasschiefer und belemnitenführende Fleckenmergel grenzen, gradlinig in ostwestlicher Richtung.

Der nächste Aufschluß, der den unmittelbaren Kontakt von Flysch und kalkalpinen Gesteinen zeigt, findet sich wesentlich nach Süden gerückt in der Schmiedlaine etwa 700 m oberhalb der Einmündung in den Lainbach. Ein steilgestellter schmaler Streifen rhätischer Schichten stößt hier an den Flysch. Konkordant über den Kössener Schichten folgt im Süden Lias mit unterliassischen Fossilien.³⁾

Stark verdrückte und verquetschte schwarze Liaskalke und Schiefer oft mit graphitisch glänzenden Tonhäuten (*Amaltheus margaritatus*. Querschnitt l. c. S. 113) stehen überall in der Kotlaine östlich der Lainbach-Hütte an, in einer Fazies, wie man dieselbe auch im Ringberg-Gebiet, nördlich vom Geigerstein und Fockenstein und bei Traunstein in unmittelbarer Nachbarschaft des Flysches häufig antrifft. Die Flyschgrenze dringt also in schräger Richtung von der Schmiedlaine bis zum Vogelkopf um etwa 2 km nach Norden vor.

Da die Liasschichten der Kotlaine ostwestliche Streichrichtung aufweisen und die in ihrem westlichen Fortstreichen liegenden Flysch-Kieselkalke der Schmiedlaine und unteren Kotlaine ebenfalls in den zahlreichen Aufschlüssen durchgehends dieses Streichen zeigen, kann das Zurückweichen der Flyschgrenze gegen Süden nicht durch eine einfache Abbiegung erklärt werden, sondern die Lagerungsverhältnisse zeigen

¹⁾ Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges. Bd. 64. 1912. Mon.-Ber. Nr. 11. S. 531.

²⁾ BODEN: Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung d. Bez. z. d. benachbarten Teilen d. oberbayr. Alpen. Geogn. Jahresh. 1915. XXVIII. Jahrg. S. 219 u. 220.

³⁾ ROTHPLETZ: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 110 u. 111.

uns eine erhebliche Querstörung, welche die Flyschgrenze zerschneidet und den östlichen Gebirgstheil um 2 km nach Norden verschiebt. Westlich vom Vogelkopf findet sich am Südhang des Buchenauer Kopfes an dem Wege oberhalb der Bauernhütte überall Kieselkalkflysch, der bis zur Moränenbedeckung herunterreicht. Die Störung muß also eine schräge etwa ostnordöstliche Richtung besitzen und nordwestlich des Lias der Kotlaine nahe beim Punkt 823 durchziehen.

Diese Störung liegt genau in der Streichrichtung der südöstlichen Kesselbergstörung, deren Fortsetzung dieselbe bildet. Nach der Kartierung von KNAUER¹⁾ verläuft dieselbe am Westrand des Zwieselschrofen und im Osten des Kiensteins und verschiebt diese ursprünglich zusammengehörigen Wettersteinkalkzüge ebenfalls um 2 km (l. c. S. 16). Zwischen dem zerrissenen Wettersteinkalk kommen an der Verschiebung Kössener Schichten und Raibler mit Hauptdolomit in Berührung.

Die nordwestliche Kesselbergspalte schneidet im Osten die Wettersteinkalkmulde am südlichen Kochelsee, die im Norden von Aptychenschichten, im Süden von Hauptdolomit begrenzt wird und in deren zertrümmertem Kern Raibler, Hauptdolomit und Kössener erscheinen und deren Nordflügel von Partnachsichten und Muschelkalk unterlagert wird,²⁾ gegen den Hauptdolomit im Osten ab. Die Fortsetzung dieser Wettersteinkalkmulde³⁾ liegt verzerrt und teilweise stark von Schutt verhüllt im Nordosten eingeklemmt zwischen den beiden Störungslinien des Kesselberges. Der Wettersteinkalk des Kiensteins bildet die Fortsetzung des südlichen, derjenige des Stutzensteins die Fortsetzung des nördlichen Muldenflügels. Zu den höchst unregelmäßig gelagerten obertriassischen Muldenschichten gesellt sich noch der Jura (Kesselberg l. c. S. 11).

Die Lagerungsverhältnisse sind klar zu übersehen, insbesondere da sich der helle Wettersteinkalk von den dunkleren Hauptdolomitmassen scharf abhebt und an dem Vorhandensein der beiden Parallelstörungen, welche die Wettersteinkalkmulde vom Kesselberg bis zum Zwieselschrofen um 4 km verschieben, wobei auf jede derselben 2 km Vorschubweite entfallen, nicht zu zweifeln.

Schwieriger ist der Verlauf der Störungen in den südlichen monotonen Hauptdolomitmassen festzulegen, da hier lediglich starke Ruschelzonen als Wegweiser dienen können. Nach einer früheren Annahme sollte die nordwestliche Kesselbergspalte zuerst im Hauptdolomit und Plattenkalkgebiet bei den Herzogstandhäusern in die Erscheinung treten und dann bis über die Kesselbergstraße hinaus ein weites Hauptdolomitgebiet durchfurchen (Kesselberg S. 13, 14 und 15). Der südwestliche Verlauf der südöstlichen Spalte war durch zahlreiche Rutschflächen und Brekzienbildungen im Hauptdolomit an der Kesselbergstraße und nördlich derselben gekennzeichnet. Die stark gestörten und von vielen nordöstlich streichenden Rutschflächen durchsetzten Schichten am Nordwestufer des Walchensees am Ostfuß der Kirchel-

¹⁾ Die tektonischen Störungslinien des Kesselberges. Landeskundl. Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Gesellsch. in München. Heft 9. 1910.

²⁾ AIGNER: Das Benediktenwandgebirge. Landeskundliche Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Ges. in München. Heft 16. 1912. S. 78, 79.

³⁾ Entgegen der früher von mir dargelegten Ansicht (Geigerstein-Fockenstein l. c.) rechnet KNAUER den Hauptdolomit des Kesselberges mit zur kalkalpinen Vorzone (Walchenseekraftwerk s. u. S. 48, 49). Der Südrand der Wettersteinkalkmulde am Kochelsee entspricht jedoch der Südgrenze des Wettersteinkalkes an der Benediktenwand, die hier als die Südgrenze der stark gestörten Vorzone gegen die südlich anschließenden Hauptdolomitmassen angesehen werden muß. Nun fehlen bei KNAUER auch alle Angaben, wo im Walchensee-Kochelsee-Gebiet die enggepreßte und zerstückelte Vorzone gegen die breiten Falten an der Jochberg-Spitze abzugrenzen ist und wie sich dann die Grenze gegen Osten fortsetzt.

wand zeigten die südwestlichste Fortsetzung dieser Störung (Kesselberg S. 17 und 18), welche die Rhätschichten von Sachenbach gegenüber deren westlichen Fortsetzungen am Südfuß des Fahrenbergkopfes ebenfalls wie weiter im Norden den Wettersteinkalk und auch die Flyschgrenze um 2 km nach Norden verlagert (Kesselberg S. 12 u. 13).

Nach einer neueren Annahme werden die beiden Kesselbergspalten als eine Störungszone aufgefaßt, die bei Urfeld durchzieht.¹⁾ Zweifellos zwingen jedoch die Lagerungsverhältnisse nordöstlich vom Kesselberg zur Annahme von zwei Parallelstörungen, wie sie früher von KNAUER bereits dargestellt sind (Geol. Karte des Kesselberges l. c.). Bestätigt wird diese Auffassung, da dieselben auch die Flyschfalten zerschneiden als zwei gegen Nordosten mehr und mehr divergierende Blattverschiebungen.²⁾ Ein von KNAUER angenommenes Zerschlagen in der Flyschzone (l. c. S. 49) findet nicht statt, sondern die Störungen lassen sich bis zum Nordrand des Flysches verfolgen, wie im folgenden noch gezeigt werden soll. Über den Verlauf und das Verhalten der Kesselbergspalten gegen Südwesten bringt vielleicht die genaue Kartierung des gesamten Gebietes um den Walchensee noch mehr Klarheit. —

Westlich der Schmiedlaine finden sich nur wenig Aufschlüsse, da die Schichten stark von Moränen verhüllt sind. „Auf der Rast“ stehen noch Kieselkalke an (Benediktenwandgebirge S. 103), ebenso an den östlichen Hängen, sowie an dem Wege, der um die Höhe 1073 herumführt. Südöstlich von Roth-Moos beobachtet man an den Hängen jedoch rote oberjurassische Radiolarite, nördlich von denen die Flyschgrenze liegen muß. Weiter im Südwesten finden sich die ersten kalkalpinen Gesteine im oberen Pessenbach. Etwa in der Mitte zwischen den Zahlen 826 und 846, kurz bevor der Weg den Bach überschreitet, sind an der linken Talseite dunkle braunverwitternde Schiefer aufgeschlossen und dickbankige Kieselkalke, die dem Lias angehören. Gegenüber auf der anderen Bachseite treten am Talhang mehrere steilgestellte grobe Brekzienbänke als Rippen heraus, die lediglich aus eckigen kalkalpinen Bestandteilen bestehen und ähnlich wie die Brekzien in der Schmiedlaine (Geigerstein—Fockenstein l. c. S. 213) und im Sattelbach (Querschnitt S. 113, Benediktenwand S. 51), denen sie völlig gleichen, zum Cenoman gerechnet werden können. Weiter östlich beim Punkt 846 an der Mündung des Kreuzgrabens in den Pessenbach beobachtet man die steilgestellten Schichten des oberen Jura als rote, reichlich Hornsteine führende Plattenkalke von Moränen umrahmt. Da am nördlichen Talgehänge an den Wegen Flysch-Kieselkalke in Bruchstücken und auch anstehend zu finden sind, ist hierdurch die Flyschgrenze gekennzeichnet, die also von der Schmiedlaine einen gegen Südwest gebogenen Verlauf nimmt.

Nordwestlich vom Ortererwald sind die Schichten völlig von Schutt verhüllt. An der Höhe 790 zeigen sich jedoch überall die grauen Verwitterungsprodukte vom Flysch-Kieselkalk. Leidlich tritt die Flyschgrenze weiter im Süden in die Erscheinung, da in dem vom Stutzenstein herunterziehenden Bachbett liassische Kieselkalke und Schiefer freigelegt sind, während im unteren Kalmbach die Flysch-Kieselkalke überall an den Bachhängen, zum Teil mit eingelagerten roten Flyschletten anstehen. Weiter

¹⁾ KNAUER: Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. Geogn. Jahresh. 1924. XXXVII. Jahrg. S. 48, 49, 51.

²⁾ Über die durch die Kartierung des Flyschgebietes zwischen Isar und Loisach festgelegte Tatsache, daß die großen Störungen des Kesselberges in die Flyschzone übersetzen, wurde bereits kurz berichtet. (Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1922. S. 379.) Auch KNAUER hebt dieses hervor (Walchenseekraftwerk l. c. S. 49). Den Ausführungen ist jedoch nicht zu entnehmen, ob diese Überzeugung durch eigene Aufnahmen gewonnen wurde.

südwestlich zeigt sich der Kontakt von Lias und Flysch am Ufer des Kochelsee südlich der Überfahrt in einem nicht mehr zugänglichen Aufschluß. Die Flyschgrenze besitzt auch hier einen ostnordöstlichen Verlauf, entsprechend der im Kalmbach und an dem Hügel mit dem Dessauer Schloß südlich Kochel zumeist vorherrschenden ostnordöstlichen Streichrichtung der Kieselkalkschichten.

Dieses weite Zurückweichen der Flyschgrenze von den Aufschlüssen in der Schmiedlaine, bei Roth-Moos und im Pessenbach bis südlich von Kochel läßt sich nur durch eine nordöstlich gerichtete Störung deuten, an der die östlichen Teile weit nach Norden verschoben wurden, und diese Störung fällt genau mit der Streichrichtung der nordwestlichen Kesselbergspalte zusammen, deren Fortsetzung dieselbe bildet.

2. Das südöstliche Feld der Flyschzone.

Die zerschnittenen und gegeneinander verschobenen Flyschfalten zeigen den Verlauf der nordwestlichen Störung, die in derselben Nordostrichtung weiterzieht und das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach in ein nordwestliches und ein südöstliches Feld zerteilt.

Im Südosten der Störung ist die südlichste Flyschmulde im Murner Bach in einer Breite von etwa 700 m recht günstig entblößt. Ein Aufschluß in den Sandsteinen findet sich am linken Talgehänge südlich vom Punkt 903. Oberhalb desselben sind die Schichten von Moränen verhüllt. Östlich von der Einmündung des Tiefengrabens erscheinen jedoch die dickbankigen Flyschsandsteine völlig senkrecht stehend in einer klammförmigen Eintiefung des Baches. Im Quertal des Murner Baches sind von der Mündung des Wischetsgraben gegen Süden unter starker Moränenbedeckung abwechselnde Folgen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch angeschnitten, begleitet und zuweilen unterbrochen von erheblichen Schuttanhäufungen. Nordwestlich vom Punkt 984,3 schaltet sich eine Schichtfolge aus abwechselnden Lagen von dünnen Kieselkalkbänken und roten Letten in das Profil ein. Die zumeist senkrechten oder auch steilen südlichen Fallwinkel deuten auf eine steil gestellte zwischen den Kieselkalken eingeklemmte Mulde hin. Steiles südliches Einfallen zeigen auch die im Süden an die Sandsteinmulde sich anschließenden dünnplattigen, mit Mergelschiefern wechsellagernden Kieselkalke. Dieselben bilden den Nordflügel des südlich folgenden Kieselkalksattels.

Östlich des Murner Baches zerteilt sich die Mulde in zwei Arme. Der nördliche ist als die eigentliche Fortsetzung der Mulde des Murner Baches anzusehen und verläuft am Nordabhang des Hochtannenkopfes. In dem Hohlwege am östlichen Hochtannenkopf sind die glimmerreichen Sandsteine mit südlichem Einfallen aufgeschlossen und endigen mit einer dünnen Lage von roten Flyschletten, in denen rote Kalke eingeschaltet sind am südlich anschließenden Kieselkalkflysch. Nördlich vom Hohlweg beobachtet man Wechsellagerungen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch. Am Wege südlich vom Wischetsgraben zeigt sich der Sandsteinzug in derselben Breite. Beim Punkt 984,3 stehen jedoch Kieselkalke an, die zum Hochtannenkopf hinaufstreichen und sich am Wege bis zu dem schmalen südlichen Zweig der Mulde verfolgen lassen, an dessen südlichem Rande etwas roter Flyschletten am Wege austritt. Auch an dem über den Hochtannenkopf hinüberführenden Wege kann der schmale südliche Zweig der Sandsteinmulde nochmals festgestellt werden. Gegen Osten hebt sich derselbe jedoch heraus, da im obersten Tiefengraben westlich der Brunnlocher Alm lediglich Kieselkalkbänke wechsellagernd mit Zementmergelschiefern unter der Moränenbedeckung hervortreten.

Die westliche Fortsetzung der Mulde im Murner Bach findet sich fast um die Hälfte verschmälert im unteren Steingraben. Oberhalb der 920 Kurve liegen zunächst einige kleinere Ausbisse von Flyschsandstein, dann folgt an der linken Talseite ein langer Abrutsch von sehr feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen. Einen guten Aufschluß im massigen Flyschsandstein beobachtet man oberhalb der Kurve 860; stellenweise wird derselbe konglomeratisch und führt gröbere Quarzkörner und Glimmerschieferfetzen. Von 890 m aufwärts werden nach einzelnen kleineren Ausstrichen von schwarzen Schiefen und Kieselkalken die beiden Talseiten von harten steil südlich geneigten Kieselkalkbänken mit zwischengeschalteten dünnen Mergellagen eingenommen, welche die Fortsetzung des im Murner Bach beobachteten überkippten südlich folgenden Sattelschenkels bilden.

In dem westlich folgenden linken Seitengraben des Steinbaches, der südlich der Bichler Hütten einmündet, sucht man vergeblich nach der Fortsetzung der tief eingemuldeten Sandsteinzone und ebensowenig findet man Anzeichen im Gebiete des Krummgrabens. Die steil stehende Sandsteinmulde wird daher von der nordwestlichen Störung abgeschnitten.

Genau in der streichenden Fortsetzung der Sandsteinmulde am Nordhang des Hochtannenkopfes tritt die Kieselkalkgruppe in einem tief eingeschnittenen Tälchen etwa 600 m westlich vom Wiesbauern mit steilem südlichen Einfallen in längerem Aufschluß unter der Überdeckung zutage aus. Nordwestlich von diesem isolierten Vorkommen muß die südöstliche Störung durchziehen. Die Gesteine, welche den Hügel beim Lexbauern aufbauen, gehören der Sandsteingruppe an und bilden die nach Nordosten vorgeschobene Fortsetzung der Mulde am Hochtannenkopf. Nördlich vom Wiesbauer finden sich am Bachrande mehrere kleine Ausbisse von Kieselkalk, im übrigen beobachtet man lediglich Flyschsandsteine, die hinter dem Hof des Lexbauern in dicken, grobe Quarzkörner führenden Bänken anstehen.

Von dem zwischen der Sandsteinmulde des Murner Baches und dem Kalkalpengebiet liegenden Kieselkalkstreifen wird im südöstlichen Feld lediglich der nördlichste Teil im Steingraben und Murner Bach (s. o.) als ein nach Norden überkippter Sattelschenkel sichtbar, der im oberen Tiefengraben eine nördliche Neigung annimmt. Im Gebiet des Buchenauer Kopfes bis hinunter zur Moränenbedeckung am Nordgehänge der unteren Kotlaine lassen sich über den Bau dieser Zone keine näheren Anhaltspunkte gewinnen, da günstigere Entblößungen fehlen, erst in den tiefen Einfurchungen der Schmiedlaine und der unteren Kotlaine sind die südlichsten an die Kalkalpen grenzenden Kieselkalkschichten in steiler oder senkrechter Stellung zuweilen von Kleinfaltung beunruhigt erschlossen.

In der unteren Kotlaine vom Punkt 751 aufwärts bis zur Einmündung des Markgrabens walten blaue Zementmergel ganz wesentlich vor. Harte Bänke treten zurück und stark kieselige mit splittrigem Bruch fehlen fast vollständig. Kurz oberhalb der Einmündung des Markgrabens streichen zu beiden Seiten des Tales dicke Feinbrekzienbänke aus (S. 30), die ebensowohl im Bachbett angeschnitten sind und als Blöcke im Markgraben liegen. Einer dieser Blöcke zeigt gröberes Gefüge und läßt Einsprenglinge von oberjurassischem Kalk erkennen. Begleitet sind diese brekziösen Schichten von roten Letten, welche in den nahe am Kalkalpenrand sedimentierten Flyschablagerungen eine nicht seltene Erscheinung bilden. Die Fortsetzung dieser für den Südrand der Kieselkalkgruppe charakteristischen Feinbrekzien finden sich in der Schmiedlaine als steile Schichten nahe der Flyschgrenze im Bachbett anstehend.

Die Ausbildung der Kieselkalkgruppe im Arzbach wurde bereits früher geschildert (Geigerstein-Fockenstein S. 219 und 220). Auch im westlich einmündenden unteren Lettenbach liegen mehrere Aufschlüsse im Flysch-Kieselkalk und an der südlichen Beugung stehen Flyschkonglomerate an, aus vornehmlich grünen und schwarzen Hornsteinen. Außerdem sind roter oberer Jura und Liasfleckenmergel beigemischt. In einem Kieselkalkblock fanden sich grobe, mehrere Zentimeter dicke Quarzgerölle eingebettet. Der obere Teil des Baches ist lediglich in Moränen eingeschnitten, die auch die flachen Almwiesen zu beiden Seiten dieses und des oberen Murner Baches aufbauen. Am Wege von der Baunalm zur Lexenalm wurden viele große zentralalpine Blöcke beobachtet, die auf der Karte nicht eingetragen sind.

Nördlich der tiefen Sandsteinmulde des Murner Baches zeigt sich eine viel flachere und weniger gut aufgeschlossene Einmündung von Sandsteinflysch in den Kieselkalken am westlichen Lehenbauernberg. Westlich der Quelle zweigt ein Weg von dem oberhalb der 1000 m-Kurve verlaufenden ab, in dessen Einschnitt lediglich Sandsteinflysch in Brocken dicht gedrängt liegt. Außerdem kreuzt weiter östlich die 1100 m-Kurve ein Hohlweg, in dessen oberen Teil verwitterte Sandsteine anstehen, während sich weiter südlich ein Gemisch von Kieselkalk- und Sandsteinbrocken einstellt, das etwa bis zur Wiese westlich vom Punkt 1002,5 reicht. An den Wegen und Gräben beim Punkt 1002,5 sowie auch am östlichen Lehenbauernberg sucht man jedoch vergeblich nach der östlichen Fortsetzung der Sandsteine. Nur zwischen der Greilinger Alm und dem Punkt 902,5 tritt unterhalb der 900 m-Kurve eine Sandsteinbank am Wege aus. Außerdem wird das Weiterstreichen der Mulde durch einen isolierten Aufschluß von glimmerreichem Sandstein im Lainbach 400 m westlich der Zahl 736 angedeutet.

Ein ebenfalls sehr flach eingemuldeter schwer zu umgrenzender Streifen der Sandsteingruppe liegt am Südabhang des Zwiesel. Lediglich sind die glimmerreichen Sandsteine am rechtwinkligen Knick des Weges zur Gassenhofer Alm bei der Kurve 1200 freigelegt. Auch noch 200 m westlich finden sich Kieselkalke untermischt mit Sandsteinen und am Weg zur Schnaitacher Alm stehen nördlich fallende Kieselkalke und blaue Zementmergel an mit einer feinkörnigen Kalkbrekzienbank und einer Glimmersandsteinbank. Am Südhang vom Zwiesel streichen oberhalb der 1200 m-Kurve in den Almwiesen die Schichtköpfe von Kieselkalken und Zementmergeln sowie glimmerreichen Sandsteinbänken in mehrfacher Wechsellagerung mit nördlichem Einfallen zu Tage aus. Von der Kurve 1290 aufwärts bis zum Gipfel gehören die Schichten jedoch der Kieselkalkgruppe an, da die glimmerreichen Sandsteinbänke fehlen, lediglich vereinzelte glimmerfreie feinkörnige Kalkbrekzienbänke schalten sich in den Kieselkalken und Mergeln ein.

An den Höhenwegen westlich der beschriebenen Vorkommen am Südwestabhang vom Zwiesel wurden nur mehr Gesteine der Kieselkalkgruppe beobachtet, während die Glimmersandsteine ganz fehlen. Die Mulde wird also ebenso wie die Lehenbauernmulde und die Mulde im Murner Bach in ihrer ganzen Breite von der nordwestlichen Störung abgeschnitten. Gegen Osten hebt sich die Sandsteinmulde aus den Kieselkalkschichten heraus, da weder an den Ostabhängen des Zwiesel noch im Großbach, in dem eine ununterbrochene Folge von senkrecht oder ganz steil stehenden Kieselkalkschichten entblößt ist, Sandsteine angetroffen wurden. Dagegen sind nördlich der Baumalm unterhalb der 900 m-Kurve am Wege nochmals steil nördlich fallende abwechselnde Lagen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch

vorhanden, die genau in der Streichrichtung der Mulde am südlichen Zwiesel liegen und daher deren Fortsetzung bilden.

An dem Wege, der am Westabhang des Heigelkopfes herumführt, finden sich an der Wegekreuzung bei der 1060 m-Kurve große Blöcke und auch kleineres Gerümpel von Sandsteinflysch und weiter unterhalb stehen in einem Einschnitt am Wege stark verwitterte Glimmersandsteine an, die weiter südlich durch steil nördlich fallende Kieselkalke begrenzt sind. Weiter im Südosten liegen bei der 1000 m-Kurve am Waldrand mehrfach Aufschlüsse im Sandstein und oberhalb im Walde Sandstein- und Kieselkalkbrocken untermischt, so daß sich eine flache etwa nordöstlich streichende Spezialmulde am südlichen Heigelkopf heraushebt. Die obere Kuppe des Heigelkopfes ist lediglich aus Kieselkalken aufgebaut, die am Nord- und Ostabhang in den Wiesen austreten und im Osten an einem großen Abrutsch freigelegt sind.

Zwischen Heigelkopf und dem Einbach finden sich noch verschiedene isolierte Flyschvorkommen. Der Hügel, auf dem die Pest-Kapelle erbaut ist, besteht aus Kieselkalkflysch. Ein nordwestlich im oberen Teil des südlich vom Punkt 699 in den Einbach einmündenden Grabens gelegener Aufschluß gehört dagegen der Sandsteingruppe des Flysches an, da hier abwechselnde Lagen von Kieselkalkgesteinen und glimmerreichen Sandsteinbänken austreten. Weiter südlich beobachtet man in dem westlich vom Lehenkirchel (Pest-Kapelle) vorbeiziehenden, am steileren Gehänge tief eingeschnittenen Graben in den tieferen Teilen glimmerreiche Sandsteine, während höher hinauf zumeist steilgestellte Kieselkalke sich einstellen mit einer glimmerführenden Bank. In dem Graben, der nördlich der Waldherralm herunterzieht, stürzt ein Wasserfall über eine Stufe, die aus dicken vollständig horizontal liegenden Kieselkalkbänken gebildet wird mit Einlagerung einer weichen Schieferlage. In einem Seitentälchen schaltet sich eine Bank von glimmerführendem Kieselkalk ein.

Die isolierten Aufschlüsse zeigen also zwei dicht hintereinanderliegende Sandsteinmulden, die jedoch am nördlichen Heigelkopf keine Fortsetzung finden, dagegen sehr wohl mit den beiden Sandsteinmulden am südlichen Heigelkopf in Zusammenhang gebracht werden können und entsprechend ihrer Lage nach Norden verschoben wurden an einer am Ostfuß dieses Berges verlaufenden Nord-süd-Störung, die an der nordwestlichen Hauptstörung ihr Ende findet.

Der Faltenbau des Flysches im südöstlichen Feld ist also durch drei Sandsteinmulden gekennzeichnet, von denen die südlichste eine tiefe Einmündung bildet, während die beiden nördlicheren ganz flach eingesenkt sind und nur in den inneren höheren Teilen der Flyschberge in die Erscheinung treten.

3. Das nordwestliche Feld der Flyschzone.

Im Westen der großen Querstörung hebt sich die südlichste Sandsteinmulde im Osten von Pessenbach heraus. Am Wege durch die Bohnleite stehen am Waldrande reichlich Muskovit und auch viel Biotit führende typische Sandsteine der Sandsteingruppe mit steilem südlichen Einfallen in mehreren Aufschlüssen an. Südlich vom Wege gehen dieselben zum Teil in feinkörnige Quarzkonglomerate über. Beim Zementwerk finden sich die Sandsteine im Bachbett in dicken Bänken oder dünnbankig werdend mit schiefrigen Zwischenmitteln. Auch die Talränder beim Zementwerk werden von steil südlich geneigten Sandsteinen gebildet. In einer Breite

von etwa 500 m läßt sich die Sandsteinmulde am Wege südlich von Pfisterberg feststellen. (Nördlich der Sandsteine tritt in den Kieselkalcken bei Pfisterberg eine Schwefelquelle aus.) Etwas verschmälert erscheint die Mulde wieder im oberen Mühlgraben. Dickbankige sehr feinkörnige Glimmersandsteine stehen hier am rechten Bachrand und auch im Bachbett an mit steilem südlichen Fallen oder ganz senkrecht gestellt eingekleilt zwischen ebenfalls senkrechten Kieselkalkschichten. Östlich vom Mühlgraben sind die Sandsteine von ausgedehnter Moränenbedeckung verhüllt, finden jedoch an der Querstörung ihr Ende, da sowohl in der Schmiedlaine wie auch im Lainbach lediglich Kieselkalke erschlossen sind. Diese Pessenbach-Mulde ist mit der Mulde im Murnerbach zu vereinigen, die an der nordwestlichen Störung über 3 km weit nach Nordosten verschoben wurde.

Der südlichste Kieselkalkzug ist in der steilen Klamm des Pessenbaches an der Bohnleite in fortlaufendem Profil zu beobachten. Ganz vorwiegend ist hier die Kieselkalkgruppe aus weichen Zementmergeln aufgebaut, in denen nur einzelne feste rauhe bis zu $\frac{1}{2}$ m dicke Kieselkalkbänke und zuweilen auch Lagen von feinkörnigen Kalkbrekzien eingeschaltet sind. Überall besitzen die Schichten bei nordöstlichem Streichen ganz steile südöstliche Fallwinkel oder dieselben stehen saiger. Steile oder senkrechte Schichtstellung zeigt die Fortsetzung dieses südlichsten Kieselkalkzuges am Hügel mit dem Dessauer Schloß südwestlich von Kochel. Auch hier walten die in längliche vierkantige Griffel zerfallenden Zementmergel vor. In den schönen Aufschlüssen am Seeufer beobachtet man oft bis zu 3 m mächtige Lagen von Zementmergeln abwechselnd mit 0,20—1 m dicken Kieselkalkbänken.

Die zementmergelreichen Gesteine der Kieselkalkgruppe des südlichsten Sattels erscheinen im Westen vom Kochelsee wieder und sind in dem großen Steinbruch beim Zementwerk von Schlehdorf und in einem höher gelegenen verlassenen Steinbruch mit südlichem Fallen erschlossen.¹⁾ An den Hängen lassen sich die Kieselkalke gegen Süden zu verfolgen und stehen nahe der Kalkalpengrenze in dem Tälchen bei der Zahl 646 nochmals an. Nördlich vom Zementwerk findet sich jedoch in dem Graben, der südlich vom Punkt 669 zum Karpfsee herunterzieht, eine südlich fallende Schichtserie, die sich bis in den obersten Teil des Grabens nördlich Obermoos verfolgen läßt und eine dauernde Wechsellagerung von Kieselkalkgesteinen mit glimmerreichen Sandsteinen zeigt. An der rechten Talseite liegt ein Aufschluß, in dem (ähnlich wie im Murnergraben am Hochtannenkopf S. 4) dünnplattige Kieselkalke und gelbe Mergelschiefer mit dünnen Bänkchen von roten Flyschletten abwechseln. Überlagert werden die Schichten von dickbankigen glimmerreichen schiefrige Zwischenmittel führenden Sandsteinen, die weiter oberhalb in einem kleinen Bruch abgebaut wurden. Diese an die breite südlichste Kieselkalkzone nördlich anschließende Mulde der jüngeren Flyscheinheit bildet die Fortsetzung der Pessenbach-Mulde, die geradlinig die Niederung des Kochelsees überquert.

Westlich vom Karpfsee findet sich nördlich vom Punkt 669 ein kleiner Aufschluß in fukoidenreichen Kieselkalcken und zwischenlagernden schwarzen Schiefeln. Das Flyschgebiet der KNAUER'schen Karte²⁾ zwischen Hirschberg und Ohlstadt besteht lediglich aus der Kieselkalkgruppe, die mit tiefschwarzen, seltener auch braunen Schiefeln, in denen nur wenige dünne feste Kieselkalkbänke eingeschaltet

¹⁾ Da auch in der unteren Kotlaine (s. o.) und auch in der Schmiedlaine die weichen Zementmergel vorherrschen, sind auf längere Erstreckung die den Kalkalpen zunächst benachbarten Ablagerungen der Kieselkalkgruppe durch eine sehr mergelreiche Fazies charakterisiert.

²⁾ Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. München 1906.

sind, in dem nach Ohlstadt hinunterführenden Graben an die Kalkalpen grenzt. Der von HAHN in der Übersichtsskizze des Murnauer Mooses eingezeichnete Sandstreifen ist nicht vorhanden, ebensowenig wie an der großen Laine im Aufacker Gebiet (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. Bd. 66, Jahrg. 1914. Mon. Ber. 1 S. 49). Die wenigen schlechten Aufschlüsse bei Raut, südlich Herrnberg und bei der Brunnstube zeigen gerade wie in den Zementmergelbrüchen von Schlehdorf steil südlich geneigte Schichten, so daß sich auch hier für den südlichsten Kieselkalkstreifen eine nach Norden überkippte gewölbeförmige Lagerung ergibt. Diese steil nördlich überkippte Sattelstellung der an die Kalkalpen grenzenden tieferen Gesteinsgruppe des Flysches läßt sich nunmehr von Ohlstadt über den Kochelsee bis ins Isartal und von dort über den Tegernsee und Schliersee bis ins Leitzachtal mit vollkommener Gleichartigkeit verfolgen.

Am Karpfsee findet der Schlehdorfer Flysch sein Ende. Das breite Benediktbeurer Flyschgebiet von der Pessenbach-Mulde bis zum Enzenauer Berg fehlt (Zentralblatt 1922 S. 402).

An der Straße von Groß-Weil nach Schwaiganger zeigt ein verlassener Steinbruch östlich Punkt 661 dickbankige glaukonitische Sandsteine, die nicht, wie die Karte von KNAUER angibt, dem Flysch, sondern dem Gault der helvetischen Kreide angehören. —

Nördlich der Pessenbach-Mulde findet sich ein breites Kieselkalkgebiet, das bis über den Steinbach hinausreicht. Der südliche Teil desselben ist durch die tiefe Einfurchung des Lainbaches erschlossen und läßt an beiden Bachufern auffallend stark hervortretende Kleinfaltung und Zerknitterung der Schichten erkennen, die von ROTHPLETZ bereits abgebildet wurde (Querschn. durch die Ostalpen S. 110). Im Gebiet des Windpasselkopfes und des Waxen-Eck liegen zwar Verwitterungsprodukte und Schutt der Kieselkalkgruppe überall an den Hängen und in den Gräben, aber kein tief eingeschnittenes Tal enthüllt uns den Bau dieses Gebietes, erst weiter nördlich im Krummgraben ist ein gutes Profil quer durch die Schichtfolge zu beobachten. Im unteren Teil desselben stehen bis zu 1 m dicke harte Kieselkalkbänke mit dünnen weicheren Zwischenlagen an. Stellenweise gehen die festen Bänke in kalkige Sandsteine und feine Kalkbrekzien über. Die steil aufgerichteten Schichten sind, nach der wechselnden Fallrichtung zu urteilen, mehrfach gefaltet. Bei der Kurve 830 m finden sich lose Sandsteinblöcke und im Bachbett ein kurzer Aufschluß von typischem glimmerreichem weichem Sandstein. Südlich dieser schmalen Sandsteineinmündung zeigen dickbankige, mit Schiefen abwechselnde Kieselkalke flaches südliches Fallen mit 10—15°. Im oberen Teil des Grabens stellen sich die Kieselkalke wieder steil und werden zuweilen quarzitisch oder gehen in grüne Quarzite über. Die in diesem Gebiete zu vermutende Fortsetzung der Sandsteinmulde am Lehenbauern-Berg könnte höchstens in dem schmalen Sandsteinvorkommen im Krummgraben gesucht werden. Einzelne Sandsteinbrocken wurden im Schutt westlich vom Windpasselkopf gefunden und eine Glimmersandsteinbank steht östlich Gschwendt am Wege zur Benediktenwand an. Nirgend ist jedoch eine klar hervortretende Einmündung der Sandsteingruppe erkennbar.

Erst nördlich vom Steinbach tritt am Südabhang vom Fahrtkopf eine flache, etwa 1100 m im Streichen zu verfolgende Sandsteinmulde klar hervor. Der Weg am Westabhang des Fahrtkopfes, der an der Zahl 940 vorbei in den Steinbach hin-

unterführt, kreuzt diese Mulde. Oberhalb vom Punkt 940 finden sich am Wege mehrfache Wechsellagerungen von steilgestellten, mehrere Meter breiten Schichten von Kieselkalkgesteinen mit ebenso mächtigen glimmerreichen Sandsteinen und westlich vom Punkt 940 am Gehänge und am Wege ein dauerndes Gemisch von Glimmersandsteinen und Kieselkalken mit eingeschalteten Lagen von feinkörnigen Kalkbrekzien. Der östliche Ausstrich der Mulde läßt sich durch das an den Hängen und in den Bachrissen vorhandene Gesteinsgemisch von Kieselkalken und Sandsteinen gegen die tiefere Kieselkalkgruppe abgrenzen und auch im Anzenbach beobachtet man lediglich steil einfallende oder senkrecht gestellte Kieselkalke und Zementmergel mit einer grauen glimmerführenden Sandsteinbank. Nordöstlich der Bichlerhütte findet sich am linken Bachufer ein Felsen von glaukonitischen weißen Quarzsandsteinen und gegenüber am Wege flach geneigte Kieselkalke in groben Bänken fest aufeinandergepackt.

Die westliche Fortsetzung der Mulde sucht man im Hollergraben bereits vergeblich. Der Graben zeigt vielmehr lediglich sehr schöne fortlaufende Profile von meist 1—2 m starken dickbankigen, stellenweise auch dünnplattigen Kieselkalken, die mit Schiefen wechsellagern. Stellenweise werden die Kieselkalke quarzitisches und lassen auf den Schichtflächen zuweilen Muskovitplättchen erkennen. Nirgends finden sich jedoch Anzeichen für das Auftreten der Sandsteingruppe. Die Sandsteine am Fahrtkopf bilden also eine sehr flache, ringsum geschlossene Einmuldung (in dem beigegebenen Profil ist die Mulde zu tief eingesenkt), als deren östliche Fortsetzung die etwa 2 km nach Norden vorgeschobene Mulde am Zwiesel anzusehen ist. Nördlich von der Fahrtkopf-Mulde liegt in den Kieselkalken nochmals eine Mulde, da im obersten Teil eines rechten Seitenarmes vom Anzenbach nördlich der Blockhütte und am westlichen Zwiesel die Schichten überall nördlich geneigt sind, während am Angertkopf und am Wege von der Schnaitacher Alm zur Sauerberger Alm die Kieselkalke südlich einfallen. Die streichende Fortsetzung dieser in den Kieselkalken wahrnehmbaren Spezialmulde findet sich im südöstlichen Feld in der schmalen Sandsteinmulde am südlichen Heigelkopf (S. 7).

Ein hervortretendes tektonisches Bauelement der Flyschzone zwischen Isar und Loisach ist die nunmehr folgende Sandsteinmulde, die sich von den Ostabhängen des Blomberges bis Steinbach kontinuierlich verfolgen läßt. Besonders klar hebt sich dieselbe am Blomberg heraus, da der ganze obere Teil des Berges von der Sandsteingruppe aufgebaut wird, die hier eine 500—600 m breite Einmuldung in den Kieselkalken bildet. Die Nordgrenze ist sehr schön am Wege zum Blombergshaus etwa 300 m östlich desselben aufgeschlossen. Harte Kieselkalkbänke, unten dicker und nach oben zu dünner werdend, mit Zwischenlagen von dunklen Mergelschiefen stehen mit schwacher südlicher Neigung in längerem Aufschluß an. Über denselben folgen sogleich Sandsteine, die sowohl am Wege zum Blombergshaus wie auch an dem Waldwege, der nach Osten zu den Almen führt, anhalten. An der obersten Kuppe (1237) fanden sich jedoch wieder vereinzelt Kieselkalke in den Sandsteinen eingelagert und bei der Quelle unterhalb der Almhütten beobachtet man steil stehende Gesteine der Kieselkalkgruppe mit eingeschalteten Bänken von Sandsteinflysch. Genau östlich auf der entgegengesetzten Seite des Sattels zwischen Blomberg und Heigelkopf treten ebenfalls Wechsellagerungen von Sandsteinen und Kieselkalken aus. Dieser Wechsel dauert gegen Nordwesten zu noch weiterhin an und findet sich ebenso auf der schmalen Almwiese, die gegen Osten in das Waldgebiet hinunterzieht. Ein besonders

gutes Profil, in dem fortdauernd harte Kieselkalkbänke, weiche Zementmergel und die glimmerreichen Sandsteine übereinandergeschichtet sind, ist im obersten linken Arm des Knappengraben zwischen den Kurven 900 und 1000 m entblößt. Die dunkler gefärbten, weicheren, leichter verwitternden Sandsteine überwiegen in diesem Profil. Das Streichen der gleichmäßig steil mit $80\text{--}85^\circ$ gegen Süden einfallenden Schichten ist abweichend von der sonst vorherrschenden Ostwestrichtung um 10° gegen Nordwesten gedreht. Ebenso deutlich wie am Wege zum Blomberghaus ist auch die nördliche Grenze der Mulde am Wege von den Krankenheiler Jodquellen zum Blomberg ausgeprägt. Oberhalb der Kurve 1050 m finden sich im Almboden glimmerreiche Sandsteine, die auch am Steig in den Wald hinein noch weiter verfolgt werden können, während unterhalb der Kurve in den Almwiesen nur Kieselkalkschutt und anstehende Kieselkalke beobachtet wurden. Die südliche Grenze der Mulde kreuzt den Weg vom Blomberghaus zur Waldherralm am Südabhang vom Blomberg und das oberste linke Seitental des Großbaches bei der Kurve 1100. Auch am Wege von der Sauerberger Alm zur Schnaitacher Alm sowie an dem im Westen um die Höhe 1248 des Blomberges herumführenden Weg ist die südliche Grenze gut festzulegen. An diesem Wege schalten sich an der Nordgrenze der Mulde grüne Letten zwischen Sandstein- und Kieselkalkgruppe ein. Dieselben grünen Letten in Verbindung mit einer kieseligen Brekzienbank finden sich ebenfalls an der Nordgrenze der Mulde im oberen Stallauer Bach. An der Südgrenze stoßen unterhalb vom Punkt 1034 südlich geneigte dickbankige Sandsteine mit scharfer Grenze gegen ebenso südlich einfallende Kieselkalke.

Im südlichen Teil des Stallauer-Eck ist die Mulde durch das an den Wegen und Hängen auftretende Gemisch von Sandsteinen und Kieselkalken gekennzeichnet. Am Ostabhang walten nördlich der Quelle am Wege die Sandsteine stark vor. Gemenge von Kieselkalken und Sandsteinen reichen bis zur obersten Kuppe (1216) hinauf. Die Nordgrenze der Mulde durchschneidet gerade diese Kuppe, da sich am Nordabhang ausschließlich Kieselkalke vorfinden. Die Südgrenze liegt direkt nördlich der Jagdhütte, die bereits auf Kieselkalk und Zementmergeln steht. Am Westabhang vom Stallauer-Eck zeigt sich am Wege zur Jagdhütte wieder der Wechsel zwischen beiden Gesteinsgruppen und auch an dem auf der Kurve 1100 m verlaufendem Wege heben sich die Sandsteine am Gehänge klar heraus.

Ein gutes Profil durch die Mulde ist im rechten Arm des Schellenbaches entblößt. Die Nordgrenze liegt südlich der mit 45° nach Süden geneigten Kieselkalke und Zementmergel beim Punkt 878. Dann folgt in einer Breite von etwa 300 m, ähnlich wie bei dem Profil im oberen Knappen-Graben (s. o.) ein dauernder Wechsel von harten Kieselkalkbänken und Mergelschiefern mit Lagen von glimmerreichen Sandsteinen. Auch weiche dickschiefrige glimmerreiche Mergel stellen sich ein und in der Übergangsregion der Kieselkalk- und Sandsteingruppe wiederum einzelne Bänke der typischen feinkörnigen Kalkbrekzien. (S. 35).

Überall sind die Schichten südlich geneigt zum Teil steil mit 60° , ebenso oft beobachtet man jedoch auch Fallwinkel von 45° , die eine stärkere nördliche Überkipfung der Mulde anzeigen. Im Süden schließen sich an die Mulde dünnbankige verruscelte und zerknitterte Kieselkalke im Wechsel mit Mergelschiefern. Der obere Teil des rechten Armes vom Schellengraben zeigt durchgehends die Kieselkalkstufe mit Zerknitterung und Kleinfaltung ähnlich wie im Lainbach. — (Auf dem beigegebenen Profil wurde diese Kleinfaltung nicht besonders hervorgehoben.)

Derselbe Wechsel von Sandsteinen und Kieselkalken findet sich an dem Wege am Ostabhang vom Enzenauer Kopf und weniger gut am nördlich geneigten Kamm, da auf den Weideflächen Aufschlüsse und Lesesteine fast ganz fehlen. Ein günstiges Profil, das die Wechsellagerung von Gesteinen der Kieselkalkgruppe mit glimmerreichen Sandsteinen zeigt, ist in dem Graben, der am westlichen Enzenauer Berg, nördlich der Zahl 886, zum Marmorbruch hinunterführt, freigelegt. Die harten Kieselkalkbänke, von denen eine als steile Mauer in das Bachbett hineinragt, werden zum Teil quarzitisch oder nehmen auch brekziöse quarzitisches Beschaffenheit an. Grüne Ölquarzite lagern in Menge im Bachbett. Die Schichten sind von Kleinfaltung beunruhigt, da das Einfallen derselben öfter wechselt und mehrere deutliche Sattelpuppen beobachtet wurden. Auch im oberen Teil dieses Grabens, der von dem am Westabhang des Enzenauer Kopfes auf der 1000 m-Kurve entlang führenden Wege gekreuzt wird, stehen dieselben Wechsellagerungen nochmals an und ebenso im oberen Fall- und oberen Blümel-Graben, sowie in deren Nebenbächen.

Merkwürdigerweise halten die Gesteinsgemenge an diesem Wege noch weiterhin gegen den Hollerkopf zu an und auch an dem Kamm gegen den Enzenauerkopf finden sich immer wieder Sandsteinbrocken. Die Grenze liegt erst etwa bei der Kurve 1060, da östlich derselben die obere Kuppe des Berges (1201) lediglich aus zum Teil anstehenden Kieselkalken aufgebaut ist. Ein deutliches Gemisch von Kieselkalken und Sandsteinen beobachtet man auch noch an den Wegen am Ostabhang vom Hollerkopf, so daß hier die Mulde in nahe Berührung tritt mit der Mulde am Fahrkopf. Lediglich die Kieselkalke des Hollergrabens trennen die beiden Sandsteinmulden. Im Graben und an den Hängen nördlich vom Hollerkopf überwiegen vollkommen die typischen glimmerreichen Sandsteine. Gegen den Vogelherd zu schalten sich wieder einige Lagen von Kieselkalken und Zementmergeln ein, welche die widerstandsfähigeren Gesteine bilden und daher häufiger anstehen, während die weicheren Sandsteine bei der Verwitterung zerfallen. Die Grenze der Hollerkopf-Sandsteine gegen die Kieselkalke des Steinbaches verläuft etwa an dem Wege, der am Südabhang vom Hollerkopf gegen die Ludelmühle hinunterführt. Auf der 800 m-Kurve schaltet sich noch eine dicke Sandsteinbank ein, dann folgen meist vertikal gestellte Kieselkalke mit ostnordöstlichem Streichen. An dem westlich gegen die Ludelmühle südlich Ober-Steinbach vorspringenden Zipfel erscheinen jedoch wieder saiger stehende glimmerreiche Sandsteine, die am unteren Wege in einem verlassenen Sandsteinbruch aufgeschlossen sind. Am Osthang des Loisachtales erfährt die Blomberg-Mulde also eine durch die Senkung der Achse gegen Westen bedingte trichterförmige Verbreiterung. Während die südlicheren drei Mulden im wesentlichen steile oder zumeist ganz senkrechte Stellung aufweisen, bildet die Blomberg-Hollerkopf-Mulde eine deutlich nach Norden, zum Teil mit Neigungswinkeln von 45° überschlagene Falte.

Die nördlich dieser Mulde gelegenen Flyschschichten sind sehr stark von Schutt verhüllt, so daß ihr Aufbau und insbesondere der Kontakt mit dem vorgelagerten Helvetikum nur an einzelnen Stellen beobachtet werden kann.

Am Nordostabhang vom Blomberg sind die sich im Norden an die Sandsteinmulde anschließenden Kieselkalke in dem obersten Teil des Grabens aufgeschlossen, der nördlich vom Knappengraben in den Einbach einmündet. Zwischen den Kurven 800 und 1000 m finden sich am rechten Bachrande mehrfach steil mit 75° südlich geneigte Kieselkalke, während dieselben am linken Talgehänge mit nördlichem Ein-

fallen entblößt sind, so daß die sattelförmige Lagerung klar ersichtlich ist. Im Norden dieser Kieselkalke, die sich ebensowohl am Zickzackwege zur Zahl 1065,5 vorfinden, tritt nochmals glimmerreicher Sandstein in die Erscheinung, der in einem kleinen Schurf südlich der Georg- und Bernhardquelle und auch an dem Blombergwege, kurz bevor derselbe den Wald bei den Jodquellen verläßt, erschlossen ist und einen schmalen Streifen bildet, der das Eozän im Süden begrenzt und durch einen breiten Kieselkalkzug von der Blombergmulde getrennt ist.

Rings von Schutt und Diluvium umgeben finden sich im Gebiet des unteren Knappen- und unteren Klinggraben Schichten der Kieselkalkgruppe, welche die streichende Fortsetzung des nördlichsten Kieselkalksattel bilden. Harte Kieselkalke und Mergel sowie grüne Quarzite stehen zumeist senkrecht gestellt oder ganz steil geneigt sowohl in den Bächen wie auch an den zahlreichen Wegen, welche auf der Karte nicht eingezeichnet sind, mehrfach mit westnordwestlichem Streichen an. Westlich vom Knappengraben wurden nördlich von einem verlassenen kleinen Steinbruch in den Kieselkalcken Anreicherungen von Sandsteinbrocken am Gehänge beobachtet, die jedoch möglicherweise nur als Schutt von der Blombergmulde anzusehen sind.

Der Nordabhang vom Blomberg bildet in seinen östlichen Teilen ein weites Schuttgebiet. Sichere, die Kieselkalke im Wechsel mit Zementmergeln zeigende Aufschlüsse finden sich an dem Wege, der zum Westabhang des Blomberges führt, südwestlich der Zahl 919. Weiter westlich liegt auf der 900 m-Kurve eine aus Kieselkalcken bestehende vorspringende Kanzel. Am Nordabhang vom Stallauer Eck sind wieder die Gesteine der Kieselkalkgruppe dieses nördlichen Sattels durch einen Abrutsch freigelegt. Die westliche Fortsetzung ist im Schellenbach an mehreren Stellen durch steil stehende Zementmergel und Kieselkalke gekennzeichnet. Am Enzenauer Berg verjüngt sich diese Sattelzone mehr und mehr und bildet in dem bei der Zahl 886 zum Enzenauer Marmorbruch hinunterführenden Wege nur noch ein schmales Band.

Die Nordgrenze des Flysches gegen das vorgelagerte Helvetikum läßt sich in den Grabeneinschnitten am Nordabhang vom Enzenauer Berg sehr genau festlegen. Günstig aufgeschlossene Stellen zeigen stets den Kontakt des Flysches mit den jüngsten Schichten des Helvetikums, den obereozänen Stockletten, ähnlich wie am Ostabhang vom Blomberg bei den Jodquellen. In dem knieförmig gebogenen Graben südlich von Ober-Enzenau sind die Stockletten, den steil stehenden Enzenauer Marmor überlagernd, besonders günstig in dem ostwestlich verlaufenden oberen Grabenteil freigelegt. Südlich dieses Grabenteiles findet sich am Gehänge ein längerer Flyschaufschluß, der zu unterst eine $1\frac{1}{2}$ m dicke feste Glimmersandsteinbank erkennen läßt, über der eine 0,75 m starke Schicht von schiefrigen, sehr glimmerreichen, weichen Lagen folgt. Darüber werden 0,20—1 m dicke Quarzitbänke mit vereinzelt Zwischenmitteln von Zementmergeln in einer Mächtigkeit von 4—5 m sichtbar. Über diesen grauen Quarziten liegt nochmals eine $1\frac{1}{2}$ m dicke glimmerführende Sandsteinbank. Quarzitisches Brekzien wurden im Gehängeschutt mehrfach angetroffen. Dieselbe Wechsellagerung von Gesteinen der Kieselkalkgruppe mit Sandsteinbänken ist an dem Weg, der vom Enzenauer Marmorbruch zum Punkt 886 führt, zu beobachten. An beiden Stellen ist das Streichen der Schichten WNW., also gegen die Biegung der Flyschgrenze gerichtet. Östlich vom Enzenauer Berg ist die nördliche Flyschgrenze im Schellengraben in dem bekannten bereits von ROTHPLETZ abgebildeten und beschriebenen Aufschlusse entblößt (Querschn. d. d. Ostalpen I. c.

S. 108, 109). Der nur schmale, sich an das Eozän anlehrende Flyschstreifen besteht hier aus einer Sandsteinbank, an die sich im Süden Kieselkalkflysch anschließt. Die Sandsteine lassen sich weiter an den Westabhang vom Stallauer Berg verfolgen. Westlich der Quelle zeigt sich nochmals der Kontakt vom Sandsteinflysch mit Eozän. Zwischen dem nördlichsten Kieselkalksattel und dem Eozän schaltet sich also ein schmaler Streifen von den Gesteinen der Sandsteingruppe des Flysches ein, der den ebenso gelagerten Sandsteinen im Süden der Krankenheiler Jodquellen am Ostabhang vom Blomberg entspricht.

4. Der Faltenbau des Flysches im Osten vom Isartal.

Auch in diesem Flyschbereiche¹⁾ bildet die südlichste Flyschmulde eine tief eingesenkte Sandsteinzone, die sich ohne Unterbrechung bis zum Tegernsee verfolgen läßt.

Östlich von Steinbach im Isartal finden sich die Sandsteine zuerst an dem Wege, der nördlich vom Wölflgraben hinaufführt, bis zur Kurve 820 m. Unterhalb vom Wege wird der Nordhang des Grabens von den Sandsteinen eingenommen. Die südlich anschließenden Kieselkalke sind stark verquetscht und lassen in dem linken Seitentale zwei kleine Sättel erkennen mit steilem Nordschenkel und flachem Südflügel. An der Grenze von beiden Flyschgruppen stellen sich die roten Flyschletten ein in Verbindung mit roten flaserigen Kalken, die im Bachschutt durch ihre lebhaft rote Färbung sehr hervorstechen und an rote Aptychenschichten erinnern.

Gegen Osten verbreitert sich die Sandsteinzone. In dem nördlich vom Wölflgraben herunterziehenden Graben beobachtet man glimmerige Sandsteine in Wechselagerung mit schwarzen ebenfalls glimmerigen tonigen Zwischennitteln. Im oberen Wildmoosgraben liegt in der Sandsteinmulde offenbar eine schmale Einfaltung von Kieselkalk. Im oberen Augraben können die Sandsteine nur an den Lesesteinen festgestellt werden. Eine gute Entblößung findet sich lediglich im Grüngraben, in dem unterhalb der 1000 m-Kurve südlich geneigte grobe Glimmersandsteinbänke mit schwarzen bröckelig zerfallenden glimmerführenden Tönen wechsellagern. Im Schweizerwinkelgraben ist die Sandsteinmulde erheblich verschmälert. Ein Aufschluß läßt dicke Sandsteinbänke mit schwarzen mergeligen Zwischenlagen erkennen. Die das Bachbett erfüllenden groben Blöcke bestehen aus sehr glimmerreichen Sandsteinen, in denen sich auch Lagen mit gröberem, jedoch sehr gleichmäßig körnigem Quarz einstellen. Die im Bachschutt häufig auftretenden roten Flyschletten zeigen deren Vorhandensein zwischen beiden Flyscheinheiten an. Im unteren Sonnersbach fehlen Aufschlüsse in der Sandsteingruppe, lediglich an den zahlreichen Blöcken von Glimmer- und auch groben Quarzsandsteinen kann die Lage der Sandsteinmulde unterhalb vom Wasserfall festgestellt werden.

Das sumpfige Gebiet des Filzengrabens läßt keine Beobachtungen zu, dagegen erscheinen die Sandsteine wieder im Moosgraben und im unteren Teil des vorderen Heinzenbaches. Sehr günstig sind die Sandsteine an dem Weg freigelegt, der von der Mündung des hinteren Heinzenbaches bei der Steinbachalm zum Brauneck

¹⁾ Der südwestliche Teil dieses Flyschgebietes ist auf der „Geologischen Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar“ zur Darstellung gebracht. Für die nördlichen und östlichen Teile vgl. FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spez. Ber. d. Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. 1903 und BODEN: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg., außerdem Top. Blatt Tölz-Süd 1 : 25 000.

hinaufführt. Lediglich der unterste Teil des Weges verläuft im Kieselkalk, der mit roten Flyschletten an den Sandstein grenzt. Am Brauneck findet sich der Sandsteinzug in seiner ganzen Breite und an seinem Nordrande stellen sich ebenfalls wiederum rote Flyschletten gegen die Kieselkalke des Luckengrabens zu ein. Der obere Teil vom Tegernseer Graben verläuft gerade an der südlichen Grenze der Sandsteinmulde. Oberhalb der 1150 m-Kurve wird die linke Bachseite von Kieselkalkflysch eingenommen, während am rechten Talrande Sandsteine erscheinen. Zwischen beiden Flyscheinheiten stehen rote sich bis zum Sattel hinaufziehende Flyschletten im Bachbett an, vergesellschaftet mit 5—20 cm dicken grauen, rötlichen und roten hornsteinführenden Kalkbänken, in denen graue und rote schiefrige Zwischenlagen eingeschaltet sind. Die oft knollig ausgebildeten und flaserige Texturen zeigenden Kalke gleichen außerordentlich stark den oberjurassischen Aptychenkalken. Im Dünnschliff beobachtet man jedoch ebenso wie bei den roten Kalken aus dem Wölflgraben genau denselben Aufbau wie bei den Flyschkieselkalken und Kalkhornsteinen. In den sieben untersuchten Dünnschliffen der rötlichen, zumeist dichten Kalke wurde teilweise ein wechselnder Gehalt an Quarz- und Glaukonitkörnern sowie Foraminiferenschalen festgestellt. Außerdem sind fast in allen Schliffen mehr oder minder stark hervortretende Verkieselungen wahrnehmbar, die als körnige Quarzaggregate in den Kalkhornsteinen zu einer wesentlichen Verdrängung des Kalzits führen. Etliche Schliffe zeigen reichlichen Gehalt an kalzitisierten Spongienadeln, die in einzelnen Exemplaren fast in jedem Schliffe beobachtet wurden.

Auch die roten Flyschschichten aus dem Tegernseer Graben, die im bergfeuchten Zustand völlig plastisch, im getrockneten dagegen deutlich geschiefert sind, wurden einer genaueren Untersuchung unterzogen. Nach Abschlepfung von dem die Hauptmasse des Gesteins ausmachenden eisenhaltigen tonigem Material blieb ein schwach karbonathaltiger Rückstand mit einer Mittelgröße der Körner von 0,05 mm, unter denen folgende Mineralien bestimmt werden konnten: Feldspat, heller Glimmer, Hornblende, Zirkon 0,01—0,02 mm, Turmalin 0,01 mm, Anatas 0,01—0,05 mm, außerdem Eisenglanz und Pyrit.

Westlich vom Punkt 908 finden sich im Steinbach-Tal, das hier eine enge Schlucht bildet, in nächster Nähe vom Sandstein quarzitisches sehr feste glaukonitreiche Sandsteine in groben Bänken, vergesellschaftet mit echten Kieselkalken und weichen Zwischenlagen, sowie auch biotitführenden Sandsteinbänken. Eine ähnliche, durch grüne quarzitisches Gesteine charakterisierte Schichtserie beobachtet man ebenfalls im Liegenden der Sandsteine am Wasserfall im Sonnersbach nördlich der Zahl 874 in den flach mit 10° südlich geneigten Schichten, die sich jedoch nördlich vom Wasserfall wieder steil stellen. Überhaupt ist das Vorkommen der grünen glaukonitischen Flyschquarzite¹⁾ zumeist an die hangendsten Lagen der

¹⁾ Im Dünnschliff erweisen sich derartige grüne fettig und ölig-glänzende Quarzite vom Wasserfall im Sonnersbach, aus dem Steinbach bei Lenggries und aus dem Gschwandt-Graben am Auerberg bei Schliersee als sehr quarzreiche glaukonitische Sandsteine mit unreinem tonig-kalkigem Bindemittel, die als primäre Gesteine ursprünglich schwach sandige und glaukonitische Karbonatgesteine bildeten, ähnlich den glaukonitischen Sandsteinen der helvetischen Kreide und des Flysches und die sekundär durch Verkieselung unter Bildung authigener Quarzkörner und seltener körnigem Chalzedon ihren quarzitähnlichen Charakter erhielten. — Bei einem Quarzit aus dem Festenbach bei Marienstein geht die Verkieselung am weitesten und führt zu einem quarzitähnlichen Gestein, das teils Pflaster, teils verzahnte Struktur zeigt.

Die Anreicherung der Kieselsäure in diesen grünen Flyschquarziten ist also nicht immer durch reichlichere Anhäufung von klastischem Quarzmaterial bedingt wie bei einzelnen in den Kieselkalken

Kieselkalkgruppe geknüpft und über denselben finden sich vielfach die auf eine Landperiode hinweisenden feinkörnigen Kalkbrekzien und konglomeratischen Lagen, sowie auch die roten und grauen Flyschletten. —

Das beste Profil durch die südlichste Sandsteinmulde bietet sich südlich der Kurve 960 im obersten Breitenbach nördlich vom Huder. Die Sandsteinbänke zeigen hier überall südliche Einfallswinkel von 75—85°, so daß die Mulde in ganz steiler schwach nach Norden überkippter Stellung in die Erscheinung tritt. Im Süden schaltet sich zwischen den Kurven 1100 und 1110 m eine breite Zone der roten, stark verruschetten Grenzschichten zwischen Sandsteinen und heftig gequetschtem und verfaltetem Kieselkalk ein. Dieselben Grenzschichten finden sich auch am Touristenwege zum Huder und streichen im Graben südlich Tennenmoos wieder aus. Vom Semmelberg und aus dem unteren Zeiselbach sind die Sandsteine bereits durch die Aufnahmen von W. FINK bekannt geworden.¹⁾

Der zwischen der südlichsten Sandsteinmulde und den Kalkalpen liegende Kieselkalkzug läßt sich mit gleichbleibender Breite von etwa 1 km vom Lenggrieser Gebiet bis zum Ringsee verfolgen. Am Keilkopf und Schweinberg, im Sonnersbach, sowie auch im oberen Zeiselbach und im Söllbach zeigen die Schichten überall durchgehends südliches Fallen, so daß auf eine sattelförmige nach Norden über-

eingeschalteten kalkfreien quarzitischen Lagen (ein solcher grüner Quarzit von Hafenstein bei Bernau erwies sich als ein Kristallsandstein und ein schwarzer Quarzit aus dem unteren Kronbach beim Tegernsee als ein Opalsandstein mit reichlichem Pyritgehalt und einzelnen Echinodermerresten), sondern durch weitgehende Verkieselungen der ursprünglichen glaukonitischen sandigen Kalke und Kalksandsteine und diese Neubildungen der Kieselsäure sind nicht so sehr in Form von feinkörnigem und büscheligem Chalzedon vorhanden, sondern als homogener, klastischen Körnern ähnlich erscheinender Quarz.

Neben den mehr oder minder reichlich eingestreuten Quarzkörnern sind die Kieselkalke des Flysches, abgesehen von etlichen ganz reinen Kalkbänken, nur selten völlig frei von Verkieselungen. Diese unter Verdrängung des Kalzits entstandenen Neubildungen von Kieselsäure, die zumeist als büscheliger oder körneliger Chalzedon, seltener als Quarz in die Erscheinung treten und die schließlich zur Entstehung von Kalkhornsteinen führen können, werden durch Wanderung der in den Spongiennadeln aufgespeicherten Kieselsäure erklärt (u. a. REIS: Nachträge z. Geol. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf, Geogn. Jahresh. 1920 XXXIII. Jahrg. S. 223—225. BODEN: Tekton. Fragen i. oberbayr. Voralpengeb. I. c. S. 372). Auch aus dem Wienerwald werden derartige Verkieselungen in Flyschgesteinen als eine sehr häufige Erscheinung beschrieben (R. JÄGER: Einige Beobachtungen i. Alttertiär d. südl. Wienerwaldes. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. VII. Bd. 1914 S. 315). — Aber auch Umlagerung und Wanderung des detritogenen Quarzes scheint möglich zu sein, worauf schon früher hingewiesen wurde (Geol. Beob. a. Nordrand d. Tegernseer Flysches I. c. S. 19), wenn auch nicht so weitgehend wie bei dem eine größere Oberfläche bietenden und überhaupt leichter löslichem Chalcedon der Spongiennadeln.

Die umfangreichen und in anderer Weise wie in den übrigen Kieselkalken in Erscheinung tretenden Verkieselungen in den grünen Ölquarziten lassen sich indessen nicht durch das Wandern der organogenen Kieselsäure erklären, zumal da die Quarzite keine Spongiennadeln erkennen lassen, die sich auch in den stark verkieselten Kalkhornsteinen immer zeigen. Außerdem würde die Kieselsäure der Spongiennadeln kaum ausreichen, um derartige große, in oft mehrere Meter mächtigen Schichtkomplexen angesammelte Kieselsäuremengen verständlich zu machen. Diese starke Anreicherung der Kieselsäure gerade in den obersten Lagen der Kieselkalkgruppe findet vielleicht eher ihre Erklärung durch die Verlandungen am Ausgang der Ablagerung der unteren Flyscheinheit, deren Oberfläche dadurch starker Verwitterung unter Voraussetzung eines warmen Klimas ausgesetzt war, und die aus den verwitterten Kieselkalken stammende Kieselsäure sickerte in die Tiefe und bewirkte in den hangenden Teilen der Kieselkalkgruppe die umfangreichen Verkieselungen, die zur Bildung der grünen Ölquarzite führten.

¹⁾ Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücks. d. Erdölvork. Geognost. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903.

kippte Lagerung geschlossen werden muß. Die gleichförmige Schichtenstellung ändert sich jedoch, wenn man sich dem Sandsteinzuge nähert, da hier die Gesteine der Kieselkalkgruppe stark von Kleinfaltung betroffen, zerknittert und verdrückt sind. Diese gestörten Kieselkalke wurden im Wölflgraben, im oberen Grüngraben, im Sonnersbach, im hinteren Schlundgraben am Spitzeck (besonders an dessen Einmündung in den hinteren Heinzenbach und auch im obersten Breitenbach als schmale Sandsteinzug im Süden begleitende Zone beobachtet und es scheint, als ob die schwerer faltbaren dickbankigen Sandsteine auf die mobileren Kieselkalke beim Zusammenschub eine stauende Wirkung ausgeübt hätten.

Nördlich vom Sandsteinzug beobachtet man im Steinbach vom Punkt 908 bis zum Zusammenfluß mit dem Sonnersbach beim Punkt 805 mehrfach Kleinfaltung in Form von spitzen engen Falten, die denjenigen im Lainbach bei Benediktbeuern gleichen. Südlich vom Punkt 805 zeigen sich im Sonnersbach weniger eng gepreßte Sättel und Mulden in den Kieselkalken.

Die sandige und grobkonglomeratische südliche Randfazies der Kieselkalkgruppe findet sich im oberen Tratenbach gut aufgeschlossen. Im obersten



Flyschkonglomerat im Tratenbach bei Lenggrles.

Phot. Ann. Heim 1928.

Teil dieses Grabens unterhalb der Abzweigung des Weges, der zwischen Keilkopf und Schweinberg hindurchführt, sind im Bachbett zusammen mit Sandsteinen und konglomeratischen Sandsteinen graue Mergel entblößt, gespickt mit kalkalpinen und exotischen Geröllen. Etliche dieser exotischen Gerölle wurden bereits beschrieben (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1923 Bd. 75 S. 162 u. 163). Derartige geröllführende Mergel kehren auch an anderen Stellen in den im Kieselkalk eingeschalteten und mit denselben verzahnten grobklastischen Gesteinen wieder (z. B. am Ringberg, Tegernseer Berge a. a. O. 188—191 und bei Bergen, Z. d. D. Geol. Ges. 1923 Bd. 75 S. 156 u. 157) und finden sich ebensowohl mehr oder minder mächtig in den cenomanen Bildungen, welche die Kalkalpen überdecken. Dieselben sind als Ablagerungen von

Schlamm- und Schuttströmen anzusehen, die murenartig bei Vergrößerung des Böschungswinkels — vielleicht stellenweise submarin — vom Alpenkörper abglitten und zwischen gut geschichteten Mergel- und Sandablagerungen eingeschaltet wurden.

Die grobklastische Randfazies der Kieselkalkgruppe lehnt sich im obersten Tratenbach direkt an steilstehende dunkle Liaskieselkalke und Mergel an, so daß hier der Eindruck einer direkten Überlagerung entsteht (Centralblatt 1922 S. 399). Denselben Eindruck einer gleichförmigen Anlagerung des Flysches an die Kalkalpen erwecken auch die oben erwähnten Aufschlüsse im Dampfgraben bei Bergen.

Die Sandsteine der südlichen Mulde heben sich aus den anschließenden Kieselkalken scharf heraus. Die Grenzen sind zumeist gut ausgeprägt und keinerlei Übergänge vorhanden. Häufig schalten sich auch noch die roten Grenzschieben, oft breite Zonen bildend, ein, so daß die beiden Flyscheinheiten sehr klar voneinander gesondert in die Erscheinung treten.

Dieselben stratigraphischen Verhältnisse finden sich bei der Sandsteinmulde, die vom Nordabhang des Kogelkopfes südlich der Winner Alm zum Tegernsee herunterzieht. Die roten, stellenweise auch grauen Grenzletten gewinnen bei Streitmöser eine größere Verbreitung. Dieselben stehen auf der Sattelhöhe in mehreren Gräben an und setzen offenbar das ganze Sumpfgebiet zusammen. Im oberen Kronbach begleiten sie die Grenze der beiden Flyschgruppen und ebenso auch am Nordabhang vom Kogelkopf. Am Wege in den Kesselgraben ist noch verschiedentlich roter Flysch in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Kieselkalken aufgeschlossen.

Auch weiter nördlich im Gebiet des Festenbaches, Dürnbaches und im Steingraben bei Frais sind die beiden Flyschgruppen scharf voneinander geschieden. Im nordwestlichen Teil der Flyschzone zwischen der Isar und dem Tegernsee im Gebiet des Rechelgrabens und der Schwaiger Alm finden sich dagegen Verhältnisse, die völlig denjenigen westlich der Isar gleichen. Der untere Rechelbach zeigt bereits ein Profil, das aus abwechselnden Lagen von grauen glimmerführenden Sandsteinen und mehr oder minder dichten Kieselkalken sowie weichen sandigen und glimmerigen oder auch rein mergeligen blau verwitternden Zwischenmitteln besteht, weiter oberhalb folgen lediglich Kieselkalke und Mergel. Ebenso beobachtet man an einem Jagdsteig, der etwa auf der Kurve 1050 am Südhang des Rechelköpfel entlang bis in den Gaissachgraben führt, Kieselkalk und Sandsteinbrocken gemischt und auch an dem durch den Mark- und Blarchgraben in den Steinbach hinabführenden Weg. — Westlich vom Rechelbach werden die Südhänge des Schürfenkopfes lediglich aus Kieselkalken und Zementmergeln¹⁾ aufgebaut. Die Sandsteine sucht man hier bereits vergeblich. Die aus Kieselkalken und Sandsteinen bestehende Sandsteingruppe, die im Rechelbach mehrere Spezialfalten erkennen läßt, bildet also eine ganz flach eingesenkte Mulde, die ihre östliche Fortsetzung in der Mulde im Süden der Winner Alm findet.

In derselben Ausbildung wie im Rechelbach ist die Sandsteingruppe weiter nördlich bei der Schwaiger Alm entwickelt. Der am Nordabhang des Schwarzköpfel von den Almwiesen nach Nordwesten führende Weg zeigt das Gemisch von Kieselkalk- und Sandsteinbrocken recht deutlich, wobei die Sandsteine überwiegen. Auch an dem von der Alm am Nordabhang vom Sulzkopf herumführenden Weg treten Sandsteine und Kieselkalke nebeneinander am Gehänge aus. Am Wege nach

¹⁾ Zu dem Inoceramenfunde in den Kieselkalken des Rechelberges von LEBLING (Geol. Rundschau III 1912, S. 498) gesellt sich ein zweiter in den durch Steinbruchbetrieb östlich Untermberg im Steinbach erschlossenen mit 80° südlich einfallenden Kieselkalken.

Lehen findet sich das Gesteinsgemenge etwa bis zur Kurve 1020, dann folgen lediglich Kieselkalke, so daß sich die Nordgrenze der Mulde gut heraushebt. Gegen Süden lassen sich Sandsteine und Kieselkalke bis in die flache Einsattelung am Schürfenkopf verfolgen. An den tieferen Teilen des Gehänges werden jedoch nirgends Sandsteine bemerkbar. Ebenso verschwinden die Sandsteine im Osten bereits am Sulzkopf und reichen nicht in den Plattengraben hinunter. Nur die oberen Höhen werden also von den Gesteinen der Sandsteingruppe eingenommen, die lediglich eine allseitig geschlossene, ganz flach in die Kieselkalke eingesenkte Mulde bilden. Weiter im Osten erscheint die Sandsteinmulde im Kesselgraben wieder und zieht mit östlich gesenkter Achse über Nesselscheibe und Holzer Alpe an das Westufer vom Tegernsee.

Der breite Kieselkalksattel des Festenbaches verschwindet jedoch nicht westlich vom oberen Dürnbach, sondern läßt sich verschmälert gegen Osten verfolgen, da im oberen Dürnbach, nördlich der Zahl 922, am rechten Bachufer nochmals dünnplattige Kieselkalke in Wechsellagerung mit Mergeln anstehen und südlich der Zahl 922 Kieselkalke mit roten Letten. Auch an dem Wege nördlich vom Jägerstiegl werden auf dem oberen Teil der Wiese Kieselkalkgesteine bemerkbar und am Wege in den Steinbach rote Letten. Weiter östlich verlieren sich die Spuren des Sattels, der hier unter die Sandsteine eintaucht.

Im oberen Steinbach südwestlich von Frais findet sich ein schmaler Kieselkalksattel, im Norden und Süden von roten Letten gut abgegrenzt, in den dickbankigen Sandsteinen eingefaltet, dessen südwestlich streichende Fortsetzung am Wege südlich Jägerstiegl wiederum nachgewiesen werden kann. Das Gebiet der Holzer Alpe besteht jedoch aus glimmerreichen Sandsteinen, in die lediglich bei den Almhütten eine Kieselkalklage stratigraphisch eingeschaltet ist. —

Der Faltenbau des Flysches in den östlichen Isarbergen stimmt mit demjenigen im Westen überein. Die Kartierung zeigt zu beiden Seiten der Isar eine tiefe südlichste Sandsteinmulde und zwei nördlich davon gelegene flacher eingesenkte Mulden, die nur in den höheren Teilen der Flyschberge in die Erscheinung treten. Ohne Schwierigkeit lassen sich die drei Mulden im südöstlichen Feld des Flysches zwischen Isar und Loisach mit denen im Osten der Isar vereinigen.

Die Fortsetzungen der Mulde am Lehenbauern Berg und der Zwiesel-Mulde zeigen östlich der südöstlichen großen Störung zu beiden Seiten des Rechelberges im Rechelgraben und an der Schwaiger Alm nur geringe Verschiebungen nach Norden. Ganz ähnlich wie auch die Hochtannenkopf-Mulde jenseits der Störung beim Lexbauern nur um ein geringes Stück nach Norden verlagert ist. Bis zum Wölflgraben nördlich vom Schweinberg erleidet dann die Mulde eine schwache Abbiegung nach Süden.

Im nordwestlichen Feld des Flyschgebietes westlich der Isar gesellt sich zu der tiefen südlichen und den zwei flachen nördlichen Mulden noch als vierte die tief eingesenkte Blomberg-Hollerkopf-Mulde, die etwa am Klinggraben südwestlich von Bach die Störungslinie erreichen müßte. Östlich der Isar sucht man jedoch nördlich der Schwaiger Alm-Mulde vergeblich nach dem breiten Sandsteinzug des Blomberges. Der Vorberg besteht ausschließlich aus Kieselkalk, der dem Kieselkalksattel am Heigelkopf entspricht und der bis in die Talsohle der großen Gaissach verfolgt werden kann. Auch die Spezialmulde am südlichen Heigelkopf ist am Nordhang vom Sulzkopf nördlich der Zahl 1045 angedeutet.

Diese Tatsache läßt sich nur dadurch erklären, daß an den beiden Blattverschiebungen die Blomberg-Mulde staffelförmig um ein erhebliches Maß nach Norden

verschoben wurde. Erst im Tegernseer Gebiet tritt dieselbe südlich von Marienstein bei der Bacher-Alm und bei Roßplasse verstümmelt wieder in die Erscheinung. Außerdem ist ein Stück derselben im Quertal der Gaißbach südlich der Sellmaier Säge zwischen zwei Querstörungen eingeklemmt zusammen mit Seewenschichten erhalten geblieben.¹⁾ Die Kieselkalke nördlich der Blomberg-Mulde und die schmalen Sandstreifen bei den Jodquellen und am Enzenauer Berg fehlen östlich der Isar vollständig. Die Spezialkartierung zeigt uns also einen höchst unregelmäßigen, stark verstümmelten Flyschrand an das Helvetikum oder direkt an die Molasse grenzend und diese mit steilem Böschungswinkel überragend.

5. Die Beziehungen des Flysches zu den helvetischen Ablagerungen.

Eine genaue paläontologische, stratigraphische und tektonische Beschreibung der helvetischen Schichten an den Nordabhängen vom Enzenauer Berg und Stallauer Berg verdanken wir bereits den genauen Untersuchungen von HANS IMKELLER.²⁾ Der schmale, am Nordrand des Flysches auftauchende etwa 300 m breite sichtbare Streifen enthält die Schichten des Senon und des Eozän. Das Senon gliedert sich von unten nach oben in Grünsandstein, Pattenauer- und Gerhardsreuter Mergel. Im Eozän werden untereozäne Grenzsandsteine unterschieden, Rotherz- und Mittelschichten, sowie graugrüne Sandsteine und Enzenauer Marmor als Mittel-Eozän und obereozäne Stockletten.

Eng zusammengepreßte Sättel und Mulden, die von Längs- und auch Querstörungen zerschnitten sind, charakterisieren den Bau, so daß der große Kontrast gegenüber den weit gespannten, von Längsstörungen freien Flyschfalten klar in die Erscheinung tritt. Das beste Profil durch die helvetische Zone findet sich im Schellengraben. Die Schichten zeigen im Norden zwei Aufwölbungen, deren Kern aus aufragenden Felsen von senonem Grünsand besteht. Der südlichste stark gestörte Sattel wird vom Eozän gebildet, an das sich der Flyschsandstein mit steil austreichender Überschiebungsfäche anlehnt (S. 13, 14). Das morphologisch am meisten hervortretende Schichtglied ist der felsige mitteleozäne Enzenauer Marmor, der als steile Mauer am Enzenauer Berg den Flyschrand bis zum Enzenauer Marmorbruch begleitet. An günstigen Aufschlüssen lassen sich im Hangenden des Marmors stets die weichen obereozänen Stockletten nachweisen (S. 13).

Während im Westen die helvetischen Schichten zusammenhängende Züge bilden, treten dieselben am Blomberg unter dem Schutt nur an einzelnen Stellen hervor. Der am neuen Weg zum Blomberg etwa 400 m östlich vom Punkt 919 gelegene Steinbruch, welcher den roten Enzenauer Marmor als mehrere Meter hohe Wand mit überlagerndem obereozänem Stockletten zeigt, wurde bereits von ROTHPLETZ geschildert (Jodquellen bei Tölz, l. c. S. 132). Vor allem verdanken wir ROTHPLETZ auch eine genaue Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Tölzer Jodquellen.³⁾

Über Tage wird bei den Jodquellen am Ostabhang des Blomberges südwestlich von Sauerberg nur ein kleiner Felsen von Enzenauer Marmor sichtbar. Außerdem

¹⁾ Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg.

²⁾ Die Kreide- und Eozänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Programm zum Jahresbericht der städtischen Handelsschule. München 1895/96. Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Palaeontographica Bd. 48. 1901.

³⁾ Über die Jodquellen bei Tölz. Sitzungsber. d. math.-phys. Classe d. bayer. Akad. d. Wissensch. Bd. XXXI. 1901. Heft II. Die Krankenheiler Jodquellen 1860—1910. Festschrift Bad Tölz im Mai 1910.

deuten mehrere kleinere Ausbisse den Verlauf des verschiedentlich verworfenen Kalkzuges gegen Osten am Berggehänge an, aus dem die jodhaltigen Schwefelquellen austreten. Weitere im Quellgebiet vorhandene helvetische Schichten wurden mit einem 40 m langen Stollen (Jodtrinkquellstollen) schräg zum Streichen der Schichten durchfahren. In diesem Stollen schließen sich nördlich an den Enzenauer Marmor quarzitische Gesteine, sowie Mergel und Kalke, die schon der oberen Kreide oder auch dem unteren Eozän angehören, dann folgen Mergel mit Kalk- und Sandsteinbänken und oberkretazischen Fossilien (*Baculites* sp., *Gryphaea vesicularis*, *Liopistha aequivalvis* etc.). Der senone Grünsandstein ist in einem kleinen verfallenen Steinbruch etwa 200 m nordwestlich der Quellen aufgeschlossen und 200 m weiter westlich sollen nach Angabe von Dr. AIGNER nahe bei einem kleinen Viehstadel (Jocham-Alm) Stockletten anstehen. Hierzu gesellt sich noch ein isolierter Aufschluß in senonem Grünsandstein etwa 1 km südöstlich von Hinter-Stallau. An der Südseite des Marmorzuges folgen als das normale Hangende desselben die Stockletten und südlich davon liegt Flyschsandstein (S. 13, 14). Die Schichten sind wiederum stark tektonisch beeinflusst und die sich im Norden an den Marmorzug anschließenden Mergel unterlagern den Marmor nicht normal, sondern sind merkwürdigerweise an einer mit 40—60° nach Norden geneigten Störung durch Südbewegung auf denselben hinaufgeschoben.¹⁾

Überall, wo sichere Aufschlüsse den steilen Kontakt von Flysch und Helvetikum zeigen, bei den Jodquellen, im Schellengraben und am Nordabhang vom Enzenauer Berg, liegen die Enzenauer Nummulitenkalke im Norden des Flysches und stets schalten sich zwischen beiden noch mehr oder minder mächtig die ober-eozänen Stockletten ein. Vielleicht bilden die Senon-Eozänschichten in dem unregelmäßigen Relief des Helvetikums eine flache Welle, deren Südrand aus Eozän be-

¹⁾ Der rote Enzenauer Nummulitenkalk kommt im Jodtrinkquellstollen an der Störung direkt mit dem Untereozän bzw. mit der oberen Kreide in Berührung. Die tieferen Schichten des Mitteleozäns fehlen und treten daher in den Profilen von ROTHPLETZ — da dieselben am Sauerberg ganz unbekannt waren — auch nicht in die Erscheinung.

Eine vollständigere Schichtserie des Eozäns ähnlich denjenigen im Schellengraben und bei Oberenzenau wurde kürzlich mit einer Bohrung festgestellt. Dieselbe ist oberhalb der Bernhardsquelle ganz am Südrand des roten Nummulitenkalkes angesetzt und bis zu einer Tiefe von 30 m durch die steil mit etwa 75° südlich einfallenden Eozänschichten bis in die liegenden Kreidemergel abgesenkt.

Unter 8 m mächtigem, massigem, eisenhaltigem, etwas quarzführendem, sehr kalkspatreichem Nummulitenkalk stellen sich etwa 3 1/2 m mächtige graugrüne kalkige Quarzsandsteine ein mit einzelnen rotbraunen und dunklen Eisenerzkörnern. Die Sandsteine besitzen ebenso wie der überlagernde Kalk felsige, stark klüftige Beschaffenheit, nur eine etwa 1/2 m dicke weiche, graue sandige Mergellage ist eingeschaltet.

Weiter nach unten werden die Schichten kalkhaltiger und quarzärmer, reichern sich außerdem erheblich mit Eisenerz an, so daß etwa 1 1/2 m mächtige rotbraune kalkig-sandige erzführende Schichten entstehen, die ebenfalls fest verbunden und klüftig sind. Das Eisenerz findet sich ebenso wie in den Sandsteinen als rotbraune und schwarze Körner. Im Bohrmehl der Sandsteine und der Erzsichten lassen sich stets kleine Nummuliten nachweisen. In allen Gesteinen zeigt sich ein geringer Gehalt an Glaukonit.

Dann wurden noch in einer Mächtigkeit von 2 m lediglich weiche, sandige Mergel durchsunken, die in ihren oberen Teilen zum Untereozän gehören, da sich eine 15 cm dicke, feste, grünlich-graue glaukonitische Kalkbank mit Nummuliten einschaltet.

Die Bohrung bringt also eine wesentliche Ergänzung der Kenntnis der Schichten im Bereich der Sauerberger Mineralquellen, außerdem zeigt auch die angetroffene, normale Schichtenfolge, daß die Nordsüdüberschiebung im Jodtrinkquellstollen nur ganz lokale Bedeutung besitzt.

steht, an das der Flysch herangeschoben wurde, mit seinem Stirnrand die überwältigten Schichten hoch überragend.

Die streichende Fortsetzung des helvetischen Zuges findet sich am linken Isarufer (Jodquellen bei Tölz S. 140, Festschrift S. 44). Am Nordabhang vom Wackersberg treten unter den diluvialen Schichten, die den Höhenzug des Wackersberges aufbauen, Gesteine aus, die dem Obereozän zuzurechnen sind. Tiefere Glieder der Schichtserie sind nicht aufgeschlossen, so daß offenbar die Achse der Kreide-Eozän-aufwölbung gegen das Isartal zu geneigt ist. In einem aufgelassenen Steinbruch südlich der Bocksleiten stehen Stockletten an mit Einlagerungen von Lithotamien- und Nummuliten-führenden Granitmarmor. Auch an der Bocksleiten finden sich Stockletten, aus denen die Annaquelle gerade an der Grenze gegen die diskordant überlagernden diluvialen Dolomitmergel (sogen. Tölzer Seekreide) austritt. Ebenso sind südlich vom Steinbruch stocklettenartige Gesteine, die aber oft sehr sandig und fest werden, in einem Graben und im Isarbett angeschnitten. Nördlich vom Knapper liegt am Isarufer unterhalb der Straße ein Aufschluß in steil mit 75° nördlich einfallendem Glimmerplättchen führendem Flysch-Kieselkalk, der auf der Übersichtskarte nicht eingetragen wurde.

Auf einer Exkursion im März 1923 zeigte mir Herr Pater Dr. D. AIGNER, daß im Sauerberger Gebiet an mehreren Stellen die helvetischen Schichten und zwar lediglich als obereozäne Stockletten unter der Überdeckung hervortreten. Gleich südlich der Hauptstraße sind die Stockletten im Einbach nordwestlich vom Sonnershof freigelegt. Außerdem finden sich dieselben bei dem kleinen Weiher am Wege nach den südlichen Sauerberger Höfen (705,8) und südlich derselben in der breiten Talmulde auf der Kurve 700 und geben hier als Quellhorizont zur Entstehung eines kleinen Seitentälchens vom Einbach Veranlassung. Ein weiteres Vorkommen liegt im Einbach unterhalb der Einmündung dieses Tälchens etwa 450 m nördlich von Hub. Die Moränen ruhen also auf einem sehr unregelmäßigen Relief der obereozänen Stockletten.

Die am Isarufer nördlich vom Kreidewerk aufgeschlossenen Schichten der unteren Meeresmolasse finden ihre Fortsetzung nördlich der Hauptstraße Tölz—Heilbrunn im unteren Einbach und steigen westlich gegen den Buchberg an. Die helvetischen Schichten besitzen hier also zwischen Flysch und Molasse etwa eine Breite von 1—1½ km. Günstige Aufschlüsse von steil nördlich einfallenden Schichten der unteren Meeresmolasse liegen westlich vom Buchberg im Graben südlich Ramsau bei der Zahl 653 und an den Nordwest- und Westhängen der Höhe von Bad Heilbrunn finden sich in mehreren Ausbissen unter bis zu 33 m dicker Moränenbedeckung senkrecht gestellte oder steil nördlich geneigte feinkörnige zähe und feste Sandsteine wechsellagernd mit Schiefen, in denen die jodhaltigen Mineralwässer aufsteigen.

Westlich vom Tegernsee sind bei Marienstein stark tektonisch beeinflusste helvetische Schichten zwischen Flysch und Molasse eingeklemmt.¹⁾ Vornehmlich bestehen dieselben aus grauen fucoidenführenden vereinzelt auch rot oder seltener schwärzlich gefärbten Seewenmergeln. Im Mariensteiner Stollen findet sich auch nummulitenführendes Eozän und in einem isolierten Aufschluß senoner Grünsandstein.

Diese lediglich aus oberer Kreide und Eozän aufgebaute, am Nordsaum des Flysches gelegene helvetische Zone ist östlich des Tegernsee vom Flysch überschoben.

¹⁾ BODEN: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahreshfte 1920, XXXIII. Jahrg.

Nur im Leitzachtal wird am Südrande der unteren Meeresmolasse ein wenig umfangreiches Eozänvorkommen unter der Schuttüberdeckung sichtbar. Mit dem Verschwinden dieser peripher gelegenen helvetischen Schichten werden südlichere Teile derselben als Aufwölbungszone innerhalb vom Flyschbereich herausgehoben.¹⁾ Dieselbe taucht am Westufer vom Tegernsee unter dem Flysch hervor, durchschneidet die Flyschfalten zwischen Tegernsee und Schliersee, wird östlich von Schliersee durch den Flysch überdeckt und erscheint wieder im Leitzachtal im Kaltenbach am Gschwendnerberg mit veränderter, den peripheren Vorkommen ähnlichen Fazies. (Senoner Grünsand, Pattenauer Mergel.)

Außerdem finden sich einige isolierte Emporragungen des helvetischen Untergrundes am Nordabhang vom Schliersberg. Von der größten Bedeutung sind die Ergebnisse der Wiesseer Tiefbohrungen am Westufer vom Tegernsee, in denen die Seewenschichten in einer Tiefe von etwa 500 m erreicht und bis zum Gault durchsunken wurden.²⁾

Bei diesen spärlichen, innerhalb des Flyschbereiches gelegenen Aufschlüssen der tektonischen Unterlage des Flysches wurde Eozän bisher nicht beobachtet, dagegen stellen sich außer der als Seewenschichten entwickelten oberen Kreide noch die tieferen Kreideglieder als Gault und Aptien ein. Westlich der Aufschlüsse am Westufer vom Tegernsee fanden sich in dem weiten Flyschgebiet bis zur Loisach keine Vorkommen der helvetischen Schichten, die als Fensterklippen die Flyschdecke durchragen. Auch der von GÜMBEL beim Lexbauern nordwestlich Lengries erwähnte Grünsandstein konnte trotz aller Bemühungen nicht entdeckt werden.³⁾ Erst jenseits der Loisach am Nordrand des schmalen durch obermiozäne Erosion stark verstümmelten Schlehndorfer Flysches westlich von Großweil (S. 9), in den Hügeln von Achrain und Grub und in den Murnauer Kögeln⁴⁾ finden sich wieder Aptien, Gault und Seewenschichten, eine in einzelne isolierte Schollen aufgelöste Kreideaufwölbung darstellend, die im Osten unter dem Benediktbeurer und im Westen unter dem Aufacker-Hörnle-Flysch verborgen liegt. Der Flysch ruht eben auf einem durch Faltung und nachfolgender Erosion höchst uneben gestaltetem Kreiderelief mit welliger, gegen Süden absteigender Schubbahn (Centralblatt 1922, S. 377, 378).

Die Zeugen dieser großen Überschiebung bilden die diabasführenden Schubsplinter und Schubspäne, die als anstehende Klippen, zumeist jedoch als freiliegende Blöcke im Tegernseer und Schlierseer Gebiet sowie am Nordabhang vom Wendelstein und auch bei Traunstein den Kontakt der helvetischen Schichten mit dem ostalpinen Flysch und auch den Kontakt von Flysch mit der Molasse begleiten.

Trotz eifriger Nachsuche gelang es zwischen Isar und Loisach nur an einer Stelle ein derartiges Vorkommen nachzuweisen. Südlich Ober-Enzenau mündet in den knieförmig gebogenen Graben, der in seinem westöstlich gerichteten Lauf die Stockletten in langem Aufschluß entblößt hat, gerade an der knieförmigen Beugung

¹⁾ BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognost. Jahresh. 1922. XXXV. Jahrgang. München 1923. (Dasselbst genauere Literaturangaben.)

²⁾ FÖRSTER und OEBBEKE: Tiefbohrungen am Tegernsee. Geognost. Jahresh. 1922. XXXV. Jahrg. München 1923.

³⁾ AIGNER: Das Benediktenwandgebirge. Landeskundliche Forschungen d. Geogr. Gesellsch. in München. Heft 16. München 1912. S. 52. — HAHN: Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 66. Jahrg. 1914. Monatsber. Nr. 1. S. 62.

⁴⁾ Geologische Karte des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. I. c. Murnauer Moos I. c.

ein Seitengraben, an dessen linkem Rande ein Block von etwa 2 m Durchmesser unmittelbar südlich der anstehenden Stockletten, umgeben von Moränenmaterial, herausragt. Das Gestein ist außerordentlich hart und fest, so daß es nur schwer gelingt Stücke abzusprengen. Das Gesteinsgefüge ist im Vergleich zu anderen derartigen Vorkommnissen, die meistens grobe Brekzien bilden, verhältnismäßig feinkörnig und gleicht stellenweise einem groben Sandstein. Obgleich die Größe der einzelnen Körner und die Anordnung derselben auch hier erheblichem Wechsel unterliegen. Die Bestandteile sind im wesentlichen dieselben, wie bei anderen derartigen klastischen Schubfetzen und lassen sich in eine Gruppe aus älteren Gesteinsarten zerlegen, zu denen Quarzkörner, Tonschieferfetzen und feinkörnige Quarzite gehören und in eine Gruppe aus jüngeren Gesteinen, bestehend aus Kalken bzw. Dolomiten und Diabasfetzen. Abweichend von den bisher untersuchten Vorkommen besitzt dieses Gestein einen reichlichen Gehalt an Glaukonitkörnern. Etliche Dünnschliffe zeigten folgende Zusammensetzung:

1. Zumeist gut gerundete Quarzkörner bilden den wesentlichsten Bestandteil, außerdem finden sich zahlreich Kalkbrocken sowie einige Tonschieferfetzen und kantige, sehr feinkörnige Quarzite. Etliche zersetzte Diabase zeigen noch gut erhaltene ophitische Strukturen. Glaukonitkörner sind in großer Menge im Gestein eingestreut.

2. Die feinkörnigen, meist eckigen Quarzite überwiegen gegenüber den kleineren Quarzkörnern. Tonschieferfetzen. Mehrere Brocken von sehr feinkörnigen Karbonatgesteinen. Diabas mit teilweise erhaltener Struktur. Ein Quarzkorn zeigt sphärolithische Strukturen. Glaukonitkörner. Kalzitisches Bindemittel.

3. Quarzite, Tonschieferfetzen, Diabase meist als gröbere kantige Brocken. Quarz als kleine Körner, Zirkon, ein Kalkbrocken mit Echinodermenbruchstück. Sehr zurücktretender Gehalt an kleinen Glaukonitkörnern.

4. Kleinkörniger glaukonitischer Quarzsandstein mit reichlichem Gehalt an Glaukonitkörnern und kalzitischem Bindemittel.

6. Zum Bau der Flyschzone zwischen dem Murnauer Moos und dem Leitzach-Tal.

Auf der tektonischen Übersichtskarte des Voralpengebietes zwischen der Leitzach und dem Murnauer Moos sind die geschilderten Flyschgebiete von Ohlstadt bis zu den Flyschbergen im Osten der Isar mit den schon früher beschriebenen¹⁾ Tegernseer und Schlierseer Flyschgebieten vereinigt.

Die Darstellung zeigt den einfachen von Längsstörungen freien Faltenbau des Flysches. Bis zum Leitzachtal lassen sich die Mulden 1—4 des Benediktbeurer Flyschgebietes verfolgen. Die nördlichste Mulde 5 und der sich nördlich daran anschließende Kieselkalk sind dagegen der obermiozänen Erosion anheimgefallen. Im östlichen Schlierseegebiet findet sich — besonders gut westlich der Schliersberg-Störung ausgeprägt — ebenso wie zwischen Isar und Loisach im Süden eine tief eingesenkte Sandsteinmulde, dann folgen zwei flachere Mulden (2 und 3) und im Norden wiederum eine tief eingesenkte, allerdings schon etwas verstümmelte (4), die der breiten und tiefen Blomberg-Mulde entspricht.

Trotz dieses gleichartigen Faltenbaues sind dieselben Falten, die bei Benediktbeuern etwa eine Breite von 7 km einnehmen, auf 3 $\frac{1}{2}$ km zusammengeschrumpft.

¹⁾ FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet I. c. — DACQUÉ: Geologische Aufn. d. Geb. nm den Schliersee und Spitzingsee i. d. oberbayer. Alpen. Landeskundl. Forschung. d. Geogr. Ges. in München. 1912. Heft 15. BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees I. c.

Der Zusammenschub der Flyschzone wird also gegen Osten allmählich immer intensiver, da im Westen des Tegernsees eine Breite von ungefähr $5\frac{1}{2}$ km derselben Falten 1—4 vorhanden ist.

Von erheblicher Bedeutung für den Bau der Flyschzone sind die großen in mehr oder minder schiefer Richtung zum Streichen der Schichten verlaufenden Blattverschiebungen. Besonders stark werden die Flyschfalten zwischen Isar und Loisach durch die beiden vom Kesselberg in den Flysch eindringenden Spalten zerrissen (bis zu $3\frac{1}{2}$ km). Ebenso erleiden die Flyschfalten zwischen Tegernsee und Schliersee an zwei Parallelstörungen, die zu beiden Seiten der Gindelalm verlaufen, beträchtliche Verschiebungen. An diesen vier etwa gleichsinnig nordöstlich gerichteten Störungen findet stets ein Vordringen der östlichen Teile gegen die westlichen nach Norden statt,¹⁾ wodurch sich die gegen Osten zunehmende stärkere Aberosion des nördlichen Flyschrandes sowie der intensivere Zusammenschub erklärt und ebenso auch die durch diese beiden Faktoren bedingte allmähliche Verschmälerung der Flyschzone. In den östlichen Schlierseer Bergen ist die Flyschzone nochmals von einer Störung zerrissen, die jedoch in Nordwestrichtung verläuft. An dieser mit den Gindelalm-Störungen nach Norden konvergierenden Störung ist der östliche Teil nordwärts bewegt.

Die Bildung der Querstörungen muß in ganz enge Beziehungen zur Faltung gebracht werden, da dort, wo dieselbe intensiver ist, auch die Querstörungen an Zahl wachsen (Tegernseer Berge l. c. S. 195). Mit einer stärkeren Zusammenfaltung trat naturgemäß auch ein erheblicheres Zerreißen der Faltenbänder in der Querrichtung ein. Deutlich zeigt sich dieser Kontrast bei einem Vergleich der kalkalpinen Vorzone, wie dieselbe z. B. von AIGNER im Benediktenwand-Gebiet dargestellt ist, oder auch auf der kürzlich erschienenen Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar sowie in den angrenzenden Tegernseer Bergen mit dem in breite Falten gelegten Synklinorium, in dem die Querstörungen sehr zurücktreten und in weiten Gebieten überhaupt fehlen. Auch die weit gespannten Flyschsättel und -mulden stehen mit ihrem gleichförmigen Bau im schroffen Kontrast zu der durch zahlreiche Querstörungen stark zerhackten eng gepreßten kalkalpinen Vorzone. Nur etliche besonders stark ausgeprägte Transversalverschiebungen dringen aus den Kalkalpen in den Flysch ein und zerschneiden auch die Flyschfalten.

Die verschiedenartigen Faltungsbewegungen zu beiden Seiten der Störung am Schliersberg beweisen ebenfalls den engen Zusammenhang von Faltung und Spaltenbildung. (Der Flysch im Gebiete des Schliersees S. 212.)

Die Faltung des Flysches und seine Wanderung nach Norden, sowie das Aufreißen der Spalten und die an denselben erfolgten Verschiebungen sind gleichsam einheitliche Vorgänge. Die Spalten bildeten sich innerhalb der Flyschdecke, die

¹⁾ Dieses Vordringen östlicher Teile gegen die westlichen ist ebenso auch in den südlich sich anschließenden Kalkalpen vorhanden und wurde früher bereits zur Darstellung gebracht. (Geologische Unters. a. Geigerstein u. Fockenstein bei Lenggries m. Ber. d. Bez. z. d. benachbarten Teilen d. oberb. Alpen. Geognost. Jahresh. 1915. XXVIII. Jahrg.) Auch hierin zeigt sich die enge tektonische Zusammengehörigkeit von Kalkalpen und Flysch. — In der österreichischen Flyschzone gehören derartige, den Flysch durchfurchende, infolge von Zerrung beim Deckenvorschub entstandene Querbrüche ebenfalls zu häufigen Erscheinungen. Auch hier ist stets der östliche Teil der weiter gegen Nord bewegte. Eine Erscheinung, die zwischen Salzburg und Wien gesetzmäßig wiederkehrt und durch das Umschwenken der alpinen in die karpathische Streichrichtung verursacht wird. (K. FRIEDL: Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verhandl. d. geol. Bundesanstalt. Wien 1922. S. 132.)

eine vom Vorland und vom Untergrund unabhängige selbständige Bewegung ausführte. Daher erklärt sich auch, daß dieselben nicht ins Molassevorland und nur zum Teil in die Kreide eindringen.

Die Fragen nach dem Alter der Faltungen, Zerreißen und Überschiebung im Voralpengebiet können nur im Vorland der Alpen gelöst werden. Die gewaltige Anhäufung von Flyschgesteinen und Gesteinen der helvetischen Schichten in den obermiozänen Konglomeraten, von denen uns nur der mit den Flinkmergeln verzahnte nördlichste Teil noch erhalten ist, beweisen das obermiozäne Alter der großen Bewegungen im Voralpengebiet und geben uns gleichzeitig eine Erklärung für die eigentümliche Verstümmelung des nördlichen Flyschrandes, von dem große Teile während des Vorbrandens der Flyschdecke im Obermiozän der Erosion anheimfielen. (BODEN: Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralbl. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1922. S. 405—407. Über Konglomerate und Brekzien in den Bayerischen Alpen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 75. 1923. S. 179.)

Die von O. M. REIS hervorgehobene Tatsache, daß bei NO.—SW. gerichteten Blattverschiebungen stets der östliche Flügel nach Norden verschoben wurde,¹⁾ gilt also in dem untersuchten Flyschgebiet sowohl für die Kesselbergstörungen wie auch für diejenigen an der Gindelalm und kehrt auch in den südlich angrenzenden Kalkalpen wieder. Von der weiterhin angeführten Erscheinung, daß an den NW.—SO.-Störungen stets der westliche Flügel nach Norden geschoben wurde und der östliche nach SO. zurückliegt, bildet jedoch die Nordwest gerichtete Blattverschiebung am Schliersberg eine Ausnahme, da hier der östliche Flügel nordwärts gewandert ist.

Zur Deutung der in mehr oder minder schräger Richtung zum Streichen der Schichten verlaufenden Unregelmäßigkeiten im Schichtenbau werden von O. M. REIS longitudinale Schubwirkungen angenommen, die jedoch nicht einen eigenen von dem Südnordschub der Alpen wesentlich abgesetzten Vorgang bilden.²⁾

Ähnliche Bewegungsvorgänge nimmt neuerdings KÖLBL zur Erklärung quergerichteter Störungen in den Voralpen am Nordrande des Wiener Beckens an (Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt 1923 Nr. 10 S. 170). Querbeugungen und Querverbiegungen finden ihre Deutung durch Zusammenschub in der Längsrichtung des Gebirges. Aber auch die Blattverschiebungen, die jedoch im Gegensatz zu den Verhältnissen in Südbayern zumeist NW.—SO. streichen, werden sowohl in den Kalkalpen wie auch in den Kalkhochalpen und im Flyschgebiet nicht sämtlich als reine Zerrungsklüfte aufgefaßt, sondern scheinen in vielen Fällen steilstehende Überschiebungen darzustellen, durch die eine geringe Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges stattfand, so daß das Vorhandensein dieser Störungen in den Decken der Kalkalpen und in der Flyschzone den Schluß auf einen regional wirkenden longitudinalen Zusammenschub nahelegt. Ebenso wird eine NW.—SO. streichende Aufwölbung (Quersattel) im Flysch, auf der die Klippendecke erodiert wurde, was zur Konglomerataufhäufung im Vorland führte, mit seitlichem Falten- und Druck in Zusammenhang gebracht.

Mir scheint, daß in dem dargestellten Flysch- und auch in dem südlich sich anschließenden Kalkalpengebiet die Annahme von Zerreißen bei der Zusammen-

¹⁾ HANS KRAUSS: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geogn. Jahresh. 1913. XXVI. Jahrg. S. 140. — O. M. REIS: Über neue alpin-geologische Aufschlüsse und tektonische Folgerungen. Geognost. Jahresh. 1916/17. XXIX./XXX. Jahrg. S. 329.

²⁾ Nachträge zur Geolog. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geogn. Jahresh. 1921. XXXIV. Jahrg. S. 227—231.

faltung und von Stauungserscheinungen innerhalb und auch im Vorland der vorbrandenden Flysch-Kalkalpendecke ausreicht, um den Verlauf der in den einzelnen Gebirgsstreifen mehr oder minder zahlreichen Beugungen und Blattverschiebungen zu erklären.

Eine weitere für die Quergliederung des Flysches und der angrenzenden Kalkalpen wichtige Erscheinung darf hier nicht übergangen werden.

Bereits von AIGNER wurde der Abfall des Gebirges zu beiden Seiten der Isar bei Lenggries gegen Osten vom Brauneck und gegen Westen vom Geigerstein erkannt und staffelförmiges Absinken der Schichten gegen die Isar angenommen (Benediktenwandgebirge l. c. S. 63, 64 und 93). Später sind vom Verfasser diese Lagerungsverhältnisse durch Senkung der Faltenachsen erklärt und die allgemein verbreitete Erscheinung des Auf- und Absteigens der Faltenachsen betont (Geigerstein-Fockenstein l. c. S. 217 u. 222). Auch HAHN trägt diesen für den Gebirgsbau wichtigen Tatsachen Rechnung und hebt hervor, daß besonders das Inntal für alle Faltenwellen eine Eintiefung bedeutet.¹⁾ Neuerdings wird von KNAUER dieses Absteigen der Faltenachsen gegen das Isartal und gegen die Kochel-Walchenseesenke auf einen in Ost-Westrichtung wirkenden Faltungsdruck zurückgeführt, der in den bereits von Süd nach Nord gefalteten und überschobenen Schichten nochmals eine Querfaltung (Faltenvergitterung) hervorgerufen hat, dem die nordsüdlich gerichteten Täler ihre Hohlform verdanken. (Walchenseekraftwerk l. c. S. 50 u. 51.)

Prüft man das untersuchte Flyschgebiet daraufhin, so stellt sich das Einfallen der Faltenachsen gegen die Täler als eine allgemein verbreitete Erscheinung dar.

Die Achse der flachen Mulde am Lehenbauern-Berg liegt zwischen den Kurven 1000 und 1100 zunächst horizontal, da die Mulde gegen Osten verschwindet. Die Fortsetzung der Mulde findet sich jedoch südlich der Greilinger Alm auf der Kurve 900 und noch weiter östlich in einem isolierten Aufschluß auf der Kurve 770. Auch die Fortsetzung der mit horizontaler Achsenlage auf 1200 m am Zwiesel auftretende Sandsteinmulde wurde an der Baum-Alm auf 900 m festgestellt und senkt sich, an einer Querstörung nach Norden verschoben, bei der Waldherr-Alm auf 750 m. Ebenso erscheint die zwischen 1100 und 1000 m am Heigelkopf gelegene Spezialmulde nordwestlich der Pestkapelle zwischen den Kurven 800 und 700 wieder.

Gerade wie die Wettersteinkalk-Mulde des Benediktenwand-Gebirges bis zum Brauneck fast horizontal verläuft und dann ebenso wie die Geigerstein-Mulde am Abfall gegen das Isartal abgknickt wird, so zeigen auch die Achsen der erwähnten Flyschmulden bei anfänglich horizontaler Lage eine Abknickung am Talgehänge der Isar.

Auch die Blomberg-Mulde scheint sich infolge ihrer Verbreiterung gegen Osten nach dem Isartal zu senken. Die trichterförmigen Erweiterungen der Mulden am Hollerkopf und bei Pessenbach lassen wiederum die Achsensenkungen gegen das Loisachtal erkennen. Weniger hervortretend, aber immerhin gut wahrnehmbar ist die schräge gegen das Isartal geneigte Lage der Muldenachsen bei der Schwaiger Alm nördlich vom Rechelkopf und derjenigen nördlich vom Schweinberg auf der rechten Isarseite.

¹⁾ HAHN: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geol. Rundschau Bd. V. Heft 2. 1914. S. 141 u. 142. — Auf die ungleichmäßigen Bewegungen der Faltenachsen wies schon ROTHPLETZ in seinem Querschnitt durch die Ostalpen hin (l. c. S. 118) und ebenso wurde hier auch bereits die Ansicht, daß Eintiefungen durch Tiefenlage der Faltenachsen bedingt sein können in Bezug auf den Walchensee geäußert.

Besonders deutlich zeigt sich die Senkung der Faltenachsen gegen die Tegernseer Einmuldung. Die Mulde bei Finner (2) zieht vom Westrand des Tegernsees gegen den Kogelkopf schräg aufwärts und senkt sich südlich vom Rechelberg wieder gegen die Isar. Die beiden Mulden an der Holzer Alm (3) und bei Roßplässe (4) zeigen mit dem dazwischenliegenden Kieselkalkgewölbe und dem Spezialsattel im Steingraben dieselbe Achsenneigung gegen den Tegernsee. (Vgl. Geolog. Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches l. c.) Auch die südlichste Mulde am Semmelberg (1) steigt von Wiessee aus gegen Westen zu an. Im Osten vom Tegernsee findet sich die südlichste Mulde (1) bei der Gindelalm in einer Höhe von 1242 m und an der Querstörung gegen Süden verlagert zwischen 800 und 1000 m im Aalbach östlich von Tegernsee. Die nördlichere Mulde (2) erhebt sich vom Ufer des Tegernsees bis zu einer Höhe von 1100—1200 m am Ostiner Berg, überquert den Kreidezug und senkt sich am südlichen Abwinkelberg wieder gegen den Schliersee. (Vgl. FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. und BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees l. c.) Sehr deutlich ist infolge ihrer trichterförmigen Erweiterung die schiefe Stellung gegen den Schliersee bei der Mulde am nördlichen Rohnberg wieder ausgeprägt und ebenso zeigen die beiden schmalen Sandsteinmulden am Gschwendner Berg (1 und 2), wie auch diejenige nördlich vom Schliersberg eine östliche Achsenneigung gegen das Leitzachtal.

Die aus den Kalkalpen bereits bekannte Tatsache,¹⁾ daß die Haupttalfurchen mit der tiefsten Achsenlage der Falten zusammenfallen, wiederholt sich klar ersichtlich im Flyschgebiet. Die Senkung der Faltenachsen gegen die Haupttalfurchen hat also in unserm Alpengebiet eine regionale Verbreitung.

Das Auf- und Absteigen der Faltenachsen, welches die Querwellung der ostwestlich streichenden Falten hervorruft, setzt jedoch nicht — im Sinne von KNAUER — einen in der Streichrichtung des Gebirges erfolgten Schub voraus, sondern kann ebensowohl durch die ursprüngliche Anlage der durch nordwärts gerichteten Schub entstandenen Falten bedingt sein. — Beide Deutungen beeinflussen jedoch nicht die Tatsache, daß im Flyschgebiet nach Abschluß von Faltung und Überschiebung flache, im Kalkalpengebiet sich fortsetzende, quer zur Faltung verlaufende Einmuldungen bestanden und diesen folgen die breiten Eintiefungen vom Isartal, Tegernsee und Schliersee, deren erste Anlage also eine durch die Tektonik bedingte Erklärung findet.

Sigmoide Beugung bzw. Blattverschiebung fällt lediglich mit der Furche des oberen Weißbachtals zusammen²⁾ und dieselbe Erscheinung kehrt am Walchensee wieder. Für die übrigen bisher bekannten großen Blattverschiebungen sind keine Zusammenhänge mit der Talbildung vorhanden.

7. Bemerkungen über die Beschaffenheit und die Herkunft des Baumaterials der Flyschgesteine.

Im Gebiet zwischen Isar und Loisach und im nordwestlichen Teil der östlichen Isarflyschberge besteht die jüngere Einheit des Flysches nicht lediglich aus glimmerreichen Sandsteinen und glimmerführenden dunklen Schiefen, sondern diese für

¹⁾ An dieser Stelle mag noch darauf hingewiesen werden, daß die Falten bei Brunnbichl und Dorf Kreuth stark gegen das Weißbachtal geneigt sind und ebensowohl die Liasmulde am Silberkopf im Süden des Hirschberges gegen das obere Söllbach-Tal einfällt. (Vgl. Geolog. Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. Geogn. Jahresh. 1914. XXVII. Jahrg.)

²⁾ Tegernseer Berge l. c. S. 213.

die Sandsteingruppe charakteristischen Gesteine wechsellagern mit Kieselkalken und Zementmergeln. Die jüngere Flyschgruppe hebt sich also nicht scharf von der älteren ab, sondern entwickelt sich aus dieser durch die Einschaltung der glimmerreichen, klastischen Sedimente. Bei ganz flach eingesenkten Mulden ist die Sandsteingruppe lediglich durch die abwechselnden Glimmersandsteine, Kieselkalke und Zementmergel gekennzeichnet; sind die Mulden dagegen tiefer herabgedrückt und die jüngeren Teile der Sandsteingruppe erscheinen im Kern der Mulde, so verschwinden die Kieselkalk- und Zementmergellagen und im Inneren der Mulde finden sich nur noch Sandsteine. Die Mächtigkeit der Kieselkalkgruppe könnte etwa mit 1000 m angenommen werden, diejenige der Sandsteingruppe mit 500 m.

Die roten Flyschletten fehlen in den nördlichen Teilen des Flyschgebietes zwischen Isar und Loisach fast ganz. In den südlichen sind dieselben im Hangenden der älteren Flyscheinheit sehr spärlich vertreten; zuweilen beobachtet man auch Wechsellagerungen mit Kieselkalken. (S. 4, 8). Dieselben Verhältnisse herrschen in den nordwestlichen Flyschbergen zwischen der Isar und dem Tegernsee. In den südlichen und östlichen Teilen dieses Flyschgebietes erlangen dagegen die Flyschletten in Verbindung mit roten flaserigen Kalken und Kalkhornsteinen eine große Verbreitung und erhebliche Mächtigkeit (S. 14, 15).

Die lettigen Grenzschichten wurden also im allgemeinen dort beobachtet, wo die beiden Flyschgruppen scharf gegeneinander gesondert sind, während dieselben dort, wo die Flyschgruppen ineinander übergehen, fehlen oder sehr zurücktreten. Auch innerhalb der Kieselkalkgruppe erscheinen zuweilen die roten Letten ähnlich wie im Schlierseegebiet in den südlichen sich an die Kalkalpen schließenden Teilen (Schlierseer Flysch S. 227).

Ein gutes Kennzeichen für die Grenze zwischen den beiden Flyscheinheiten bilden außerdem mehr oder minder dicke Bänke von feinkörnigen Kalkbrekzien, die sich — besonders zwischen Isar und Loisach — in der Grenzregion fast überall einschalten. Teils noch im Verband mit den Kieselkalkgesteinen, teils auch in den tieferen Lagen der abwechselnden Kieselkalke und Sandsteine. —

Die Natur der gröberen Bestandteile der an den Kalkalpen abgelagerten Kieselkalkrandgruppe und deren Herkunft wurde bereits ausführlich geschildert (Boden: Über Konglomerate und Brekzien in den Bayerischen Alpen. Zeitschr. der D. Geol. Ges. Bd. 75 Jahrg. 1923 S. 155). Aber auch die Beschaffenheit der für die Kieselkalkrandgruppe typischen feinkörnigen Bänke und Lagen ist von Wichtigkeit, so daß es angebracht erscheint, diesen mehr Aufmerksamkeit zuzuwenden.

Die Untersuchung eines derartigen aus dem Zeiselbach beim Tegernsee stammenden Gesteins im Dünnschliff ergab folgendes Resultat:

Feinkörnige Brekzie mit reichlichem Gehalt an Kalk- und Dolomitkörnern, die teils mehr dichtes, teils mehr körniges Gefüge besitzen. Ein etwas größerer Gemengteil besteht aus typischem brekziösem Hauptdolomit. Stellenweise zeigen die Karbonate Verkieselungen. Außerdem sind Quarzkörner ziemlich reichlich eingestreut und einzelne feinkörnige Quarzite, dazu gesellen sich noch etliche dunkle Schieferfetzen. Alle Körner sind teils eckig, teils gerundet, das Bindemittel wird vorwiegend von Kalzit gebildet. Besondere Bedeutung besitzt das Auftreten von mattgrün gefärbten Körnern und Fetzen, bei denen typische ophitische Struktur erkennbar wird. Die Feldspäte sind zwar meist stark getrübt, jedoch ist die Zwillingslamellierung zum Teil wahrnehmbar. Die Grundmasse besteht aus dichtem Chlorit und Kalzit, außerdem finden sich Quarzneubildungen und skelet-

täres Erz mit Leukoxenhaut. Die Bestandteile erweisen sich also als mehr oder minder stark umgewandelte Diabase. Ein Korn zeigt ausgesprochen splitischen Habitus mit gegabelten Feldspatmikrolithen. Die Grundmasse läßt Chlorit und Kalzit erkennen. In der Hauptsache aber besteht dieselbe aus einem bräunlich schimmernden Erz in feinsten Verteilung, wie es für Melaphyr charakteristisch ist.

Andere Feinbrekzien der Kieselkalkrandfazies aus dem Tegernseer, Schlierseer und Benediktbeurer Flysch zeigen im Dünnschliff eine ganz ähnliche Zusammensetzung:

Feinkörnige Brekzie, in der einerseits karbonatische Körner und andererseits Quarz- und Quarzitkörner etwa in gleicher Menge gemischt liegen. Die Karbonatkörner zum Teil mit Verkieselungen. Schwarze Eisenerzkörner. Etliche Diabaskörner und Splitter. Ringberg, Tegernsee.

Außer den vorwaltenden kalkalpinen Komponenten reichlich Quarz- und Quarzitkörner, Glaukonitkörner. Einige mattgrüne Körner, jedoch ohne deutliche Diabasstruktur. Foraminiferenbruchstücke. Saurüssel-Graben, Tegernsee.

Kristallinische Dolomit- und dichte Kalkkörner, zum Teil eckig und zum Teil gut gerundet, vorherrschend gegenüber den zumeist kleinen Quarzkörnern, außerdem feinkörnige Quarzite. Eine Anzahl Körner von stark vererztem Diabas mit mehr oder minder gut erhaltener Struktur. Fliegeleck, Tegernsee.

Quarze und Quarzite überwiegen an Menge gegenüber den teilweise verkieselten karbonatischen Komponenten, zahlreiche dunkle Schieferfetzen. Diabase mit meist erkennbarer ophitischer Struktur. Einzelne Glaukonitkörner. Stadeltal, Schliersee.

Unter den karbonatischen Komponenten ein Korn mit kieseligen Spongienadeln. Quarze und Quarzite in den verschiedensten Größen. Viele Karbonatkörner sind unregelmäßig durchdrungen von feinkörnigen Quarzaggregaten (offenbar oberer Jura). Die in den Feinbrekzien enthaltenen isolierten Quarzitkörner gleichen in ihrer Struktur den in den Kalkkörnern wahrnehmbaren Verkieselungen. Diabaskörner mit gut erkennbaren Feldspäten. Einzelne Glaukonitkörnchen. Stadeltal, Schliersee.

Quarze und Quarzite überwiegen gegenüber den Karbonaten. Dunkle Schieferfetzen. Ein Brocken Quarzsandstein mit karbonatischem Bindemittel. Reichlich Diabaskörner, die fast alle gut erhaltene ophitische Struktur zeigen. Glaukonitkörnchen. Markgraben, Benediktbeuern.

Die wesentlichsten Komponenten dieser Feinbrekzien bestehen aus karbonatischen (Kalzit- und Dolomit-) Körnchen und aus Quarzkörnern und Splittern. Ebenso wie die groben Bestandteile (Kalke, Dolomite und Mergel) der am Nordrand der Kalkalpen abgelagerten Flyschkonglomerate mit kalkalpinen Trias- und Juragesteinen identifiziert werden konnten, bilden auch die karbonatischen Körnchen der Feinbrekzien fein zerriebenen Grus aus aufbereiteten kalkalpinen Gesteinen. Besonders reichlich scheint verkieselter und nicht verkieselter oberer Jura vertreten zu sein. Außerdem aber auch Spongienlias und Hauptdolomit. Der Quarz entstammt vorwiegend, ebenso wie die groben exotischen Gerölle, aberodierter cenomaner Überdeckung und zum Teil auch den quarzhaltigen klastischen Einlagerungen der Oberjuraneocomserie.

Die wichtigsten Gemengteile der Feinbrekzien bilden die Diabaskörner die in allen derartigen untersuchten Gesteinen sowohl aus dem Benediktbeurer

wie auch aus dem Tegernseer und Schlierseer Flyschgebiet mit großer Regelmäßigkeit nachgewiesen wurden, während in den übrigen Gesteinen der Kieselkalk- und der Sandsteingruppe derartiges eruptives Material bisher nicht aufgefunden werden konnte, so daß das Vorkommen auf die Kieselkalkrandgruppe beschränkt zu sein scheint.

Dieses Auftreten der Diabaskörner lediglich am Südsaum des Flysches deutet darauf hin, daß dieselben zusammen mit den Kalk-Dolomit- und Quarzkörnchen aus kalkalpinem Gebiet herzuleiten sind.

Außerdem liegt der Schluß nahe, die Diabaskörnchen in Zusammenhang zu bringen mit den im oberen Jura aufgedrungenen Diabasen, die einen wesentlichen Bestandteil der an der Überschiebungsfläche von Flysch und helvetischer Kreide eingeklemmten Schubfetzen bilden.

Stellt man sich, ehe der Flysch zur Ablagerung kam, einen aus vormesozoischen Gesteinen bestehenden Nordrand der ostalpinen Geosynklinale vor, auf dem das ostalpine Mesozoikum nur noch stellenweise eine dünne nach Norden auskeilende Decke bildete und in diesem nördlichen Randgebiet zur Zeit des oberen Jura die Austritte von Diabaseruptionen, so konnten durch Verfrachtung vom Wasser die kleinen Diabaskörner den oberjurassischen Sedimenten zugeführt werden, die so weit südlich lagen, daß dieselben von den Flyschablagerungen später nicht überdeckt wurden. Bei der Einsenkung und Zufüllung des Flyschtroges gelangten diese Diabaskörner dann durch Umlagerung während der älteren Flyschperiode mit dem Trias-, Jura- und Cenomanmaterial in die Kieselkalkrandgruppe.

Zu vermuten wären derartige eruptive klastische Beimengungen im Kalkalpengebiet am ehesten in den Kalkbrekzien und sandigen Lagen, die am äußersten Nordrand der oberbayerischen Kalkalpen in der Oberjura-Neocomserie eingeschaltet sind.

Im Gebiet zwischen Tegernsee und Isar, nahe der südlichen Flyschgrenze im Saurüssel- und Scheibengraben, sowie in den Gräben nördlich vom Fockenstein bestehen diese klastischen Lagen vornehmlich aus kalkalpinem Grus und Quarzkörnern.¹⁾ Außerdem ist aber auch überall ein dunkelgrünes Mineral, das schon länger die Aufmerksamkeit erregt hat, von ganz feinkristalliner schuppig-blättriger Beschaffenheit und deutlicher Doppelbrechung beigemischt. Die chemische Analyse ergab ein Silikat mit viel Eisen, wenig Aluminium und reichlichem Magnesiumgehalt, außerdem Spuren von Kalzium. Im Dünnschliff zeigt sich dieses Mineral oft in zahlreichen mattgrünen Körnern mit ganz schwacher Doppelbrechung und Serizitschuppen. Die Feststellungen deuten darauf hin, daß es sich um ein Mineral

¹⁾ Geolog. Untersuch. am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries I. c. S. 211—215 u. 231. — Dieselben sandigen und brekziösen Lagen finden sich in der Oberjuranecomserie bei Schliersee und neuerdings sind dieselben von RICHTER auch im Allgäu nachgewiesen. Außerdem zeigen hier die Beobachtungen von RICHTER, daß die Trias und Juragesteine am Nordrand der Kalkalpen genau dieselben Veränderungen aufweisen wie in Oberbayern. Die starken Mächtigkeitsabnahmen von Hauptdolomit und Wettersteinkalk, sowie das Verschwinden der Oberrhätkalke und der Plattenkalkfazies im oberen Hauptdolomit kehren wieder. Dem Wettersteinkalk sind außerdem schiefrige, brekziöse und sandige Bänke eingeschaltet und die Kössener Schichten fehlen häufig ganz. Außer den Oberjuraschichten, in denen keine Radiolarite auftreten, zeigen auch die Fleckenmergel (Liasdogger) starke Mächtigkeitsabnahmen gegen Norden und Einlagerungen von Brekzienbänken. Ebenso wie früher in Oberbayern wird dieses Litoralwerden der Sedimente im Norden durch Beeinflussung von nördlich vorgelagertem Festland (Geantiklinale) gedeutet. Die kristallinen Schollen im Rettenschwangtale sind Reste dieses Emporstauchens der Gesteine aus dem tieferen Untergrunde der Kalkalpen. — (MAX RICHTER: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt 1923, S. 162—170.)

von chloritartiger Zusammensetzung und Beschaffenheit handelt, dessen Ursprung nicht sedimentär sein kann, sondern eruptiver Natur sein muß. Die Wahrscheinlichkeit ist also sehr groß, daß ein verändertes, nicht mehr kenntliches diabasisches Material vorliegt.

Diabaskörner mit gut erhaltener Struktur wie diejenigen der Kieselkalkrandgruppe gelang es bisher nicht in den oberjurassischen Sedimenten nachzuweisen. Auf die Körner in den nahe der Oberfläche gelegenen klastischen Oberjuraneocomschichten wirkte eben eine intensivere Verwitterung ein, während die in den Flysch verfrachteten unter mächtigerer Überdeckung ihre Struktur bewahrten. Auch die starken Verkieselungserscheinungen in den Oberjuraneocombrekzien, welche die Flyschfeinbrekzien in viel geringerem Umfang zeigen, deuten auf weitergehende Veränderungen der ersteren hin.

Der einzige Hinweis, daß die an der Überschiebungsbahn des Flysches über die helvetischen Schichten auftretenden Schubfetzen mit inneralpinen Gesteinen zu einer Decke zu vereinigen wären, bestand in den reichlich vorhandenen Diabasen, die im ostalpinen Mesozoikum nur ganz unbedeutende Verbreitung besitzen (Zeitschrift der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1923 S. 176). Die enge Verknüpfung der Diabase mit ostalpinen Gesteinen, die im ostalpinen Flysch sicher vorhanden und im ostalpinen Oberjuraneocom wahrscheinlich ist, macht die Annahme eines Zusammenhanges mit den inneralpinen mesozoischen Ophiolithen nicht notwendig. Dieselben gehören vielmehr dem ostalpinen Bereich an und zwar dessen Nordrande, in dem über dem vormesozoischen Untergrunde nur eine dünne kalkalpine Decke vorhanden war und lediglich die südlichsten Ausläufer dieser submarinen Eruptionen gelangten als kleine verfrachtete Körner in die klastischen Bildungen der Oberjuraneocomschichten und durch Umlagerung mit dem übrigen kalkalpinen Material in die Kieselkalkrandgruppe.

Die nunmehr am Nordalpenrande vorliegenden Beobachtungen stützen in keiner Weise die Annahme, daß zwischen helvetischem und ostalpinem Becken noch eine eigene Gesteinswelt als gesonderter Ablagerungsbereich mit selbständiger (leontinischer) Fazies vorhanden war, sondern lediglich eine zum Teil mit ostalpinen mesozoischen Gesteinen überdeckte Aufwölbung des kalkalpinen Untergrundes, der Detritus für das Flyschmeer lieferte und dessen Ausdehnung in der jüngeren Flyschperiode sich erheblich erweiterte, so daß bei seiner Zerstörung die gewaltigen Schuttmassen aus Quarz und Glimmer der Sandsteingruppe hervorgehen und im Flyschtrog aufgehäuft werden konnten (Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 173, 174).

Nachfolgende Dünnschliffbeschreibungen beziehen sich auf derartige klastische Gesteine des oberen Jura und des Neocom:

1. Feinkörnige Kalkbrekzien.

Körner aus dichten und feinkristallinen Kalken. 1 Korn mit *Calpinella alpina*.

2 Körner Lias-Spongienkalke. Mattgrünes chloritisches Mineral. Quarzkörner und Körner von Quarzaggregaten. Scheibengraben, Tegernsee.

Meist Körner aus dichtem Kalk, oft ganz erfüllt von *Calpionella alpina*, rote Hornsteine mit Radiolarien. Zahlreiche durch Kalkspat verheilte Zertrümmerungsrisse. Saurüssel-Graben, Tegernsee.

Körner aus dichtem und kristallinem Kalk. 1 Korn aus einem an Quarzkörnern sehr reichem Kalk. Quarzkörner und Splitter. Einzelne Körner des chloritischen Minerals. Bindemittel aus Kalzit stark hervortretend. Scheibengraben, Tegernsee.

1 Korn Spongienlias mit zahlreichen Kieselnadeln. Kalk mit Radiolarien. 1 Korn reich an *Calpionella alpina*. 1 Korn chlorit. Min. Verkieselter Schalenrest. Die Körner sind ohne Bindemittel aneinandergefügt. Gscheigraben, Fockenstein.

2. Stark verkieselte Feinbrekzien.

Vorherrschend Körner aus dem chloritischen Material, außerdem Körner aus dichtem und körneligem Kalk, die sämtlich gut gerundet sind und die zusammen mit etlichen Quarzkörnern in sehr reichlich vorhandenem körnigem und büscheligem Chalzedonbindemittel schwimmen, ohne sich gegenseitig zu berühren.

Scheibengraben, Tegernsee.

Vorherrschend ist das chloritische Material, außerdem kleine gerundete ganz dichte Kalkkörnchen. Rote Hornsteinetzen. Quarzkörner und Splitter. Meist klein-körniges Chalzedonbindemittel. Zahlreiche Kalkpatrisse.

Scheibengraben, Tegernsee.

Chloritische Körner reichlich, dichte Kalkkörnchen, Quarzkörner eingeschlossen in einer stark hervortretenden Grundmasse aus körnigem und büscheligem Chalzedon, die oft in verschiedenen Richtungen von Kalzitadern durchzogen ist, so daß wabenförmige Texturen entstehen.

Scheibengraben, Tegernsee.

Stark verkieselte Feinbrekzie. Das Bindemittel völlig, die klastischen Bestandteile vorwiegend silifiziert. Die ursprünglich feinkörnigen Kalzitgemengteile sind in feinkörnigen Chalzedon und das ursprünglich gröberkörnigere Bindemittel in büscheligen Chalzedon umgewandelt. In einzelnen mehr oder minder stark silifizierten Kalkkörnchen sind Durchschnitte von kieseligen Spongiennadeln wahrnehmbar. Reste des ursprünglichen Kalzit lassen Einschlüsse von *Calpionella alpina* erkennen. Erhebliche tektonische Zertrümmerung, da ein Gewirr durch Kalkspat verheiliter Risse, Körner und Bindemittel als jüngste Bildung durchschneiden.

Rautbach, Hohenschwangau.

3. Sandige Kalke zum Teil verkieselt.

Stellenweise verkieselter Kalk mit reichlich *Calpionella alpina* und Beimengungen von Quarz- und chloritischen Körnern. Eine kieselige Spongiennadel im Längsschnitt.

Scheibengraben, Tegernsee.

Dichter Kalk mit Verkieselungen. Einzelnen Glaukonitkörnern, Quarz- und chloritischen Körnern.

Scheibengraben, Tegernsee.

Im wesentlichen bestehen die klastischen Einlagerungen der Oberjura-Neocomschichten am nördlichsten Rande der Kalkalpen aus aufbereitetem kalkalpinem, nahe seinem Ursprungsort abgelagertem Material und zwar ganz vorwiegend aus oberjurassischem Gestein. Aber auch gut erkennbarer Spongienlias ist verschiedentlich beigemischt. An fremden Bestandteilen führen die Feinbrekzien mehr oder minder reichlich Quarzkörner und oft in großer Menge die Körner aus chloritischem Material. Auch in den oberjurassischen Kalken sind die letzteren vielfach als Einschlüsse enthalten. Die Quarzkörner entstammen dem nördlich hervortauchenden vormesozoischen Untergrunde der Kalkalpen und die chloritischen Körner sind in Zusammenhang zu bringen mit den Diabaseruptionen am Nordrande der ostalpinen Geosynklinale.

Auffallend ist die oft starke Anreicherung von Kieselsäure in diesen klastischen Oberjura-Neocomlagen. Zum Teil ist dieselbe noch als Opal vorhanden, tritt jedoch zumeist als büschelig-körneliger Chalzedon auf und stellenweise ist der Umstehungs-

prozeß der gelförmigen Kieselsäure auch bis zum Quarz vorgeschritten. Von der Verkieselung wurde wohl zunächst das ursprünglich vorhandene kalzitische Bindemittel ergriffen und teilweise die durch Kalzit verheilten Sprünge, sehr häufig aber auch in weitem Umfang die Karbonatkörner und die Körner aus chloritischem Material.

Nach Abschluß des Manuskripts konnte noch eine Feinbrekzienlage aus dem Neocom des Aalbaches, östlich vom Tegernsee, untersucht werden, die östlich der Zahl 935 bei der Aalbach-Alpe ansteht. Mehrere Dünnschliffe zeigten folgende Zusammensetzung:

1. Vorherrschende Bestandteile: Dichte Kalkkörner zum Teil mit *Calpionella alpina*, dunkle schmutzige Fetzen mit meist kalzitisierten Spongien (1 Korn mit zahlreichen Querschnitten von kieseligen Spongien), kristallinische Kalzit- oder Dolomitmörner, Körner von Quarz und Quarzaggregaten. Außerdem ein länglicher aus Muskovit und Quarz bestehender Glimmerschieferfetzen, 1 Gneiskorn aus Quarz, Biotit, Orthoklas und Oligoklas, 1 serizitisierte Orthoklas mit etlichen Einschlüssen eines grünen, stark pleochroitischen, optisch negativen Minerals (Pennin), 1 verkieselter Echinodermenrest. Verkieselungen sowohl in den Kalkkörnern wie auch in den reichlichen Kalzitneubildungen des Bindemittels.

2. Vorherrschende Bestandteile wie im ersten Schliff. Ferner einzelne Körner des chloritischen Minerals, darunter 1 lichtgrünes mit schwacher Andeutung einer Gitterstruktur, 1 größerer Fetzen aus Muskovitschuppen, 1 serizitisiertes Feldspatkorn, Echinodermen- und Schalenreste.

3. Dieselben vorherrschenden Bestandteile. Unter mehreren lebhaft grün gefärbten chloritischen Körnchen tritt besonders ein etwas größeres mit sphaerolithischer Struktur (spilitähnlich) hervor, einige serizitisierte Feldspatkörner, etliche aus Glimmerschuppen bestehende Körner.

Die wesentlichsten Komponenten der Feinbrekzien aus den westlichen Tegernseer Bergen kehren auch in diesen Gesteinen wieder. Vorherrschend sind die oberjurassischen und liassischen Gemengteile, die kristallinischen Karbonatkörner deuten auf Hauptdolomit hin, auch die wichtigen chloritischen Körner sind vorhanden. Zu den Quarzkörnern gesellen sich noch Glimmerschiefer, Gneis und Feldspäte, welche die Nähe des vormesozoischen Untergrundes unzweifelhaft machen.

Außer den Feinbrekzien der Kieselkalkrandgruppe wurden im Vorhergehenden häufig Feinbrekzien erwähnt, die sich als mehr oder minder mächtige Bänke in der Grenzregion der beiden Flyschgruppen einstellen. Die Zusammensetzung derselben sollen nachstehende Dünnschliffbeschreibungen erläutern:

Unter den die Feinbrekzie aufbauenden Bestandteilen zeigen sich solche von dichten Kalken mit einzelnen Spongiennadeln und Quarzkörnchen. In anderen Kalkkörnern reichern sich die Quarzkörnchen an, so daß sandige Kalke mit Spongiennadeln sowie etlichen Glaukonitkörnern entstehen. Dazu gesellen sich unreine Kalke mit Kohlenstäubchen, reichlichem Gehalt an Quarzkörnern, Glaukonit und Spongien, stellenweise auch Foraminiferenbruchstücken. Häufig sind die Kalke unregelmäßig durchdrungen von Kieselsäure und Eisenerz. Alle diese mehr oder minder stark von organischem und klastischem Material sowie von Glaukonit, Eisenerz und kieseligen Neubildungen erfüllten, etwa zwei Drittel der Gesamtmasse des Gesteins ausmachenden Körnchen, sind typische, durch Aufbereitung zusammengetragene Gesteine der

Kieselkalkgruppe des Flysches. Als weiterer wesentlicher Gemengteil findet sich Quarz in eckigen und gerundeten Körnern. Ferner Glaukonitkörner, Foraminiferen in Bruchstücken und ganzen Gehäusen, einzelne Echinodermenreste.

Merkwürdigerweise wurde ein Korn festgestellt von melaphyrartigem Habitus mit deutlichen zwillingslamellierten Feldspäten und starker Pyritimprägation in der Grundmasse, so daß deren Natur nicht kenntlich war.

Enzenauer Berg, Heilbrunn.

Die karbonatischen und karbonatisch-sandigen Komponenten treten gegenüber den Quarzkörnern stark zurück. Ein Korn eines schmutzigen Kalkes mit Kohlenstäubchen zeigt in großer Menge kalzitisierte Spongiennadeln und daneben durch die Wanderung der SiO_2 entstandene Verkieselungen. Ein stark verzerrter Gneisfetzen. Braune Biotitschuppen. Pyrit. Glaukonit. Bindemittel aus Kalzit bestehend.

Enzenauer Berg, Heilbrunn.

Teils dichte, teils feinkristallinische oder mehr sandige Flyschkieselkalkkörner. Oft frei, oft mehr oder minder stark von in Kalzit umgewandelten Spongiennadeln erfüllt. Einzelne graugrünliche schmutzige Flyschfetzen ganz durchsetzt von einem Haufwerk längs- und quergestellter Spongiennadeln und von Eisenerz Neubildungen. Quarz- und Flyschkieselkalkkörner etwa in gleicher Menge. Foraminiferen, Glaukonitkörner. Außerdem ziemlich große Blättchen, die nach ihrem Pleochroismus von tiefgrün zu hellgelb bei glimmerähnlicher Doppelbrechung als Glaukonit angesprochen werden. Der Charakter des Minerals konnte nicht bestimmt werden. (ROSENBUSCH, Physiographie der Mineralien I. 2.)

Schellengraben, Heilbrunn.

Etwas feinkörnigeres Gemenge von Quarz und zumeist schmutzigen Kieselkalken. 1 gröberer Fetzen reich an Spongiennadeln und einzelnen Glaukonitkörnern. Auch die kleineren Kieselkalkkörner lassen Spongiennadeln, Quarz- und Glaukonit erkennen. Im Gestein findet sich Glaukonit in Körnern und Blättchen. Außerdem grünlich-bräunlicher Biotit mit Rutilnadelchen und Leukoxen.

Schellengraben, Heilbrunn.

Abweichend von den Feinbrekzien der Kieselkalkrandgruppe werden diese Brekzien an der Grenze der beiden Flyscheinheiten vorwiegend aus Fetzen und Körnern von Flyschkieselkalk aufgebaut. Es sind also Verlandungen am Ausgang der jüngeren Flyschperiode anzunehmen, die zu einer Aufbereitung der Kieselkalkgesteine führte und eine schwache Ungleichförmigkeit zwischen beiden Flyschgruppen hervorriefen.¹⁾ Eine Diskordanz, die während der Danien-Untereozänzeit sich über weite Teile der Flyschzone erstreckte und zur vorübergehenden Trockenlegung beträchtlicher Randsenkenteile führte, wie besonders von KOCKEL²⁾ bei seiner umfassenden Darstellung der mannigfachen Entwicklungsgeschichte des nördlichen Ostalpengebirges während der Kreideperiode hervorgehoben wird (vgl. S. 15, 16).

Die Beimengungen von Quarz, Glimmer und Gneis deuten auf Beeinflussung von nördlich vorgelagertem, aus älteren Gesteinsarten bestehendem Festland hin, während die Herkunft des einzelnen Kornes von melaphyrartigem Habitus unsicher bleibt. —

¹⁾ HAHN: Einige Beobacht. i. d. Flyschzone Südbayerns I. c. S. 534. — Tegernseer Berge I. c. S. 18. — Tekton. Fragen im oberb. Voralpengebiet I. c. S. 373. — Über Konglomerate und Brekzien I. c. S. 174, 175.

²⁾ Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitteilungen d. Geolog. Ges. in Wien. XV. Bd. 1922. S. 133, 148, 149, 164.

In einer neueren Abhandlung kommt AMPFERER¹⁾ zu dem Resultat, daß die gewaltigen Schuttmassen der Molasse und des Flysches von den Alpen scharf getrennt sind und nicht von diesen hergeleitet werden können, sondern dieselben müssen von Gebirgswällen stammen, die zwischen ihren Bildungsbereichen und dem heutigen Alpengebiet lagen und jetzt durch Überschiebung verhüllt sind.

Das genaue Studium des Schuttmaterials von Flysch und Molasse und dessen ungeheure Anhäufung muß zweifellos zu dem Schluß führen, daß dasselbe sicherlich „jeder Verbindung mit dem Alpenkörper entbehrt“ und sich „keine dazu passenden Ursprungsstätten in den heutigen Alpen entdecken lassen“.

Für die tiefere Flyscheinheit bedarf diese Annahme jedoch einer gewissen Einschränkung. Die Kieselkalkgruppe entbehrt in den südbayerischen Alpen bis zur Wertach nicht der Verbindung mit dem Alpenkörper. Grober Block- und Grobschutt wie auch feiner Grus und umgelagerter Mergel aus den Kalkalpen und deren cenomaner Überdeckung bauen vorwiegend die südlichsten Teile der tieferen Flyscheinheit auf und bestehen im wesentlichen aus streng lokalen, den Cenomanablagerungen sehr ähnlichem Schuttwerk, das als Randfazies der Kieselkalkgruppe am Kalkalpenrande sich bildete.

Die fremdartige und vornehmlich nicht alpine Beschaffenheit des Molassematerials besteht im Vorland der südbayerischen Alpen auch nur für die Oligozänmolasse, nicht aber für die Obermiozänmolasse, in der tatsächlich ganz erhebliche Mengen von echtem alpinem Hochgebirgsschutt aufgehäuft liegen. Mit den Flinzmergeln verzahnt finden sich an deren Südrande die geringen, bereits durch starke Geröllauslese gekennzeichneten Reste der gewaltigen Massen von jungtertiärem Abtragungsschutt, der den Bereich der Oligozänmolasse ehemals überdeckte. Die schwache Beteiligung eigentlicher kalkalpiner Gesteine an den ganz vorherrschend den Vorbergen (Flysch und Helvetikum) entstammenden Geröllen aus nur sehr widerstandsfähigem Material in diesen erhalten gebliebenen nördlichsten Ausläufern der großen alpinen Schuttmassen ist dadurch zu erklären, daß dasselbe infolge der längeren Transportwege und geringeren Härte verloren ging (Centralblatt 1922, S. 402—408).

Nicht erst im Diluvium, sondern bereits in der obermiozänen Molasse finden wir also eine Ablagerung, die eine enge Schuttverknüpfung und Sedimentärverwandtschaft mit den Alpen zeigt, wenn auch die Verbindung mit den Ursprungsgebieten durch spätere Erosion unterbrochen wurde, und diese Schuttanhäufungen müssen mit den letzten großen alpinen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden, wodurch die gewaltige Transportkraft des Wassers seine Erklärung findet, welche die Schotter über die gesamte fremdartig zusammengesetzte, noch nicht in Falten gelegte Oligozänmolasse so weit nördlich vorgestoßen hat.

Der jungtertiäre Hochgebirgsschutt braucht nicht durch Überschiebung verhüllt zu sein. Er lag im bayerischen Voralpenland in großen Mengen und weit nach Norden reichend als mächtige Schuttmassen vor den Alpen.

Auch KOCKEL kommt zu dem Schluß, daß das Heimatgebiet des oberbayerischen Flysches am Nordrand der Alpen zu suchen sei, wo Gesteine des tieferen Untergrundes der Abtragung ausgesetzt waren, die später durch Überschiebung verhüllt wurden. (Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit l. c. S. 124.)

In den östlichen Ostalpen wird eine in Hebung und Abtragung begriffene Emporwölbung des tieferen Untergrundes angenommen, die jedoch keine hohe ge-

¹⁾ Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt. 1923. 73. Bd. S. 121.

schlossene Kette, sondern eine Reihe flacher Inseln bildete, die sich zwischen obercretacisch-eozäner Randsenke und den Kalkalpen einschaltete. Diese Zone autochthoner obercretacischer Randmassive lieferte nach Norden den groben und feinen Schutt für den Flysch und nach Süden werden die Gosauschichten beeinflusst. Lediglich im oberen Campanien fiel diese Schranke zwischen Gosau- und Flyschmeer. Die Massive wurden vom Wasser überflutet (l. c. S. 145—147). Die westliche Fortsetzung der Zone autochthoner kristalliner Randmassive der östlichen Ostalpen bildet der rumunische Rücken, der also in Südbayern auch zwischen Kalkalpen und Randsenke gelegen und Schlamm, Sand und Konglomeratmaterial in das Flyschmeer geliefert hat, bis derselbe ebenso wie die autochthonen obercretacischen Randmassive der östlichen Ostalpen von den kalkalpinen Decken überfahren wird und so verhüllt seinen Einfluß auf die Randsenkensedimente verliert (l. c. S. 159).

Die nunmehr von der Salzach bis zum Allgäu erkannte tektonische und sedimentäre Verschweißung von Flysch und Kalkalpen,¹⁾ sowie die genauere Untersuchung der Bestandteile der südlichen Randzone des Flysches (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 155) — die damals noch nicht fertiggestellt waren — (Ostalpen zur Kreidezeit l. c. S. 124) zwingen jedoch dazu, den Lieferungsbereich von Schutt für das Flyschmeer in Südbayern weiter nördlich zwischen Flysch und helvetische Kreide zu verlegen.

Die Dürnbachbrekzien und andere Schubsplitter an der Überschiebungsbahn des Flysches können nicht von einem Rücken stammen, der zwischen Kalkalpen und Flysch lag (l. c. S. 122), da sie ja im nördlichen Randgebiet vom Flysch auftreten und daher ihr Ursprung auch im nördlichen Untergrunde des Flysches gesucht werden muß.

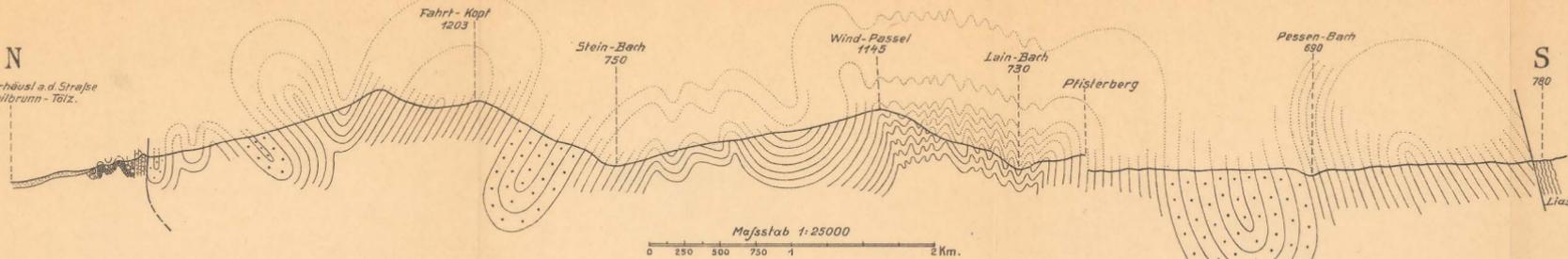
¹⁾ RICHTER: Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922 S. 242. — BODEN: Das. 1922 S. 372.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Der Verlauf der südlichen Flyschgrenze	1
2. Das südöstliche Feld der Flyschzone	4
3. Das nordwestliche Feld der Flyschzone	7
4. Der Faltenbau des Flysches im Osten vom Isartal	14
5. Die Beziehungen des Flysches zu den helvetischen Ablagerungen	20
6. Zum Bau der Flyschzone zwischen dem Murnauer Moos und dem Leitzachtal	24
7. Bemerkungen über die Beschaffenheit und die Herkunft des Baumaterials der Flyschgesteine	28

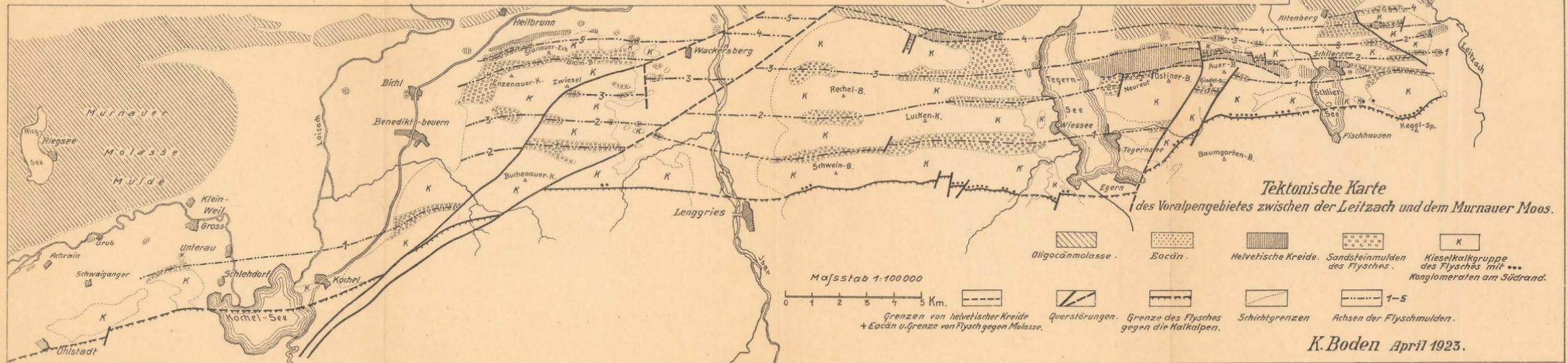
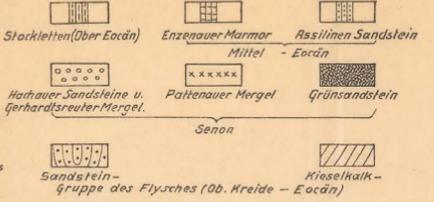


N
Bierhöf a. d. Strasse
Heilbrunn - Tölz.



Mafsstab 1:25000
0 250 500 750 1 2 Km.

S
780

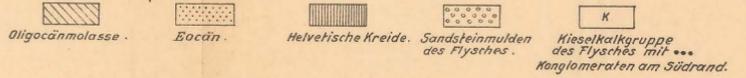


Tektonische Karte
des Vorarlpengebiets zwischen der Leitzach und dem Murnauer Moos.

Mafsstab 1:100000

0 1 2 3 4 5 Km.

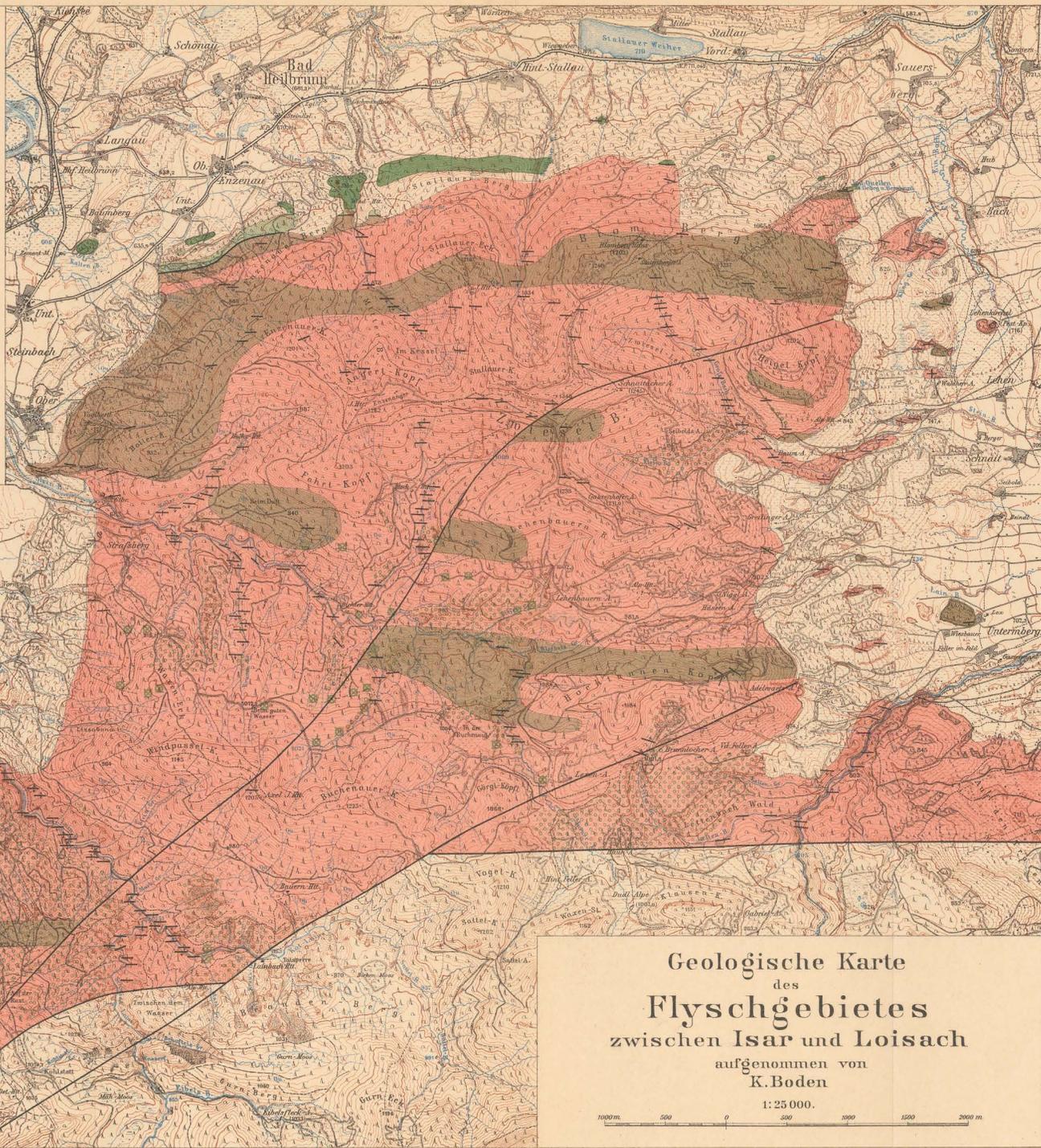
Grenzen von helvetischer Kreide + Eocän u. Grenze von Flysch gegen Molasse. Querstörungen. Grenze des Flysches gegen die Kalkalpen. Schichtgrenzen. Achsen der Flyschmulden.



K. Boden April 1923.

Zeichen - Erklärung

-  Moränendecke des Flysches
 -  größere zentralalpine Blöcke
 -  Eocän
 -  Senon
 -  Sandstein
 -  Kieselkalk
 -  Schichtgrenzen
 -  Störungslinien
- } Gruppe des Flysches



Geologische Karte
 des
Flyschgebietes
 zwischen Isar und Loisach
 aufgenommen von
 K. Boden

1:25 000.

1000m. 500 0 500 1000 1500 2000 m