

Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Focken- stein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen.

Von

Dr. K. Boden.

(Mit 5 Textbildern und 2 Tafeln.)

Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahreshften 1915. XXVIII. Jahrgang.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1916.

Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen.

Von

Dr. K. Boden.

(Mit 5 Textbildern und 2 Tafeln.)

I. Teil.

Vorwort.

Schon im Jahre 1912 führten mich mehrere Exkursionen in das interessante und so gut wie ganz unbekanntes Gebiet des Geigersteins und Fockensteins. Infolge von anderweitiger Tätigkeit konnte jedoch sowohl in diesem wie auch im nächsten Jahre nur wenig Zeit für die Aufnahmen verwandt werden. Im Sommer 1914 sollte nun eigentlich die Karte fertiggestellt werden. Dieses wurde jedoch völlig unmöglich, da infolge des Kriegszustandes nur ein ganz geringer Urlaub gewährt werden konnte. Erst im Juni und Juli 1915 war es möglich, die Aufnahmen während mehrerer Wochen weiter zu führen und erheblich zu fördern.

Dadurch haben sich soviel Beobachtungen aneinandergereicht, daß es mir zweckmäßig erscheint, dieselben als vorläufigen Bericht über die Aufnahmen zu publizieren, wobei indessen keineswegs beabsichtigt ist, auf alle durch die Kartierung angeregten Fragen bereits jetzt einzugehen.

Die spezielle geologische Karte soll im Zusammenhang mit dem südlich angrenzenden Gebiet des Roßsteins, des Schönberges und der Seekarspitz publiziert werden.

Durch die Aufnahme des Gebietes um den Geigerstein und Fockenstein ist die Neubearbeitung der kalkalpinen Vorberge zwischen Loisach und Leitzach zum Abschluß gebracht. Es lag daher nahe, nunmehr nach den tektonischen Zusammenhängen in dieser kompliziert gebauten Zone zu forschen.

Sehr eingehend mußte nun auch auf die Ausführungen von Herrn Dr. F. HAHN¹⁾ eingegangen werden, die in der Arbeit über die Tegernseer Berge (Geogn. Jahresh. 1914) nicht mehr berücksichtigt werden konnten. Die Arbeit von HAHN bildet den ersten Versuch, den geologischen Aufbau des nördlichen Randes der bayerischen Kalkalpen auf Grund der neueren Aufnahmen in großzügiger Weise zu erklären und enthält eine Menge neuer Anregungen und Ideen, die von dauerndem Wert bei der weiteren Durchforschung dieser Gebiete bleiben werden.

¹⁾ Ergebn. neuer Spezialf. i. d. Deutschen Alpen. Geol. Rundschau Bd. V, Heft 2. 1914.

Für die Ausführung der Aufnahmen waren mir von der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften Mittel zur Verfügung gestellt, wofür ich an dieser Stelle nochmals meinen Dank zum Ausdruck bringe.

Vor allem möchte ich nicht versäumen, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ROTHPLETZ, für die Gewährung von Urlaub, sowie Herrn Oberbergrat Dr. REIS für sein Entgegenkommen bei der Publikation der Arbeit in den Geogn. Jahreshften bestens zu danken.

Das Gebiet des Geigersteins und Fockensteins.

I. Tektonik.

In den Tegernseer Bergen konnte am südlichen Ringberge zwischen Schärffen und dem Windberge eine wichtige tektonische Leitlinie festgelegt werden, durch welche eine schmale kalkalpine Vorzone abgetrennt wird, die sowohl in bezug auf die äußerst komplizierten tektonischen Verhältnisse wie auch durch die Ausbildung der Schichten von den südlich angrenzenden Faltenzügen nicht unerheblich abweicht.

Die Fortsetzung der Ringberg-Linie läßt sich gegen Westen zu leicht feststellen. Sie zieht am Nordabhang des Kampen südlich des Hirschberg-Sattels durch, kreuzt südlich der Sticker Alm zweimal das Hirschbachtal und verschwindet NO. von Tradln bei Mühlbach unter den diluvialen Talschottern des Isartales. Dieselbe mag als Hirschbach-Störung bezeichnet werden. Von dieser Störung im Süden und der südlichen Flyschgrenze im Norden wird eine Zone eingeschlossen, welche dem Ringberg-Gebiet in den Tegernseer Bergen entspricht.

Ganz ähnliche Unterschiede wie am Tegernsee und im Weissachtale machen sich auch zwischen der kalkalpinen Vorzone der Lenggrieser Berge und dem südlich angrenzenden Gebiete bemerkbar, nur gestaltet sich der geologische Aufbau der Vorzone im Osten von Lenggries ungleich mannigfaltiger wie am Ringberge.

Dieselbe umfaßt das Gebiet um den Geigerstein und Fockenstein und besitzt etwa eine Breite von $2\frac{1}{2}$ —3 km. In dieser verhältnismäßig schmalen Zone finden sich sämtliche Formationen vom bunten Sandstein bis zu den Ablagerungen der älteren Kreide.

Im wesentlichen ist auch hier, gerade wie am Ringberge, der tektonische Aufbau durch stehende, eng aneinander gepreßte, ostwestlich streichende Falten charakterisiert. Die sattelförmigen Aufwölbungen werden zumeist von den Triasgesteinen gebildet, zwischen denen sich synklinal gelagerte Jurabänder einschalten. Während jedoch am Ringberge die Sattelzonen lediglich aus Hauptdolomit und Raiblern bestehen, beteiligen sich in den Lenggrieser Bergen auch die älteren Triasglieder, Buntsandstein, Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk, an der Zusammensetzung der ausstreichenden sattelförmigen Aufpressungen. Der südliche Schub hat hier also stellenweise viel intensiver gewirkt als wie im Osten.

Gerade das Auftreten des Muschelkalkes und Wettersteinkalkes verleiht dem Gebirgszuge sein charakteristisches Gepräge, da sich die dickbankigen bis massigen Kalke von den umlagernden weicheren Schichten stark abheben und die höchsten Erhebungen aufbauen. Diese werden vom Fockenstein und Geigerstein gebildet und stellen eine sattelförmige Aufbruchszone dar, deren steil mit 75° einfallende Schenkel nach unten zu konvergieren und deren Sattelfirst zu einer mehr oder minder flachen Mulde eingebogen ist, so daß im Scheitel des Gewölbes eine

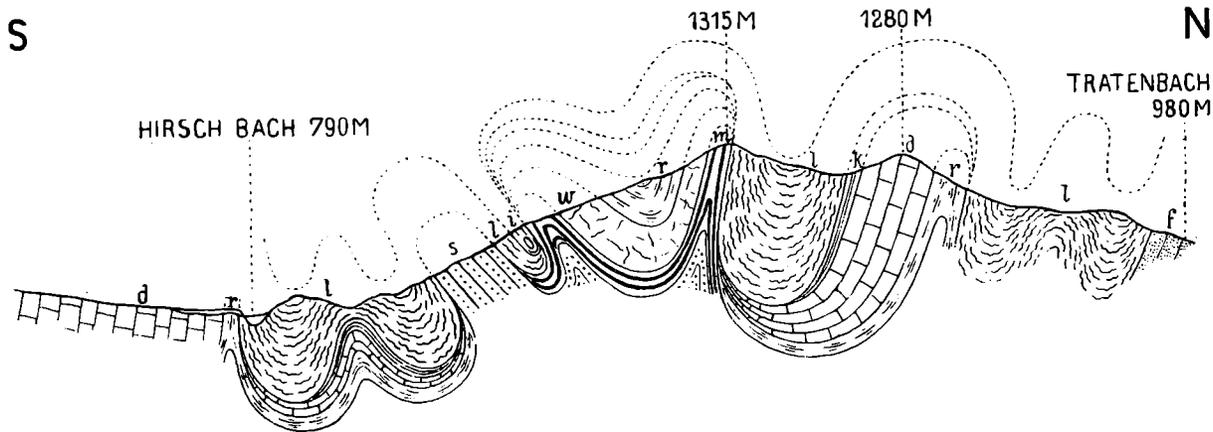
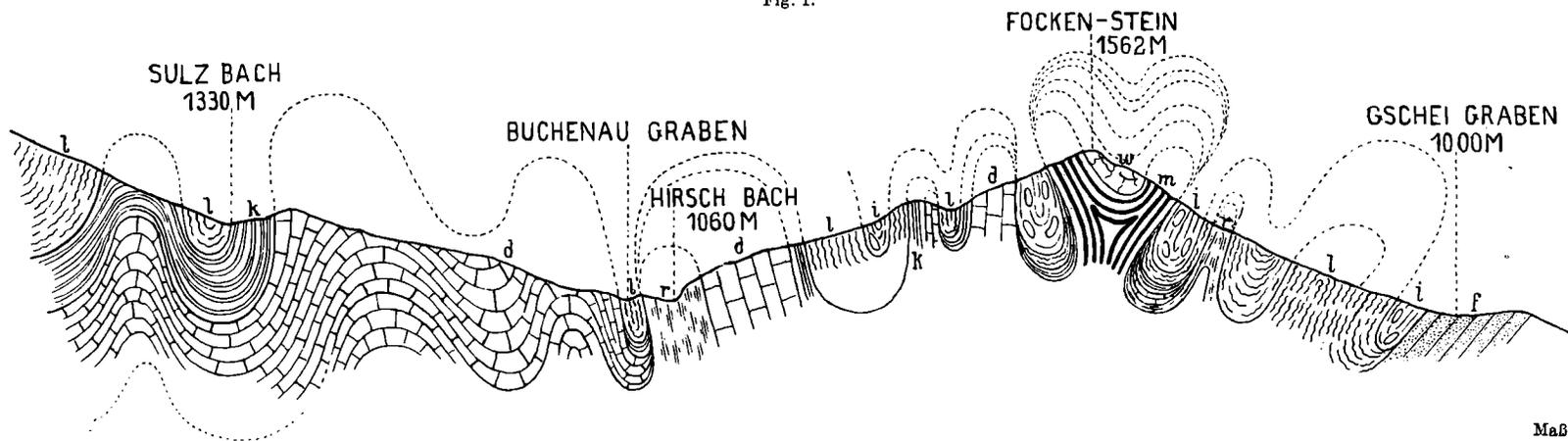


Fig. 1.



Maßstab 1 : 25 000.

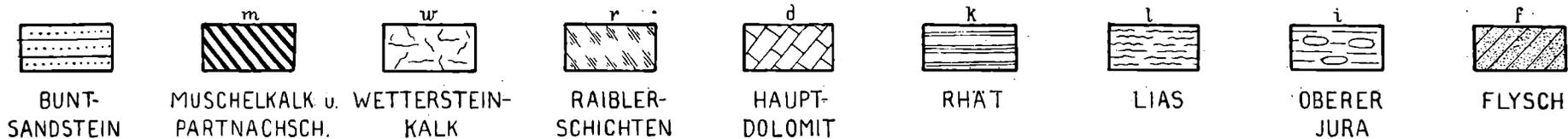


Fig. 2.

Mulde mit zwei seitlich angrenzenden Spezialsätteln entsteht.¹⁾ Neben Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk beteiligen sich auch noch untergeordnet Buntsandstein und Raibler Schichten an dem Aufbau dieser emporgewölbten Zone, die etwa gerade die Mitte der kalkalpinen Vorzone einnimmt.

Während innerhalb der Scheitelmulde auffallend ruhige Lagerung herrscht, werden die Flanken des Sattels sowohl im Norden wie auch im Süden von bedeutenden Längsstörungen begrenzt, da die Triasgesteine, welche die Mulde aufbauen, sowohl am Nord- wie auch am Südschenkel des Sattels vollständig fehlen, so daß die älteren Triasbildungen — zumeist der Muschelkalk — direkt mit den sich konkordant an die konvergierenden Schenkel anlehenden Jurasedimenten in Berührung kommen. Zwischen beiden sind also Schichten von mehreren hundert Metern Mächtigkeit ausgewalzt.

Die Scheitelmulde ist am besten am Geigerstein entwickelt. Die aufragenden Wettersteinwände des Geigersteins im Norden und des tiefer gelegenen Ramlsschnaken im Süden bilden die Schenkel der Mulde, die von den Raibler Schichten ausgefüllt ist. Diese reichen bis südlich vom Mark-Eck. Von hier aus wird die Mulde nur noch von Muschelkalk und Wettersteinkalk aufgebaut. Der letztere bildet mehrere aneinandergereihte, unregelmäßig geformte Klötze, die an einer großen Anzahl nordsüdlich streichender, steil stehender Störungen gegeneinander verschoben sind. Unterhalb von Adolfsruhe endigt der Wettersteinkalk und im weiteren Fortstreichen finden sich bei Schloß Hohenburg nur noch Partnachschichten und Muschelkalk.

Die Breite der eingemuldeten Sattelzone, deren Achse gegen das Isartal geneigt ist, beträgt am Geigerstein etwa 1 km und verschmälert sich bis zum Schloß Hohenburg ungefähr um die Hälfte.

Der aus Muschelkalk bestehende stark reduzierte Nordschenkel des Sattels, der im Durchschnitt etwa mit 75° südlich geneigt ist, läßt sich vom Kalvarienberg bis zum Westrande des Geigersteins verfolgen. Überall tritt hier an die steile, durch Querstörungen mannigfach zerstückelte Muschelkalkmauer der außerordentlich verquetschte Lias oder die Aptychenschichten mit demselben steilen südlichen Einfallen heran.

Am rechten Ufer des Ramlgrabens wird die zwischen dem Geigerstein und Ramlsschnaken gelegene Triasmulde durch eine steil stehende Nordoststörung abgeschnitten. Im Gebiete des Sonnersbaches ist daher lediglich der Nordflügel des Sattels vorhanden, an dessen Aufbau sich neben dem Muschelkalk auch die unterste Trias in äußerst komplizierter Lagerung beteiligt.

Im Norden vom Geigerstein ist sowohl der Muschelkalk wie auch der Kontakt mit dem Jura durch Schutt verhüllt. Dagegen erscheint der Muschelkalk im Nordosten des Geigersteins wieder als ein 100 m breites Band. In dem Graben NO. vom Geigerstein ist die Störung, welche dasselbe im Norden abschließt, vorzüglich aufgeschlossen. Der dickbankige, knollige, zuweilen etwas kristallin entwickelte Muschelkalk bildet die steile Südwand des Grabens. Der Nordrand des Tälchens wird meist

¹⁾ Mehr oder minder breite sattelförmige Aufwölbungen triassischer Gesteine mit stark gestörten, nach unten zu konvergierenden Schenkeln und muldenförmig eingebogenem Sattelfirst gehören keineswegs zu seltenen Erscheinungen in der kalkalpinen Vorzone der oberbayerischen Alpen. Beispielsweise finden sich derartige Lagerungsverhältnisse am Südabhang des Ringberges. Hier besteht der aus dem Jura aufragende Sattel aus Hauptdolomit, die eingebogene flache Scheitelmulde wird von Rhät und wenig Lias ausgefüllt. Die Schichten des Rhät fehlen an den steil mit 75° gegeneinander geneigten Sattelschenkeln, die aus Hauptdolomit zusammengesetzt sind und direkt an den Lias grenzen. Die Sattelzone des Focken- und Geigersteins bildet lediglich einen extremeren Fall des Sattels am Südabhang vom Ringberg.

von gelben, völlig verquetschten und zersplitterten Aptychenschichten aufgebaut, die sehr reich an Kalkspat sind.

Zwischen Muschelkalk und Aptychenschichten schalten sich schmale Streifen von schwarzen Liasschiefern ein, die im Bachbette anstehen und häufig Kalkknollen und Krinoidenbänke führen. Stellenweise finden sich auch weiße Krinoidenkalk. Überall ist die Grenze zwischen Jura und Muschelkalk ganz steil gestellt. Im verdrückten Muschelkalk beobachtet man häufig etwas schräg verlaufende ostwestliche Rutschstreifen. Der unterste Teil des Grabens wird ganz vom Muschelkalk eingenommen, der sich bis in den Sonnersbach verfolgen läßt.

Im Sonnersbach zeigt der erhaltene Schenkel sattelförmigen Aufbau. Lediglich durch eine Quetschzone ist der normale Zusammenhang verloren gegangen. Der schmale, etwa 40 m breite Streifen Buntsandstein, der im Bachbett aufgeschlossen ist, wird zwar im Süden von Dolomiten überlagert, die zum Muschelkalk überleiten (s. stratigr. Teil) und direkt an Lias grenzen. Im Norden schaltet sich jedoch zwischen dem bunten Sandstein und dem Muschelkalk, welcher vom Geigerstein herunterstreicht, ein schmaler Streifen Lias ein.

Die Fortsetzung dieser Schichten findet sich — an einer Querstörung etwas nach Norden verschoben — in dem rechten Seitentälchen des Sonnersbaches, welches vom Punkt 1434 herunterzieht. Auch hier beobachtet man am Südabhang der Talschlucht die normale Überlagerung des Sandsteins durch den Muschelkalk, während der Muschelkalk des Nordflügels durch ein schmales Juraband, das mit dem ebenso gelagerten Liasstreifen im Sonnersbach in Zusammenhang zu bringen ist, abgetrennt wird. (Über die Lagerungsverhältnisse des bunten Sandsteins, der an dem Wege im Osten des Punktes 1052 auftritt, können keine genaueren Feststellungen gemacht werden, da derselbe rings von Schutt umgrenzt ist.)

Im Osten des Sonnersbaches erscheint die Hauptsattelzone wieder in ihrer normalen Entwicklung und erreicht ihre größte Breite von 400 m am Fockenstein selbst. Die Scheitelmulde ist verhältnismäßig flach und wird vom Wettersteinkalk ausgefüllt, der den Gipfel des Fockensteins bildet.

Der Muschelkalk des südlichen Flügels läßt sich weiter gegen Westen verfolgen und baut den felsigen Grat auf, der bei der Höhe 1434 durchzieht. Überall ist der Muschelkalk steil mit 75° nach Norden geneigt und an denselben lehnen sich ebenso steil stehende plattige Aptychenschichten.

Der Muschelkalk des nördlichen Sattelflügels findet sich am steilen Nordabhang des Fockensteins wieder. Die Fortsetzung bildet offenbar die aus kristallinem Kalk bestehende Nase am Tauberg. Diese stößt direkt an den Hauptdolomit des nördlich vorgelagerten Sattels. An der Westseite des Tauberges verläuft eine Querstörung, an welcher der Wettersteinkalk gegen Süden verlagert ist. Der Muschelkalk fehlt hier vollständig, dagegen stellt sich zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit des nördlichen Sattels ein breiter Streifen Aptychenschichten und Lias ein. Im Westen einer weiteren Querstörung wird der Rand des Sattels jedoch wieder von Muschelkalk gebildet. Der Kontakt zwischen diesem und dem im Norden anstoßenden oberen Jura ist vorzüglich im Norden von dem Felsgrat aufgeschlossen, der vom Punkt 1434 gegen Nordwesten zieht. (Fig. 3.)

An der Zusammensetzung der Felsen beteiligt sich hier auch der obere Jura, der steil südlich geneigt ist und an ebenso steil einfallenden Muschelkalk grenzt. Zwischen beiden Formationen stürzt ein Bach herunter, der die steil stehende Störung in einer Höhe von etwa 30 m entblößt hat. Westlich der Felsen

ist der Muschelkalk wiederum gegen Süden verschoben. Die vorgelagerten Juraschichten sind durch eine breite Schutthalde völlig verhüllt.

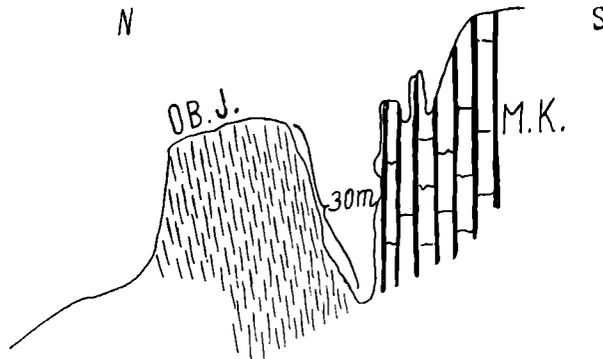


Fig. 3.

Aufschluß im Sonnersbach an der nördlichen Ecke der Felswand, die vom P. 1434 nach Nordwesten zieht, den steilen Kontakt zwischen dem M.K. der Hauptsattelzone und dem anschließenden OB.J. zeigend. (Skizze.)

An der Ostseite des Fockensteins streicht eine Nordwestverwerfung durch, die den Wettersteinkalk abschneidet und durch die der Steilabfall des Berges gegen Osten bedingt ist. Der Grat oberhalb der Neuhütten Alm wird von gut erkennbaren dunklen Muschelkalkbänken mit Hornsteinen und dolomitischen kristallinen Kalken aufgebaut, die mit $45\text{--}60^\circ$ oder steiler nördlich geneigt sind. Im Süden schließen sich ebenso steil nördlich geneigt Aptychenschichten und Lias an.

Der Grat besitzt auch gegen Norden zum Teil Steilabstürze. Vor denselben breiten sich sanft gegen Norden geneigte Hänge aus, die den Partnachschiefern ihre Entstehung verdanken. Die typischen schwarzen weichen Schiefer mit wenigen dunklen Kalkbänken sind in mehreren Abrissen und Gräben aufgeschlossen. Unterhalb der flachen Hänge erscheinen wieder dunkle dickbankige und auch dünner gebankte wulstige Kalke mit südlichem Einfallen. Diese bilden die senkrechten Felsen südlich der Baumgarten Alm. Die Mulde des Fockensteins ist also auch östlich der Nordweststörung wieder deutlich erkennbar. Ihre Schenkel werden hier von Muschelkalk und der Kern von Partnachschiefern eingenommen. Der südliche Schenkel liegt jedoch umgekehrt wie am Geigerstein viel höher wie der nördliche. Innerhalb der Mulde beobachtet man naturgemäß flachere Fallwinkel von 45° und weniger. Die schroffen Felswände an der Nordseite lassen jedoch erkennen, wie sich die Schichten bei ihrem Ausstrich steil aufbiegen. An dieselben lehnt sich der ebenso steil südlich geneigte obere Jura, der vor den senkrechten Felsen zumeist steil abfallende Wiesen bildet, die gegen Norden im Lias allmählich flacher werden. Die Störung scheint, soweit sich erkennen läßt, ebenfalls steil südlich geneigt zu sein. Zwischen Schichtenfallen und Einfallen der Störung herrscht also wieder völlige Konkordanz. Oberer Jura und Lias sind miteinander verfaltet, aber im großen und ganzen scheint doch den Muschelkalk zunächst ein Streifen von oberem Jura zu begleiten, an den sich der Lias anschließt. (Eine derartige Anordnung kehrt am Rande der zentralen Sattelzone häufig wieder.) Dort, wo der vom Fockenstein gegen Osten herabziehende Grat nach Norden umbiegt, ist die Stelle, an der das Juraband durchstreicht, durch eine Depression deutlich gekennzeichnet. Überall lassen sich hier im Walde die Gesteine des oberen Jura und des Lias nachweisen, welche den Muschelkalk von den zum nördlichen Sattel (s. u.) gehörigen Rauhwacken scheidet.

Östlich der Baumgarten Alm findet die Sattelzone ihr Ende. Der Muschelkalk taucht unter den Jura. Dagegen erscheint am Auerhütten-Eck und im großen Berg ein Streifen isolierter Schollen von Hauptdolomit und Raibler Schichten. Dieselben sind rings vom Lias umgeben und stellen einen zerbrochenen Sattel dar, der die Fortsetzung vom Geigerstein und Fockenstein bildet (Tegernseer Berge S. 199 u. 200). Die Sattelachse senkt sich vom Fockenstein aus stark gegen Osten und auch die faltende Kraft hat ein geringeres Ausmaß erreicht, denn während am Fockenstein der Muschelkalk und Wettersteinkalk bis in ein Niveau von über 1500 m emporgewölbt wurden, liegen am Auerhütten-Eck und im großen Berg diese Horizonte weit unter der Talsohle und auch die Hauptdolomit- und Raiblerschollen finden sich nur in einer Höhe von 1000—1200 m. Weitere Spuren des Sattels wurden im Söllbache und am Nordabhang der Ringspitze beobachtet.

Die Achse der Hauptsattelzone steigt vom Isartal gegen den Geigerstein zu an und senkt sich vom Fockenstein wiederum gegen das Söllbachtal. Die höchsten Erhebungen der Sattelzone fallen also mit der höchsten Lage der Sattelachse zusammen. Außerdem sind dieselben durch das Anschwellen des Wettersteinkalkes bedingt.

Das Streichen der Schichten, welche die Sattelzone aufbauen, ist ziemlich konstant ostwestlich gerichtet. Das Vordringen des Fockensteins gegen Norden ist lediglich durch Transversalverschiebungen bedingt.

Zwischen dem Geigerstein-Fockensteinsattel und der Flyschgrenze schiebt sich noch eine Sattelzone ein, die jedoch viel weniger stark differenziert und weniger kompliziert gebaut ist. Im Norden des Geigersteins besteht dieselbe aus einem breiten, steil mit 75° südlich einfallenden Streifen Raibler Schichten, über dem normal der Hauptdolomit folgt. Zwischen diesem und dem Lias schaltet sich noch ein äußerst schmaler Streifen Rhät ein, der sich mehrfach mit den charakteristischen Fossilien nachweisen ließ, z. B. im oberen Bsenggraben, beim Punkt 1310, im obersten Tratenbach, im Norden der Schwarzwand und am Fuße des Bergrückens zwischen Reiterbach und Halsbach bei dem Wasserreservoir. Im unteren Bsenggraben fehlt jedoch das Rhät. Die dickbankigen Hauptdolomitbänke, in denen dünne dunkelgefärbte schieferige Einlagerungen vorkommen, stoßen hier unmittelbar an den Lias. In bezug auf das Vorkommen des Rhät herrschen ähnliche Verhältnisse wie bei dem Sattel an der Nordseite des Ringberges (Tegernseer Berge S. 196). Auch sonst bestehen große Analogien zwischen beiden Satteln, da auch im Norden des Geigersteins der nördliche Sattelflügel fehlt. Hauptdolomit und Rhät, die über den Raiblern im Norden folgen sollten, sind ausgewalzt und die Raibler treten direkt an den Lias heran und bilden eine senkrechte Wand, die sich vom Gufelgraben über die Schwarzwand in den Sonnersbach verfolgen läßt und morphologisch stark hervortritt.

Im Osten des Sonnersbaches bildet der Sattel ein etwa 100 m breites, aus Raiblern und Hauptdolomit bestehendes, im Jura steil aufragendes Band. Weiter im Osten, im Norden des Fockensteins, scheinen sich die sattelförmig aufgepreßten Triasgesteine in einzelne Schollen aufzulösen, die nur noch aus Raiblern bestehen. In größerer Breite finden sich dieselben östlich der Baumgarten Alm, wo sie als steile Mauer den Lias überragen. Die Fortsetzung des Sattels liegt, wie schon eingehend festgelegt wurde (Tegernseer Berge l. c. S. 200), im Söllbach unterhalb vom Bauer in der Au und am Nordabfall des Ringberges.

Die zwischen den beiden Sätteln eingeschaltete Mulde, ist aus oberem Jura und Lias aufgebaut. Die Schichten, welche zumeist steil südlich einfallen

oder ganz senkrecht stehen, sind stark verquetscht, miteinander verfaltet und bilden oft ein wirres Durcheinander, daß es vielfach schwer ist, die beiden Juraglieder kartographisch auszuscheiden. Im Norden vom Geigerstein hat die Mulde ihre größte Breite und besteht im wesentlichen aus Lias. Am Südrande zieht sich jedoch vom Calvarienberg bis zum Mark-Eck ein Streifen Aptychenschichten entlang, die auch nördlich vom Geigerstein und im Graben nordöstlich dieses Berges wieder in Erscheinung treten. Östlich des Sonnersbaches ist die Mulde viel stärker verzerrt und gestört. Hier überwiegen die Aptychenschichten, die im Graben unterhalb der Höhe 1434 und zusammen mit Lias im Tauberggraben anstehen. Am Tauberg ist die Mulde überhaupt ganz ausgequetscht (s. o.). Am Nordabhang vom Fockenstein und bei der Baumgarten Alm schalten sich jedoch Aptychenschichten und Lias wieder zwischen Muschelkalk und Rauhwacken ein (s. o.).

Die Mulde, welche zwischen dem nördlichen Sattel und dem Flysch liegt, erreicht eine ziemliche Breite und ist ganz überwiegend aus Liasgesteinen zusammengesetzt, deren Ähnlichkeit mit dem Flysch so groß ist, daß sich die Flyschgrenze nur schwer festlegen läßt. Sie verläuft etwa an dem Wege, welcher an der linken Seite des Tratenbaches entlang führt. An verschiedenen Stellen konnte hier der Lias durch Fossilfunde sichergestellt werden. Im Norden des Schwarzberges ist der Kontakt nirgend aufgeschlossen. Im Sonnersbach sind die Schichten durch diluviale Ablagerungen und im Lackengraben durch Schutt verhüllt. Dagegen läßt sich diese wichtige Grenze im Gscheigraben wieder recht genau festlegen. Dieselbe ist ebenso wie die Schichten mit etwa 50° südlich geneigt.

Gegenüber dem Vordringen des Jura am Sattelkopf weicht die Flyschgrenze hier wieder nach Süden zurück. Beweise für eine Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch konnten bisher nicht aufgefunden werden.

Eines der schwierigsten und zugleich eigenartigsten tektonischen Probleme des Gebietes bildet zweifellos das Auftreten des bunten Sandsteins am Südabhang vom Geigerstein. Allerdings ist es außerordentlich schwer, die Lagerung des Sandsteins festzustellen, da nur sehr wenige Aufschlüsse vorhanden sind und das ganze Terrain völlig verrutscht ist und sich auch heute noch in Bewegung befindet. Bei der Kartierung des Vorkommens ist man daher zumeist auf den Verwitterungsboden des bunten Sandsteins, der allerdings an den verwitterten Sandsteinbrocken recht gut kenntlich ist, angewiesen.

Das Vorkommen bildet einen etwa 200 m breiten Streifen, der dem Wege folgt, welcher oberhalb vom Fischmeister von der Höhe 845 um den Südabhang des Geigersteins in den Ramlsgraben hineinführt. Etwas oberhalb der Wegebiegung liegen die günstigsten Aufschlüsse im Sandstein. Dieselben sind durch einen Berggrutsch entstanden, der eine erhebliche Vermurung hervorgerufen hat, die noch in Bewegung ist und den Weg teilweise zerstört und tiefer gelegt hat. Oberhalb des Berggrutsches sind die Sandsteinschichten mit eingelagerten Rauhwacken sichtbar. (Im Sommer 1915 waren die letzteren durch neuen Schutt bereits wieder verhüllt.) Die Schichten streichen mit geringen Abweichungen ostwestlich und fallen flach mit 45° gegen Norden ein. Weiter unterhalb fand sich noch anstehender Buntsandstein, der ostnordöstliches Streichen und ebenfalls nördliches Fallen mit 45° zeigte. Einige weniger günstige Aufschlüsse liegen im Osten des Punktes 845. (Alle geschilderten Aufschlüsse sind jedoch fortwährenden Änderungen unterworfen.)

Der Buntsandstein unterlagert jedoch nicht normal den ebenfalls — allerdings etwas steiler — nördlich geneigten Muschelkalk des südlichen Flügels der

Hauptsattelzone, sondern ist von demselben durch ein schmales, aus oberem Jura und Lias bestehendes, auch nördlich geneigtes Band getrennt. Die Juraschichten sind zwar außerordentlich stark verquetscht, sie lassen sich indessen an dem mit rauhem Buschwerk bewachsenem Hang überall nachweisen. Die Aptychenschichten schließen sich stets direkt an den Muschelkalk und fallen unter denselben ein. Der Kontakt ist besonders gut in dem Bach oberhalb des Punktes 845 und in dem nächsten nach Osten zu folgenden Wasserriß, der von einer kleinen Querstörung durchzogen ist, aufgeschlossen. Die Kontaktfläche ist gerade wie die Schichten steil nach Norden geneigt. An dem Hange bilden die Aptychenschichten meist eine kleine Stufe, hinter der sich die steile Muschelkalkwand erhebt. Der Lias begleitet die Aptychenschichten im Süden kontinuierlich. Er ist in einer verfallenen Holzreiß, die quer über den Hang führt und etwa oberhalb des Punktes 845 endigt, ganz gut aufgeschlossen.

Östlich des flachen Rückens, welcher bei der Wegebiegung herunterzieht, ließ sich kein Jura mehr nachweisen. Es scheint, als ob diese Schichten hier durch eine Querstörung abgeschnitten sind und der Sandstein an den Muschelkalk heranreicht. Unterhalb vom Ramlsschnaken schieben sich jedoch wieder die Aptychenschichten zwischen Sandstein und Muschelkalk ein. Weiter östlich ist alles durch die langgestreckte Schutthalde, welche vom Ramlsschnaken niedergegangen ist, verdeckt. Die westliche Fortsetzung des Jurastreifens findet sich offenbar südlich vom Dionysberg im Muschelkalk eingeklemmt.

Schwieriger wie die nördliche Grenze ist die südliche Begrenzung des Sandsteines festzustellen. Dieselbe wird ebenfalls von der Liasformation gebildet. Schiefer und Kieselkalke dieser Formation stehen in leidlichen Aufschlüssen an der schon öfter erwähnten Biegung des Weges an und grenzen hier überall an den Sandstein. Ein weiteres Vorkommen von Fleckenmergeln, dunklen Schiefeln und Kieselkalcken liegt in einem Bachriß im Walde nordöstlich vom Fischmeister und außerdem finden sich dieselben Liasgesteine in mehreren Gräben und an dem Gehänge weiter im Osten. Östlich des Punktes 845 ist die Grenze nur schwer auf Grund der Verwitterungsstücke nachzuweisen, und weiter im Westen ist alles durch Schutt, der von den oberhalb anstehenden triassischen Kalken niedergegangen ist, verhüllt.

Der Buntsandstein bildet also am Südabhang des Geigersteins eine schmale längliche Zone, die rings von Juragesteinen umschlossen und ebenso wie die im Norden folgenden Jura- und Triasschichten nördlich, jedoch etwas flacher geneigt ist.

Obgleich bei der Erklärung dieses merkwürdigen Vorkommens möglicherweise an nach Norden geneigte und gegen Süden gerichtete Schuppung gedacht werden kann, möchte ich auch diesen im Jura eingeschlossenen Streifen Buntsandstein als ein Gebilde deuten, das durch den südlichen Schub zunächst sattelförmig aufgewölbt und bei intensiverem Druck allmählich bei Unterdrückung der gesamten mittleren und oberen Triassschichten mit nach Süden überkippter Lagerung durch den Jura hindurchgepreßt wurde. (Nach den früher üblichen tektonischen Erklärungen würde man das Vorkommen durch staffelförmiges Einsinken deuten.)

Als die Fortsetzung des Buntsandsteinaufbruches ist ein schmaler Streifen Muschelkalk am Schlagkopf anzusehen.

In dem südlichen Teil der kalkalpinen Vorzone der östlichen Lenggrieser Berge zwischen dem Fockenstein und der Hirschbachstörung schalten sich mehrere eng aneinander liegende, aus obertriassischen Gesteinen bestehende, zum Teil recht komplizierte Sättel und Mulden ein. Am Eibenberg liegt der breiteste Sattel, der

sich im wesentlichen aus Hauptdolomit aufbaut, an dessen Rändern verschiedentlich Rhät erscheint und dessen Kern die Raibler Schichten bilden, die am Kögel den Sattel ausschließlich zusammensetzen. Dieselben treten außerdem im Hirschbachtale zutage aus und stoßen fast direkt an die Hauptdolomitmasse des Kampen. Nur ein schmaler, im untersten Buchenaugraben anstehender Streifen von Lias und Aptychenschichten deutet den Verlauf der Hirschbachstörung an. Weiter gegen Westen ist die Hirschbachstörung durch eine Transversalstörung gegen Süden verschoben. Der Lias gewinnt hier eine viel größere Verbreitung. Unter demselben erscheinen im Kohlgraben als sattelförmige Aufwölbung Rhät und Hauptdolomit und unter diesem im Ramlgrabens die Raibler.

Im Gebiet des Ramlgrabens werden die Triasgesteine von einer Querstörung gegen den Lias abgeschnitten, der nunmehr die ganze Breite zwischen dem bunten Sandstein und der Hirschbachstörung einnimmt. Auch morphologisch tritt die Querstörung klar hervor, da Raibler sowohl wie Hauptdolomit an derselben stets eine steile Wand bilden, wodurch sich der eigentümliche Verlauf deutlich abhebt. Die Eintiefung des Ramlgrabens steht jedoch in keinerlei Zusammenhang mit der Querstörung.

Als echte, etwa 100 m breite Quetschzone tritt die Hirschbachstörung wieder im Süden der Raibler des Ramlgrabens in Erscheinung. Hier finden sich sowohl am rechten wie auch am linken Ufer des Hirschbaches mehrere stark verquetschte und bunt durcheinander gewürfelte Schollen von oberem Jura, Lias und Rhät.

An die Hirschbachstörung schließt sich im Süden mit breiter Mächtigkeit der Hauptdolomit der Grasleite an, der die Fortsetzung vom Kampen bildet. Hie und da schieben sich auch noch kleine Fetzen von Raiblern ein, wie z. B. im Nordosten von Tradln und im unteren Markgraben. Eine schmale, aus Lias und Rhät zusammengesetzte Spezialmulde schaltet sich im Hauptdolomit südlich des Markgrabens ein und wird durch eine Nordweststörung, die im unteren Sulzbach verläuft, im Westen abgeschnitten.

Weiter südlich folgt die breite Liasmulde der Seekar Alm und des Seekar-Kreuz, die im Westen an eine westlich der Markwand und östlich vom Grasleitenskapf durchziehende Querstörung stößt. Am Schönberg liegt eine weitere breite Mulde, an deren Aufbau sich neben dem Lias und dem oberen Jura auch die mittlere Kreide in Form von *Orbitulina concava* führenden Konglomeraten und Mergeln beteiligt. Der zwischen beiden Mulden gelegene Sattel wird im wesentlichen aus rhätischen Mergeln und dunklen Kalken sowie aus oberrhätischen Riffkalken gebildet.

Im schroffen Gegensatz zu den außerordentlich stark gestörten Lagerungsverhältnissen im Norden der Hirschbachstörung treten uns südlich derselben breite und einfach gebaute Sättel und Mulden entgegen, welche als die Fortsetzung der Falten zwischen Hirschberg und Leonhardstein anzusehen sind.

II. Stratigraphie.

Untere Trias (Skytische Stufe).

Das ausgedehnteste Vorkommen vom bunten Sandstein findet sich am Südabhang vom Geigerstein. Außerdem liegen mehrere kleinere, aber darum nicht weniger wichtige Ausstriche dieser Formation im obersten Sonnersbach und dessen Seitengraben.

Im allgemeinen setzen sich die Schichten am südlichen Geigerstein aus roten Quarzsandsteinen mit dunkelroten und grünen Tongallen, die oft nur winzig klein sind, oft auch Durchmesser bis zu mehreren Zentimetern erreichen, zusammen. Die Quarzkörner, welche den Sandstein aufbauen, sind von ziemlich gleichförmiger mittlerer Größe und nur sehr wenig abgerundet. Seltener zeigen sich auch etwas größere Quarzeinsprenglinge. Auf den Schichtflächen findet sich oft weißer Glimmer und grüner Letten. Mehrfach wurde Kreuzschichtung beobachtet. An der Zusammensetzung des Buntsandsteins beteiligen sich ferner dünngeschichtete, braun und rot gebänderte, sandig tonige Mergel. Außerdem dünne Lagen von roten Letten. Oberhalb des Bergrutsches schalten sich Bänke von hellgrauen, stark bituminös riechenden Zellenkalken ein. Dieselben unterscheiden sich von den Raibler Rauhwacken dadurch, daß sie eine viel geringere Menge von Poren aufweisen. Mehrfach gehen die Sandsteine in sehr feste, splittrig brechende, rot und auch grau gefärbte, quarzitisches Gesteine über, die von zahlreichen Harnischen durchzogen sind und beim Anschlagen in scharfkantige, mannigfach geformte Bruchstücke zerfallen, so daß es fast unmöglich ist, ein leidliches Handstück davon zu bekommen. Im Dünnschliff zeigt sich, daß diese Gesteine ein etwas feineres Korn besitzen wie die Sandsteine. Aber auch hier sind die einzelnen Bestandteile kaum kantengerundet.

Die im Sonnersbach zutage austretenden Schichten der Buntsandsteinformation bestehen ebenfalls aus roten Sandsteinen, die zum Teil sehr dünnschieferig werden und viel Muscovit enthalten. In einem kleinen linken Seitengraben finden sich dagegen wieder quarzitisches Gesteine.

Als einer der wichtigsten Aufschlüsse muß jedoch derjenige in dem rechten Seitentale des Sonnersbaches unterhalb des Punktes 1434 angesehen werden, da hier die Überlagerung durch den Muschelkalk klar erschlossen ist. Der unterste Teil des Tälchens wird vom bunten Sandstein eingenommen, dann folgen oberhalb des Weges senkrecht stehende oder steil südlich geneigte Aptychenschichten. Oberhalb der 1200 m Kurve, dort wo das Tälchen zu beiden Seiten von Felsen eingerahmt wird, erscheint an der linken Talseite wieder der bunte Sandstein in Form von roten und grauen quarzigen Sandsteinen, Quarziten und mergelig sandigen Schichten. Über dem Sandstein folgt eine Serie von stark verquetschten Gesteinen, die im wesentlichen aus hellgelben, dünngeschichteten bis schieferigen, kalkig-mergeligen, zum Teil auch rauhwackigen Bildungen und aus grauen, von Kalkspatadern durchzogenen Dolomiten bestehen. Der darüber liegende Muschelkalk bildet eine Steilwand. Die normale Aufeinanderfolge der mit 45° südlich einfallenden Schichten kann keinem Zweifel unterliegen. Im Norden schließt sich an den bunten Sandstein ein schmaler Streifen vom oberen Jura, zuweilen schaltet sich auch noch etwas Lias ein und dann folgt am nördlichen Talhang, ebenfalls eine Steilwand bildend, wieder Muschelkalk (vgl. tektonischen Teil).

Über dem etwa 40 m breiten Buntsandsteinstreifen, der im Sonnersbach ansteht, lagert in normaler Folge ein etwa 70—80 m mächtiger Schichtkomplex von dunklen, zuckerkörnigen, weichen, stark bituminösen Dolomiten. (Dieselben brausen an manchen Stellen schwach mit Salzsäure.) Untergeordnet treten auch, besonders an der Basis, zellige Dolomite und Kalke auf. Die streichende Fortsetzung der Dolomite findet sich in dem rechten Seitengraben, der im Norden des Markköpfl verläuft. Dieselben bilden hier eine Stufe, über die ein Wasserfall hinüberstürzt. Nördlich vom Wasserfall folgt an der rechten Talseite eine steile Muschelkalkmauer, die zu dem Punkte 1434 hinaufzieht.

Die Dolomite lagern also im Hangenden des bunten Sandsteins und im Liegenden vom Muschelkalk und bilden daher gerade wie die in dem nördlicheren Tälchen zwischen denselben Ablagerungen eingeschalteten Rauhdecken und Dolomite die Grenzschichten zwischen der skytischen und anisischen Stufe. Zum Teil mag jedoch auch das Muschelkalkniveau durch dieselben noch mit vertreten sein.¹⁾ Dasselbe Alter besitzt auch ein am Südabhang des Geigersteins östlich des Punktes 845 auftretender Dolomit, der stellenweise in Rauhdecken übergeht.

Auch weiter oberhalb findet sich im Sonnersbach ein isolierter Streifen von ähnlichen Rauhdecken und Dolomiten.

Was das Alter der im Sonnersbach und am Geigerstein auftretenden Sandsteinschichten anbetrifft, so gehören dieselben der obersten Abteilung des bunten Sandsteins an.

Mittlere Trias (Anisische und Ladinische Stufe).

Die Muschelkalkschichten setzen sich zumeist aus dunkel gefärbten, dünnplattigen bis dickbankigen, zuweilen auch massigen Kalken zusammen, die häufig Hornsteine führen und in denen die *Terebratula vulgaris* ein nicht gerade seltenes Fossil bildet. Die dünneren Bänke zeigen meist knollige und wulstige Schichtflächen, welche von dunklen Tonhäuten überzogen sind. Hie und da stellen sich bei den massigen Kalken auch heller gefärbte Varietäten ein. Neben diesen Hauptentwicklungsformen des Muschelkalkes beobachtet man auch dunkle kristalline Kalke und dolomitische Kalke, die oft ein ganz ähnliches Aussehen wie der Hauptdolomit besitzen, jedoch mehr oder weniger stark mit Salzsäure brausen.

Die Fazies der Partnachsichten besteht aus abwechselnden Lagen von dünnplattigen, stellenweise auch dickbankigen Kalken und schwarzen weichen Schiefen.

Die meist dunkel, zuweilen aber auch hellgelb oder rötlich gefärbten Kalke zeigen ähnlich wie der Muschelkalk knollige und wulstige Schichtflächen. Besonders die dunklen Varietäten enthalten vielfach Hornsteine und zeigen Abdrücke von schlecht erhaltenen *Daonellen*.

Die Partnachsichten sind häufig ganz durch Muschelkalkgesteine vertreten, über denen normal der Wettersteinkalk folgt. Man spricht in diesem Falle kurz von Muschelkalk, wenn er auch das Partnachniveau mit in sich schließt, welches sich petrographisch in keiner Weise abhebt. Ebenso vertreten sich auch Wettersteinkalk und Partnachsichten gegenseitig, so daß die ladinische Stufe (und eventuell auch ein Teil der anisischen Stufe) oft ganz vom Wettersteinkalk und ebenso oft auch zum Teil oder an manchen Punkten vollständig²⁾ von Partnachsichten gebildet wird, deren Fazies wiederum ins Muschelkalkniveau herabreichen kann.

Ein sehr gutes Profil, in dem normal auf den Muschelkalk die Partnachsichten und dann der Wettersteinkalk folgt, findet sich in einem kleinen Grabenriß östlich von Ramlsschnaken im Westen des Punktes 845.

Der Dionysberg und der Calvarienberg bei Hohenburg setzen sich ganz aus dunklen, zum Teil dick- und dünngebankten, zum Teil massigen dunklen Kalken zusammen. Die schwarzen Schiefer der Partnachsichten konnten nirgend nachgewiesen werden. Indessen scheint es doch, als ob sich auch das Partnachniveau am Aufbau dieser Hügel mit beteiligt. Besonders am Calvarienberg deuten die

¹⁾ Auf der tektonischen Übersichtskarte wurden die Dolomite und Rauhdecken im Sonnersbach mit zum Muschelkalk gezogen.

²⁾ Tegernseer Berge I. c. S. 177 u. S. 207.

einzelnen mauerartig aufragenden Kalkzüge auf eine Wechsellagerung von Kalken und Mergeln hin. Die letzteren sind jedoch nicht aufgeschlossen. Mehrfach wurden in den Kalken auch *Daonellen* gefunden.

Im Fockensteingebiet erlangen die kristallinen Gesteine eine große Verbreitung und bauen zum Teil den felsigen Grat auf, der vom Fockenstein gegen Westen führt. Hornsteinführende blaue Kalke gehen hier normal in die kristallinen Gesteine über, so daß die Gleichaltrigkeit der beiden Fazies keinem Zweifel unterliegen kann. Ähnliche Verhältnisse finden sich an dem Ostgrat im Norden der Neuhütten Alm. — Der gegen Norden vorspringende Fels am Tauberge besteht ebenfalls aus einem kristallinen Kalke, der offenbar auch dem Muschelkalk zuzurechnen ist.

Östlich vom Fockenstein treten die Partnachsichten in der Mulde wieder als schwarze Schiefer mit wenigen dunklen Kalkbänken in Erscheinung.

Ein schmaler Streifen von dunklen oder blau gefärbten hornsteinführenden Kalken, die dem Muschelkalk völlig gleichen, finden sich ferner am Schlagköpf. Dieselben stehen hier in unmittelbarem Kontakt mit Rauhacken.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten zwischen Buntsandstein (inklusive Rauhacken und Dolomite der Grenzschichten) und Wettersteinkalk schwankt zwischen 80 und 150 m. Am Südabhang vom Geigerstein, wo Muschelkalk und Partnachsichten entwickelt sind, fällt auf jede Stufe etwa die Hälfte der Mächtigkeit.

In bezug auf die Gesteinsentwicklung ist bei dem Wettersteinkalk nichts wesentlich Neues hinzuzufügen. Hauptsächlich interessieren bei diesem Schichtkomplex wohl die außerordentlich starken, oft recht schroffen Schwankungen der Mächtigkeitsverhältnisse. Die Höchstmächtigkeit, welche jedoch nur an wenigen Stellen gemessen werden konnte, beträgt 200—300 m. Zumeist ist dieselbe jedoch viel geringer und sinkt bis auf 40—50 m und weniger.

Obere Trias (Karnische, Norische und Rhätische Stufe).

Die Raibler Schichten erlangen eine verhältnismäßig große Verbreitung in dem Gebiete. In ihrer Hauptmächtigkeit bestehen dieselben aus lichtgrau oder braun gefärbten großzelligen Rauhacken. Ferner beteiligen sich an der Zusammensetzung plattige, hellgelbe Kalke, die sehr an die plattigen, hellen Oberjurakalke erinnern. Außerdem finden sich dolomitische Kalke, gelbe Dolomite und braune Sandsteine, welche stets die unteren Lagen der Raibler Schichten zu bilden scheinen, jedoch nur stellenweise entwickelt sind. In dem obersten Teil des Tälchens, welches am Südabhang vom Geigerstein östlich der Höhe 845 vorbeizieht, stehen sehr fossilreiche dunkle Kalke der Raibler Schichten an mit *Alectryonia montis caprilis* und *Myophoriopsis lineata*.

Am Kögel finden sich blaue Kalke, die dem Muschelkalk sehr ähnlich werden und die Rauhacken unterlagern, jedoch keine Hornsteine enthalten.

An dem flachen Rücken, welcher östlich von Ramlsschnaken nach dem Geigerstein hinaufzieht, werden die tiefsten Raibler sowohl am nördlichen wie am südlichen Muldenflügel von den etwa 50 m mächtigen, plattigen, gelben Kalken gebildet, während der Muldenkern von großzelligen Rauhacken und weißen, zuckerkörnigen, fein porösen Kalken eingenommen wird.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten ist schwer zu schätzen, da das Hangende und Liegende nirgends in demselben Profile aufgeschlossen ist. Nach den vorliegenden Beobachtungen kann die größte Mächtigkeit etwa auf 200 m und die geringste auf 100 m angegeben werden.

Hauptdolomit und Raibler Schichten sind eng miteinander verknüpft und durch eine breite Übergangszone, die im Ramlgraben und am Südabhang vom Eibenberg gut aufgeschlossen ist, verbunden. Bei dem Hauptdolomit fällt gegenüber den südlich angrenzenden Gebieten besonders die geringe Mächtigkeit auf. Dieselbe überschreitet kaum 300 m, bleibt jedoch vielfach hinter 100 m zurück. Die Plattenkalkfazies fehlt so gut wie ganz. Wo sich derartige Bildungen in geringer Mächtigkeit vorfinden (z. B. am Neuhütten-Eck und im Westen des unteren Markgrabens) wurden dieselben naturgemäß mit als Hauptdolomit kartiert.

Gerade wie im Gebiete des Ringberges fehlen auch in der kalkalpinen Vorzone östlich von Lenggries die hellen, dickbankigen und riffartigen Kalke des Rhät vollständig. Lediglich dunkel gefärbte und blaue Kalke mit den charakteristischen Fossilien und Korallenstöcken sowie schwarze Mergel bauen diesen Horizont auf, der sich bei der nördlichen Sattelzone als schmale, nur wenige Meter mächtige Lage zwischen Lias und Hauptdolomit einschaltet. Südlich vom Geigerstein und Fockenstein erreichen die Schichten am unteren Reitweg südlich vom Schlagkopf, am Ostabhang vom Kohlgraben, westlich vom Eibenberg und am Neuhütten-Eck eine etwas größere Mächtigkeit von etwa 30—40 m. Am Neuhütten-Eck, am Markköpfl und östlich der Fuchslochhütte fanden sich auch oolithische Strukturen in den dunklen Rhätkalken.

Lias, oberer Jura und ältere Kreide.

Eine genaue Übersicht über die Verteilung der verschiedenen Jurafazies wird naturgemäß erst nach Fertigstellung der Aufnahmen möglich sein. Indessen geben auch die bis jetzt ausgeführten Beobachtungen schon einen gewissen Überblick über die Ausbildung und Verbreitung der Schichten.

In der Mulde zwischen dem nördlichen Sattel und der südlichen Flyschgrenze setzt sich der Lias fast ausschließlich aus dunklen Schiefnern und Kieselkalken zusammen. Dunkle, gefleckte Mergel finden sich noch verhältnismäßig häufig, während die typischen grauen und gelben gefleckten Kalke, welche in den südlich der kalkalpinen Vorzone gelegenen Faltenzügen eine so große Mächtigkeit und Verbreitung erlangen, hier nicht gerade ganz fehlen, aber doch nur eine geringe Bedeutung besitzen. Im Gscheigraben, im Tauberggraben, im Hochgraben, im Tratenbach und Achertsgraben, überall trifft man auf dasselbe monotone Liasprofil, welches aus schwarzen Schiefnern besteht, die mit Kieselkalken wechsellagern. Die letzteren sind auch hier und da gefleckt oder weisen eine feine Bänderung auf. Oft sind dieselben auch von Hornsteinbändern durchzogen oder nehmen gerade wie die Flysch-Kieselkalke hornsteinartigen Habitus an. Am Schwarzbergel und im Achertsgraben (bei der Einmündung des Gufelgrabens) finden sich Einlagerungen von grobsandigen bis konglomeratischen Bänken, die sehr an die Flyschkonglomerate erinnern. Überhaupt tritt die Ähnlichkeit dieser Liasentwicklung mit der Kieselkalkstufe des Flysches so stark hervor, daß die Festlegung der Grenze zwischen beiden Formationen mit außerordentlich großen Schwierigkeiten verbunden ist und häufig nur mit Hilfe von Fossilien erfolgen kann. Ein besonders flyschähnlicher Liasaufschluß liegt im oberen Tratenbach westlich vom Schwarzbergel. Ich habe diese Schichten lange Zeit für Flysch gehalten, bis es mir gelang, in denselben einen Liasammoniten nachzuweisen.

Es ist bemerkenswert, daß gerade die Liasschichten, welche unmittelbar an den Flysch grenzen, diesem in bezug auf die Gesteinsentwicklung so vollständig

gleichen. Eben solche Verhältnisse wurden in dem östlich angrenzenden Gebiete festgestellt und finden sich auch im Benediktenwandgebirge wieder.¹⁾

¹⁾ Die außerordentlich große Ähnlichkeit der Kieselkalke des Flysches mit den liassischen Kieselkalcken wurde schon oft hervorgehoben und führte mehrfach zu Verwechslungen beider Ablagerungen. Es mag jedoch an dieser Stelle bemerkt werden, daß die Gleichartigkeit nur bei makroskopischer Betrachtung vorhanden ist. Eine Untersuchung im Dünnschliff läßt leicht erkennen, daß beide Gesteinsarten sowohl ihrer Zusammensetzung wie auch ihrer Entstehung nach recht verschiedenartige Bildungen darstellen.

Die Kieselkalke des Flysches bestehen aus wenig abgerollten, zumeist eckigen Quarzkörnern und anderem detritogenem Material. Das Bindemittel bildet Kalkspat von meist sehr fein kristalliner Beschaffenheit. Fast in jedem Schliff lassen sich gut erhaltene Foraminiferengehäuse oder doch Reste davon nachweisen (vorwiegend Globigerinen, Rotalien und Textularien). Charakteristisch ist auch der oft hohe Gehalt an Glaukonit, der jedoch manchmal sehr zurücktreten oder ganz fehlen kann. Der Prozentsatz an Quarzkörnern bedingt die Härte des Gesteins. Oft ist derselbe so hoch, daß eigentliche Hornsteine entstehen. Eine sehr zutreffende mikroskopische Beschreibung der Flyschgesteine finden wir bereits bei FINK (Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spez. Ber. des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. 1904).

Bei den Kieselkalcken des Lias wird die Grundmasse ebenfalls von Kalkspat eingenommen, der oft sehr fein kristallin ist. Häufig bilden die Kalkspatkristalle jedoch auch größere Individuen, wodurch die Kieselkalke ein kristallinisches Aussehen erhalten. Seltener treten vereinzelte Foraminiferen auf. Der Kieselsäuregehalt besteht in erster Linie in kieseligen Spongiennadeln, die sowohl im Querschnitt wie auch im Längsschnitt mit scharfer Umrandung in der Kalkspatmasse sichtbar werden. Außerdem findet sich der Quarz als höchst unregelmäßig gestaltete, konkretionäre Durchdringungen im Kalkspat von den verschiedenartigsten Formen, die zuweilen scharfe Ränder gegen den Kalkspat erkennen lassen, meist jedoch mit diesem eng verwachsen sind und häufig Kalkspatkristalle beigemischt enthalten. Wo derartige Gebilde makroskopisch hervortreten, besitzen sie eine bläuliche Färbung. Nur ganz vereinzelt ließen sich in den liassischen Kieselkalcken, und zwar vorwiegend in solchen, die nahe von der Flyschgrenze stammten, Quarzkörnchen im Dünnschliff nachweisen. Diese Gesteine enthalten demnach im wesentlichen nur sehr feinen Detritus.

Der Quarzgehalt der liassischen Kieselgesteine ist also, soweit er sich im Dünnschliff erkennen läßt, vorwiegend organogenen Ursprungs und besteht aus kieseligen Spongiennadeln und durch Umlagerung aus diesen entstandenen, mehr oder minder umfangreichen Konkretionen.

Bei der Bildung der liassischen Kieselkalke hat man sich ein mit wechselnden Mengen von feinem Kalk und Tonschlick untermischtes lockeres Haufwerk von kieseligen Spongiennadeln vorzustellen, das durch Kalkspat miteinander verkittet wurde. Die Spongiennadeln unterlagen später einer teilweisen Umwandlung in Kalkspat und die in Lösung gegangene Kieselsäure gab Veranlassung zu den konkretionären Gebilden, die wiederum eine Umformung des Kalkspates darstellen, was insbesondere auch dadurch erklärlich wird, daß die Konkretionen zum Teil noch Kalkspatkristalle enthalten. (Vgl. ROTHPLETZ: Vilsener Alpen. Palaeontogr. Bd. 33. S. 66.)

Es fand also eine Wanderung bzw. ein gegenseitiger Austausch von kohlen-saurem Kalk und Kieselsäure in weitgehendem Maße innerhalb der Gesteine statt. (Das Anätzen der kieseligen Gesteine mit Salzsäure, um die Kieselnadeln zu gewinnen und dadurch ein Unterscheidungsmerkmal mit dem Flysch zu erhalten, genügt daher nicht in allen Fällen, da an manchen Stellen fast sämtliche Kieselnadeln in Kalkspat umgewandelt sind.)

Sowohl von Organismen ausgeschiedene Kieselsäure wie auch Quarzkonkretionen wurden bisher in den Flyschkieselkalcken nicht beobachtet, sondern aller Quarz, der in denselben enthalten ist, befindet sich auf sekundärer Lagerstätte und wurde dem Flyschmeer neben anderen in geringerer Menge vorhandenen Mineralien (wie Hornblende, Glimmer etc.) von nördlich vorgelagerten Festlandsmassen (Vindelizisches Gebirge) zugeführt.*)

Der den Krinoidenkalken beigemengte Quarz bildet ebenfalls Konkretionen von sehr stark wechselnder Größe, die zumeist eine bläuliche Färbung besitzen. Auch hier ist die Kieselsäure als

*) Nach der Drucklegung wurde ich von Herrn Oberbergat Dr. O. REIS auf die Resultate von Dünnschliffuntersuchungen aufmerksam gemacht, die von GÜMBEL und REIS ausgeführt waren. Danach enthalten auch die Flyschgesteine, insbesondere die fast dichten feinkörnigen Kieselkalke häufig Spongiennadeln in großer Menge. GÜMBEL: Spongiennadeln im Flysch (Verh. d. Reichsanst. 1880 S. 213); FINK: Zur Flysch-Petroleumfrage in Bayern (Z. f. prakt. Geol. 1905 S. 330).

Eine ganz ähnliche kieselig-schiefrige Liasfazies beteiligt sich auch vorwiegend an der Zusammensetzung der viel schmäleren Juramulde zwischen dem nördlichen und dem Geigerstein-Fockenstein-Sattel. Hier erlangen jedoch die gefleckten Kalke eine größere Verbreitung und außerdem finden sich häufig dunkle Kalke mit eingesprenkten Krinoidenstielgliedern, die an der Oberfläche herauswittern und dadurch gut erkennbar sind. Ferner wurden plattige, schwarze Kalke beobachtet, die auf den ersten Blick große Ähnlichkeit mit den dunklen Rhätkalken besitzen. Bei genauerer Betrachtung lassen sich jedoch bläuliche Kieselausscheidungen wahrnehmen. In denselben fand sich die ebenfalls verkieselte *Rhynchonella genifer* WINKL.¹⁾ Diese Kalke nehmen das tiefste Niveau des Lias ein und begleiten den schmalen Rhätzug des nördlichen Sattels. Besonders günstige Aufschlüsse liegen im obersten Tratenbach und in dem Graben nordöstlich vom Geigerstein.

Ebensolche dunkle und zum Teil bläulich gefärbte Kalke treten auch im oberen Tauberggraben und im oberen Markgraben auf, wo derselbe nach Norden umbiegt, westlich der Zahl 1300. Auch weiter südlich finden sich am Neuhütten-Eck und am Markköpfl dieselben krinoidenführenden dunklen Liaskalke, die gerade wie im Norden das tiefste Niveau dieser Stufe repräsentieren. Dieselben stehen hier im engsten Zusammenhang mit rhätischen dunklen Oolithen, von denen sie sich kartographisch nur schwer trennen lassen, zumal da die Oolithe auch stellenweise Krinoidenstielglieder führen.

Bei der Entwicklung der Liasschichten zwischen Geigerstein und Fockenstein einerseits und der Hirschbachstörung andererseits fällt besonders das häufige Vorkommen von hellgefärbten Krinoidenkalken neben den Kieselkalken, Schiefern und gefleckten Mergeln auf. Diese Krinoidenkalke, die auch zum Teil verkieselte sind und bläulich gefärbte Hornsteine führen, erlangen besonders nördlich der Sticker Alm sowie am Süd- und Ostabhang vom Schlagkopf eine große Mächtigkeit.

ein Umlagerungsprodukt von kieseligen Schwammnadeln, die dem Gestein ursprünglich beigemischt waren und deren Reste sich noch beobachten lassen, anzusehen. Übrigens bestehen zwischen Krinoidenkalken und Kieselkalken alle Übergänge, da auch die letzteren in mehr oder minder großer Menge Krinoidenreste enthalten.

Ebenso ist die kieselige Beschaffenheit mancher Fleckenmergel durch einen mehr oder minder hohen Gehalt an kieseligen Schwammnadeln hervorgerufen. Diese sind oft in solcher Menge vorhanden, daß ein Unterscheidungsmerkmal mit den Kieselkalken unter dem Mikroskop lediglich durch die dunklen Flecke gegeben ist. Auch die Umwandlungserscheinungen der Schwammnadeln in Kalkspat sind dieselben wie bei den Kieselkalken.

Von diesen spongiensführenden Kieselkalken sind die hornsteinführenden plattigen und knolligen Kalke des oberen Jura, deren Kieselsäure aus Radiolarienskeletten entstand, sehr wohl zu unterscheiden. Für diese Gesteine sollte der Ausdruck „Kieselkalk“ vermieden werden und auf die liassischen Spongienkalken und die Flysch-Kieselkalke beschränkt bleiben, obgleich auch hier schon Sedimente von ziemlich verschiedenartiger Beschaffenheit mit demselben Ausdruck belegt werden.

Ein mehr oder minder beträchtlicher Gehalt an Spongiennadeln ist zweifellos als besonders charakteristisch für viele Liasgesteine anzusehen. Auch in schwarzen, dem Lias zugehörigen Mergelkalken, die im Süden der Waxelmoos Alm (Tegernseer Berge) anstehen, wurden dieselben beobachtet. Diese Gesteine enthalten auch in ziemlicher Menge im Dünnschliff gut erkennbare Quarzkörnchen. Derartige Beimengungen scheinen nach den bisherigen Erfahrungen im wesentlichen auf die eigentümlichen flyschähnlichen Liasfazies am nördlichsten Kalkalpenrande beschränkt zu sein. Ihr Ursprungsort ist in nördlichem Festland zu suchen, von dem aus in die südlicheren Teile des Liasmeeres nur mehr sehr feiner und an Menge gegen Süden mehr und mehr abnehmender Detritus gelangte.

¹⁾ *Rhynchonella genifer* wurde auch von HAHN schon vom Geigerstein erwähnt (Ergebnisse neuer Spezialforschungen S. 131).

GÜMBEL erwähnt aus den Liasschichten von Hohenburg folgende Ammoniten-spezies: *Psiloceras calliphylum*, *Johnstoni*, *planorbis*, *Aegoceras Struckmanni*, *Schlotheimia angulata*, *marmorea* und *Arietites proaries* (Geologie von Bayern II. S 168).

Die Ausbildung der oberen Juraschichten weist keine wesentlichen Besonderheiten auf. Dieselben sind als rote und graue hornsteinführende Aptychenschichten entwickelt. In der nördlichsten Mulde trifft man dieselben nur ganz vereinzelt in schmalen kurzen Zügen an. Im Gebiete des Fockensteins erlangen diese Ablagerungen ihre größte Verbreitung, während in den südlicheren Teilen der Vorzone die Juraschichten hauptsächlich durch die Liasformation vertreten sind.

Einer besonderen Besprechung bedarf jedoch ein recht interessantes Profil, welches sich im Gscheigraben nördlich vom Fockenstein beobachten läßt. Im unteren Teil des Grabens stehen südlich fallende Kieselkalke und Schiefer des Flysches an. Diese schließen mit einer schwarzen Schieferlage gegen ebenso südlich geneigten roten hornstein- und aptychenführenden Knollenkalk ab und dann folgen gefleckte Kalke, die mit roten und dunklen Letten wechsellagern und in denen ebenfalls kleine Aptychen vorkommen. Hierauf stellt sich in konkordanter Lagerung eine Folge von hellen, gefleckten Kalken, dunklen Schiefern, Sand- und Konglomeratbänken ein, die an liassischen Kieselkalk grenzen, der mit demselben Winkel südlich einfällt. Die Schichtfolge zwischen Flysch und Lias besitzt etwa eine Mächtigkeit von 40—50 m.

Die Konglomeratbänke sind von recht grobem Gefüge und die einzelnen nur wenig abgerollten Bestandteile, welche lediglich aus den Kalkalpen stammen,¹⁾ erreichen zuweilen Durchmesser von 1—2 cm. In den Konglomeraten wurden mehrere Belemniten und Aptychen gefunden. Besonders zahlreiche Aptychen enthalten jedoch die feinsandigen Bänke, auf deren Schichtflächen dieselben oft dicht nebeneinander liegen.

Ganz ähnlich ausgebildete klastische Gesteine finden sich auch bei Hohenschwangau. BÖSE²⁾ spricht zwar nur von Platten, die vollständig von Aptychen und Belemniten bedeckt sind, aber an den in der Münchener Sammlung von dort vorliegenden Stücken erkennt man deutlich das sandige und konglomeratische Gefüge dieser mit hornsteinführenden Mergeln und Kalken zusammen vorkommenden Gesteine, in denen BÖSE oberjurassische Fossilien nachgewiesen hat. Auf Grund dieser Vorkommnisse sind auch die im Gscheigraben zwischen Lias und Flysch eingeschalteten Schichten als oberjurassisch zu bezeichnen oder doch im wesentlichen dieser Formation zuzurechnen, worauf auch die Lagerung schon hindeutet. Vor allem sind nun auch die schon früher erwähnten (Tegernseer Berge S. 187) den oberjurassischen Aptychenschichten vollkommen gleichenden hornsteinführenden Kalke, in denen sich konglomeratische und sandige Lagen einschalten, zum oberen Jura zu stellen.³⁾ — Neben der häufig etwas mergeligen Beschaffenheit ist der Gehalt an roten und grünen Hornsteinen in diesen vereinzelt am Nordrande der oberbayerischen Kalkalpen auftretenden Ablagerungen zumeist bedeutend geringer

¹⁾ Soweit mir bis jetzt klastische Bildungen im oberen Jura am Nordrande der oberbayerischen Alpen bekannt geworden sind, bestehen dieselben lediglich oder doch vorwiegend aus kalkalpinen Komponenten. Erst in den sandigen Lagen der dem Neocom zugerechneten Schichten stellen sich in beträchtlicher Menge Quarzkörner ein (Tegernseer Berge I. c. S. 187).

²⁾ Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. 1894, S. 22.

³⁾ Derartige Einlagerungen sind keineswegs auf die hangenden Teile des oberen Jura, also auf die Grenzschichten gegen das Neocom beschränkt, sondern finden sich ebensowohl in den tieferen Lagen des Malm.

wie in gleichaltrigen weiter südlich gelegenen Vorkommnissen, wo sich oft mehrere Bänke ausschließlich aus roten oder grünen Hornsteinen aufbauen.

Im unteren Scheibengraben (Tegernseer Berge l. c. S. 187) entwickeln sich mit breiter Übergangszone aus den oberjurassischen hornsteinführenden Kalken sehr flyschähnliche Mergel und Sande, die auch in das Fockensteingebiet übergreifen und infolge der Ähnlichkeit, der gefleckten und fucoidenähnliche Gebilde führenden Mergel mit anderen Neocommergeln, dieser Formation zugewiesen wurden (Tegernseer Berge S. 187).

Genau dieselbe Entwicklung der Schichten wies auch DACQUÉ im Aalbach bei Tegernsee nach (Schliersee-Spitzingsee S. 32). In bezug auf die Abtrennung der Horizonte weichen jedoch die beiden Karten östlich und westlich des Tegernsees insofern voneinander ab, als DACQUÉ alle Schichten, in denen sandige Einlagerungen vorkommen, auch die hornsteinführenden roten und gelben Kalke als Neocom kartiert hat.

Ein recht günstiger Aufschluß, der die Wechsellagerung von rein kalkigen, zum Teil rotgefärbten, hornsteinführenden Bänken mit sandigen Lagen (die ich hiernach zum oberen Jura rechnen möchte) deutlich zeigt, findet sich nordöstlich vom Riederstein, wo der die 1000 m Kurve kreuzende Weg in den Aalbach einbiegt.

Neocomfossilien wurden bisher am Nordrand der Kalkalpen zwischen Herzogstand und Leitzachtal nicht nachgewiesen, so daß die hier durchgeführte Einteilung bis zu einem gewissen Grade willkürlich ist. Erst in den südlich angrenzenden Faltenzügen und in den Vilsener Alpen¹⁾ findet sich fossilführendes Neocom, jedoch lediglich in mergeliger Entwicklung, ohne die sandigen und konglomeratischen Einlagerungen.²⁾

¹⁾ ROTHPLETZ, Vilsener Alpen. Palaeontogr. Bd. XXXIII, S. 43.

²⁾ Östlich des Inn sind am nördlichen Kalkalpenrand Neocomvorkommnisse an der Kampenwand bekannt geworden (BROLL, Kampenwand und Hochplatte. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 37, S. 424). Zu unterst bestehen dieselben aus gefleckten, etwas mergeligen, hornsteinführenden Kalken, die sich aus den Aptychenschichten entwickeln und nach oben in graue bis schwärzliche, dünn-schichtige, weiche Kalkmergel übergehen. Ähnliche gefleckte, hornsteinführende, durch Fossilien sichergestellte Neocomgesteine, die durch ihren höheren Tongehalt gegenüber den unterlagernden Aptychenschichten ausgezeichnet sind, finden sich ferner am Laubenstein in ziemlicher Verbreitung (FINKELSTEIN, Der Laubenstein. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. VI, S. 61) und bei Ruhpolding (ARLT, Ruhpoldingener Berge. Mitt. d. geogr. Ges. in München 1911, S. 16 u. 17). Obgleich hier also eine ganz ähnliche Gesteinsentwicklung vorliegt, fehlen die sandigen und konglomeratischen Einlagerungen, die bisher nur in den Schlierseer und Tegernseer Bergen nachgewiesen wurden.

BÖSE erwähnt auch aus der Serie der oberjurassischen Aptychenschichten gefleckte Kalke, die den Liasfleckenmergeln gleichen (Hohenschwangauer Alpen l. c. S. 22). Tatsächlich mögen oft derartige Vorkommnisse noch dem oberen Jura angehören. Zum mindesten lassen sie sich von dieser Formation nicht abtrennen, wenn kein annähernd vollständiges Jura-Neocomprofil vorliegt.

Im Anschluß an die Besprechung der Jura-Neocomserie möchte ich ein merkwürdiges Vorkommen von schwarzen Schieferletten (Kreidemergel nach AIGNER) nicht unerwähnt lassen, die unterhalb des großen Wasserfalles in der Schmiedlaine sowie im unteren Teil des Kohlstattgrabens bei Benediktbeuern anstehen und von AIGNER zur oberen Kreide gerechnet werden (Benediktenwandgebirge S. 51). Dieselben erreichen eine nicht unerhebliche Mächtigkeit und bestehen aus 2—3 cm dicken Bänken, die mit dünnen, stenglig zerfallenen Schiefnern wechsellagern. Die dickeren Lagen besitzen ebenfalls ein sehr lockeres Gefüge und zerspringen beim Anschlagen in unregelmäßige kantige Stücke (der Gesteinshabitus erinnert lebhaft an die Fazies der Partnachmergel).

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine äußerst feinkörnige Textur. Feine Quarzkörnchen sind ziemlich häufig vertreten. Hier und da findet sich auch ein zartes Glimmerschüppchen. Vor allem aber bilden winzige Dolomitkriställchen, deren Rhomboederform häufig noch deutlich erkennbar ist, einen nicht unwesentlichen Bestand des Gesteins. Außerdem zeigen sich dunkelgefärbte Körnchen und längliche Gebilde, die offenbar pflanzlicher Natur sind. Andere organische Reste fehlen dagegen vollständig.

Die hier dem Neocom zugerechneten, nur in sehr geringer Verbreitung am Nordrande der Kalkalpen auftretenden Schichten bilden mit ihren oft papierdünnen Mergel-, Schiefer- und Sandsteinbänken eine küstennahe Seichtwasserfazies, die in einem Meere zur Ablagerung kam, in das neben vorwaltendem groben kalkalpinem Detritus auch bereits von nördlich vorgelagertem Festland Quarzkörner in größerer Menge hineingespült wurden. Die Hebung des Meeresbodens der alpinen Geosynclinale war also schon ziemlich weit vorgeschritten. Vielleicht hatten sich überhaupt schon einzelne abgeschlossene Meeresbecken gebildet.

Die in den oberen Juraschichten eingeschalteten klastischen Einlagerungen, die hie und da mit Mergel- und Schieferbildungen vergesellschaftet sind, finden sich in der Umgebung des Schliersees in der zwischen Baumgartenberg und der südlichen Flyschgrenze gelegenen Mulde. In den Tegernseer Bergen wurden dieselben verschiedentlich in der nördlichsten über den Flysch geschobenen Jura-mulde am Nordabhang vom Sattelkopf, am Juckerfuß und im Söllbache beobachtet. Im Norden vom Fockenstein stoßen dieselben direkt an den Flysch¹⁾

Die schwarzen Schieferletten sind stark zusammengefaltet und legen sich konkordant an die roten hornsteinführenden Aptychenschichten, mit denen sie durch Übergänge verknüpft sind (Benediktenwandgebirge l. c. S. 51, 52 u. 84).

Auf schwach gewellter Abrasionsfläche haben sich über den Aptychenschichten und schwarzen Letten grobe, zumeist aus Hauptdolomit bestehende Konglomerate abgelagert, die dem Cenoman zugerechnet werden.*) Direkt unterhalb des Wasserfalles ist die diskordante Überlagerung außerordentlich günstig aufgeschlossen.

Infolge der konkordanten Anlagerung an die Aptychenschichten (gut sichtbar im unteren Kohlstattgraben) und der engen Verknüpfung mit denselben bilden die schwarzen Schieferletten zweifellos ein eigenartig entwickeltes Glied der Jura-Neocomserie. Auf den ersten Blick könnte man an Lias denken, in dem zuweilen ähnliche schwarze Schiefer nahe der Flyschgrenze vorkommen. Es fehlen jedoch die kieseligen Bänke und das völlig kalkfreie Gestein weicht in bezug auf seine petrographische Zusammensetzung so vollkommen von allen bisher bekannt gewordenen Liasgesteinen ab, daß es ausgeschlossen ist, die Schieferletten als ein Glied dieser Formation anzusehen (es fehlen auch die für die Liasgesteine charakteristischen Spongiennadeln). Viel wahrscheinlicher erscheint es mir, daß die Schieferletten die roten Aptychenschichten überlagern und im wesentlichen eine eigenartige Fazies des Neocom darstellen.

¹⁾ Nach Abschluß des Manuskriptes fand ich im Baumgartengraben am Nordabhang vom Fockenstein noch ein interessantes Juraprofil, welches eine wichtige Ergänzung zu den früheren Beobachtungen bildet.

Im untersten Teil des erwähnten Grabens tritt unter dem reichlich vorhandenen Schutt nur ein kleiner isolierter Aufschluß von südlich einfallenden Flysch-Kieselkalken zutage aus. Das Juraprofil beginnt etwa bei der Kurve 1030 mit grünlich gefärbten hornsteinführenden Kalken, die oft eine durchaus kieselige Beschaffenheit besitzen. Dieselben bilden einen kleinen Sattel und die oberste etwa 1½ m mächtige Lage ist infolge starken Gebirgsdruckes in einzelne Quetschlinien aufgelöst. Über diesen tektonisch stark veränderten Gesteinen liegen mehrere Meter mächtige rote Kalke mit dünnen Lagen und Knauern von Hornsteinen. Manche Bänke sind oft ganz bedeckt mit großen, wohl erhaltenen Aptychen, die sich mit dem *Aptychus lamellosus* QUENST. identifizieren lassen. Zwischen den roten Kalkbänken schalten sich dünne, 1—2 cm dicke, rote Tonlagen ein. Oberhalb dieser steil südlich geneigten, etwa 10—15 m mächtigen Schichten, die dem oberen Jura zuzurechnen sind, fehlen im Bachbett die Aufschlüsse. Nur an den Rändern des Grabens werden dunkle und braune Fleckenmergel und Schiefer des Lias sichtbar, die weiter bachaufwärts ebenfalls mit südlichem Einfallen eine kleine Stufe bilden. Aus diesen dickbankigen, dunklen, mit Schiefen wechsellagernden, typisch liassischen Fleckenmergeln entwickeln sich dünner gebankte, hell gefärbte, dem oberen Jura sehr ähnlich sehende, jedoch auch schwarze Flecken führende Kalke mit einer Konglomeratlage. In gleichförmiger Folge stellen sich danach die charakteristischen hellen, hornsteinführenden Oberjurakalke ein. Von der normalen Ausbildung weichen dieselben jedoch dadurch ab,

*) ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen, Stuttgart 1894, S. 111 u. 112.

und bei Hohenschwangau treten sie ebenfalls in der nächsten Nachbarschaft der südlichen Flyschgrenze auf.

Das vereinzelte Vorkommen der Konglomerate und Sandsteine (die auch zuweilen Hornsteine enthalten) im oberen Jura ist also auf eine äußerst schmale Zone am nördlichsten Rande der Kalkalpen beschränkt, weiter südlich wurden derartige Einlagerungen in diesem Horizont nirgend beobachtet. Auffallend ist ferner bei diesen Vorkommnissen der stellenweise recht beträchtliche Gehalt an organischen Resten, die sich in den klastischen Bänken vorfinden. Hauptsächlich sind Aptychen vertreten, welche die Schichtflächen oft ganz bedecken, oder auch richtige Aptychenbrekzien bilden — während in den normal entwickelten Oberjuraschichten die Aptychen immer nur sehr vereinzelt vorkommen —, außerdem zeigen sich Bruchstücke und auch gut erhaltene Belemniten und vereinzelte Ammoniten, die den Aptychenschichten sonst so gut wie ganz fehlen. Als ein weiteres Charakteristikum dieses exceptionell entwickelten oberen Jura könnte noch der verhältnismäßig geringe Gehalt an Hornsteinen¹⁾ und die Einschaltungen von mergeligen und dunklen, schiefrigen Zwischenlagen angeführt werden.

daß sich mehr oder minder mächtige Lagen von grünlichen Mergelschiefern, schwarzen Schieferletten und sandig-konglomeratischen Bänken zwischen den Kalken einschalten. Die klastischen Bänke bilden 10—15 cm dicke Lagen, die zumeist scharf gegen die Kalke abgegrenzt sind. Zuweilen führen aber auch die Kalke vereinzelte Gerölle oder auch Nester von solchen. Unterhalb des Wasserfalles, an dem unteren Knie des Grabens, kann man die Konglomeratbänke aus den steilstehenden Schichten leicht herauslösen. Dieselben bestehen offenbar ganz vorwiegend aus wenig abgerundeten kalkalpinen Komponenten. Vorherrschend sind dunkle Lias- und helle Oberjuragesteine, insbesondere eckige Hornsteinfragmente. Die Schichtflächen der Konglomeratlagen sind oft ganz bedeckt von meist schlecht erhaltenen Aptychen und vielen Bruchstücken von denselben.

In dem linken Seitengraben folgen auf die eben beschriebenen Schichten rote außerordentlich verquetschte Kalke mit wenig Hornsteinen und an diese schließt sich dunkler, schiefriger Lias (die Grenze ist hier offenbar tektonisch). Die roten, knolligen Kalke erinnern in ihrer Ausbildung sehr an die roten Veroneser Marmorkalke des oberen Jura und stellen eine ähnliche Fazies wie der sogenannte Tegernseer Marmor am Ringberge bei Tegernsee dar.

Da in diesem Graben die Überlagerung des Lias durch den oberen Jura klar erschlossen ist, zeigt das Profil nun mit aller Deutlichkeit, daß die konglomeratischen Bänke durch den ganzen oberen Jura verteilt sind und auch in den Grenzschichten gegen den Lias auftreten, der ebenfalls Geröllbänke führt.

Die Gesamtmächtigkeit der im Lias muldenförmig eingelagerten, hell gefärbten und roten, knolligen Oberjuraschichten, die sich offenbar gegenseitig faziell vertreten können, beträgt etwa 50—60 m.

Auch im oberen Scheibengraben zeigten sich in grünlichen, grauen und roten hornsteinführenden Kalken, die den Lias überlagern, sandige und konglomeratische Bänke, die übrigens auch den Übergangsschichten, welche im unteren Scheibengraben vom oberen Jura zum Neocom überleiten, nicht fehlen.

Hier konnten in den konglomeratischen Bänken, in denen *Calpionella alpina* in zahlreichen Exemplaren vorkommt, Quarzkörnchen in größerer Menge nachgewiesen werden.

Es ist wohl von Wichtigkeit, daß das häufige Auftreten sandiger und konglomeratischer Einlagerungen im oberen Jura und Neocom in den Schlierseer und Tegernseer Bergen mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Konglomerate an der Basis des Flysches zusammenfällt. Die Heraushebung der alpinen Sedimente aus dem Meere muß also in diesen Gebieten im oberen Jura sowie in der unteren und mittleren Kreide besonders weit vorgeschritten sein und auch exotische Gesteine wurden in denselben Perioden diesen Teilen des alpinen Meeres besonders reichlich zugeführt.

¹⁾ Die roten Schichten scheinen im allgemeinen die an Hornsteinen reicheren zu sein (vgl. AIGNER, Benediktenwandgebirge S. 48) und der Gehalt an Hornsteinen sowie die in feiner Verteilung beigemengte Kieselsäure nimmt im allgemeinen im oberen Jura gegen das Hangende an Menge zu, wie übereinstimmend in den Schlierseer und Tegernseer Bergen (Schliersee-Spitzingsee S. 31, Tegernseer Berge S. 185) sowie im Benediktenwandgebirge (l. c. S. 48) festgestellt wurde.

Das Vorkommen der sandigen und konglomeratischen Einlagerungen, deren gröbere Bestandteile häufig kaum kantengerundet sind und daher auf keinen weiten Transport hinweisen, zwingt uns zu der Annahme, daß bereits im oberen Jura gewisse Teile des Meeresbodens der Erosion zugänglich wurden, bzw. daß durch Flüsse in das Meer des oberen Jura aufgearbeitetes, im wesentlichen aus mehr oder minder grobem Kalk- und Hornsteindetritus bestehendes Material zeitweise eingeschwemmt wurde, das sich mit dem Kalkschlick mischte oder zu einzelnen Bänken aufgeschichtet wurde, über denen sich wieder Kalksedimente absetzten in periodischer Folge. Auch die Anhäufung der Aptychenschalen, die naturgemäß durch Zusammenschwemmung erklärt werden muß, deutet darauf hin, daß der Meeresboden von der Brandungswelle ergriffen wurde.

Die Ablagerung der geschilderten oberjurassischen Schichten am Nordrande der Kalkalpen muß daher in einem seichten, nicht allzu küstenfermem Meer vor sich gegangen sein. Dieselben stehen also im Gegensatz zu den weiter südlich entwickelten detritusfreien, rein organogenen Oberjurasedimenten, die einen durchaus pelagischen Habitus besitzen. Diese letzteren sind als die weit verbreitete normale Fazies des oberen Jura anzusehen, während die durch die Einlagerung der klastischen und mergeligen Bänke, den hohen Gehalt an organischen Resten und das Zurücktreten der Hornsteine charakterisierten Schichten, welche vereinzelt am nördlichsten Rande der Kalkalpen auftreten, eine küstennahe Fazies des oberen Jura bilden.

Anhang zur Stratigraphie.

Bei der Schilderung der äußerst mannigfaltigen Gesteinstypen, welche die Liasformation im Gebiete des Ringberges bei Tegernsee aufbauen, blieb ein eigentümliches Vorkommen unerwähnt, das jedoch eine gewisse Beachtung verdient.

Am Ostabhang der Ringspitz stehen an dem Wege, welcher vom Oberhof über den Hessenbiel und das neuerbaute Schloß gegen die Ringspitz zu führt, westlich der 1000 m-Kurve mehrfach dunkle weiche Mergelschiefer an, die ganz durchsetzt sind von gelblich gefärbten Kalkknollen. Die letzteren sind von unregelmäßiger meist gerundeter aber eben so oft auch von kantiger oder länglich ovaler Gestalt. Die größeren erreichen Durchmesser von mehreren Zentimetern, während die kleinsten nur im Mikroskope erkennbar werden. Dazwischen gibt es alle Übergänge. Die Schiefer erhalten dadurch ein vollkommen brekziöses Aussehen. Hier und da findet man jedoch in den dunklen mergeligen Teilen mehr oder minder dicke Lagen von gelben Kalken eingeschaltet, die bei dem bergigsbildenden Prozeß in einzelne unregelmäßig geformte Fetzen aufgelöst und mit den weicheren Mergeln verknüpfet wurden. Das schiefrige Gestein bestand also aus abwechselnden Lagen von weicheren dunklen Mergeln und helleren härteren gelblichen Kalken, die auf tektonischem Wege zu einer Brekzie umgeformt wurden. Nur vereinzelt blieb die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit erhalten.

Diese brekziösen Schiefer, die an dem Wege in einer Erstreckung von etwa 200—250 m mehrfach aufgeschlossen sind, enthalten die *Calpionella alpina* LORENZ,¹⁾ die sowohl in den gelben Kalkknollen wie auch in den dunklen Mergellagen auftritt. Oft ist das Gestein ganz von den kleinen charakteristischen Formen erfüllt, oft finden sich dieselben nur vereinzelt oder fehlen auch in einzelnen Schriffen vollständig. Andere organische Beimengungen wurden nicht beobachtet. Erkennbare klastische Bestandteile ließen sich in den Schiefen ebenfalls nicht nachweisen, nur in einem Schriff zeigten sich mehrere winzige Quarzkörnchen.

Vergesellschaftet sind die brekziösen *Calpionella alpina*-führenden Schiefer mit typisch liassischen gelben Fleckenmergeln und dunklen Schiefen. Außerdem finden sich rote oder auch rot und grün geflammte Schiefer in ziemlicher Verbreitung, die in bezug auf ihre petrographische Beschaffenheit sehr an die oberdevonischen Cypridinschiefer Mitteldeutschlands, wie auch an die roten Flyschschiefer erinnern. Dieselben besitzen einen geringen Kalkgehalt und brausen infolgedessen nur schwach mit Salzsäure. In beträchtlicher Menge lassen sich im Dünnschliff Foramini-

¹⁾ LORENZ: Südlicher Rhaetikon. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XII. 1901. S. 27. Taf. IX Fig. 1.

feren nachweisen, die neben vereinzelt Textularien im wesentlichen aus sehr dünnchaligen Globigerinen bestehen. Außer den Foraminiferen scheinen organische Reste in den Schiefen, die übrigens auch unterhalb des Schlosses an einem neuen Wege anstehen, sehr spärlich vertreten zu sein. Bisher gelang es nur einen schlecht erhaltenen *Harpoceras* aufzufinden (Tegernseer Berge S. 183), der aber immerhin das liassische Alter der Schiefer unzweifelhaft macht.

Die brekziösen Schiefer mit *Calpionella alpina*, wie auch die Fleckenmergel und roten Schiefer sind offenbar stark verfaltet, so daß ihr gegenseitiges Altersverhältnis nicht näher festzustellen ist. Vermutlich sind dieselben im wesentlichen als gleichaltrige Fazies anzusehen. Über diesem Schieferkomplex, der von dunklen Mergelschiefen und Kieselkalken unterlagert wird, folgt sogleich der obere Jura, der eine etwas steilere Böschung bildet, so daß eine Stufe entsteht, die neben dem Wege verläuft. An einem Jagdsteige, der bei der Kurve 1040 vom Hauptwege nach Norden abzweigt, ist recht gut zu erkennen, wie die Schiefer allmählich in helle gefleckte Kalke übergehen mit spärlichen Hornsteinen, aus denen sich rote und helle plattige Kalke¹⁾ entwickeln. In diesen nehmen die roten und grünen Hornsteine nach oben mehr und mehr zu und setzen schließlich ganze Bänke zusammen.²⁾

Der Schieferkomplex findet sich also den Lagerungsverhältnissen nach unmittelbar im Liegenden des oberen Jura und ist seiner Fossilführung und Gesteinsbeschaffenheit nach dem Lias bzw. dem Dogger zuzurechnen.³⁾

Danach ist das Vorkommen der *Calpionella alpina* LORENZ nicht auf das Tithon und Neocom beschränkt,⁴⁾ sondern findet sich auch in Schichten, die vom oberen Jura überlagert werden.

Allgemeine Betrachtungen über den geologischen Aufbau der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach.

Im engsten Zusammenhange mit den Faltungs- und Störungszonen der östlichen Lenggrieser Berge steht das gegenüber gelegene Gebiet des Benediktenwandgebirges im Westen der Isar, dessen spezielle Bearbeitung wir Herrn Dr. D. AIGNER verdanken.⁵⁾ Aus eigener Anschauung lernte ich einige Teile dieses interessanten und gut aufgeschlossenen Gebietes auf mehreren Exkursionen kennen, die im Mai, Juni und Juli 1915 ausgeführt wurden.

Da die tektonischen Erscheinungen zu beiden Seiten der Isar so außerordentlich große Ähnlichkeit aufweisen, so seien einige Worte über den Bau des Benediktenwandgebirges gestattet und vor allem auch die Zusammenhänge zwischen beiden Gebieten erörtert. Vornehmlich stützen sich die Ausführungen naturgemäß auf das Studium der Karte und die Beschreibungen von Herrn Dr. AIGNER. Ebenso sollen die von Herrn Dr. J. KNAUER bearbeiteten Gebiete des Kesselberges⁶⁾ und des Herzogstand-Heimgartens⁷⁾ sowie die Tegernseer⁸⁾ und Schlierseer Berge⁹⁾ mit in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden.

¹⁾ Auch in diesen oberjurassischen Kalken findet sich *Calpionella alpina* ebenfalls in großer Verbreitung.

²⁾ Tegernseer Berge I. c. S. 185.

³⁾ Flaserige Schichten, die schwartenmagenähnlich Einsprenglinge von hellem gelblichem Kalk zeigen und den brekziösen Schiefen mit *Calpionella alpina* von der Ringspitz gleichen, wies auch DACQUÉ im Rottachtal zwischen Lias und oberem Jura nach. (Schliersee-Spitzingsee I. c. S. 30.)

⁴⁾ STEINMANN: Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin, Geolog. Rundschau Bd. IV, Heft 7. 1913. S. 572.

⁵⁾ Geographische Gesellschaft, München 1912.

⁶⁾ Die tektonischen Störungslinien des Kesselberges. Mitt. Geogr. Ges. München 1910.

⁷⁾ Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. München 1906.

⁸⁾ BODEN, Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weissach. Geognostische Jahreshfte München 1914.

⁹⁾ E. DACQUÉ, Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mitt. Geogr. Ges. München 1912.

Die leitenden Anschauungen über die tektonischen Erklärungen im Benediktenwandgebirge von Dr. AIGNER bestehen darin, daß die durch einen tangentialen Südschub aufgerichteten Schichten von Längsstörungen durchschnitten werden, an denen erhebliche vertikale Verlagerungen vor sich gingen. Nicht durch die tangentielle Faltung allein ist die zentrale Mulde emporgepreßt, sondern an den dieselbe im Norden und Süden begrenzenden Längsstörungen sind die anliegenden Juramulden niedergebroschen. Ebenso hat der Nordflügel des nördlich vorgelagerten Sattels eine Absinkung erfahren. An den Querstörungen nimmt AIGNER horizontale und auch radial gerichtete Bewegungen an.

Wie schon der erwähnte Autor angibt, bilden die muldenförmig gelagerten Schichten der mittleren und oberen Trias und des Lias, welche den zentralen Teil des Benediktenwandgebietes durchziehen, die Fortsetzung der ebenso gelagerten Triasgesteine, welche die Hügel bei Hohenburg sowie den Geigerstein und Fockenstein aufbauen.

Im Anschluß an die Verhältnisse im Osten der Isar erblicke ich in der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges eine steil stehende sattelförmige Aufbruchzone, deren Sattelfirst tief eingemuldet ist. Die Mulde enthält wieder Spezialfaltungen und Störungen, jedoch ist die synclinale Lagerung der Schichten überall deutlich erkennbar.

Der nördliche Schenkel des Sattels ist nicht vorhanden. Gerade wie am Geigerstein und Fockenstein treten Muschelkalk und Wettersteinkalk des Sattels mit steil südlich geneigter Fläche an die Juraschichten der im Norden folgenden ebenfalls unvollständigen Mulde heran. Die dazwischen fehlenden Schichten sind ausgewalzt. Nur an der Probstwand, wo die Mulde in mehrere Falten zerfällt, ist die sattelförmige Umbiegung des Wettersteinkalkes, in dem ein Streifen emporgewölbter Partnachsichten erscheint, schwach angedeutet (Benediktenwandgebirge l. c. S. 72, 73). In ähnlicher Weise ist auch der Südflügel des Sattels verstümmelt. An der Benediktenwand blieb jedoch der letztere vollständig erhalten in normaler Lagerung und ebenso auch am Beigenstein, hier jedoch von einer Quetschzone durchzogen (s. u.). Ferner erkennt man am Waxenstein an den sich an den Wettersteinkalk im Süden anlehnenen Streifen von Raiblern, Hauptdolomit¹⁾ und Kössenern die stark verdrückten und reduzierten Reste des Südschenkels, an welche sich die südliche Juramulde anschließt. Daß zwischen den einzelnen Schichtgliedern am Südabhang des Waxensteins Bewegungsflächen hindurchgehen, steht naturgemäß einer derartigen Annahme nicht hindernd im Wege (Benediktenwandgeb. S. 62, 63). Von der Benediktenwand bis zum Burgberg ist die Achse der zentralen Mulde erst schwach und nach der Isar zu allmählich stärker gegen Osten geneigt, während dieselbe vom Geigerstein bis zum Kalvarienberg bei Hohenburg westlich einfällt. Der Geigerstein gibt also ein, allerdings etwas verkleinertes, Spiegelbild zu den Verhältnissen westlich der Isar.

Von der Benediktenwand senkt sich die Achse wiederum gegen Westen bis zum Niveau des Kochelsees und die aufgepreßte Zone erleidet eine erhebliche Verschmälerung. Im Westen der Glaswand tritt eine Verschiebung nach Norden ein und im Süden von Kochel weichen die Schichten an zwei Diagonalstörungen erheblich nach Süden zurück.²⁾ Am Kesselberg ist jedoch nach AIGNER der muldenförmige Bau trotz aller tektonischen Komplikationen wieder erkennbar und auch

¹⁾ ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 114 u. S. 115. Fig. 32.

²⁾ Die tekt. Störungslinien des Kesselberges. Geogr. Gesellsch. München 1910.

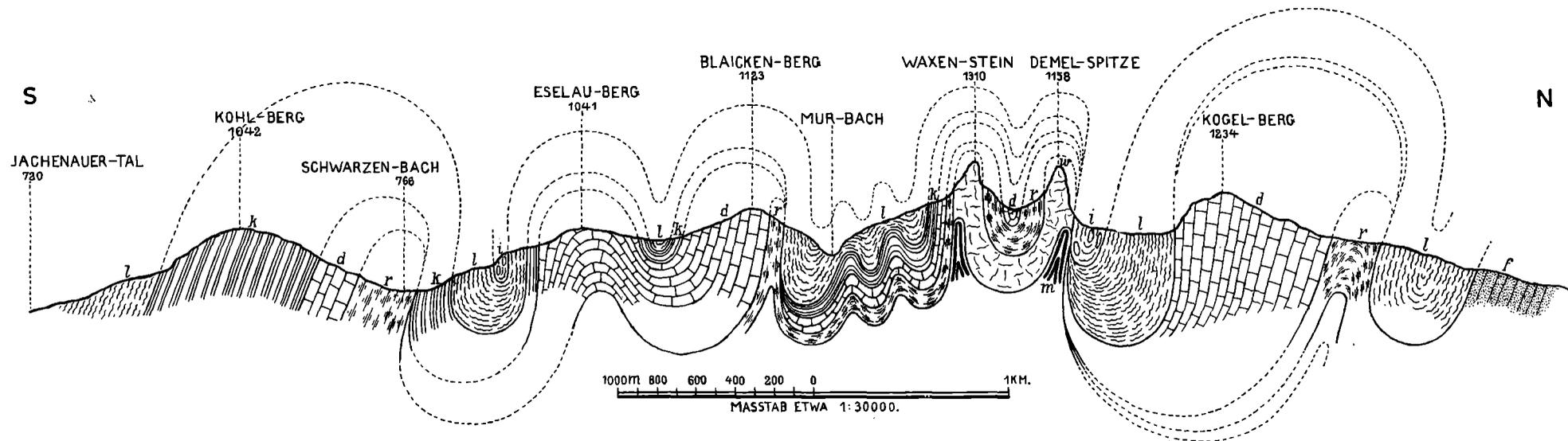


Fig. 4.

Profil durch den östlichen Teil des Benediktenwandgebirges nach den Angaben von Dr. AIGNER mit einigen Hinzufügungen.

(Schichtenerklärung S. 197.)

die Aptychenschichten der im Norden folgenden Mulde wurden beobachtet (Benediktenwandgebirge l. c. S. 78, 79). In der Südwestecke des Kochelsees „Am Stein“ liegt das westliche Ende der Zone, die hier eine nach Süden überkippte Wettersteinkalkmulde bildet, in deren Kern ein Streifen Raibler Schichten erscheint.¹⁾

Wir können also diese interessante sattelförmige Aufbruchzone mit dem zumeist synclinal eingebogenen Scheitel und den nach unten zu konvergierenden stark gestörten Schenkeln vom Kochensee bis zur Ringspitz am Tegernsee (s. o.) verfolgen. An der Benediktenwand erreicht dieselbe ihre größte Breite und die Achse ihre höchste Lage. Gegen den Kochensee und das Isartal senkt sich die Achse und es tritt eine Verschmälerung der Zone ein. In den östlichen Lengrieser Bergeß am Geigerstein und Fockenstein verbreitert sich dieselbe wiederum und die Achse steigt an, um sich gegen den Söllbach und die Ringspitz zu senken, wo die Zone in einzelne durch den Jura hindurchgepreßte Schollen aufgelöst wird. Mit dem Ansteigen der Achse ist also stets eine Verbreiterung der Zone und eine Vertiefung der Scheitelmulde verbunden.

Das Vordringen der Zone in ihrem östlichen Fortstreichen gegen Norden ist zumeist durch Verschiebungen an nordsüdlich und nordöstlich gerichteten Querstörungen bedingt.

Gerade wie die zentrale Sattelzone, so findet sich auch der im Norden vom Focken- und Geigerstein beobachtete Triassattel im Benediktenwandgebirge wieder (l. c. S. 79—86). Die Verbindung durch das Isartal verläuft vollkommen normal und läßt auf keinerlei Störung schließen.

Diese Sattelzone, welche sich vom Kogelberg über Langenberg und Gurn-Eck bis zum Schwarzenbergkopf verfolgen läßt, baut sich auch hier aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Rhät auf. Die Schichten fallen steil südlich ein. Während am Südschenkel ziemlich normale Lagerung herrscht, ist der Nordschenkel völlig ausgequetscht. Nur am Schwarzenbergkopf ist der Sattel vollständig erhalten. Die Sattelzone erreicht eine fast doppelt so große Breite wie östlich der Isar. Überhaupt hat der Hauptdolomit, in den lokal wieder Kössener eingefaltet sind (l. c. S. 81), hier eine für die kalkalpine Vorzone recht erhebliche Mächtigkeit (auf dem Profil III ist die Mächtigkeit jedoch zu groß angegeben).

Die sich zwischen dem nördlichen Triassattel und dem Flysch im Osten der Isar einschaltende Juramulde ist nur auf dem westlichen Teile der AIGNER'schen Karte in größerer Breite eingezeichnet. Nördlich vom Brandenburg findet sich lediglich ein schmaler Streifen und dann verschwindet sie im Osten ganz. Nach den Beobachtungen von HAHN²⁾ reicht sie jedoch bis zum Vogelkopf und ihre östliche Fortsetzung ließ sich bei einer Untersuchung des Arzbaches feststellen.³⁾

¹⁾ KNAUER, Herzogstand-Heimgarten. Geogn. Jahresh. München 1906. S. 34 u. 35. — HAHN, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen (l. c. S. 125). sieht auch im Hauptdolomit, Rhät, Spongienlias und Hierlatzkalk der Röthelsteinscholle ein „Äquivalent der östlichen Zentralmulde“. Diese bilden jedoch Falten, welche sich südlich an die lediglich aus Wettersteinkalk und Raiblern bestehende Fortsetzung der zentralen Benediktenwand-Zone anschließen.

²⁾ Z. d. D. G. G. Bd. 64. Jahrg. 1912. Monatsber. Nr. 11. S. 531.

³⁾ Im oberen Arzbach ist eine sehr interessante und zugleich gut aufgeschlossene Schichtfolge zu beobachten.

Etwas in einer Höhe von 870—880 m (AIGNER zeichnet hier schon Raibler ein, die jedoch im Bache nicht aufgeschlossen sind) findet sich eine ziemlich mächtige Folge von Kieselkalken, die mit dunklen Schiefnern wechsellagern, zuweilen sind auch zementmergelartige Gesteine eingeschaltet. Dieselben sind von den Flysch-Kieselkalken makroskopisch durchaus nicht zu unterscheiden, nur

Auf der Karte des Kesselberges von KNAUER¹⁾ bildet die nördlichste Mulde nur ein schmales Band. Zwischen dieser und der nördlicheren Diagonalstörung schiebt sich ein länglicher, zum Seehof am Kochensee herunterziehender Streifen von Hauptdolomit und Raiblern ein, der als die Fortsetzung des nördlichen Sattels anzusehen ist. Deutlicher noch tritt der letztere im Westen des Kochelsees²⁾ am Schmalwinkel in Erscheinung, wo er ebenfalls aus Hauptdolomit und Raiblern besteht, deren diskordante Lagerung zueinander (l. c. S. 36) das Bild des Sattels nicht wesentlich beeinflussen (zumal da im übrigen konkordante Folge herrscht). Die Raibler treten hier in unmittelbarem Kontakt mit dem Flysch und die Kössener des Südschenkels sind ausgequetscht. An der Großweiler Hütte erscheinen sie jedoch wieder zwischen Hauptdolomit und der sich im Süden anschließenden Mulde. Am Simmersberg besteht der Sattel nur noch aus Hauptdolomit, über den die südliche Mulde etwas überschoben ist (l. c. S. 36).

Weiter gegen Westen im Osten von Ohlstadt ist der sattelförmige Streifen noch mehr verschmälert und gegen Süden verschoben. In diesem östlichen Teil der KNAUER'schen Karte schaltet sich jedoch die nördlichste an den Flysch grenzende Mulde wiederum ein, die sich lediglich aus Aptychenschichten aufbaut.

Man würde auch im Norden des Herzogstands und Heimgartens eine einfachere Analyse der kalkalpinen Vorzone erhalten, wenn man das Gebiet nicht in gefaltete Schollen zerlegte, welche an Längs- und NS.-NO. gerichteten Querstörungen

fällt auf, daß im Gegensatz zu den echten Flyschbildungen, die Kieselkalke gegenüber den Schiefen sehr zurücktreten und die letzteren zuweilen die für die Liasschiefer charakteristische braune Verwitterungsrinde erkennen lassen.

Bei der 850 m-Kurve etwa schließen sich schwarze dickbankige bis klotzige mergelige Kalke an, über die ein Wasserfall hinüberfällt, und an diese verdrückte schwarze Schiefer. Nun folgt ein breiter Streifen, der sich im wesentlichen aus braun verwitternden typischen Liasschiefern und gelblichen und bläulichen Fleckenmergeln zusammensetzt, in denen mehrere Belemniten gefunden wurden. Weiter unterhalb werden jedoch beide Talhänge wieder von dunklen Schiefen und Kieselkalken sowie von Zementmergeln gebildet. Nur etwas nördlich der Zahl 805 finden sich in einer Schuttrunse ähnliche gelbliche und gefleckte Gesteine wie unterhalb des Wasserfalles. Südlich der Einmündungsstelle des ersten größeren rechten Seitentales stehen schwarze Schiefer an, deren Alter unsicher ist. Hier etwa ist die südliche Flyschgrenze zu ziehen, denn bis zur Einmündung des Lettenbaches beobachtet man nur noch dickbankige kieselige Gesteine und dunkle Schiefer, und auch weiterhin zeigen die Aufschlüsse im Arzbache bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge überall die gleichförmige Folge von Kieselkalken, die mit dunklen Schiefen und mehr oder minder mächtigen Zementmergeln wechsellagern.

Im oberen Arzbach grenzen also zwei Formationen aneinander, die faziell außerordentlich ähnlich entwickelt sind und zwischen denen auch die hier durchziehende wichtige tektonische Linie verwischt ist. Die etwas unterhalb des Punktes 805 beginnende Schichtfolge gleicht zweifellos dem sich im Süden anschließenden sogen. Kieselkalkhorizont des Flysches außerordentlich stark. Es fällt jedoch schon bei etwas oberflächlicherer Betrachtung die größere Mannigfaltigkeit in bezug auf die Gesteinsentwicklung auf, gegenüber der Gleichförmigkeit in der Ausbildung der Flyschschichten. Hauptsächlich bestimmend für das liassische Alter des geschilderten 700—800 m breiten Schichtkomplexes im oberen Arzbach sind jedoch die Einschaltungen der belemnitenführenden braunen Liasschiefer und Fleckenmergel. Hier und da kommen zwar auch Bildungen vor, die an oberjurassische Gesteine erinnern, jedoch konnten keine Aptychen aufgefunden werden.

Sämtliche im Arzbach beobachteten Schichten sind sehr steil geneigt oder stehen senkrecht. Die Liasschichten fallen mit 75—80° südlich ein, während der sich anschließende Flysch senkrecht steht oder einen steilen nördlichen Neigungswinkel besitzt. Unterhalb der Einmündung des Lettenbaches herrscht jedoch eine steile gleichförmige südliche Fallrichtung wieder vor.

¹⁾ Die tekt. Linien des Kesselberges l. c.

²⁾ Herzogstand-Heimgarten l. c.

vertikal gegeneinander verlagert sind, sondern Faltungszonen annehme, die an Querstörungen in horizontaler Richtung verschoben wurden und die Längsstörungen auf tangential wirkende Kräfte zurückführte.

Diese nördliche Sattelzone läßt sich nunmehr von Ohlstadt bis zum Söllbache und zum Nordabhang der Ringspitz verfolgen, wo sie nur noch in Form von einigen zwischen Flysch und Jura steckenden Schollen in die Erscheinung tritt (Tegernseer Berge l. c. S. 204 u. 205). Gerade wie die zentrale Zone erreicht auch sie im Benediktenwandgebirge ihre größte Breite. Ihrer Form nach weicht sie jedoch von der zentralen Zone wesentlich ab. Die faltende tangentiale Kraft wirkte hier nicht so erheblich wie bei der letzteren, da nur obertriassische Gesteine emporgedrückt wurden. Diese bilden zumeist einen schwach nach Norden überkippten Sattel mit ausgequetschtem Nordschenkel und normal entwickeltem Südflügel. Häufig ist der Sattel jedoch stärker verstümmelt und besteht oft nur aus Schollen und Streifen von Hauptdolomit und Rauhwacken, die im Jura oder auch zwischen Flysch und Jura eingeklemmt sind.

Die beiden soeben besprochenen Sattelzonen finden also am Nordabhang der Ringspitz ihr Ende. An ihre Stelle treten zwei südlichere Sättel, die im Süden vom Fockenstein beginnen und mehr und mehr nach Norden vordringen.

Der vordere bildet zunächst einige isolierte Schollen von obertriassischen Gesteinen am Neuhütten-Eck und östlich vom Herrnberg-Eck. Erst auf der rechten Seite des Söllbaches vereinigen sich dieselben zu einer zusammenhängenden schmalen Sattelzone, die über die Ringspitz nach Weissach zieht (Tegernseer Berge l. c. S. 195, 196). Jenseits des Tegernsees erreicht die Zone am Baumgartenberg ihre größte Breite, um sich am Brunstkogel und Hirschgröhrkopf wieder mehr und mehr zu verschmälern (DACQUÉ, Schliersee-Spitzingsee S. 53, 54, Tegernseer Berge S. 210). Dieselbe stellt einen ähnlichen Typ dar wie die nördliche Sattelzone. Auch bei ihr ist der Nordschenkel ausgewalzt, so daß die Raibler oder der Hauptdolomit an den Jura herantreten, während am Südschenkel zumeist normale Lagerung herrscht. Die Schichten stehen ebenfalls senkrecht oder sind steil südlich geneigt.

Die südlichere Zone bildet am Südabhang der Ringspitz zwischen dem Kotlahner Kogel und Oberhof im Weissachtale einen Sattel, dessen Scheitel streckenweise zu einer Mulde eingebogen ist und dessen gestörte Schenkel nach unten zu konvergieren (Tegernseer Berge S. 196—198). Gegen Westen ist derselbe über Luchs-Eck und Stinker-Eck lediglich durch einige Triasschollen angedeutet. Am Eibenberg und im Ramlgrabens findet sich jedoch wieder eine breite, aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Rhät aufgebaute Antiklinale. Östlich der Weissach streicht der Sattel über den Lähnenkopf, Westernberg und Fischhausen nach dem Leitzachtale (Schliersee-Spitzingsee S. 55, Tegernseer Berge S. 210 u. 211).

Vom Murnauer Becken bis zum Leitzachtale kann man also innerhalb der kalkalpinen Vorzone neben unbedeutenderen Faltungen vier zumeist aus Triasgesteinen bestehende Hauptsattelzonen unterscheiden, die kulissenartig hintereinander liegen und an Querverwerfungen und sigmoiden Beugungen mehr und mehr nach Norden vordringen.¹⁾ In völlig ungestörter Lagerung treten uns

¹⁾ HAHN (Ergebn. d. Spezialforsch. S. 132) sieht in der Raibler Ringmulde DACQUÉs das „tief-gesenkte Äquivalent“ seiner hochbajuvarischen Randmulde, also eine Fortsetzung der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges und des Focken- und Geigersteins. Eine solche Auffassung ist jedoch durch die Kartierung des dazwischen gelegenen Gebietes unmöglich geworden.

die Sättel nur höchst selten entgegen. Dagegen lassen sich zwei Erscheinungsformen fast immer wieder erkennen. Die einfachere bildet einen senkrecht stehenden oder steil südlich geneigten Sattel mit ausgewalztem Nordschenkel und normal entwickeltem Südflügel. Die zweite ist meist viel komplizierter gebaut und besteht in ihren Grundzügen aus einem steilen Gewölbe, dessen beide nach unten zu konvergierende Schenkel zumeist stark reduziert sind und dessen Scheitel zu einer Mulde eingebogen ist.

Das Auf- und Absteigen der Sattelachsen sowie das damit im Zusammenhang stehende An- und Abswellen der Zonen, welches an den Endigungen häufig zu einer Auflösung in einzelne reihenweise angeordneter Schollen führt, bilden weitere Hauptmerkmale.

Die mehr oder minder breiten, stark verquetschten und verstümmelten, zwischen den Sätteln gelegenen Mulden werden der Hauptsache nach von den Juraschichten, untergeordnet auch vom Neocom und seltener von obertriassischen Ablagerungen gebildet.

Bei der Deutung der tektonischen Verhältnisse im Süden des eingemuldeten zentralen Sattels des Benediktenwandgebirges geht AIGNER von dem steil stehenden Wettersteinkalksattel der Benediktenwand aus, in dessen Kern an der Höllgrube die Partnachsichten (s. u.) erscheinen und der im Norden wie im Süden von ungestört angelagerten Raibler Schichten flankiert wird (Benediktenwandgebirge l. c. S. 86—90, ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen, S. 114). Zweifellos streichen die Raibler am Nordabhang der Benediktenwand im Innern der Mulde über Feichter Wand, Brauneck-Schneid, Waxenstein, Brunnstein weiter und werden normal von jüngeren Schichten überlagert (S. 86). Die Raibler am Südabhang der Benediktenwand, welche westlich der Scharnitz Alm von einer Querstörung abgeschnitten werden, finden dagegen nach der Annahme von AIGNER ihre Fortsetzung in dem breiten Streifen Raibler Schichten, der sich im Schwarzenbach entlang zieht und bis zum Langeneck reicht. Der Sattel der Benediktenwand verbreiterte sich also gegen das Isartal mehr und mehr und stellte ursprünglich im Süden vom Waxenstein ein breites domförmiges Gewölbe dar, dessen Südschenkel von den Raiblern im Schwarzenbach gebildet wurde, über die sich im Süden Hauptdolomit und Rhät lagern und dessen ebenfalls aus Raiblern bestehender Nordschenkel über den Waxenstein zur Feichter Wand und von dort zum Nordabhang der Benediktenwand hinzieht.

Die beiden Raibler Züge, welche die Flanken eines Gewölbes darstellen sollen, schließen jedoch im wesentlichen jüngere Schichten — Hauptdolomit, Rhät und Jura — ein. Die Lagerungsverhältnisse deuten also durchaus nicht auf einen Sattel hin.

Um nun aber trotzdem sein Gewölbe aufrecht zu erhalten, nimmt AIGNER an, daß der gesamte Sattel zwischen den beiden Raibler Zügen niedergebrochen ist und so die jüngeren Schichten in Form von Mulden und Sätteln, die durch die Einsenkung entstanden waren, in ein so tiefes Niveau zu liegen kamen.

Abgesehen davon, daß es mir überhaupt zweifelhaft erscheint, daß so charakteristische eng aneinanderliegende Faltenzüge mit steiler Schichtstellung durch einen Senkungsprozeß entstehen können, ist es nicht angängig, in einem Faltengebirge, dessen Bildung vom tangentialen Schub beherrscht wird, Gebilde, die ganz normal gebauten Sätteln und Mulden gleichsehen, durch radiale Bewegungen zu deuten, während an anderen Stellen ebensolche Faltenzüge durch einen tangentialen Schub erklärt werden, zumal da die Liasschichten in den Gräben nördlich der Lenzenbauern Alm im Schwarzbach und Murbach den einfachen Faltenbau im Detail so klar erkennen lassen.

Auf die Längsstörung, welche das ursprüngliche Gewölbe von Dr. AIGNER durchzieht, komme ich weiter unten zu sprechen.

Wie schon erwähnt wurde, wird der Südschenkel des eingemuldeten Zentralsattels des Benediktenwandgebirges von dem aus Wettersteinkalk bestehenden Südabhang der Benediktenwand (Querschn. d. d. Ostalpen S. 114) und dem Muschelkalk des Beigensteins aufgebaut. Von der Krotten Alm bis zur Kotalpe ist derselbe stark reduziert. Der Muschelkalk, welcher den Satteln bildet, tritt überall in direkte Berührung mit dem Jura. Nur am Südabhang des Waxensteins finden sich die Reste des ausgewalzten Schenkels (l. c. S. 62 u. 89). Hier also liegt die Fortsetzung des Sattels an der Benediktenwand. Die Raibler im Schwarzenbach sind unabhängig davon.

An die zentrale Hauptsattelzone schließt sich im Süden ein muldenförmig gelagerter Jura-streifen (S. 89), der wieder in mehrere Falten zerlegt wird. Östlich der Kotalpe besteht derselbe lediglich aus stark zusammengefalteten Liasschichten (s. o.), während er zwischen Finstermünz- und Krotten-Alpe ein Liasgewölbe in sich schließt, in dessen Kern sogar ein Streifen Hauptdolomit erscheint und das zu beiden Seiten von Aptychenkalk flankiert wird, während der Lias, welcher normal die Muldenflügel bilden müßte, ausgewalzt wurde.

Der nunmehr im Süden folgende Sattel (S. 88, 89) wird von einer länglich oval geformten Hauptdolomitmasse aufgebaut, die ihrerseits wieder eingefaltete Streifen von Lias und Rhät enthält. Am Nordrande zieht sich ein Streifen Raibler Schichten vom Filz-Graben bis zur Finstermünz Alm hinauf. Am östlichen Katzenkopf (P. 1350) erleidet derselbe eine Unterbrechung, um jedoch im Süden der Krotten Alm wieder zu erscheinen. Raibler und Hauptdolomit stoßen direkt an den Jura der vorgelagerten Mulde.¹⁾ Der Nordflügel des Sattels fehlt also.

Die tektonische Linie, welche den Sattel im Norden begrenzt, sehe ich als die westliche Fortsetzung der Hirschgrabenstörung und somit als die Südgrenze der kalkalpinen Vorzone an.

Diese Störung, welche nach AIGNER durch den Niederbruch des Sattels entstanden ist (S. 88), findet danach ihre Erklärung durch den tangential von Süden wirkenden Schub, der eine Heranpressung der Raibler und des Hauptdolomites an die Juraschichten und dadurch eine Auswalzung der fehlenden Schichten des nördlichen Sattelflügels hervorgerufen hat. Ihrer Natur und Entstehung nach ist also diese Linie den anderen Längsstörungen in dem Gebirgszug anzugliedern. — —

Die Störungslinie, welche die kalkalpine Vorzone im Süden abgrenzt, ist nunmehr vom Leitzachtale über den Ringberg und Hirschgraben bis zum Katzenkopf im östlichen Abschnitt des Benediktenwandgebirges festgestellt.

Für die westliche Fortsetzung dieser Störungslinie, die eigentlich zu erwarten wäre, fehlen jedoch bisher nähere Anhaltspunkte und es ist die wichtige Frage aufzuwerfen, ob die kalkalpine Vorzone hier mit dem Hinterlande normal verknüpft ist, oder ob sich Anzeichen für eine Störungslinie zwischen den beiden Einheiten vorfinden.

Ogleich an dieser Stelle über die interessanten Lagerungsverhältnisse an der Südseite des Benediktenwandgebirges kein abschliessendes Urteil gefällt werden soll, so mögen doch einige Beobachtungen angefügt sein, die auf mehreren Exkursionen gemacht wurden.

Ich gehe bei diesen Betrachtungen von dem an der Krotten Alm gelegenen Beigenstein aus. Dieser besteht nach den Angaben von AIGNER aus liassischen Kieselkalken (Benediktenwandgebirge l. c. S. 40). Soweit ich jedoch feststellen konnte, gehört der dunkle hornsteinführende Kalk, welcher den kahlen Felsklotz aufbaut, der Trias an und besitzt das Alter des Muschelkalkes, da einige Exemplare einer *Terebratula* dort gefunden wurden, die der *Terebratula vulgaris* gleichen. Die Kalke ziehen sich südlich etwa bis zu dem Wege hin, welcher von der vorderen Krotten Alm nach der vorderen Scharnitz Alm führt und sind von den Raibler Schichten des Katzenkopfes nur durch ein schmales, aus oberem Jura und Lias bestehendes

¹⁾ Der Kontakt von Raibler Schichten und Lias ist zumeist recht günstig aufgeschlossen. Überall läßt sich mit Deutlichkeit erkennen, daß beide Formationen mit steiler Fläche aneinander grenzen. Die Raibler bilden bei der Lenzenbauern Alm, am Kotigen Stein (Querschnitt durch die Ostalpen S. 117) und am Katzenkopf steile zerklüftete Felsmauern, vor denen sich sanft geneigte, vom Jura aufgebaute Hänge mit Wiesen ausbreiten. Ein in der Vorzone oft wiederkehrendes Bild. Von einer Überschiebung der Raibler am Kotigen Stein (HANN, Ergebn. n. Spezialforsch. S. 124) ist jedoch nichts wahrzunehmen.

Band getrennt, welches die Fortsetzung der Juramulde in der Eselau bildet. Den schmalen Jurastreifen kann man in der Talmulde zwischen Beigenstein und Katzenkopf etwa bis zu dem Gatter verfolgen, von dort aus verläuft die Störung zwischen Muschelkalk und Raiblern, die neben Rauhwacken durch plattige gelbe Kalke vertreten sind. Östlich des Punktes 1522 keilen auch die Raibler aus, die an dem Almwege noch anstehen, und die Störung zieht sich, wie deutlich zu erkennen ist, zwischen Muschelkalk und dem Hauptdolomit der vorderen Scharnitz Alm hin. Südlich der hinteren Scharnitz Alm ist alles stark von Schutt verhüllt, aber es kann wohl kein Zweifel aufkommen, daß die Störung auch hier zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit, der weiter südlich überall ansteht, liegt.

Die hintere Scharnitz Alm steht auf blauen hornsteinführendem Muschelkalk, der mit 45° nördlich geneigt ist. Derselbe bildet eine flache Schwelle, vor der sich in wannenförmiger Vertiefung sumpfiger Wiesenboden ausbreitet, der den weichen Partnachmergeln seine Entstehung verdankt. Nördlich davon stehen jedoch wieder nördlich geneigte plattige Kalke an und über der Schutthalde bildet der Wettersteinkalk die steile Südwand der Achselköpfe. Die Lagerungsverhältnisse nördlich der hinteren Scharnitz Alm sind also durchaus ungestört.

Die Muschelkalkschichten des Beigensteins sind südlich geneigt, während die im Norden gegenüberliegende Trias nördlich einfällt. Über der dem Beigenstein vorgelegerten Talmulde spannte sich also ein Gewölbe. Dieses weist jedoch keinen normalen Bau auf, denn unterhalb der hinteren Krotten Alm finden sich fossilführende Kössener Mergel und Rhätkalke mit Korallen, und steigt man in der Talmulde weiter hinauf, so trifft man in weiter Verbreitung auf mehrfach in den Wiesen anstehende Aptychenschichten. Auch Lias findet sich in einzelnen Brocken. Das Gewölbe wird also von einer Quetschzone durchschnitten, die vornehmlich aus oberem Jura und untergeordnet aus Rhät und Lias besteht. (Dieselbe bildet die Fortsetzung der zwischen der zentralen Sattelzone und dem Katzenkopf [P. 1350] und kotigem Stein gelegenen Mulde.)

Die Störungszone läßt sich in dem mit Schutt überdecktem Dolinenterrain im SO. der Achselköpfe, welches auf das Durchstreichen der Partnachmergel hindeutet, nicht weiter verfolgen, aber dieselbe läuft mutmaßlich östlich der hinteren Scharnitz Alm mit der Hauptstörung, welche als die Südgrenze der kalkalpinen Vorzone anzusehen ist, zusammen.

Der Muschelkalk des Beigensteins ist also sowohl im Norden wie auch im Süden von schmalen, im wesentlichen von Jura gebildeten Quetschzonen begrenzt. Die Steilwand im Osten ist offenbar durch eine Querstörung bedingt, jedoch bleibt es ungewiß, ob der Muschelkalk an der vorderen Krotten Alm nicht vielleicht ansteht und bis zu der hier durchstreichenden Hauptstörung reicht.

Bis zur hinteren Scharnitz Alm ist demnach die kalkalpine Vorzone von dem Hinterlande durch eine deutliche tektonische Linie getrennt. AIGNER vermutet nun, daß „der große Längsbruch zwischen der Zentralmulde und dem südlichen, niedergebrochenen Sattelbogen auch den Südabhang der Benediktenwand noch durchzieht“ (Benediktenwandgebirge S. 73). Es muß jedoch geprüft werden, ob sich hierfür Anhaltspunkte auffinden lassen.

Am Südrande von dem Joch, welches zwischen der hinteren Scharnitz Alm und der Höllgrube liegt, stehen dunkle, plattige, hornsteinführende, südlich geneigte Kalke an, über denen normal ein schmaler Zug Wettersteinkalk folgt, der östlich des Punktes 1538 einen massigen Felsklotz bildet, an dem ostwestliche horizontale

Rutschstreifen sichtbar werden. Zwischen dem Wettersteinkalk und den plattigen dunklen Kalken schalten sich schwarze Partnachmergel ein. Ebenso stehen die letzteren am Sattel selbst in ihrer typischen Ausbildung, die plattigen Kalke unterlagernd, an und ziehen in der sumpfigen Depression zur hinteren Scharnitz Alm hinunter. Die Kalke und Mergel, die am Sattel den Wettersteinkalk unterlagern, müssen also den Partnachschiechten zugerechnet werden.

Über dem Wettersteinkalk erscheinen in normaler Lagerung die Raibler Schichten (Benediktenwandgebirge S. 73. HAHN, Ergebnisse neuer Spezialforschungen S. 124). Sogar die einzelnen Horizonte derselben sind an dem Steilhang nördlich der Bichler Alm klar aufgeschlossen. Es findet sich hier folgendes Profil: braune Sandsteine 20—30 m, blaue Kalke 10—15 m, Stinkkalke und Dolomite 30—35 m. Darüber folgt mit breiter Übergangszone der Hauptdolomit, der in monotoner Einförmigkeit nach der Orterer- und Raut-Alm hinunterzieht.

Südlich von dem Joch zwischen der hinteren Scharnitz Alm und der Höllgrube herrscht also zweifellos völlig ungestörte Schichtfolge. Am Joch selbst stehen, wie schon erwähnt wurde, die Partnachschiechten an, die sich am südlichen Gehänge der Benediktenwand weit hinauf, fast bis zu der vom Wettersteinkalk gebildeten Steilwand ziehen. Man trifft die Partnachfazies wohl selten so schön aufgeschlossen an, als wie an dieser Stelle. Etwa 200 m weiter westlich liegt die Höllgrube. Eine eigentümliche, etwas oval geformte, 20 m tiefe, dolinenartige Vertiefung, die zum Teil von grobem Wettersteinschutt erfüllt ist. Nördlich derselben steigt die senkrechte Wettersteinkalkmauer der Benediktenwand auf und südlich wird dieselbe von dem schmalen Wettersteinkalkzuge mit der Höhe 1538 abgeschlossen, auf den im Süden normal Raibler und Hauptdolomit folgen.

Am Ostrand der Höllgrube sind wieder die Partnachschiechten in breiter Mächtigkeit aufgeschlossen, welche vom weiter östlich gelegenen Joch herüberstreichen. Dieselben reichen am Südhang bis zum Wettersteinkalk hinauf und die Höllgrube liegt zweifellos in diesen Schichten. (Die Partnachmergel scheinen gerade wie die Kössener Mergel leicht Veranlassung zur Entstehung dolinenartiger Vertiefungen zu geben.) Die Schichten bilden also ein Gewölbe, dessen Kern von Partnachschiechten und dessen Schenkel von Wettersteinkalk aufgebaut werden. Der Wettersteinkalk des Nordschenkels ist jedoch etwa 400 m breit, während dieser Horizont am Südschenkel nur etwas über 100 m mächtig ist. Es muß naturgemäß dahingestellt bleiben, inwiefern diese starke Reduktion durch fazielle oder durch tektonische Ursachen, oder durch eine Kombination von beiden bedingt ist. Anzeichen für das Durchstreichen einer Störungszone, wie sie den Sattel am Beigenstein — als dessen Fortsetzung der Höllgruben-Sattel aufzufassen ist — durchzieht, sind nicht vorhanden.

Danach ist anzunehmen, daß die Störungslinie, welche die kalkalpine Vorzone im Süden begrenzt und die bis zur hinteren Scharnitz Alm verfolgt wurde, an der Querstörung, welche die sattelförmig gelagerten Schichten östlich der Höllgrube abschneidet, ihr Ende findet. Auch in den sich südlich anschließenden Hauptdolomitmassen konnte bisher keine Längsstörung nachgewiesen werden, die mit derjenigen an der hinteren Scharnitz Alm in Verbindung zu bringen wäre. Nach dem jetzt vorliegenden Beobachtungsmaterial muß man daher zu dem Ergebnis kommen, daß im Süden der Benediktenwand ungestörte sattelförmige Lagerung herrscht und daß hier die kalkalpine Vorzone im normalen Kontakt mit dem südlich angrenzenden Hinterlande steht.

Anders gestalten sich dagegen wiederum die Verhältnisse im Gebiete des Herzogstands und Heimgartens. Hier hat KNAUER am Nordabfall des Herzogstands und Heimgartens im Hauptdolomit eine Längsstörung beobachtet, an der erhebliche tektonische Bewegungen vor sich gegangen sein müssen, da dieselbe Brekzien von Hauptdolomit-, Jura- und Kreidegesteinen führt.¹⁾ Diese im Hauptdolomit verlaufende Störung grenzt die nördlich vom Herzogstand gelegene kalkalpine Vorzone im Süden ab.²⁾

Sehr eingehend hat sich auch HAHN mit der tektonischen Deutung des Benediktenwandgebirges beschäftigt.³⁾ Die zentrale Mulde AIGNERS, welche sich aus den Schichten vom Muschelkalk bis zum Lias zusammensetzt, bildet nach HAHN eine eigene Decke, die auf einer in bezug auf die Entwicklung der Schichten abweichenden Unterlage ruht. Der steile Kontakt des nördlichen Randes der Mulde mit der angrenzenden Juramulde ist der ursprünglich flache Deckenrand, welcher später steil gestellt wurde. Im westlichen Teil der zentralen Mulde an der Benediktenwand steht die ältere Trias der vorgeschobenen Masse im normalen Kontakt mit dem Hinterlande, während im Osten beide voneinander getrennt sind und sich ein gegen die Isar zu offenes Halbfenster der basalen tiefbajuvarischen Einheit einschiebt, welches die überschobene hochbajuvarische Randmulde von der im Süden des Schwarzenbaches folgenden hochbajuvarischen Trias trennt.

Diese Theorie wird im wesentlichen durch Unterschiede in der faziellen Entwicklung der Schichten begründet, die zwischen denjenigen, welche die zentrale Mulde zusammensetzen, und denjenigen der durch diese überschobenen tiefbajuvarischen Gesteine bestehen sollen. In der zentralen Mulde finden sich, wie HAHN hervorhebt, Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk, die dem basalen Gebirge fehlen, aber doch wohl zweifellos in der Tiefe vorhanden sind. Dieser Unterschied kann also nicht anerkannt werden. Ferner wird die „eigenartige Ausbildung des Rhäts“ angeführt. Diese Verhältnisse sollen weiter unten im Zusammenhang erörtert werden. Ganz besonderer Wert wird nun auf die Entwicklung der Liasschichten innerhalb der hochbajuvarischen Randmulde gelegt. Das Vorkommen der kieseligen Angulatschichten soll auf die letztere beschränkt sein.⁴⁾ Tatsächlich haben derartige kieselige Liasschichten auch in den Gebieten, welche von HAHN zur tiefbajuvarischen Einheit gerechnet werden, eine weite Verbreitung. Beispielsweise erlangen dieselben im Schwarzbach (nicht zu verwechseln mit dem Schwarzenbach im Süden der Eselau, aus dem bereits AIGNER die Kieselkalke erwähnt [l. c. S. 40]) und Murbach, nördlich der Lenzenbauern Alm, also inmitten des HAHN'schen tiefbajuvarischen Fensters, wie ich mich bei der Untersuchung dieser Gräben überzeugen konnte, eine große Mächtigkeit und Verbreitung (vgl. auch GÜMBEL, Alpengebirge S. 448) und gleichen den kieseligen Schichten des unteren Lias am Brauneck, die zuunterst aus dünnplattigen, wenig mächtigen Spongienschichten und zuoberst aus mächtigen hellfarbigen Kieselkalken mit *Schlotheimia angulata* bestehen,⁵⁾ vollkommen, so daß eine normale Verknüpfung

¹⁾ Herzogstand-Heimgarten l. c. S. 37, 38.

²⁾ In bezug auf die Identifizierung der Raibler des Schwarzenbaches (Benediktenwandgebirge) mit denen des Kühzagels (bei Rottach) (Neuere Spezialforschungen l. c. S. 131, 132) stimme ich also mit HAHN nicht überein. Dagegen war es durchaus berechtigt, die tektonische Linie am Rauheck, die am Nordabhang des Herzogstands weiterstreicht, mit der Störung am Kühzagel zu verbinden. Dieselbe erleidet am Südabhang der Benediktenwand jedoch eine Unterbrechung, da hier kalkalpine Vorzone und Hinterland im normalen Verband stehen.

³⁾ Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. Geolog. Rundschau. Bd. V. Heft II. S. 122—124.

⁴⁾ Diese Annahme stützt sich wohl im wesentlichen auf die Angabe von AIGNER, der die liassische Kieselkalkfazies auch nur aus dem Gebiete seiner zentralen Mulde, aus dem Schwarzenbach und vom Beigenstein erwähnt. (Benediktenwandgebirge S. 40.) Dieser letztere besteht jedoch aus Muschelkalk (s. o.).

⁵⁾ WINKLER, Neue Nachweise über den unteren Lias in den Bayerischen Alpen. Neues Jahrb. 1886. S. 1. — ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen. S. 116 u. 117. Da die Liasschichten oft fast in ihrer ganzen Mächtigkeit aus spongienführenden Kieselkalken, die mit Schiefnern wechselagern, aufgebaut werden, so scheint es mir, daß auch höhere Horizonte wie nur der untere Lias von ihnen vertreten werden können. (Vgl. HAHN, Neue Spezialforschungen S. 123.) FINKELSTEIN gibt in seiner nach den mündlichen Mitteilungen von K. SCHWAGER erfolgten Schilderung des Brauneck-

des Lias innerhalb der zentralen Zone mit dem im Süden angrenzenden durchaus natürlich erscheint. Die zur tiefbajuvarischen Einheit gehörigen Liasschichten im oberen Arzbach und in der Schmidlaine setzen sich ebenfalls vorwiegend aus Kieselkalke zusammen.

Auch im Norden und Süden des Geigersteins, der nach HAHN die Fortsetzung der hochbajuvarischen Randmulde darstellt, bilden die kieseligen Gesteine einen wesentlichen Bestand bei der Zusammensetzung des Lias. Überhaupt ist die Verbreitung der liassischen Kieselkalke besonders in der Vorzone eine derartig allgemeine und dieselben sind durch Übergänge so eng mit Fleckenmergeln, Schieferen und Krinoidengesteinen verbunden und miteinander vergesellschaftet, daß es mir nach den bisherigen Erfahrungen unmöglich erscheint, daß dieselben eine bestimmte tektonische Einheit charakterisieren können.

Aber abgesehen von diesen Tatsachen liegt auch aus prinzipiellen Gründen keine Berechtigung vor, aus der faziellen Entwicklung der Schichten innerhalb einer Juramulde Schlüsse in bezug auf die Tektonik zu ziehen, da die faziellen Verhältnisse speziell im Lias sehr raschem Wechsel unterliegen. — Lokal können allerdings aneinandergrenzende Juramulden durch bestimmte Fazies charakterisiert sein, wie z. B. am Ringberg nachgewiesen wurde. (Tegernseer Berge S. 184—186.) Aber sobald man die Schichten über ausgedehntere Gebiete verfolgt, zeigt sich, wie die einzelnen Ausbildungsformen von dem einen in den anderen Faltenzug übergreifen. Inwiefern Gesetzmäßigkeiten in der Anordnung der Fazies bestehen und inwiefern dieselben in keiner Weise im Sinne der Deckentheorie als Beweismittel für weitere Schübe angewandt werden können, darauf soll weiter unten noch näher eingegangen werden.

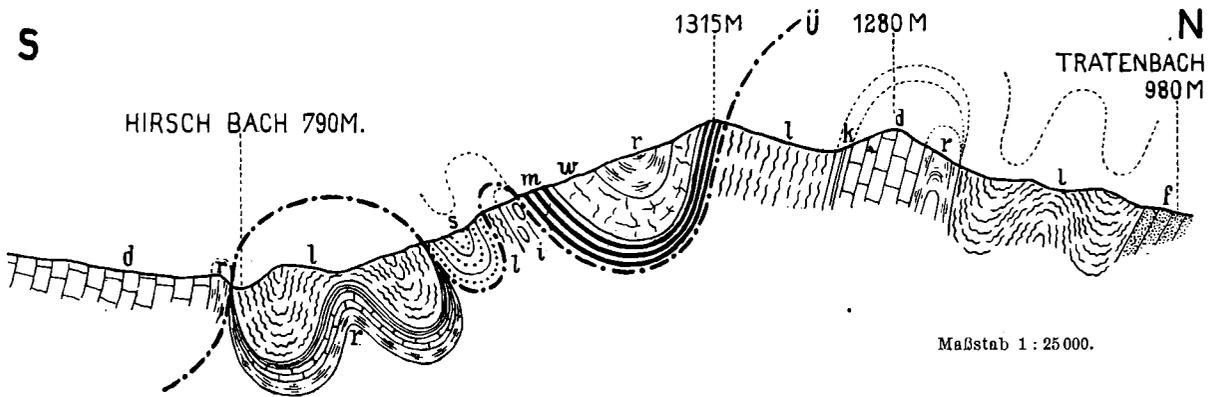


Fig. 5.
Lagerung der hochbajuvarischen Randmulde am Geigerstein (nach HAHN).
(Schichtenerklärung S. 197.)

Nach der Auffassung von HAHN müßten nun auch die Triasgesteine des Fockensteins und Geigersteins der hochbajuvarischen Randmulde angehören (Ergebn. n. Spezialf. l. c. S. 131) und als eingemuldete Decke auf ihrer tiefbajuvarischen Unterlage ruhen. Es lassen sich jedoch weder an den steil stehenden und nach unten zu konvergierenden Längsstörungen, welche dieselben begrenzen, hierfür Beweise beibringen, noch geben die faziellen Verhältnisse gerade wie im Benediktenwandgebirge irgendwelchen Anhalt. Die Triasgesteine ruhen nicht auf dem Jura, sondern stecken in keilförmiger Gestalt in demselben und außerdem deuten insbesondere auch die in der östlichen Fortsetzung des Fockensteins auftretenden, durch den Lias hindurchgepreßten Schollen von Hauptdolomit und Raiblern auf die enge Zugehörigkeit der Sattelzone zu den umgebenden Schichten hin.

profilies über den charakteristischen Kieselgesteinen mit *Schlotheimia angulata* noch „helle Kalke mit *Lithodendron* und *Megalodon*“ an. (FINKELSTEIN, Der Laubenstein l. c. S. 49). Ähnlich äußert sich WINKLER (l. c.). Dieselbe Lagerungsfolge soll sich auch am Laubenstein finden. J. BÖHM vermutet jedoch auf Grund seiner Untersuchungen am Hochfelln, wo analoge Verhältnisse herrschen, daß die Spongienschichten den Kern einer Mulde bilden und zu beiden Seiten von rhätischem Kalk unterteuft werden. (Der Hochfelln. Monatsber. d. Z. d. D. G. G. Bd. 62. 1910. S. 721). Eine ebensolche Lagerung scheint mir auch am Brauneck vorzuliegen und die „hellen“ Kalke mit *Lithodendron* und *Megalodon*, die nach K. SCHWAGER das jüngste, die Spongienskalke überlagernde Glied in der Schichtfolge bilden sollen, sind dem Rhät zuzurechnen.

Wenn man das Vorkommen des bunten Sandsteins am Südabhang vom Geigerstein im Sinne von HAHN auffassen wollte, so müßte auch dieses mit zur hochbajuvarischen Decke gerechnet werden und auf den zur tiefbajuvarischen Einheit gehörigen Lias überschoben sein. Der zwischen Sandstein und Muschelkalk liegende Jura würde ein aufgewölbttes Streifenfenster des basalen tiefbajuvarischen Gebirges bilden. Ebenso wäre der schmale Streifen Muschelkalk am Schlagkopf als überschobene Klippe aufzufassen.

Die zwischen älteren Triasgesteinen eingeschalteten Jurastreifen im Sonnersbach und der im Muschelkalk eingeklemmte Streifen von oberem Jura bei Hohenburg stellen dann ebenfalls Streifenfenster dar, die unter der Triasdecke hervortreten.

Jura und Kössener bei der hinteren Krottenalm am Nordrand vom Beigenstein sind nach dieser Theorie als schmales Fenster des basalen Gebirges anzusehen, das hier sattelförmig emporgewölbt war und von dem die Decke gegen Norden und Süden abfließt.

Zur Frage der durch Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe.

Die von Herrn Dr. F. HAHN in den „Ergebnissen neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen“¹⁾ niedergelegten Ausführungen wurden im Vorhergehenden bereits mehrfach berührt. Indessen ist es wohl erforderlich, auch noch auf einige allgemeine Fragen einzugehen, die in dieser wichtigen Arbeit angeregt werden. Zwar wurde nur ein Teil des Gebietes, dessen geologischen Aufbau HAHN in großzügiger Weise zu erklären sucht, in den Kreis der Betrachtungen gezogen, eben nur solche Gebiete, die in mehr oder minder engem Kontakt mit meinen speziellen Aufnahmegebieten stehen und die mir aus eigener Anschauung näher bekannt sind. Es liegt jedoch in der Natur der Sache, daß geprüft werden muß, ob die von HAHN gefundenen Bauregeln hierfür ihre Gültigkeit besitzen.

In einem wichtigen Punkte herrscht wohl völlige Übereinstimmung, daß nämlich der Aufbau des Gebirges von einem tangentialen Südnordschub beherrscht wird, und daß an den Längsstörungen keine radialen, sondern lediglich durch tangentialen Schub hervorgerufene Bewegungen stattgefunden haben. Eine Ansicht, die ja auch vor HAHN von DACQUÉ bereits vertreten wurde.

Die von mir versuchte Abtrennung der „kalkalpinen Vorzone“ als wichtige tektonische Einheit entspricht nun keineswegs der HAHN'schen Einteilung. In der Vorzone sind tiefbajuvarische und hochbajuvarische Elemente miteinander verquickt. Insbesondere umfaßt die hochbajuvarische Randmulde ausschließlich Gebilde, die nicht, wie HAHN annimmt, das am weitesten nördlich vorgestoßene Glied der nördlichen Vorfalten des Zwischengebirges²⁾ (oder der hochbajuvarischen Einheit) bildet, sondern von diesem abzutrennen und den tiefbajuvarischen Gliedern einzureihen ist. Tiefbajuvarisch und hochbajuvarische Randmulde im Sinne von HAHN stehen in so enger Verbindung miteinander, daß sie als eine Einheit angesehen werden müssen, die sich infolge ihrer Eigenart, sowohl in bezug auf den tektonischen Bau wie auch in bezug auf die Entwicklung der Schichten von den breiten südlich angrenzenden Falten abhebt, von denen sie außerdem noch — abgesehen von dem Südrand der Benediktenwand — durch eine wichtige tektonische Linie getrennt ist. Diese Linie im Süden und die Flyschgrenze im Norden schließen die kalkalpine Vorzone ein, von der jedoch Teile über den Flysch geschoben sind.

¹⁾ Geologische Rundschau Bd. V. Heft 2. 1914.

²⁾ Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österr. Traun. Verb. d. k. k. Reichsanstalt 1912. Nr. 15. S. 338.

Die „unregelmäßig verstellte Trennungsfläche, die Tief- und Hochbajuvarisch scheidet“ (l. c. S. 135), entspricht also keineswegs der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone, sondern verläuft innerhalb derselben.

Außerdem haben die neueren Aufnahmen ergeben, daß die von HAHN angenommene Störung am Nordrande seiner hochbajuvarischen Randmulde keine einheitliche tektonische Linie bildet. Beispielsweise ist die Störung am Nordabhang vom Baumgartenberg und Brunstkogel in keinerlei Zusammenhang mit dem Nordrande der zentralen Zone des Benediktenwandgebirges zu bringen.

Die von HAHN kurz skizzierte hochbajuvarische Randmulde ist also, wie auch schon aus den Betrachtungen des letzten Kapitels hervorgeht, als Einheit, die durch bestimmte Fazies ausgezeichnet ist, unmöglich und muß in verschiedene Faltenzüge aufgelöst werden.

Nach den Ausführungen von HAHN finden sich zu beiden Seiten der Längsstörungen „so harte Fazieskontraste ganze Schichtserien hindurch“, daß die zu einer „normalen Faziesanfügung nötigen Streifen durch Schollenüberschiebung unterdrückt“ sind. Hierdurch wird von HAHN eine wichtige Frage angeschnitten, welche für die in betracht gezogenen Gebiete sehr wohl erwogen werden kann. Für die Längsstörungen, welche innerhalb der kalkalpinen Vorzone verlaufen, möchte ich eine derartige Annahme, wie schon aus dem Vorhergehenden zu entnehmen ist, ausschließen, insbesondere auch für die Störung am Nordrande der hochbajuvarischen Einheit (soweit diese überhaupt eine einheitliche Linie bildet), für die HAHN eine Förderweite von etwa 7 km annimmt, die sich allerdings östlich der Isar auf verschiedene Schuppenflächen verteilen soll (l. c. S. 137).

Am auffallendsten treten dagegen Faziesunterschiede zu beiden Seiten der südlichen Grenze der kalkalpinen Vorzone in Erscheinung. Diese Grenze bildet eine tektonische Linie, die tatsächlich zwei Gebiete — die kalkalpine Vorzone und die sich im Süden anschließenden breiten Faltenzüge — scheidet, in denen auffallende Unterschiede in der Entwicklung der Schichten vorhanden sind, auf die bei der Beschreibung der Tegernseer Berge schon verschiedentlich hingewiesen wurde. In einem etwas anderen Zusammenhange sind dieselben auch von HAHN sehr wohl gewürdigt (l. c. S. 138 und 139). Es ist nun die Frage zu untersuchen, ob diese Fazieskontraste die Annahme eines Schubes von größerem Ausmaß an der erwähnten wichtigen tektonischen Linie bedingen, oder ob sich die verschiedenartig entwickelten Sedimente der beiden Zonen normal aneinander gliedern lassen. Allerdings fehlen von dem Synklinorium (HAHN), welches zwischen der kalkalpinen Vorzone und dem von Fall über die Blauberge, dem Schinder und dem hinteren Sonnwendjoch nach dem Inn verlaufenden breiten Hauptdolomitzuge liegt, noch von vielen Gebieten genaue Detailaufnahmen, die für solche Betrachtungen eigentlich unbedingt notwendig sind. Lediglich von dem Gebiet um den Spitzingsee¹⁾ und dem schmalen Streifen zwischen Hirschberg und Leonhardstein liegen Spezialbeschreibungen vor. Gewisse Anhaltspunkte sind jedoch auch hierdurch schon gegeben.

Ein hervortretendes Merkmal der kalkalpinen Vorzone bildet die geringe Mächtigkeit vom Hauptdolomit. Dieselbe übersteigt in den hier behandelten Gebieten kaum 700 m, bleibt jedoch meist ganz wesentlich dahinter zurück.

¹⁾ Für die freundliche Unterstützung bei der Durchsicht der hier auftretenden Gesteine möchte ich Herrn Dr. DACQUÉ an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank aussprechen.

Am Nordrande der sich im Süden anschließenden Zone besitzt der Hauptdolomitzug, welcher im Norden des Hirschberges, der Wasserspitz und Brecherspitz entlang läuft und westlich zum Kampen und Grasleitenkopf zieht, etwa eine Mächtigkeit von 700—1000 m, die am Südrande des Leonhardsteins und der Rothwand noch ganz bedeutend wächst. Es liegt also kein direkter Kontrast zwischen der geringen Mächtigkeit des Hauptdolomits im Süden und Norden der Störungslinie, sondern derselbe schwillt gegen Süden zu mehr und mehr an.

Etwas schwieriger sind die Verhältnisse beim Plattenkalk. Dieser fehlt in der kalkalpinen Vorzone ganz oder tritt nur in sehr geringer Mächtigkeit auf. Zwischen Hirschberg und dem Grün-Eck findet zwar auch eine allmähliche Zunahme der Mächtigkeit statt (Tegernseer Berge l. c. S. 180). Der im Süden der Rothwand durchstreichende Plattenkalkzug bleibt jedoch wiederum hinter der Mächtigkeit der nördlicher gelegenen Vorkommnisse nicht unerheblich zurück.

Ein weiteres wesentliches Kennzeichen der Triasentwicklung in großen Teilen der Vorzone bildet das vollständige Fehlen oder nur seltenere Auftreten der rein kalkigen Ablagerungen des oberen Rhät. Bei der Untersuchung dieser Schichten im Süden des Ringberges zeigte sich, daß dieselben im Streichen häufig an- und abschwellen oder auch ganz auskeilen. Ferner konnte festgestellt werden, daß sich bei jedem Zuge von oberrhätischem Kalk eine Zunahme der Mächtigkeit gegen Süden einstellte. Am weitesten im Norden im Hirschberggebiet finden sich lediglich hell gefärbte dickbankige Kalke von nicht sonderlich großer Mächtigkeit, erst in den mittleren Teilen des Synklinoriums nehmen die oberrhätischen Bildungen auch verschiedentlich massige Formen an, die am Leonhardstein in dem südlichsten Oberrhätzuge ihr Maximum an Mächtigkeit erreichen.

Ebenso besitzen die rein kalkigen (oder auch stellenweise dolomitischen) Ablagerungen des oberen Rhät in den nördlichen Teilen des von DACQUÉ kartierten Gebietes zwischen Rottach und Leitzach in der Umgebung vom Spitzingsee (DACQUÉ, Schliersee-Spitzingsee) viel geringere Mächtigkeiten wie die südlicher gelegenen Vorkommnisse.

Auch im Süden des Hirschbaches zeigen sich an der Seekar Alm, an der Markwand und am Brandkopf die ersten Anfänge der heller gefärbten Rhätkalke, jedoch nur in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit, die nun gegen Süden mehr und mehr zunimmt und am Roß- und Buchstein ihren höchsten Grad erreicht.

In der kalkalpinen Vorzone haben also zweifellos zur Zeit des oberen Rhät andere Ablagerungsbedingungen geherrscht wie in dem durch eine wichtige Störung abgetrennten Gebiete des Synklinoriums. Nicht unbedingt werden wir zu dem Schluß geführt, daß das oberrhätische Meer gegen Süden tiefer wurde, jedoch muß das Vorhandensein von klarerem Wasser angenommen werden, in dem sich die detritusfreien, zum Teil an Korallen reichen, riffartigen Kalke bildeten.

Im Westen der Isar sind die hellen Rhätkalke auch in der kalkalpinen Vorzone entwickelt. Aus dem Gebiete im Norden des Herzogstandes werden die hellen dickgebankten bis massigen und oolithischen Kalke des oberen Rhät von KNAUER eingehend beschrieben (Herzogstand-Heimgarten l. c. S. 7, 8 u. 27) und im Benediktenwandgebirge finden sie sich im Hangenden der rhätischen Mergel am Brauneck, bei der hinteren Krotten Alm und mit oolithischer Struktur am Schrödelstein, ohne jedoch sonderlich große Mächtigkeiten zu erreichen. Die unregelmäßig gestaltete Faziesgrenze der im klareren Wasser (also küstenferner) abgelagerten Ober-

rhätkalke fällt hier also nicht mit der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone zusammen, sondern verläuft quer zu derselben.

Zeigt schon die Anordnung der Fazies der Triassedimente gewisse Gesetzmäßigkeiten, die zu der Annahme einer normalen Verknüpfung der Sedimente der kalkalpinen Vorzone mit denjenigen der im Süden angrenzenden Faltenzüge führt, so gilt dieses in gleicher Weise von den Ablagerungen der Juraformation.

Die Fleckenmergel der Vorzone sind meist dunkel gefärbt, stark verunreinigt und besitzen einen hohen Tongehalt. Sie stellen eine küstennahe Schlammfazies dar, während die dickbankigen reinen gefleckten Kalke zwar nicht fehlen, aber doch nur eine untergeordnete Verbreitung besitzen und erst weiter im Süden zu größerer Entfaltung und Mächtigkeit gelangen. Ebenso zeigen auch die südlicheren Vorkommnisse der sogen. Kieselkalke des Lias lichtere Färbungen und einen viel detritusfreieren Habitus. Je weiter man nach Süden geht, um so weniger sind die Sedimente von dem im Norden anzunehmenden Festlande beeinflusst.

Für ein allmählich gegen Süden zu tiefer werdendes Liasmeer sprechen insbesondere die roten ammonitenführenden Kalke, die nur in den südlichen Teilen des Synklinoriums in größerer Verbreitung auftreten. (In geringerer Mächtigkeit erscheinen dieselben bereits am Brandkopf SW. vom Kampen.) Reichere Ammonitenfaunen sind überhaupt — auch in den Fleckenmergeln — auf die südlicheren Zonen beschränkt, während man dieselben in den nördlichen Seichtwasserfazies nur spärlich antrifft.

Auch innerhalb der kalkalpinen Vorzone nimmt der litorale Charakter der Liassedimente gegen Süden mehr und mehr ab. Am Nordrande herrscht eine typische Flyschfazies vollkommen vor. Die kieseligen Gesteine sind stark tonhaltig, führen Quarzkörnchen und die Mergellagen haben ebenfalls einen sehr sandigen Charakter. Hie und da stellen sich auch Lagen von sehr flyschähnlichen groben Brekzien und Konglomeraten ein und auch die Krinoidenkalke sind dunkel gefärbt, stark verunreinigt und führen grobe Kalk- und Schieferfetzen. In den südlichen Teilen der Vorzone gewinnen dagegen reine hell gefärbte Krinoidengesteine mit starken Verkieselungserscheinungen neben den Mergeln, Schiefern und Kieselkalken eine große Verbreitung und leiten so zu den im tieferen Wasser und landferner gebildeten Ablagerungen im Süden der kalkalpinen Vorzone über. Dieselben können also nicht zur Charakterisierung bestimmter tektonischer Einheiten (hochbajuvarische Randmulde) verwandt werden (vgl. HAHN, *Ergebn. n. Spezialf. l. c.* S. 142).¹⁾

Im oberen Jurameer findet mehr und mehr eine Vertiefung statt. Die Schichten sind nicht mehr so starkem Fazieswechsel unterworfen wie im Lias. Die Einschaltungen der sandigen und konglomeratischen Bänke am Nordrande der kalkalpinen Vorzone (s. o.) deuten wieder die Nähe des Festlandes an und die gegen Süden immer größer werdende Verbreitung an Hornsteinen und an Kalken, die in feiner Verteilung beigemengte Kieselsäure führen, gegenüber den plattigen Kalken und Mergeln die Zunahme der Meerestiefe. Ebenso zeigen die Ablagerungen der

¹⁾ Ganz dieselben hellen Krinoidenkalke, die zum Teil bläulich gefärbte Hornsteine führen, zeigte mir Herr Dr. DACQUÉ von der Rothwand, wo dieselben eine große Mächtigkeit erlangen. Außerdem finden sich dieselben Gesteine in weiter Verbreitung im Schwarzenbach südlich der Eselau und am Seekarkreuz. Diese Vorkommen deuten wieder ganz besonders darauf hin, wie die einzelnen Liasfazies nicht an bestimmte tektonische Einheiten geknüpft sind.

älteren Kreide in der kalkalpinen Vorzone einen viel küstennäheren Charakter wie weiter im Süden (vgl. HAHN, *Ergebn. n. Spezialf. l. c.* S. 142).

Fassen wir das Ergebnis dieser kurzen und naturgemäß sehr lückenhaften Betrachtungen zusammen.

Zwischen der Ausbildung der Schichten, welche die kalkalpine Vorzone aufbauen, und denjenigen des südlich sich anschließenden Synklinoriums machen sich scharfe Unterschiede bemerkbar. Diese bestehen in der viel geringeren Mächtigkeit und der zum Teil auch andersartigen Entwicklung der Triassedimente in der kalkalpinen Vorzone und in der mehr pelagischen Ausbildung der Jura- und Kreideablagerungen in dem südlichen Synklinorium. Diese Kontraste stehen sich jedoch zu beiden Seiten der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone nicht schroff gegenüber, sondern es findet eine allmähliche Veränderung der Sedimente gegen Süden statt, die lediglich dadurch hervorgerufen wurde, daß die mehr nördlich abgelagerten Sedimente bei ihrer Bildung stärker vom Nordrande des alpinen Geosynklinalbeckens beeinflußt wurden und daß im Jura und in der älteren Kreide das Meer gegen Süden zu allmählich tiefer wurde. Außerdem zeigt das Übergreifen mancher Fazies über die Störung die Unabhängigkeit der letzteren von der Verteilung der Sedimente an.

Wir können also, wenn wir uns die Falten ausgeglichen denken, die Sedimente der kalkalpinen Vorzone mit denjenigen des Synklinoriums ohne Schwierigkeiten in eine natürliche Verbindung miteinander bringen. Die faziellen Unterschiede zu beiden Seiten der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone bedingen also keineswegs die Schlußfolgerung, an dieser Störungslinie eine weitere Verfrachtung anzunehmen. Gestärkt wird diese Ansicht noch durch die am Südrand der Benediktenwand vorhandene normale Verknüpfung zwischen beiden tektonischen Einheiten.

Während sich somit die faziellen Eigentümlichkeiten der kalkalpinen Vorzone und des Synklinoriums sehr wohl überbrücken lassen, so stehen die stark gestörten engen Falten der Vorzone sowohl den breiten sich im Süden anschließenden Faltenzügen wie auch den breiten gleichförmigen Flyschfalten schroff gegenüber. Die kalkalpine Vorzone bildet einen Gebirgsstreifen außerordentlich heftiger tektonischer Gebirgsbewegungen.

Bemerkungen zur speziellen Tektonik.

Bei der Untersuchung der speziellen tektonischen Fragen soll lediglich das besser bekannte Gebiet der kalkalpinen Vorzone, deren Schichtenbau durch bestimmte Eigenarten charakterisiert ist, in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden.

Die durch den tangentialen Südschub hervorgerufenen tektonischen Vorgänge sind hier, wie den Ausführungen von HAHN zu entnehmen ist, etwa folgendermaßen verlaufen: Zunächst schwache Faltung im Cenoman und stärkere Faltung im Tertiär, darauf die Entstehung von flachen Schuppen und Überschiebungen, die ein Ausmaß bis zu 7 km erreichen können und infolge des fortschreitenden tangentialen Druckes steilgestellt und zum Teil nach Süden überkippt wurden. Daran anschließend die Bildung von Transversalstörungen und als letztes tektonisches Ereignis ein schwacher in der Streichrichtung des Gebirges erfolgter Schub, der sich jedoch nur an wenigen Stellen stärker bemerkbar macht.¹⁾

¹⁾ Am Ringberg, am Fockenstein und an der Benediktenwand ist derselbe durch die in großer Verbreitung auftretenden, horizontalen ostwestlichen Rutschstreifen angedeutet.

Sowohl in bezug auf den tangentialen einseitigen Schub, wie auch in bezug auf die zeitliche Aufeinanderfolge der tektonischen Vorgänge stimmen die Ansichten vollkommen überein. Der Hauptunterschied besteht wohl in der großen Bedeutung, die HAHN den Schuppen und Überschiebungen beimißt. Die Frage, ob an diesen Störungen weitere Verfrachtungen stattgefunden haben, wurde bereits im vorigen Kapitel erörtert und kann hier übergangen werden, da zu diesen Schlußfolgerungen lediglich die angeblichen Fazieskontraste führten. Tektonische Merkmale sind für derartige Vorgänge bisher in den in Betracht gezogenen Gebieten nirgend beobachtet worden.

HAHN nimmt also an, daß sich innerhalb der gefalteten Schichten durch Abspaltung flach geneigte Gleitflächen bildeten, welche die Falten durchschneiden und an denen der weiter wirkende Schub die Schichten übereinander legte. Nachträglich wurden die flachen Schubflächen steil gestellt oder auch nach Süden überkippt.

Dieser Auffassung steht die Erklärung der steilen Längsstörungen durch Reduktionen und Auswalzungen gegenüber, die im Gefolge der Faltung entstanden.

Die vorhandenen Überschiebungen wurden nach dieser Theorie nicht durch Abspaltungen, sondern durch Überlegen und Überquellen von Falten gebildet.

Bei der Besprechung der Arbeit von DACQUÉ lehnt HAHN eine derartige Erklärung ab (l. c. S. 130 u. 131), offenbar insbesondere aus dem Grunde, weil der zuletzt erwähnte Autor von der Idee der durch die Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe vollkommen beherrscht war.

Mühsam werden von HAHN einige Stellen hervorgeholt, an denen sich etwas flacher geneigte Bewegungsflächen zeigen, die auf den ursprünglich mehr horizontal vor sich gegangenen Massentransport hinweisen sollen. Mir erscheint es nicht angängig, so große Ausnahmen im Bauplan des Gebirges zur Begründung einer Theorie, mit Hilfe der regional tektonische Fragen gelöst werden sollen, zu verwenden. Die Störungen stehen steil oder vertikal und es finden sich keinerlei Beweise, daß dieselben ursprünglich flach geneigt waren und durch einen sekundären Vorgang steil gestellt wurden.

Gegen die Entstehung von flachen und später steil gestellten Gleitflächen, die sich ganz unabhängig von dem Vorgang der Faltung bildeten, spricht wohl zunächst, daß die im Streichen der Schichten liegenden tektonischen Flächen die gefalteten Schichten nicht etwa durchschneiden, sondern konkordant zwischen den Schichten verlaufen, also mit dem Streichen und Fallen der durch die Faltung steil gestellten Schichten korrespondieren und daher doch in engem Zusammenhang mit dem Faltungsprozeß gebracht werden müssen. Dort wo die Schichten südlich geneigt sind, fallen auch die sie durchschneidenden Längsstörungen südlich ein und wo nördliche Fallwinkel der Schichten vorliegen, besitzen auch die Störungen nördliche Neigung. Diesem Umstande muß doch unbedingt Rechnung getragen werden.

Es soll nicht in Abrede gestellt werden, daß es unter bestimmten Bedingungen zu Abspaltungen und Schuppenbildungen kommen konnte, wie sie ja auf den Profilen von DACQUÉ schon dargestellt sind, obgleich derartige Erscheinungen den tektonischen Aufbau keineswegs beherrschen. Vor allem ist aber die steile Stellung der Schuppe als primär zu betrachten.

Die Erklärung der vielfach in Erscheinung tretenden nördlichen Neigung der Störungsflächen durch einen südlichen Schub kann uns nicht befriedigen. Welche

komplizierten Bewegungen müßte der gegen Norden geneigte, im Lias eingeschaltete Buntsandsteinstreifen am Südabhang vom Geigerstein durchgemacht haben! Zunächst zwischen zwei Schuppen eingeschaltete flache Neigung gegen Süden, dann allmähliche Steilstellung und schließlich Hinüberlegung gegen Süden mit Neigung der Schuppenflächen und Schichten nach Norden. Ähnliche Schwierigkeiten stellen sich auch ein, wenn man diese Hypothese auf die nördlich geneigten gestörten Südschenkel der Sättel mit dem muldenförmig eingebogenen Scheitel anwenden will, während das Hinüberlegen einer Falte gegen die Druckrichtung oder die Entstehung von fächerförmig gestellten Schichten bei dem durch einseitigen Schub hervorgerufenen Faltungsprozeß eine gewöhnliche Erscheinung bildet.

Ebenso kann die häufig nach Norden gerichtete Neigung der Südgrenze der kalkalpinen Vorzone viel eher mit Hilfe der Faltungstheorie erklärt werden, als durch die Annahme einer ursprünglich flachen und später „unruhig verstellten“ (l. c. S. 140) Überschiebung; insbesondere da auch an dieser wichtigen tektonischen Linie keinerlei durch Fazieskontraste bedingten weiteren Verfrachtungen anzunehmen sind.

Will man die sattelförmigen Aufbruchszonen mit den ausgewalzten Schenkeln leugnen und die Lagerung durch Schuppenstruktur erklären, so bleibt nur übrig, neben der tangentialen nach Norden gerichteten Bewegung einen darauf folgenden Nordsüdschub anzunehmen, durch den nördlich geneigte Gleitflächen entstanden.

Es erscheint mir nicht zweckmäßig, bei der Erklärung der Tektonik von den Hauptstörungslinien auszugehen und alles andere dem unterzuordnen. Gerade an den unbedeutenderen läßt sich der mechanische Vorgang viel besser beobachten und verstehen, so daß leichter zu erklärende und in ihrem Wesen leichter erkennbare Details Rückschlüsse auf den Bewegungsmechanismus an mächtigeren Störungen erlauben. Ihrer Entstehung nach müssen die kleineren Längsstörungen genau so gedeutet werden wie die von erheblicherem Ausmaß. Sehen wir doch alle Übergänge zwischen der Auswalzung mehrerer Meter mächtiger Schichten bis zu mehreren hundert Metern, und bei allen diesen verschiedenwertigen Störungen treffen wir auf dasselbe tektonische Bild, wodurch uns die Einheitlichkeit des gebirgsbildenden Prozesses vor Augen geführt wird.

Verminderungen der Schichtenmächtigkeiten ganz zu verneinen, liegt außerhalb dem Bereiche der Möglichkeit, da dieselben sich klar beobachten lassen und bei dem Faltungsprozeß entstehen müssen, insbesondere wenn ein Schichtenkomplex gefaltet wird, der sich überwiegend aus weichen oder doch wohlgeschichteten und geschiefertten Sedimenten zusammensetzt, und die wenig mächtigen härteren Ablagerungen zwischen mehr biegsamen eingeschlossen sind.

Auch HAHN hat die gar nicht zu übersehenden tektonischen Reduktionen sehr wohl erkannt (l. c. S. 140). Nur führt er dieselben auf „interne Flächen“ zurück, wodurch jedoch leichter noch eine Vermehrung der Mächtigkeit entstehen könnte.

Es ist natürlich, daß härtere Schichten dem Auswalzungsprozeß mehr Widerstand entgegengesetzten und daß es zu „Unterdrückungen und Abfaltungen sehr widerstandsfähiger Lagen“ kam. (HAHN, l. c. S. 140.) Derartige Vorgänge stören jedoch den eigentlichen Charakter des tektonischen Prozesses in keiner Weise und vor allem ist das Resultat genau dasselbe. (Vgl. Tegernseer Berge S. 194, 195 und 207.) Ferner ist zu bedenken, daß durch den tangentialen Schub die Schichten nicht lediglich aneinander gepreßt und zum Teil ausgewalzt wurden, sondern die

aufgewölbten Schichten wurden ebensosehr nach oben gedrückt. Harte triassische Kalke und Dolomite können dabei in die Juraschichten hinein oder auch hindurchgepreßt werden und ohne Bedeckung von jüngeren Sedimenten an die Oberfläche gelangen. Jedoch sind solche isolierte Vorkommnisse meist reihenförmig angeordnet und lassen die ursprüngliche Anlage des Sattels noch vollkommen erkennen.

Mit der Annahme der Reduktionen und Auswälvungen ist nun keineswegs ausgeschlossen, daß es im Gefolge derselben bei fortschreitender tangentialer Druckwirkung zu Überfaltungen und Überschiebungen kam. Das beste Beispiel hierfür bietet uns die südliche Flyschgrenze (Tegernseer Berge S. 201—203 u. 212). Wenn nun auch alle anderen steilen tektonischen Längsstörungen Überschiebungen sind, warum finden wir nicht dieselben Anzeichen dafür wie an der Flyschgrenze?

Von den Triassedimenten unterliegen offenbar die wenig mächtigen Rhätschichten der Auswälvung am leichtesten. Der Hauptdolomit kommt oft auf so weite Strecken mit dem Lias in direkte Berührung, daß man zu dem Schluß veranlaßt werden könnte ein gänzliches Fehlen anzunehmen, insbesondere da völlige Konkordanz herrscht und auch nicht immer Reste der ausgewälzten Schichten vorhanden sind.

Das Verhalten der starren triassischen Bildungen bei dem Auswälvungsprozeß wurde bereits verschiedentlich berührt. Besonders häufig beobachtet man das Fehlen des Nordschenkels von einem Hauptdolomitsattel, so daß die Raibler und der Jura weithin aneinandergrenzen und die Rauhwacken als mehr oder minder schroffe Wand die flacher geböschten weicheren Juraschichten, die der Erosion stärker anheimfielen, überragen. Ebenso oft fast trifft man auch den Muschelkalk in derselben Lagerung. Bei dem tektonischen Vorgang, durch den die älteren Triasglieder in Kontakt mit dem Jura gelangen, ist stets zu berücksichtigen, daß die Trias in der kalkalpinen Vorzone, insbesondere die härteren triassischen Bildungen, nur eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit besitzen. Es sind in der Schichtenfolge daher keine sehr erheblichen starren Gesteinslagen vorhanden, sondern harte und weiche Schichten wechseln schnell miteinander. Hierdurch sind einerseits die Bedingungen für die durch einen tangentialen Schub entstehenden tektonischen Prozesse gegeben, andererseits erklärt sich dadurch die schnelle Aufeinanderfolge verschiedenartiger Gesteinszonen innerhalb der kalkalpinen Vorzone.

Lias und Jura verhalten sich tektonisch so völlig gleichartig und bilden bei der engen Zusammenfaltung oft ein solches Durcheinander, daß es stellenweise unmöglich ist, die beiden Formationen kartographisch auszuscheiden. Die ziemlich mächtigen Liasablagerungen finden sich an manchen Stellen nur in ganz schmalen Streifen, um schon in kurzer Entfernung in breite Zonen überzugehen und ebenso schnell wieder zu einer dünnen Lage zusammenschrumpfen. Überhaupt herrscht nicht nur in bezug auf die Breite, sondern auch in bezug auf die Zusammensetzung der Juramulden die denkbar größte Unregelmäßigkeit. Bald bauen sich dieselben ausschließlich aus Lias auf und schon in einem nahe benachbarten Profile wird derselbe teilweise oder auch ganz durch oberen Jura ersetzt, oder die Mulde verschwindet ganz. Lias und oberer Jura verdrängen sich im Streichen der Mulden fortwährend gegenseitig.

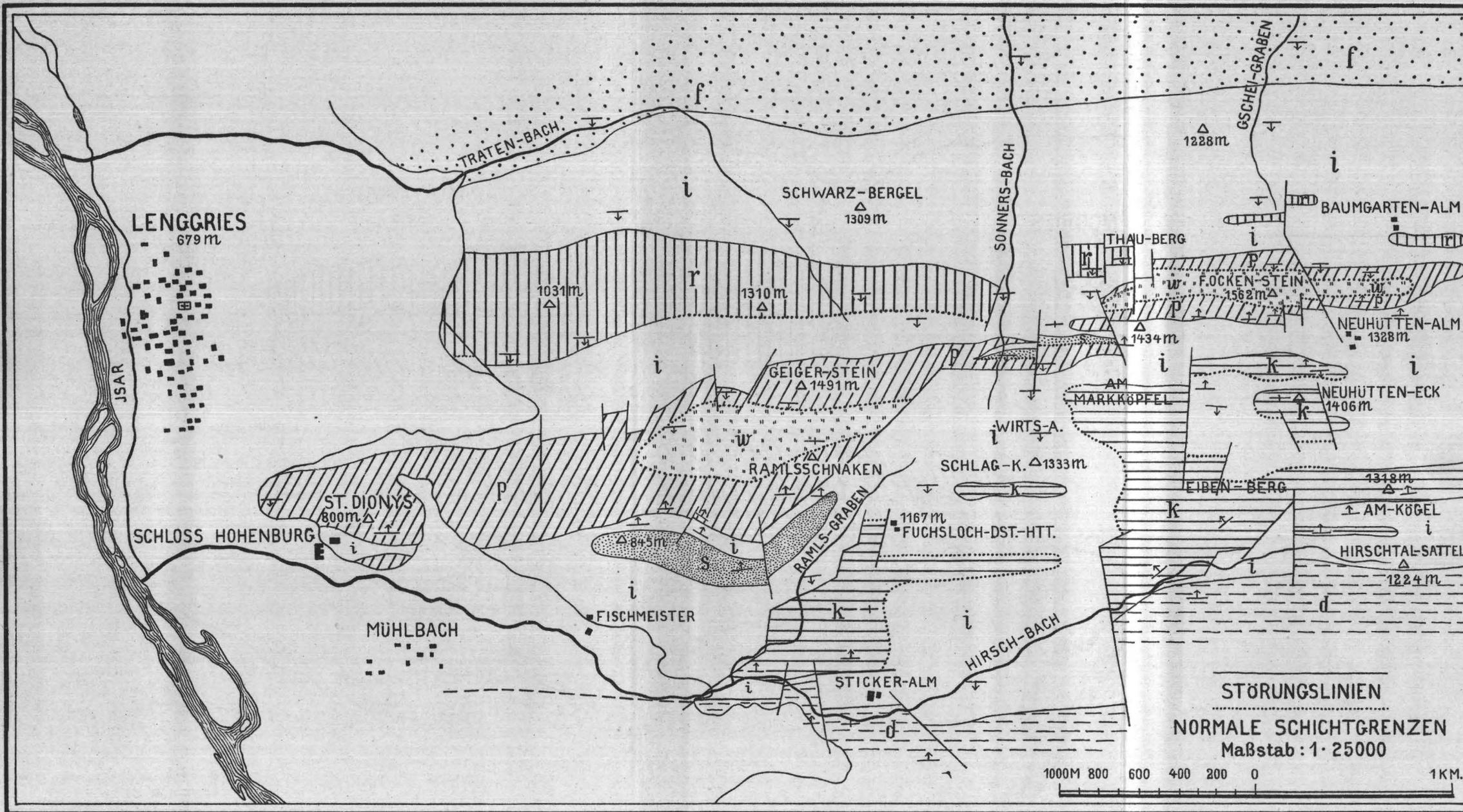
Derartige Erscheinungen lassen sich nicht durch Bewegungen an tektonischen Flächen erklären, die sich durch Abspaltungen bildeten, sondern sie müssen auf den Prozeß der Faltung zurückgeführt werden, in deren Gefolge Mächtigkeitsreduktionen und gänzliche Auswälvungen entstanden.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Vorwort	195
Das Gebiet des Geigersteins und Fockensteins	196
I. Tektonik	196
II. Stratigraphie	204
Untere Trias (Skytische Stufe)	204
Mittlere Trias (Anisische und Ladinische Stufe)	206
Obere Trias (Karnische, Norische und Rhätische Stufe)	207
Lias, oberer Jura und ältere Kreide	208
Anhang zur Stratigraphie	215
Allgemeine Betrachtungen über den geologischen Aufbau der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach	216
Zur Frage der durch Fazieskontraste bedingten weiteren Schübe	228
Bemerkungen zur speziellen Tektonik	232

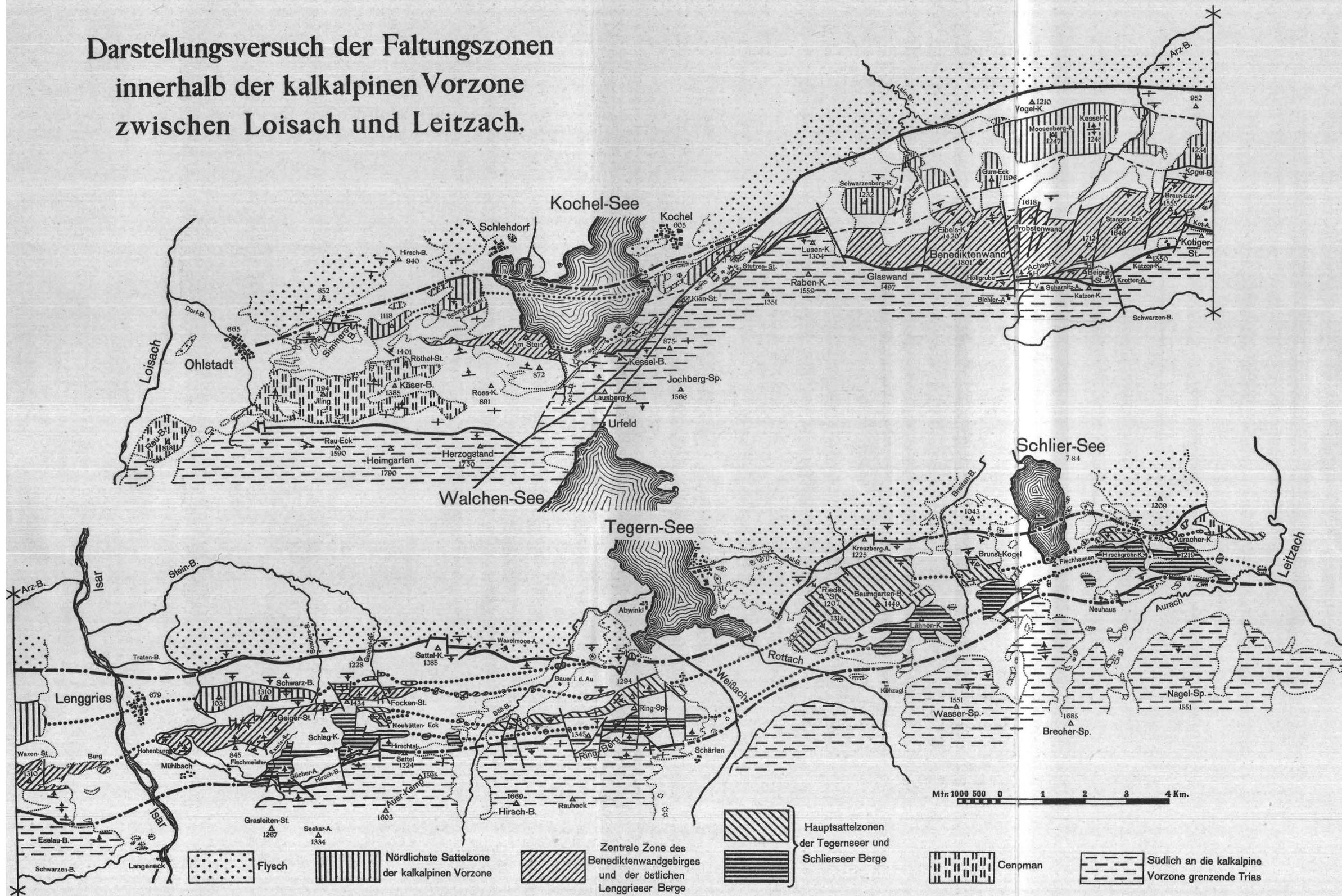


Geologische Übersichtskarte des Geigerstein- und Fockenstein-Gebietes.



- | | | | | | | | |
|---------|---|--|---|---|----------------|--------------------------|--------------------------|
| f | r | p | w | k | s | i | d |
| | | | | | | | |
| Flysch. | Nördlichste Sattelzone.
Rhät. Hauptdolomit, Raibler Schichten. | Schenkel der Hauptsattelzone.
Am Geigerstein: Muschelkalk, Partnachsichten, Wettersteinkalk. Am Fockenstein u. i. Sonnersbach: Muschelkalk. | Mulde im Scheitel der Hauptsattelzone.
Am Geigerstein: Raibler Sch. Am Fockenstein: Wettersteinkalk und ganz im Osten Partnachsichten. | Sattelförmig. Aufwölbungen zwischen der Hauptsattelzone u. der Hirschbach-Störung.
Muschelkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Rhät. | Buntsandstein. | Synkinal gelagert. Jura. | Südl. angrenzende Trias. |

Darstellungsversuch der Faltungszonen innerhalb der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach.



Flysch
 Nördlichste Sattelzone der kalkalpinen Vorzone
 Zentrale Zone des Benediktenwandgebirges und der östlichen Lenggriser Berge
 Hauptsattelzonen der Tegernseer und Schlierseer Berge
 Cenoman
 Südlich an die kalkalpine Vorzone grenzende Trias

Mtr: 1000 500 0 1 2 3 4 Km.