

MITTEILUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN.

IV. Jahrgang 1911.

Heft 4.

Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen.

Von **Dr. Hugo Myllus.**

Mit 5 Tafeln (XIV—XVIII) und 12 Textfiguren.

Einleitung.

Als ich in den Sommern 1905, 1906 und 1907 das Triasgebirge des Hinteren Bregenzer Waldes geologisch untersuchte, wählte ich als Zugang dorthin meist den Weg von Norden her, entlang der Bregenzer Ach. Er führt quer durch das Gebiet der Allgäu-Vorarlberger Kreide und durch die es im Norden und Süden begrenzenden Flyschzüge. Mit Vorliebe durchwanderte ich damals den zwischen Hochblanken und Hohem Ifen gelegenen und landschaftlich reizvollsten Teil dieses Kreide- und Tertiärgebirges, an dessen Aufbau sich auch Jura beteiligt. Mit ihm befaßt sich die vorliegende Arbeit.

Die Sedimente, die im vorarlbergischen Kreidebezirk abgelagert wurden, haben bekanntlich helvetische Fazies, das heißt, sie gehören jener ausgedehnten sedimentären Faltenzone an, die in der Schweiz als nördliche Kalkalpen mit helvetischer Fazies den kristallinen Zentralmassiven nördlich vorgelagert sind. Das allgäu-vorarlbergische Kreidegebiet kann als das östliche Ende des helvetischen Kreidebezirkes aufgefaßt werden, denn bei Oberstdorf keilt es im Illertal aus, um mit einer bedeutenden Verschiebung nach Norden sich jenseits dieses Tales nur noch in schmalen Streifen aus dem ebenfalls helvetischen Flyschland zu erheben.

An die Erforschung der Vorarlberger Kreide knüpfen sich seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts Namen bekannter Geologen. Ihre Auffassungsweisen der Stratigraphie und Tektonik in einem historischen Rückblick zusammenzufassen und

meinen Betrachtungen vorzuschicken, halte ich für die vorliegende Arbeit nicht für zweckmäßig. Eine solche Zusammenstellung würde zu umfangreich werden und dann einen ihrer Hauptzwecke nicht mehr erfüllen, nämlich den, daß bei Besprechung eines Formationsgliedes oder irgendeiner geologischen Erscheinung, bei welcher meine Auffassungsweise von der bisherigen abweicht, letztere noch in der Erinnerung des Lesers frisch vorhanden sein soll. Vielmehr werde ich zu Beginn der drei wichtigsten Abschnitte dieser Arbeit die jeweils in Betracht kommenden Anschauungen der Forscher he-sprechen, d. i. vor den stratigraphischen Beschreibungen von Jura und von Kreide und vor der Schilderung der tektonischen Verhältnisse.

Die bedeutenden Fortschritte, welche die Erforschung der Kreidegebiete der nordöstlichen Schweiz in den letzten Jahrzehnten erfahren hat, werden mich wiederholt veranlassen, die dort erzielten Resultate zum Vergleiche heranzuziehen.

Die Grenze des durchforschten Gebietes fällt mit der Begrenzung des Meßtischblattes 1:25.000 zusammen, das der Arbeit als topographische Unterlage dient. Von dem im Osten angrenzenden Blatt mußte ein kleines Areal, in dem die Gipfelplatte des Hohen Ifen liegt, jenem Gebiet noch angegliedert werden. Die südöstliche Ecke des Gebietes wird vom Trias-gebirge des Hinteren Bregenzer Waldes eingenommen. Ich habe dasselbe, soweit es im Bereich des Kartengebietes liegt, nur flüchtig in den Kreis meiner Betrachtungen gezogen.

Für die Kartierungsarbeiten verwandte ich die Sommer- und Herbstmonate der Jahre 1909 und 1910.

Das gesammelte Material bearbeitete ich im geologisch-paläontologischen Institut der Universität in München, wo auch die vorliegende Schrift fertig gestellt wurde.

I. Orographische Skizze.

Das in vorliegender Arbeit geologisch beschriebene Gebirgsland liegt im Hinteren Bregenzer Wald und gehört fast ausschließlich dem Flußsystem der Bregenzer Ach an. Nur zwei kleine Areale, von denen das eine am Süd-, das andere am Ostrand des Gebietes liegt, entleeren ihre Niederschläge in die hydrographischen Gebiete der Ill und der Iller. Die Bregenzer Ach tritt bei Schröcken an der südöstlichen Ecke

des Kartengebietes in dasselbe ein, durchfließt es längs der Diagonale und verläßt es wieder bei Reute oberhalb der Bahnstation Bezau. Als wichtigste Zuflüsse empfängt sie von links bei Au den Argenbach und bei Mellau den Mellenbach, von rechts bei Reute den Bizauerbach.

Die Wasserläufe haben tiefe Furchen in den Fels geschnitten und dadurch der Gebirgsoberfläche ein Relief verliehen, das mehr isolierte Berggestalten, als zusammenhängende Gebirgszüge erkennen läßt. Aus diesem Grunde wird man kaum ein übersichtliches Bild gewinnen können, wenn man versucht, das Bergland nach Haupt- und Seitenästen orographisch zu gliedern. Wohl aber gelingt eine einfache und ungezwungene Gruppierung der Berge nach einer bestimmten Himmelsrichtung, und zwar ungefähr nach der Ostwestrichtung. Man erhält dann folgende Zusammenstellung: Kojenkopf, Canisfluh, Mittagsfluh, Didamskopf, Hoher Ifen liegen in einer Flucht, und zwar in der Richtung N 80° O und werden durch Wasser-einschnitte voneinander isoliert. Der tiefste Einschnitt ist der der Bregenzer Ach, der die Canisfluh von der Mittagsfluh trennt. Nördlich von dieser Gipfelreihe erheben sich, ebenfalls in einer Flucht und in der Richtung O—W gelegen, Guntenhang, Gopfberg, Hirschberg und Murenköpfe. Südlich von der erstgenannten Reihe bilden Hochblanken, Mittagsspitze, Hochglockner einen zusammenhängenden, meist über 2000 m hohen Felsrücken. Ein in der Geologie oft genannter Rücken, auf dem die Alpe Wurzach liegt, verbindet den Hochglockner mit der Canisfluh. Im Süden ragen, von der Bregenzer Ach und dem Argenbach gegen Nordosten und Nordwesten begrenzt, die gewaltigen Massive des Zitterklapfen und der Hochkünzelspitze empor, deren zusammenhängender Kamm nach Norden und Nordwesten mehrere Seitenäste entsendet.

II. Stratigraphischer Teil.

Jura.

1. Aussehen, Verbreitung, Mächtigkeit des Jurakalkes von Au. Seine bisherige Erforschung. Zwischen Au und Schnepfau schneidet die Bregenzer Ach tief ins Gebirge ein. Auf beiden Talseiten ragen hohe, steile Felswände empor. Ein dickbankiger, dunkelgrauer bis blau-

schwarzer, dichter bis feinkörnig-kristallinischer, von Kalkspatadern stellenweise reichlich durchzogener und äußerst fossilarmer Kalk baut die Wände auf. Die Kalkbänke sind in ihrer ganzen Mächtigkeit von 200 bis 300 m gleichmäßig ausgebildet und lassen meist überall ihre Schichtung deutlich erkennen. Auf der östlichen Talseite bauen sie die Mittagsfluh, auf der westlichen die Canisfluh und den Kojenkopf auf.

Bei seinen Forschungen im Hinteren Bregenzer Wald in der Mitte der Vierzigerjahre erkannte A. Escher von der Linth erstmals das jurassische Alter dieser monotonen Kalke, die aus den sie umgebenden Kreideschichten inselartig empor-tauchen und ein gewaltiges, ungefähr ostwestlich streichendes Gewölbe aufbauen. Im ganzen Gebiet der Vorarlberger und Allgäuer Kreide ist das zwischen Au und Schnepfau von der Bregenzer Ach durchschnittene Gebirge das einzige, dessen Bau ausstreichenden autochthonen Jura zeigt. Es ist nicht zu verwundern, daß dem „Jurakalk von Au“, wie ihn Escher nannte, fortan das größte Interesse entgegengebracht wurde. v. Richthofen, v. Gümbel, Opper, v. Zittel und Vacek beschäftigten sich mit seiner weiteren Erforschung.

Escher hat auch auf das Faziesgebiet schon hingewiesen, dem der Jurakalk von Au angehört. Dieser besitzt petrographisch die größte Aehnlichkeit mit einem in der nord-östlichen Schweiz weit verbreiteten mächtigen Formationsglied, das sich gleich ihm durch große Petrefaktenarmut auszeichnet und früher „Hochgebirgskalk“ genannt wurde. Hochgebirgskalk und Jurakalk von Au sind nach Escher äquivalente Formationsglieder, die den weißen und vielleicht auch noch einen Teil des braunen Jura vertreten. Diese Anschauung Eschers kommt in unserem Juragebiet den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe, und es ist zu verwundern, daß ihr die weniger zutreffenden Ansichten Richthofens und Gümbels folgen, die den Auerkalk in ein tieferes Niveau stellen, indem sie ihn auf die Basis des weißen Jura beschränken. Ersterer erblickt in ihm den Vertreter des Oxford, letzterer des noch tieferen Callovien. Opper gebührt das Verdienst, zum erstenmal darauf aufmerksam gemacht zu haben, daß die bei Au in der obersten Lage des Auerkalks auftretende reiche, aber meist schlecht erhaltene Fauna es wahrscheinlicher macht, daß diese Schicht nicht dem untersten, sondern dem obersten Glied

des weißen Jura, dem Tithon, angehört. Oppels Vermutung fand durch spätere Fossilfunde ihre Bestätigung. Aus der klassischen Fundstelle zwischen Au und Schrecken,¹⁾ wo die obersten Bänke des Auerkalks mit steiler Wand das nördliche Acheufer begrenzen, führt Vacek eine Fauna an, die derjenigen des tithonischen Stramberger Horizontes vollkommen entspricht. Die meisten der nachstehend von Vacek genannten Formen kommen nach Zittel in Stramberg selbst, dem mährischen Hauptfundplatz, vor:

- Belemnites semisulcatus* Münst.
- Belemnites Pilleti* Pict.
- Aptychus imbricatus* H. v. Mey.
- Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb.
- Lytoceras municipale* Opp.
- Phylloceras Calypso* d'Orb.
- Phylloceras silesiacum* Opp.
- Haploceras tithonium* Opp.
- Perisphinctes Callisto* d'Orb.
- Perisphinctes transitorius* Opp.
- Perisphinctes cf. Nieri* Pict.
- Perisphinctes cf. Köllikeri* Zitt.
- Terebratula diphya* Col.²⁾
- Terebratula Bieskidensis* Zeusch.
- Rhynchonella Hoheneggeri* Suess.

¹⁾ Schrecken ist eine kleine, östlich von Au gelegene Gemeinde. Es ist nicht zu verwechseln mit Schröcken, das auch im Achetal, aber viel weiter südöstlich im Triasgebirge des Hinteren Bregenzer Waldes liegt.

²⁾ Die Gruppe der eigentümlich geforniten, durchlochten diphyaähnlichen Terebrateln, die in den Grenzschichten zwischen Jura und Kreide in den Alpen weitverbreitet sind, hat Pictet eingehend untersucht und beschrieben. Drei übereinanderliegenden Stufen gehören nach Pictets Ansicht durch Gestalt und besonders Lochgröße verschieden gekennzeichnete Arten dieser Gruppe an. Die Terebrateln mit kleinem Loch sind älter wie die mit großem Loch. Den ersteren gehört *Terebratula diphya* Col. selbst an, die Leitform der untersten Schichten. Die mittleren, denen die Stramberger Schichten äquivalent sein sollen, enthalten *Terebratula janitor* Pict. Die obersten führen *Terebratula diphyoïdes* d'Orb. Die untersten und die mittleren Schichten haben jurassisches, die oberen kretazisches Alter. Leider besitze ich keine Terebrateln von der Fundstelle bei Au, die erkennen lassen, ob hier tatsächlich *Terebratula diphya* oder andernfalls *Terebratula janitor* auftritt. Rothpletz führt in einer Versteinerungsliste des Tithon der nahen Glarneralpen *Terebratula janitor* an.

Die bisherigen Forschungen³⁾ haben somit Eschers Vermutung, der Auerkalk vertrete den ganzen weißen und vielleicht auch noch einen Teil des braunen Jura teilweise bestätigt, denn sie haben die Richtigkeit dieser Altersbestimmung, soweit sie die oberen Schichten des Kalkes betreffen, bewiesen.

2. Die Grenze zwischen Jura und Kreide. Der Auerkalk wird konkordant überlagert von einer 50 bis 100 m mächtigen Schichtenfolge von Mergelschiefern. Vacek hat bereits darauf hingewiesen, daß diese von Richthofen Roßfelder Schichten genannten Schiefer ihrem petrographischen Charakter nach eine Zwischenstellung einnehmen zwischen den tieferen Auerkalken und den höheren, sehr dünnschieferigen, tonigen Mergeln, die er als Berriasschichten bezeichnet, die jedoch, wie ich später ausführen werde, dem Valangien (vgl. Tabelle auf S. 505) angehören. Vacek zieht nun die Grenze zwischen Jura und Kreide mitten durch diesen schieferigen Uebergangshorizont. Folgende Umstände haben ihn hiezu bewogen: Bei Au soll die genannte tithonische Fauna in einer der tiefsten Bänke des schieferigen Uebergangshorizontes auftreten. In dessen obersten Lagen sind dagegen zwei der Kreide angehörige Petrefakten gefunden worden, nämlich von Richthofen *Aptychus Didayi* Coqd. und von Vacek ein Bruchstück eines dem *Hoplites occitanicus* Pict. ähnliche Form. Diese obersten Lagen des schieferigen Uebergangshorizontes bilden somit die Basis von Vaceks gesamter Berriassstufe.

³⁾ In einem kurzen Bericht über die Aufschlüsse der Bregenzerwaldbahn erwähnt J. Stitzenberger ebenfalls die gleiche Petrefaktenfundstelle bei Au, deren klassische Berühmtheit ihm jedoch scheinbar unbekannt war. Von den Versteinerungen, die Stitzenberger hier gefunden und folgendermaßen bestimmt hat: *Terebratula diphya* Col., *Rhynchonella Malbosi* Pict., *Parkinsonia Euthymi* Pict., *Parkinsonia* cf. *Parkinsoni* Pict., *Parkinsonia* cf. *Freicineli*, *Lytoceras* cf. *subfimbriatum* d'Orb., *Belemnites pistilliformis* Blainv., *Belemnites minaret* Rasp., scheint ein großer Teil unrichtig bestimmt zu sein. Känen diese Fossilien tatsächlich alle hier vor, so mußte man die sie einschließenden Schichten eher der Kreide zustellen, wie dies auch Prof. Meyer-Eymar getan hat, der Herrn Stitzenberger bei der Altersbestimmung unterstützte. *Terebratula diphya* dürfte dann aber auch nicht mehr als tithonische Leitform gelten. Die als *Parkinsonia* bestimmten Ammoniten sind wahrscheinlich zum Teil verdrückte Perisphinkten. *Ammonites Euthymi* Pict. ist ein *Hoplites*.

Meine Beobachtungen haben mich zu dem von Vacek abweichenden Resultate geführt, daß die Grenze zwischen Jura und Kreide mit der Grenze zwischen dem Jurakalk von Au und dem nächst höheren schieferigen Uebergangshorizont zusammenfällt. Letzterer vertritt in seiner ganzen Mächtigkeit das Berriasien. Meine Beobachtungen sind die folgenden: Die große Masse tithonischer Ammoniten, die bei Au an der Grenze zwischen dem Auerkalk und den nächst höheren Schiefen auftreten, sind nicht in den tiefsten schieferigen Schichten enthalten, sondern in der obersten Bank des Jurakalks, die eine steile Felswand bildet. Es ist leicht begreiflich, daß der ungeheure Fossilreichtum das Gefüge des sonst überall so hart und widerstandsfähigen Auerkalks hier in dessen oberster Bank lokal etwas lockerer gestaltet und dadurch auch dessen Widerstandsfähigkeit etwas herabmindert, was sich besonders in dem Abbröckeln einiger Fossilien äußert. Deshalb wäre es aber doch nicht gerechtfertigt, die harte Kalkbank, aus der man die meisten der übrigen Versteinerungen selbst mit Hammer und Meisel nur schlecht herausarbeiten kann, den nächst höheren Mergelschiefen zuzurechnen, also deren untersten Lagen tithonisches Alter zu geben. Ueberall, wo ich sonst die reiche Cephalopodenfauna in der obersten Kalkbank vorgefunden habe, erreicht das Gestein wieder seine normale große Härte und das für ihn typische Aussehen des Jurakalks von Au. Eine solche Stelle befindet sich beispielsweise in derselben Kalkbank zwischen Au und Schrecken, die den vorbesprochenen klassischen Fundplatz enthält, jedoch mehr gegen Au zu. Die fast senkrechte Felswand, welche die Straße hier unmittelbar begrenzt, springt an einer Stelle infolge einer Verwerfung bergwärts zurück,⁴⁾ wodurch auch die sich an sie anlehenden Mergelschiefer in gleicher Richtung zurückgeschoben erscheinen. Die Schichtenköpfe der wie die Kalke steilstehenden Schiefer sind von Grasbändern bedeckt. Benützt

⁴⁾ Als im Sommer 1910 eine Kommission das Terrain bei Au beging, um für die geplante Weiterführung der Bregenzerwaldbahn von Bezaun nach Schopperrau die Trace zu wählen, wurde beschlossen, bei Jaghausen (zu Au gehörig) einen Tunnel durch den Jurakalk zu bohren, dessen südöstlicher Eingang an jener Stelle liegen soll, wo der Jurakalk infolge der Verwerfung bergwärts zurücktritt. Hiedurch würde der genannte schöne Anschluß des Kontaktes zwischen Jura und Kreide mindestens teilweise, wenn nicht vollständig zerstört werden,

man das oberste Band, das sich unmittelbar an der Kalkwand entlang zieht und auf den Köpfen der stratigraphisch tiefsten Schieferschichten liegt, so kann man die angrenzende oberste Bank des Auerkalks bequem untersuchen. Sie besteht aus einem reinen, harten Kalk vom echten Typus des Auerkalks, in dem man zahlreiche, oft dicht aneinander grenzende Querschnitte von Ammoniten erblickt, deren Genus zwar nicht zu bestimmen ist, weil man nur die kreisähnlichen Umrisse der fest im Stein sitzenden Tiere erkennen kann. Daß es sich aber an beiden genannten Stellen an der Straße bei Au um dieselbe fossilreiche oberste jurassische Kalkbank handeln muß, dafür sprechen alle Beobachtungen sowohl stratigraphischer, wie tektonischer Art, die hier überhaupt zu machen sind.

Die bisher geschilderten Beobachtungen sind aber noch kein Beweis dafür, daß die Grenze zwischen Jura und Kreide mit der Grenze zwischen dem Jurakalk von Au und dem nächst höheren schieferigen Uebergangshorizont zusammenfällt, denn noch immer könnten ja die untersten Schieferlagen, wenn sie ganz fossilfrei wären, jurassisches Alter besitzen. Für meine Behauptung sprechen jedoch mehrere Hoplitenfunde, die ich an verschiedenen Stellen im Umkreis der Jurainsel machte, und zwar in den tiefsten Schieferschichten, die den Auerkalk unmittelbar überlagern. Die eine Fundstelle ist auf der Südseite der Canisfluh. Man kommt in ihre nächste Nähe, wenn man sich auf dem gewöhnlichen Wege von der Alpe Oeberle über die Obernalpe dem Sattel zwischen den beiden Gipfeln Am Stoß und Holenke (Hauptgipfel der Canisfluh) nähert. In ungefähr halber Höhe zwischen diesem Sattel und dem Rücken, der die Canisfluh nach Süden mit dem Hochglockner verbindet, fand ich in den mergeligen Lagen, die den Auerkalk überlagern, zahlreiche Ammoniten, unter denen ich *Hoplites Boissieri* Pict. eindeutig bestimmen konnte. Das am besten erhaltene Exemplar besteht zwar nur aus einer halben Scheibe; aber deren eine Seite läßt die Gestalt der Rippen, deren andere die Gestalt der Suturlinie vorzüglich erkennen. — Bei der oberen Hirschbergalpe, also auf der anderen Seite des Bregenzer Achetales und von der soeben beschriebenen Stelle weit entfernt, fand ich ebenfalls ein Bruchstück von *Hoplites Boissieri* Pict. Bei diesem Exemplar sind zwar die Suturlinien nicht erhalten, wohl aber die Rippen und besonders

gut die innere Reihe der Nabelknoten; auch dieses stammt aus den allertiefsten Schieferschichten, die den Auerkalk unmittelbar überlagern. Während der auf der Südseite der Canisfluh gefundene *Hoplites* die allergrößte Aehnlichkeit mit dem von Pictet im zweiten Teil seiner Arbeit (S. 79 bis 80) beschriebenen und Taf. XV abgebildeten *Ammonites Boissieri* Pict. besitzt, gleicht das bei der oberen Hirschbergalpe gefundene Exemplar dem von Pictet im dritten Teil seiner Arbeit (S. 248) beschriebenen und Taf. XXXIX dargestellten Exemplar in nicht geringerem Maße; letzteres unterscheidet sich vom ersteren durch die größere Breite des Umganges. Weitere Fossilfunde, die aber nicht bloß aus den tiefsten, sondern auch aus den höheren Schichten des schieferigen Uebergangshorizontes stammen, werde ich an späterer Stelle aufzählen. Mit der besonderen Erwähnung der beiden Funde von *Hoplites Boissieri* Pict. will ich nur beweisen, daß die sie einschließenden tiefsten Schieferschichten schon zur Kreide gehören, daß also tatsächlich die Grenze zwischen Jura und Kreide mit der Grenze zwischen dem Jurakalk von Au und dem genannten Uebergangshorizont scharf zusammenfällt. Mit der Bezeichnung „schieferiger Uebergangshorizont“, den bereits Vacek für den gleichen Schichtkomplex angewandt hat, will ich aber nicht sagen, daß in ihm alle petrographischen Uebergangsstufen hintereinander enthalten seien, die zwischen den tieferen, harten, dickbankigen Jurakalken von Au und den höheren, dünngeschichteten Mergelschiefeln, die von Vacek als Berriasschichten, von mir als Valangien bezeichnet werden, möglich wären; einen solchen allmählichen Uebergang vom Auerkalk zu dem von mir als Berriasien bezeichneten schieferigen Uebergangshorizont habe ich nur selten erkennen können. Fast überall ist an dessen unterer Grenze der petrographische Wechsel scharf ausgebildet, fast überall folgen auf die dicken, harten Kalkbänke unvermittelt sehr tonhaltige Mergelschiefer mit verhältnismäßig dünnen Bänken, viel geringerer Härte und erdiger Farbe. Die Grenze zwischen Jura und Kreide ist also im Gebiet der Jurainsel von Au petrographisch und paläontologisch scharf ausgebildet. Auf Richtofens und Gumbels Ansichten, in welches Niveau die untere Kreidegrenze zu legen sei, werde ich bei der Schilderung der Berriassedimente kurz eingehen.

3. Das Vorkommen der *Calpionella alpina* Lor.
Im vorangegangenen Abschnitt beschrieb ich eine Stelle auf der Südseite der Canisfluh, wo ich in den tiefsten Berriasschichten ein gut erhaltenes Exemplar von *Hoplites Boissieri* Pict. fand. Diese Stelle gewinnt ein besonderes Interesse dadurch, daß in den angrenzenden Bänken des Jurakalks die *Calpionella alpina* Lor. auftritt. Im Dünnschliff erkennt man, daß diese kleine, einkammerige Foraminifere mit weiter halsförmiger Oeffnung im Längsschnitt krugförmige, im Querschnitt kreisrunde Gestalt hat. Für Lorenz, ihren Entdecker, besitzt sie den Wert einer Leitform für Malm im Rhätikon und in den nordschweizerischen Klippen. Während Rothpletz ihr die Fähigkeit nicht zuspricht, als Leitfossil überhaupt zu gelten, glaube ich, daß sie insofern hiezu doch berechtigt ist, solange es sich nur darum handelt, das tithonische Alter des betreffenden Gesteins nachzuweisen. Jedoch darf sie nicht darauf schließen lassen, daß die Sedimente, in denen sie auftritt, in bestimmten Faziesgebieten abgelagert worden seien, denn *Calpionella alpina* Lor. ist nunmehr aus allen vier Faziesgebieten bekannt, die von den westalpinen Geologen unterschieden werden, aus dem helvetischen Gebiet, dem Gebiete der Stockhorn-Chablais-Zone und der Klippen, dem ostalpinen⁵⁾ und dem südalpinen Gebiet.

Das Gestein, in welchem ich auf der Südseite der Canisfluh die *Calpionella alpina* Lor. nachwies, trägt den gewöhnlichen Habitus des Auer-Jurakalks. Bei der Moosalpe am westlichen Ende der Jurainsel weisen nun die obersten Bänke dieses Kalkes, in denen ich wiederum jene Foraminifere allerdings nur ganz vereinzelt fand, einen Charakter auf, der dem der lichtgrauen Malmkalke⁶⁾ aus dem ostalpinen Triasgebirge näher steht wie dem des Auer-Jurakalks. Vom ostalpinen Gestein unterscheidet sich das von der Moosalpe nur durch etwas dunklere Farbe und stellenweise durch nicht ganz so feine Beschaffenheit des Materials, so daß es sich etwas, aber nur wenig rauher wie jenes anfühlt. Jedenfalls ist die Aehnlichkeit zwischen beiden Gesteinen eine so große, daß

⁵⁾ Im Triasgebirge des Hinteren Bregenzer Waldes wurde die *Calpionella alpina* Lor. von mir in Malm nachgewiesen.

⁶⁾ Vgl. S. 611.

man von dem der Moosalpe sagen muß, es trägt eher ostalpinen als wie helvetischen Charakter.

4. Die untere Grenze des Jurakalks von Au. Der untere Oxford. Der tiefe Einschnitt des Achetales zwischen Au und Schnepfau hat nicht nur den gewölbartig aufgetriebenen Jurakalk von Au in seiner ganzen Mächtigkeit bloßgelegt, sondern auch die nächst tieferen Gesteinsschichten. In gleicher Weise haben der Alpbach und der Dürrebach, die sich zwischen Hirschau und Mellau mit der Bregenzer Ach vereinigen, das Auerkalkgewölbe so weit durchschnitten, daß in seinem Kern die älteren Gesteine zutage treten. Von den drei genannten Einschnitten bietet der der Bregenzer Ach den besten Einblick in das Innere des Gewölbes, denn er ist nicht nur der tiefste, sondern zeigt auch, da sein Bereich tektonisch am wenigsten gestört ist, am schönsten die normale Reihenfolge der Gesteine. Die Aufschlüsse im Achetal lassen folgendes Profil erkennen: Unter den Jurakalk von Au, der bis an seine Basis das gleiche massige, monotone Aussehen zeigt, folgt zunächst eine 10 bis 20 m mächtige geschichtete Breccie. Es sind $\frac{1}{2}$ bis 2 Fuß dicke Bänke, die durch dünne Mergellagen voneinander getrennt werden. Die Breccie besteht aus einer kalkig-mergeligen Grundsubstanz, in die meist eckige Kalkbrocken von geringer Größe eingebettet sind. Gegen die Tiefe nehmen die mergeligen Zwischenlagen immer mehr an Mächtigkeit zu und verdrängen die Breccienbänke, so daß man sich schließlich nur noch in Mergelschiefeln befindet, den ältesten im Gebiete der Jura-insel austretenden Schichten. Während ich in diesen untersten Mergelschiefeln keine Fossilien fand, die für eine Altersbestimmung Wert besäßen, entdeckte ich in der 10 bis 20 m mächtigen Kalkbreccie eine reiche Fauna, die diesem Horizont stratigraphische Bedeutung gibt. Ammoniten und Belemniten herrschen weit vor. Ihr Erhaltungszustand ist zwar gewöhnlich sehr schlecht, aber da sie in großer Zahl auftreten, findet man unter ihnen auch hin und wieder gut erhaltene und bestimmbare Exemplare. Meine Ausbeute im Achetal ist die folgende:

Perisphinctes bernensis Loriol.

Oppelia Heimi Loriol.

Oppelia flexuosa inermis Quenst.

Belemniten mit Phragmocon.

Aptychus sp.

Rhynchonella sp.

Turmartige Gastropoden.

Unter den drei zuerst genannten Arten zeichnet sich *Perisphinctes bernensis* Lor., von dem ich mehrere bestimmbare Exemplare fand, durch besonders guten Erhaltungszustand aus, wozu seine dicke, gedrungene Gestalt mit verhältnismäßig kräftigen Rippen und tiefen periodischen Einschnürungen wesentlich beiträgt. *Oppelia Heimi* Lor. tritt auch zahlreich auf, ist aber weniger gut erhalten. Von *Oppelia flexuosa inermis* Quenst. fand ich ein schönes Exemplar mit scharf gezeichneter Suturlinie und gut erhaltenen Rippen. Das häufige Vorkommen von Phragmoconen nicht nur allein, sondern auch an den zu ihnen gehörigen Belemniten ist insofern interessant, als eine Breccie sehr ungeeignet ist, um diese selbst in geeigneteren Gesteinen seltenen Vorkommnisse zu erhalten. In ihrer Gesamtheit zeichnet sich die Fauna durch die Kleinheit der Individuen aus. Die Aufschlüsse sind auf beiden Seiten des Achetales gleich gut und zugänglich. Immerhin muß man, um die Fundplätze der Fauna aufzusuchen, gleichgültig welche der beiden Seiten man wählt, im Hochwald bis an den unteren Rand der Felswände emporsteigen, denn diesen begleitet die Breccie meist erst von einer Höhe von 1100 bis 1200 m an.

Die Breccienbänke mit der geschilderten Fauna gehören der tiefsten Stufe des oberen Jura, dem Oxford an. Ob sie diesen vollständig oder nur teilweise vertreten, kann nicht mit Bestimmtheit entschieden werden, denn nach unten folgen die fast fossilereen Mergelschiefer, nach oben die ebenfalls leeren Bänke des Auerkalks. Dieser Altersbestimmung kann jedoch eine noch bestimmtere Form gegeben werden, wenn man den fossilführenden Horizont mit den ihm vermutlich äquivalenten Schichten aus den Juragebieten der benachbarten Schweiz vergleicht. Die Glarner Alpen und das Schweizer Juragebirge sollen hiefür in Betracht gezogen werden.

Die Tatsache, daß der in den Glarner Alpen weit verbreitete Hochgebirgskalk ein Aequivalent des Jurakalks von Au ist, hat, wie schon gesagt wurde, bereits Escher vermutet. Nach einem besonders charakteristischen Vorkommen

des erstgenannten Kalkes bei Quinten am Walensee bezeichnete er ihn als „Quintener Kalk“ und trennte von ihm als nächst tieferes Glied den „Schildkalk“ ab, einen nicht sehr mächtigen, aber fossilreichen Horizont. Dem Schildkalk äquivalent sind die „Transversariusschichten“ oder „Impressamergel“ Schwabens und die „Birmensdorfer Schichten“. Letztere sind nach einer Ortschaft bei Baden im Aargauer Jura benannt; ihre Bezeichnung ist heute in der Schweiz die üblichste. Während in den Glarner Alpen und in dem, dem Kanton Aargau zugehörigen Teil des Juragebietes die Birmensdorfer Schichten das tiefste Glied des oberen Jura vertreten, wie dies auch die Transversariusschichten in Schwaben tun, liegt in anderen Teilen des schweizerischen Jura noch ein oberjurassisches Glied unter ihnen. So entsprechen sie im Berner Jura, wo Loriol den Oxford in drei Zonen teilt, der mittleren derselben, werden also dort noch vom unteren Oxford unterlagert. Es wird nun im folgenden zu untersuchen sein, welches Lageverhältnis die von mir in Vorarlberg dem Oxford zugestellten Schichten einerseits diesen von Loriol im Berner Jura unterschiedenen drei Oxfordzonen gegenüber einnehmen, andererseits gegenüber den Birmensdorfer Schichten in den Glarner Alpen und im Aargauer Jura.

Von den von mir bestimmten Arten treten *Perisphinctes bernensis* Lor. und *Oppelia Heimi* Lor. im Berner Jura in Loriols unterem Oxford auf. *Oppelia flexuosa inermis* Quenst. ist aus diesem Horizont zwar nicht bekannt, sondern bisher nur aus dem obersten Glied ζ des mittleren Jura Schwabens, also aus den dort nächst tieferen Schichten; sie im Berner Jura in den nächst höheren Schichten anzutreffen, wäre aber leicht möglich, denn die *Species flexuosa* Münst. geht dort über diese höheren Schichten sogar noch hinaus; und außerdem ist der *Oppelia flexuosa inermis* Quenst. die *Oppelia inconspicua* Lor. äußerst nahe verwandt, eine Art, die Loriol ebenfalls aus jenen höheren Schichten, d. h. aus seinem unteren Oxford bekannt ist. Die drei genannten Ammonitenarten lassen also mit großer Sicherheit darauf schließen, daß in den sie einschließenden vorarlbergischen Schichten Loriols untere Oxfordzone enthalten ist. Die von mir für den geschilderten 10 bis 20 m mächtigen Breccienhorizont gewählte Bezeichnung „unterer Oxford“ hat also ihre Berechti-

gung. Die Bezeichnung soll jedoch nicht die Behauptung enthalten, daß der vorarlbergische Horizont mit Loriols ebenso genannter Stufe in jeder Hinsicht identisch sei; ich will nur zum Ausdruck bringen, daß in ihm die untersten Lagen des Oxford auf jeden Fall, die obersten dagegen wahrscheinlich nicht mehr enthalten sind, denn ich vermute, daß diese von den angrenzenden untersten Bänken des Auerkalks eingenommen werden. Von Loriols mittlerem Oxford darf nämlich angenommen werden, wie sich zum Schlusse dieses Abschnittes ergeben wird, daß auch er in der vorarlbergischen unteren Oxfordzone vermutlich noch enthalten ist.

Wo in den Glarner Alpen und im Aargauer Jura die Birmensdorfer Schichten auftreten, können sie meist durch ihren Fossilreichtum leicht nachgewiesen werden. Die Cephalopodenfauna besteht vorwiegend aus ziemlich kleinen Individuen und trägt insgesamt ein charakteristisches Aussehen. In den Versteinerungslisten der Birmensdorfer Schichten habe ich die von mir aus Vorarlberg bestimmten Arten zwar nicht angeführt gefunden. Dennoch vermute ich, daß es sich hier um die gleichen Formationsglieder handelt, denn nicht nur, daß die durch kleine Individuen charakterisierten Faunen beider Gebiete größte Verwandtschaft zeigen, auch die vollkommen gleichartige Lagerung der Schichten diesseits des Rheins unmittelbar unter dem Auer-Jurakalk, jenseits desselben unter dem Hochgebirgskalk (Quintener Kalk) spricht unbedingt für diese Annahme. Wenn ich es dennoch unterlassen habe, die Bezeichnung „Birmensdorfer Schichten“ zu gebrauchen, so ist dies aus dem einfachen Grunde geschehen, weil ich ihre Anwendung nur dann für berechtigt hielte, wenn es mir gelungen wäre, aus ihrer über 200 Ammonitenarten zählenden Fossiliste mindestens eine beschränkte Zahl gut erhaltener Arten zu finden.

Da nun nach Loriols Ansicht im Berner Jura die mittlere Oxfordzone den Birmensdorfer Schichten entspricht, so läßt sich das Resultat unserer Betrachtungen in folgender Weise zusammenfassen:

1. Der „untere Oxford“ aus dem Juragebiet von Au vertritt vermutlich die Birmensdorfer Schichten der Glarner Alpen und des Aargauer Jura.

2. Derselbe vertritt ferner im Berner Jura Loriols untere und vermutlich auch dessen mittlere Oxfordzone.

3. *Perisphinctes bernensis* Lor. und *Oppelia Heimi* Lor. aus Loriols unterer Oxfordzone und *Oppelia flexuosa inermis* Quenst. aus ζ des schwäbischen Jura steigen demgemäß bis in Loriols mittlere Oxfordzone hinauf.

5. Der Dogger. Der Kern des Juragewölbes wird von Mergelschiefern ausgefüllt, die, je mehr man sich von dem im vorangegangenen beschriebenen Breccienhorizont gegen die Tiefe entfernt, um so dünnschieferiger werden. In den oberen, mehr kalkigen und daher härteren und dichteren Schieferschichten fand ich nur einige unbestimmbare Belemnitenbruchstücke, in den tieferen, dünn geschichteten nur fucoidenartige Gebilde, von denen man das eine nach der Dicke seiner Aeste als *Phycopsis affinis* Sternbg. bezeichnen kann. Obwohl diese Funde für eine Altersbestimmung wertlos sind, gehören die Schichten doch zweifellos dem Dogger an, denn es könnte stratigraphisch kaum als gerechtfertigt gelten, den mindestens 100 m mächtigen Horizont noch mit der im Vorangegangenen geschilderten unteren Oxfordzone zu vereinigen. Vollkommen außerhalb des Bereiches der Wahrscheinlichkeit würde auch die in jeder Hinsicht unbegründete Annahme liegen, daß infolge einer tektonischen Störung die im Liegenden der Oxfordstufe anstehenden Schiefer einem anderen Gliede als wie dem mittleren Jura angehörten. Ein Umstand spricht noch weiter für das Alter des mittleren Jura. Die Mergelschichten, die unmittelbar unter den Breccienbänken liegen und die sich, wie bereits erwähnt, von den nächst tieferen Schichten nur durch größere Härte des Gesteins und durch größere Dicke der Schieferschichten unterscheiden, zeichnen sich stellenweise durch ihren im Verhältnis zu den angrenzenden Schichten hohen Eisengehalt aus. Derselbe ist entweder im Gestein gleichmäßig verbreitet oder es überzieht ein dicker Belag von Eisenhydroxyd die Schichtflächen und dieselben querenden Klüfte. Da nun gerade in den Juragebieten der Schweiz, die im vorangegangenen Abschnitt in den Kreis der Betrachtungen gezogen wurden, in den obersten Doggerschichten eisenreiche Niederschläge weit verbreitet sind (Horizont der Eisenooolithe) ist es wohl nicht bloß als Zufall aufzufassen,

daß gerade die Schichten, die ihnen zu entsprechen scheinen, sich ebenfalls durch hohen Eisengehalt auszeichnen.

6. Ergebnis. Der 200 bis 300 m mächtige Jurakalk von Au ist dem Hochgebirgskalk der Glarner Alpen, mit dem er gleiche Fazies besitzt, äquivalent und vertritt wie dieser fast den ganzen oberen Jura. Nur der untere Oxford ist in ihm nicht mehr vertreten. Dieser ist in der nächsttieferen, 10 bis 20 m mächtigen Kalkbreccie enthalten, deren Alter durch die Fauna bewiesen wird. Das Liegende der Breccie sind mindestens 100 m mächtige Mergelschiefer des mittleren Jura. — In den oberen Bänken des Auer-Jurakalks tritt lokal eine reiche Fauna auf, die über das tithonische Alter

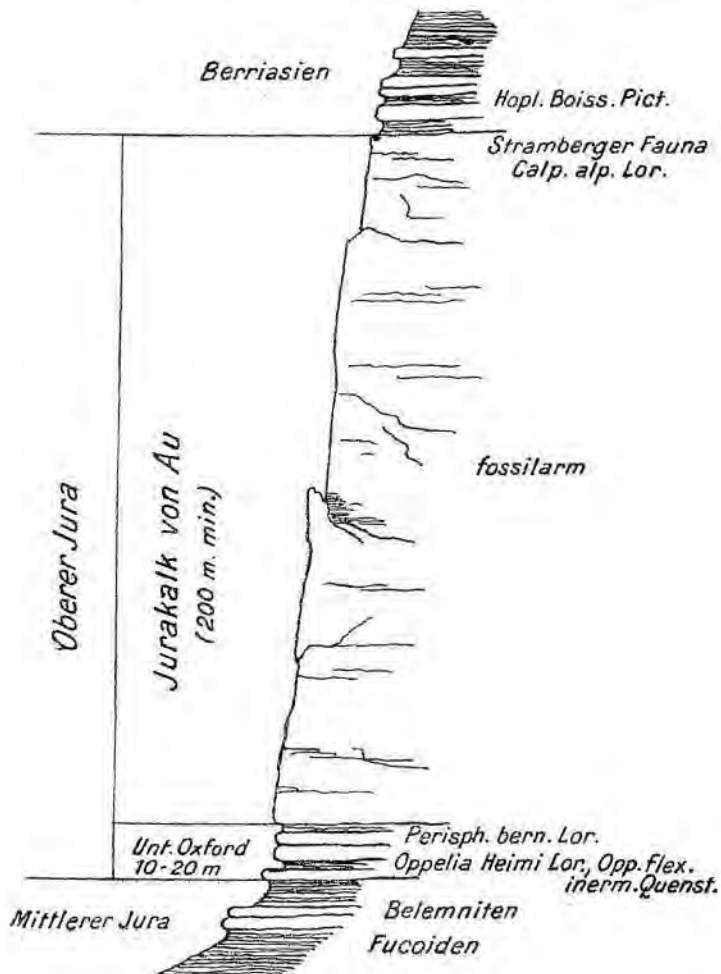


Fig. 1. — Maßstab 1 : 2.500.

dieser Schichten keinen Zweifel läßt; über ihnen liegen Mergelschiefer mit Fossilien aus dem Berriasien. Die Grenze zwischen Jura und Kreide ist daher petrographisch und paläontologisch scharf ausgebildet.

Eine Gliederung des Jurakalks von Au, wie sie Moesch für den Hochgebirgskalk der Glarner Alpen durchgeführt hat, ist wegen seiner großen Petrefaktenarmut nicht möglich. — Diskordanzen an den Grenzen der Formationsstufen oder innerhalb derselben sind nirgends zu beobachten. Fig. 1 zeigt einen Schnitt durch die ungestörte jurassische Schichtenfolge.

Kreide.

1. Einleitung. Bisherige Erforschung. Kein Fazieswechsel im Schrattenkalk. Stratigraphischer Ueberblick. Wer mit der Bregenzer Waldbahn dem Vorarlberger Kreidegebiet zureist, um dasselbe, dem tiefen Einschnitt der Bregenzer Ach folgend, vollständig zu durchwandern, muß in Schwarzenberg den Zug verlassen. Das von Wiesen und Wäldern bedeckte wellige Hügelland der Molasse und des nördlichen Flyschzuges liegt hinter ihm. Vor ihm erhebt sich das Kreidegebirge. Die kahlen prallen Felswände des Schrattenkalks geben den Bergen alpinen Charakter und beherrschen auch fernerhin auf seiner Wanderung das landschaftliche Bild. Erst in Mellau oder auf der Höhe der Schnepfegg, wenn man diesen Uebergang nach Schnepfau benützt, weil er landschaftlich reizvoller und auch etwas kürzer ist, wie jener über Mellau, haftet der Blick an der breiten, mächtig aufragenden Nordwand der Canisfluh. Wie schon an früherer Stelle gesagt wurde, baut der Jurakalk von Au in Gestalt eines ostwestlich streichenden Gewölbes, das autochthon unter der Kreide hervorbricht, sowohl diesen Berg, als auch die östlich der Ach gelegene Mittagsfluh auf. Wer unter dem Eindruck dieser einfachen tektonischen Verhältnisse nach Durchquerung des Gewölbes in Au eintrifft, ohne sich vorher über die bisherige stratigraphische Erforschung der kretazischen Schichtenfolge speziell in unserem Gebiet orientiert zu haben, erwartet naturgemäß im Süden der Jurainsel die gleiche vom Schrattenkalk charakterisierte Landschaft zu erblicken, die sich ihm im Norden derselben bot. Der Anblick der Berge ist hier aber ein ganz anderer. Nirgends erblickt man die Wände des

Schrattenskalks; und die felsigen Partien, welche in der Umrahmung der anmutigen Weide- und Waldlandschaft diese überragen, sind jenen gerade nicht sehr ähnlich. Im Hintergrund dagegen tauchen schon die dolomiteneen Häupter des über den südlichen Flyschzug geschobenen Triasgebirges auf.

v. Richthofen war der erste, dem bei seinen Forschungen im Bregenzer Wald Ende der Fünfziger- und Anfang der Sechzigerjahre das Fehlen des Schrattenskalks auf der Südseite des Juragewölbes aufgefallen ist. Er schenkte dieser Erscheinung jedoch weiter keine Beachtung, sondern faßte sie nur als „eine der wenigen Anomalien im Schichtenbau des Kreidegebirges“ auf. Ich begnüge mich vorläufig mit der Erwähnung dieser für uns wichtigen Beobachtung. Auf Richthofens Einteilung der Kreide in Roßfelder Schichten, Valangien, Spatangenkalk, Caprotinenkalk, Gault- und Seewenschichten werde ich wiederholt zu sprechen kommen (vergleiche Tabelle, S. 505).

Escher von der Linth hatte schon einige Jahre vor v. Richthofen, v. Gümbel ungefähr zu gleicher Zeit mit ihm das Vorarlberger Kreidegebiet untersucht. Beide unterscheiden nur die vier Glieder: Neokomien, Schrattenskalk, Gault- und Seewenschichten. Aus Gümbels Arbeit verdient das Profil Canisfluh-Hochglockner,⁷⁾ das eine weitere Gliederung des Neokomien in drei Unterabteilungen enthält, besondere Erwähnung (vgl. Tabelle, S. 505).

Im Jahre 1879 erschien Vaceks Arbeit: „Ueber Vorarlberger Kreide“, die erstmals in umfassender Weise den großen, in sich abgeschlossenen vorarlbergischen Kreidekomplex eingehend behandelt. Vacek unterscheidet folgende Stufen: Berriasschichten, Kieselkalk, Mittelneokom, Urgon- (Schratten)kalk, Aptien, Gault- und Seewenschichten.

Der Erscheinung, die Richthofen als lokale Absonderlichkeit in der Stufenfolge der Kreidesedimente auffaßt und nur flüchtig berührt, läßt Vacek besonderes Interesse zukommen. Das Fehlen des Schrattenskalks südlich der Canisfluh und der Mittagsfluh führt er auf einen Fazieswechsel zurück. Es sollen nämlich nach Ansicht dieses Forschers die sonst im übrigen Kreidegebiet normal unter dem Schrattenskalk lie-

⁷⁾ K. W. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des hayerischen Alpengebirges 1861, S. 525.

genden Mergelschiefer hier bis unter den Gault reichen, das heißt sie sollen hier nicht nur die ihnen normalerweise zukommende Stufe des Neokom ausfüllen, die er im engeren Sinne als Mittelneokom bezeichnet, sondern auch, und zwar in gleicher petrographischer Ausbildungsweise die nächst höhere Stufe des sogen. urgonen Schrattenkalks.⁸⁾⁹⁾ In den Nordwänden des Hochblanken—Mittagsspitze—Hochglocknerzuges tritt diese nach Ansicht Vaceks neokome und urgone schieferige Schichtenfolge in ihrer ganzen Mächtigkeit zutage. Vergleicht man Vaceks Profile mit denen Richthofens, so erkennt man in ihnen die insofern gleichartigen Ansichten beider Geologen, als sie, ohne tektonische Störungen aufzuweisen, bei fehlendem Schrattenkalk Konkordanz zwischen Gault und Neokom, bzw. zwischen Gault und Spatangenkalk zeigen. Während jedoch Richthofen das Fehlen des Schrattenkalks als eine Lücke in der Schichtenfolge der Kreidesedimente auffaßt,¹⁰⁾ führt es Vacek, wie gesagt, auf einen Fazieswechsel zurück.

In dem von ihm als Berriasien, von mir als Valangien bezeichneten Mergelschieferkomplex der unteren Kreide machte Vacek Beobachtungen, die er durch Annahme eines dem vorigen ähnlichen Fazieswechsels erklärt. Die obersten Lagen dieses Horizontes sollen auf der Nordseite der Jurainsel von sehr harten Kalkbänken, auf der Südseite dagegen von Mergelschiefern eingenommen werden. Auf das Aussehen der hier in Frage kommenden Gesteine werde ich bei Besprechung der Valangien-, Hauterivien- und Barrémienstufen zurückkom-

⁸⁾ Ich sage „sogen.“, weil dem Schrattenkalk bisher in Vorarlberg, wie in den benachbarten Schweizer Kreidegebieten Aptien- und Barrémienalter gegeben wurde. Der Name „Urgonien“, der die bis ins Barrémien hinabreichende Schrattenkalkfazies bezeichnen soll, hatte also unter dieser Voraussetzung Berechtigung. Da ich später nachweisen werde, daß in unserem Gebiet der Schrattenkalk nur Aptienalter hat, werde ich die Bezeichnung „Urgon“ vermeiden, d. h. nur dort anwenden, wo ich über frühere Forschungsergebnisse zu berichten habe.

⁹⁾ Faziesunterschiede des Urgons, die der Auffassungsweise Vaceks zu entsprechen scheinen, sind Alb. Heim und Tobler aus den nördlichen Schweizeralpen bekannt. Der Schrattenkalk, der im Gebiet des Urnersees das auffälligste Glied der unteren Kreideserie ist, wird nach Tobler gegen Westen dem Sarnersee zu durch die Mergelkalkfazies verdrängt, so daß diese die ganze tiefere Kreideserie bis zum Gault hinauf beherrscht.

¹⁰⁾ Der Wortlaut auf S. 682 läßt wenigstens hierauf schließen.

men. Vorläufig interessiert uns Vaceks Beobachtung nur ihrer allgemeinen Bedeutung wegen.

Für die im Schrattekalk und im Valangien (Vaceks Berriasien) angenommenen Fazieswechsel findet nämlich Vacek eine genetische Erklärung in der Gestalt des Meeresbodens zu Beginn der Kreideperiode. In dem seinen stratigraphischen Teil abschließenden Ueberblick geht er auf diese Betrachtungen ein; ich fasse sie im folgenden kurz zusammen:

Durch Beobachtungen im Gault unterstützt, geht Vacek von der Annahme aus, daß die Bewegungen in der Erdrinde, die das Vorarlberger Kreidegebirge entstehen ließen, nicht erst nach Ablagerung der Kreidesedimente und dann plötzlich erfolgt sein können, sondern daß sie vielmehr schon vor ihrer Ablagerung eingesetzt und von dieser Zeit an kontinuierlich angehalten haben müssen. Schon die Bewegungen vor und zu Beginn der Kreideperiode erzeugten einen submarinen Höhenzug, der im Bereich des jetzigen Kreidegebirges lag und die erste Anlage zu demselben bedeutete. Sein First lag in kurzer Entfernung unter dem Meeresspiegel und bezeichnete eine ungefähr ostwestlich streichende Seichtstelle in dem sich nordwärts ausbreitenden Kreidemeer, während im Süden und nur durch eine schmale Tiefenzone von ihm getrennt, Festland aufragte. Das Material, das die Flüsse aus dem Innern dieses Landes dem Meere zuführten, lagerte sich naturgemäß in der dem Ufer nächstliegenden Tiefenzone ab und bedeckte auch noch die Südabdachung des in seiner Entstehung heftigen Kreidegebirges. Die weiter vom Ufer entfernte Nordabdachung wurde dagegen von solchen mechanischen Sedimenten verschont, und auf ihr gelangten keine mergeligen, sondern kalkige Gesteine zur Ablagerung. Fig. 2 zeigt ein

S.

N.



Fig. 2.

schematisches Profil durch den Meeresboden, wie ihn sich V a c e k zu Beginn der Kreideperiode und im Bereich unseres Kreidegebirges ungefähr gedacht haben muß.

Es ist begreiflich, daß V a c e k s Theorie vielfach Beachtung fand, denn sie gibt in höchst einfacher Weise Aufschluß über das eigentümliche Fehlen eines der wichtigsten Formationsglieder in einem großen Teil der Vorarlberger Kreide.¹¹⁾ Die Theorie entspricht der Zeit, in der sie entstand, der Zeit, in der man von den gewaltigen Ueberschiebungen noch nichts wußte, die in der modernen Alpengeologie eine so bedeutungsvolle Rolle spielen.

Als ich zu Beginn meiner geologischen Untersuchungen noch nicht in der Lage war, mir das Fehlen des Schrätkalks mittels meiner eigenen Beobachtungen zu erklären, lag es in meiner Absicht, falls ich V a c e k s Ansicht teilen sollte, in diesem Abschnitt der Arbeit von dem Fazieswechsel ein stratigraphisch übersichtliches Bild zu entfalten, das auch in der Karte zum Ausdruck kommen sollte. Hierbei ging ich von der Erwartung aus, im Umkreis des Juragewölbes Schritt für Schritt verfolgen zu können, wie von Norden her um die beiden Gewölbeenden herum die Mergel die Kalke allmählich verdrängen. Den Erwartungen entsprachen jedoch nicht die Beobachtungen, denn diese haben mich zu einem Resultat geführt, das von V a c e k s Ergebnissen besonders über den Fazieswechsel wesentlich abweicht. Alle Beobachtungen, die ich im Süden des großen Juragewölbes machte, stimmen darin überein, daß hier von einem Fazieswechsel nicht die Rede sein kann. Der in den Nordwänden des Hochblanken—Mittag-

¹¹⁾ Es sei erwähnt, daß V a c e k seine Theorie auch auf das gesamte angrenzende Kreidegebiet der nördlichen Schweizeralpen anwendet und in den geschilderten Vorarlberger Verhältnissen nur eine lokale Bestätigung seiner Theorie erblickt. Im schweizerischen Kreidegebiet sollen nach V a c e k zwei Faziesausbildungen vorhanden sein. Die eine, oder der alpine Typus, soll vorwiegend aus mergeligen Gesteinen bestehen und eine pelagische Cephalopodenfauna besitzen. Die andere, oder der jurassische Typus, soll aus mehr kalkigen Gesteinen bestehen und hauptsächlich seßhafte Formen enthalten. Der alpine Typus soll den Rand der schweizerischen Zentralmassive begleiten, bzw. sich nordwärts dem älteren Gestein unmittelbar anlagern, der jurassische dem alpinen nordwärts vorgelagert sein. In Vorarlberg wäre demnach südlich der Jurainsel der alpine, nördlich derselben der jurassische Typus entwickelt.

spitze—Hochglocknerzuges in seiner ganzen Mächtigkeit entblößte Schieferkomplex vertritt nur das Neokom im engeren Sinne, das heißt, Vacek's Mittelneokom, bzw. Richthofen's Spatangenkalk und nicht mehr den nächst höheren Schrattenkalk. Daß dieser im Süden der Jurainsel vollständig fehlt, hat keine stratigraphische, sondern eine tektonische Ursache. Ich will dem Resultate meiner tektonischen Beobachtungen vorgreifen und kurz erwähnen, daß die Südseite der Jurainsel in ihrer ganzen Ausdehnung von einer großen tektonischen Störung getroffen wird, durch die nicht nur der Schrattenkalk, sondern auch der Gault, ja selbst streckenweise die Seewenschichten gänzlich fehlen, so daß im extremsten Falle jene von mir Barrémien¹²⁾ genannten (Neokomschichten oder sogar die Schichten des noch tieferen Hauterivien von Flysch überlagert werden. — Auch die bereits erwähnten petrographischen Erscheinungen, die Vacek in seiner Berriasstufe beobachtet und ebenfalls als Fazieswechsel aufgefaßt hat, müssen zum Teil auf tektonische Verhältnisse zurückgeführt werden.

Vom Standpunkt meiner soeben kurz skizzierten Auffassungsweise betrachtet, die eine bisher als stratigraphische Absonderlichkeit gedeutete geologische Erscheinung auf tektonische Weise erklärt, hieten alle Profile, die man sich von der Jurainsel aus radial und in schematischer Weise durch die Schichtenfolge des angrenzenden Kreidebezirkes denken kann, eine Reihe sich sehr ähnlich bleibender stratigraphischer Bilder; denn die unbedeutenden Schwankungen in der Schichtenmächtigkeit und die geringen Differenzen im petrographischen Charakter der Formationsglieder, die nach Wegfall des großen Fazieswechsels allein als die Bilder beeinflussende Faktoren übrig bleiben, genügen nicht, um im Aussehen der Profile wesentliche Unterschiede hervorzurufen. Einen solchen idealen Schnitt durch die ganze Stufenfolge der Kreideformation habe ich in Tafel XV dargestellt. In demselben sind in Uebereinstimmung mit der Kreidegliederung in Südfrankreich und in den Westalpen von unten nach oben folgende Glieder ausgeschieden: Berriasien, Valangien, Hauterivien, Barrémien,

¹²⁾ Den Namen „Neokomien“ oder „Neokom“ habe ich vermieden, da man ihn in der Literatur für Schichtenkomplexe von zu verschiedenem Alter angewandt findet, und da mit ihm auch in Vorarlberg ein eigener stratigraphischer Begriff verknüpft werden mußte.

Aptien oder Schrättenkalk, Albien oder Gault, Cenoman + Turon + Senon oder Seewenschichten. Ueber den geologischen Charakter jeder dieser Stufen zu berichten, ist die Aufgabe der folgenden Zeilen. Soweit ich in der Lage bin, über Neues zu berichten, wird dies in ausführlicher Weise geschehen; im übrigen werde ich mich damit begnügen, bekannten Dingen, für die meine Beobachtungen nur Bestätigungen sind, einen beschränkten Raum zukommen zu lassen.

Nachstehende Tabelle gibt eine Uebersicht über die wichtigsten bisherigen Gliederungsmethoden der Kreideformation in Vorarlberg und über die von mir gewählte Einteilung derselben.

v. Gümbel		v. Richthofen	Vacek	Mylius	
Seewenschichten		Seewenschichten	Seewenschichten	Seewenschichten	
Gault		Gault	Gault	Albien oder Gault	
oberes Neokom	Bank mit Orbitolinen	Caprotinenkalk	Aptien	Aptien	
	Schrättenkalk		Urgon		
unteres Neokom	obere Abteilung oder Stufe des Tox. compl. Ag.	Spatangenkalk	Mittelneokom	Barrémien	
		Valangien	Kieselkalk	Hauterivien	
	mittlere Abteilung				helle Mergel
	untere Abteilung		Berriasien	dunkle Mergel	
Jura		Roßfelder Schichten	Jura	Berriasien	

2. Berriasien. Um die Grenze zwischen Jura und Kreide, in möglichst scharfer und einwandfreier Weise festlegen zu können, ging ich bereits mit der Schilderung der Juraformation auf das unterste Kreideglied, das Berriasien, näher ein. Ich kann mich daher, indem ich auf das früher Gesagte verweise, über Aussehen, Verbreitung und Mächtigkeit dieser Stufe folgendermaßen kurz fassen:

Es sind hellgelbe bis dunkelerdfarbige Mergelschiefer, deren Ton- und Kalkgehalt ihnen petrographisch eine Zwischen-

stellung zwischen den tieferen Auerkalken und den höheren Valangienmergeln einräumt. Die Schieferplatten sind meist 10 bis 20 cm, selten bis $\frac{1}{2}$ m dick. Der ganze Komplex erreicht eine Mächtigkeit, die gewöhnlich zwischen 50 und 80 m liegt. In den Einschnitten des Dürrebaches und des Alpbaches mag sie bis auf 100 m steigen.

Durch frühere Funde sind aus diesen Mergelschiefern *Aptychus Didayi* Coqd., *Hoplites cf. occitanicus* Pict. und Belemniten bekannt. Hierzu kommen die von mir bestimmten Fossilreste

Hoplites Boissieri Pict.,

Hinnites occitanicus Pict.,

Terebratula Moutonia d'Orb.,

Pecten sp. (breit gerippt, cf. *P. Euthymi* Pict.).

Die Fauna trägt ausgesprochenen Berriascharakter.

In Vorarlberg treten die Berriasschichten soweit bisher bekannt ist, nur in dem von mir untersuchten Teile des Kreidegebirges auf. Wie von einem schmalen Bande wird die Jurainsel von dieser Stufe ringförmig umschlossen. Im Inneren derselben hat sie sich nur strichweise, meist muldenförmige Einsenkungen ausfüllend, erhalten.

Ob Richthofen mit dem Namen „Roßfelder Schichten“ genau die gleichen Schichten bezeichnen will, die ich Berriasien nenne, kann ich nicht mit Bestimmtheit entscheiden. Ich glaube aber zu dieser Annahme herechtigt zu sein, denn ohne sie könnte in unserem Gebiet die Ausscheidung eines Kreidegliedes zwischen dem oberjurasischen Auerkalk und dem Valangien weder petrographisch noch paläontologisch begründet erscheinen. Mein Zweifel, der übrigens nur die untere Grenze von Richthofens Roßfelder Schichten betrifft, entspringt vorwiegend aus der Betrachtung seiner Profile. Dieselben lassen vermuten, daß Richthofen jene Grenze, also die Grenze zwischen Jura und Kreide tiefer gelegt hat, wie ich, das heißt, daß er in seine Roßfelder Schichten auch noch diejenigen Bänke einschließt, die ich als die obersten jurasischen betrachte. Daß aber tatsächlich, wie zum Beispiel auf der Südseite der Canisfluh und der Mittagsfluh die obersten harten Kalkbänke, die dort mit mäßiger bis großer Steilheit den Berghang begleiten, noch jurasisch sind, beweisen sowohl die schon früher besprochenen Lagerungsverhältnisse, wie auch

die eingeschlossenen Fossilien, unter denen ich der Foraminifere *Calpionella alpina* Lorenz besondere Beachtung schenke. — Dagegen kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die obere Grenze von Richthofens Roßfelder Schichten mit derjenigen meiner Berriasstufe identisch ist; und ich hebe ausdrücklich hervor, denn ich komme später darauf zurück, daß Richthofen die nächsthöhere sehr tonreiche Mergelschieferzone, die ich als Valangien bezeichne, auch nicht mehr seinen Roßfelder Schichten zurechnet.¹³⁾

Den Namen „Roßfelder Schichten“ verwende ich in meiner Arbeit nicht, weil die Schichten, die am Roßfeld bei Hallein auftreten, und denen Richthofen die Vorarlbergs gleichstellt, dort einem ganz anderen Faziesgebiet, nämlich dem ostalpinen, angehören, und weil es unzweckmäßig wäre, diesen Begriff in das helvetische Faziesgebiet herüberzuholen.

Vaceks Ansicht von der Stellung dieses Gliedes, das er in dessen unterer Hälfte zum Jura, in dessen oberer Hälfte zur Kreide, u. zw. zum Berriasien stellt, wurde bereits eingehend besprochen.

Auf Grund wahrscheinlich schlecht erhaltener Ammoniten hält Gumbel den ganzen Schichtenkomplex für jurasisch. Seine Kreideformation beginnt erst mit der nächst höheren Stufe.

3. Valangien. Durch Zunahme der tonigen und Abnahme der kalkigen Substanz entwickelt sich aus den Mergelschiefern des Berriasien ein System schwärzlicher, sehr gleichmäßig dünngeschichteter Tonschiefer. Mit diesem weichen, leicht zerstörbaren, oft ganz dünnblättrigen Gestein wechselagern nur in untergeordnetem Maße etwas mehr sandige oder mehr kalkige Bänke, so daß der ganze Komplex, dessen Mächtigkeit ich auf 150 m schätze, eine höchst monotone Schichtenfolge darstellt. Man kann diese in ihrer Gesamtheit wohl gerade noch als eine Mergelschieferzone bezeichnen, obwohl, wie

¹³⁾ Dies geht aus Richthofens Schilderung eindeutig hervor, die er von den Lagerungsverhältnissen der untersten Kreideschichten in der Einsattelung zwischen Canisfluh und Hochglockner gibt. S. 167 sagt er: „Das unmittelbar Hangende von jenen (den Roßfelder Schichten) bildet die mit Alpenwiesen bedeckte Einsattelung.“ In der Einsattelung herrschen nun gerade jene tonreichen Mergelschiefer und erzeugen die Alpenwiesen.

gesagt, in der mächtig entwickelten lettigen Gesteinsart der Kalkgehalt fast ganz zurücktritt.

Ueber diesen dunklen, sehr tonreichen Mergelschiefern liegen wieder kalkhaltigere und daher festere Schichten, die sich durch ihre lichtgraue bis weißliche, im Sonnenlicht oft blendende Anwitterungsfarbe von ersteren scharf abheben. Innerhalb dieser hellen Gesteinszone, deren Mächtigkeit zwischen 2 und 30 m schwankt, kann der Kalkgehalt nach oben hin plötzlich so starkzunehmen, daß das Gestein in dickbankigen Massen zutage tritt und lokal eine frappante Ähnlichkeit mit dem dichten Seewenkalk annimmt. Diese lichtgraue Zone bildet den oberen Abschluß der Valangienstufe. Andere als wie die geschilderten Gesteinsarten gehören letzterer nicht an.

Die räumliche Verbreitung der Stufe schließt sich aufs engste derjenigen des Berriasien an; auch sie umgibt, jedoch durch letztere getrennt, die Jurainsel als eine geschlossene, aber viel breitere Zone, die sich westwärts bis in den Ifentobel erstreckt, und auf der sich zahlreiche saftige und ausgedehnte Weideflächen in ununterbrochener Folge aneinander reihen.

Wo innerhalb dieser breiten ringförmigen Valangienzone andere Gesteinsarten als wie die oben beschriebenen auftreten, dürfen dieselben nicht als lokale Faziesbildungen der Valangienstufe aufgefaßt werden, sondern es handelt sich dort um Gesteine eines anderen Horizontes, u. zw. meist um solche des nächsthöheren Hauterivien, das in das Valangien entweder eingefaltet oder auf eine andere tektonische Weise in dasselbe hineingeraten ist. Ich schicke diese tektonische Mitteilung voraus, weil das bisherige Nichterkennen der hier in Frage kommenden tektonischen Verhältnisse in der Erkenntnis der die Valangiensedimente zusammensetzenden Gesteinsarten und der von ihnen eingeschlossenen Fossilien zu erheblichen Irrtümern geführt hat. Vor allem ist es wieder der von V a c e k geschilderte Fazieswechsel, der wie im Schrattenkalk auch in den Valangiensedimenten — das heißt in V a c e k s Berriaschichten — herrschen soll, der auf einen solchen Irrtum zurückzuleiten ist. Das Auftreten oolithischer, fossilreicher, harter Kalke, wie sie südlich der Canisfluh in der Einsattelung zwischen dieser und dem Hochglockner, dann weiter auf der Nord- und auf der Westseite des Didamskopfes auftreten, und

zwar inmitten der dunklen Valangienmergel (vgl. Hauptkarte, Taf. XVII) ist nicht als eine Fazieserscheinung innerhalb derselben aufzufassen, sondern es handelt sich um jüngere Gesteine, deren Auftreten im Valangien auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden müssen. Vacek sagt von dem südlich der Canisfluh anstehenden Gestein S. 671: „An der Grenze der oberen kalkreichen Partie gegen die untere tonreiche findet sich in dem eben angedeuteten Profile (Canisfluh—Hochglockner) eine bei 4 m mächtige Bank eines spätigen, teilweise oolithischen, grauen Kalkes, der eine Menge Trümmer von organischen Ueberresten führt und besonders häufig eine kleine, der *Ostrea Boussingaulti* d'Orb. ähnliche Auster. Dieser Kalk hat petrographisch die auffallendste Aehnlichkeit mit gewissen, weiter unten zu besprechenden Kalken des unteren Urgon.“

Vaceks Beobachtungen, soweit sie den Charakter des 4 m mächtigen Horizontes betreffen, stimme ich durchaus bei. Anders jedoch denke ich von der stratigraphischen Stellung des Gesteins, von dem ich vorläufig nur begründen will, warum ich es nicht als Glied des Valangien auffasse.

Ueberall, wo ich das Valangien voll entwickelt beobachtete, konnte ich das oolithische Gestein, wie schon im Vorangegangenen gesagt wurde, nirgends als Schichtenglied dieser Stufe beobachten. Sowohl im Osten wie im Westen des Wurzsachsattels, wo das Valangien in großer Verbreitung und bedeutender Mächtigkeit ansteht, herrscht dasselbe nur in der bereits geschilderten Ausbildungsweise. Auf der westlichen Acheseite stellt also das Vorkommen des fossilreichen Ooliths am Wurzsachsattel eine lokale Absonderlichkeit dar, aber nicht, wie Vacek meint, den Beginn eines großen Fazieswechsels, der sich in großem Bogen östlich um die Jurainsel bis auf dessen Nordseite erstreckt. Aber nicht einmal als eine Fazieserscheinung lokalster Natur darf das fossilreiche Oolithgestein am Wurzsachsattel gedeutet werden. Hiergegen spricht der Umstand, daß im Hangenden des Ooliths auf der östlichen Sattelseite lichtgraue Valangienmergel so vollkommen homogen aus dem Boden herauswittern, daß über ihr Anstehen hier kein Zweifel bestehen kann. Neben dem Oolith treten also auch die jüngsten Schichten des Valangien mitten in der ältesten Gesteinszone dieser Stufe auf. Auf welche Weise beide Gesteine

dort hingeraten sind, und welches Alter dem Oolith zukommt, soll im nächsten Kapitel besprochen werden.

Den paläontologischen Charakter der Valangiensedimente zu schildern, ist mit einigen Schwierigkeiten verknüpft. Meine eigene Ausbeute ist in dieser Stufe sehr gering und beschränkt sich überdies fast ausschließlich auf Funde in den obersten lichtgrauen Schichten. Aus diesem Grunde wäre es mir angenehm, um ein umfassendes paläontologisches Bild dieser mächtigen und stratigraphisch wichtigen Schichtenserie entfalten zu können, wenn ich mich auf frühere einwandfreie Funde echter Valangienfossilien stützen könnte. Aber während Richtigens Bemühungen, Valangienfossilien zu finden, erfolglos waren, geben G ü m b e l und V a c e k Fossilisten bekannt, die aus Schichtkomplexen stammen, die nach den vorhin genannten tektonischen Beobachtungen die Ausscheidung der just fossilreichsten Schichten verlangen. Diese Verhältnisse und ferner die mich stützig machende Tatsache, daß von den vielen von G ü m b e l und V a c e k aufgezählten Arten keine einzige nach H e i m im benachbarten Säntis auftritt, daß keine von R i c h t h o f e n genannt wird, und daß auch ich keine von ihnen gefunden habe, veranlassen mich, von einer Wiederholung der von G ü m b e l und V a c e k aufgestellten Fossilisten abzu-
sehen und mich mit folgenden kurzen Angaben, die sich nur auf meine eigenen Beobachtungen stützen, zu begnügen:

Die untere große Masse dunkler Mergelschiefer ist äußerst fossilarm. Meine Ausbeute beschränkt sich auf wenige, ganz unbestimmbare Schalentrümmer. Dagegen sind die diese dunkle Gesteinszone überlagernden lichtgrauen Mergelschiefer sehr fossilreich. Versteinerungen sind fast in jedem ansehnlichen Aufschluß in Mehrzahl zu finden. Ich konnte bestimmen:

Terebratula diphyoides d'Orb.

Aptychus Didayi Coqd.

Aptychus Mortilleti Pict. et Loriol.

Aptychus angulicostatus Pict. et Loriol.

Aptychus Seranonis Coqd.

Pecten sp.

Ammoniten.¹⁴⁾

¹⁴⁾ G ü m b e l führt Crioceraten an. Doch da er die Schichten mit solchen aus den Salzburger Alpen identifiziert und da seine Fossiliste die

Belemniten.

Krinoidenkelche.

Am reichsten treten diese Fossilien am Wurzsachsattel südlich der Canisfluh auf, dessen Fundstelle in der Literatur wiederholt genannt wird. P. 1743 südwestlich vom Kojenkopf liefert auch viele Versteinerungen; dort fand ich auf einem einzigen etwas größeren Handstück zahlreiche aber leider nicht zu bestimmende Ammoniten.

Richthofens Valangien ist mit der von mir ebenso benannten Stufe nur zum Teil identisch. Während ich dieselbe, wie schon erwähnt, oben mit den lichtgrauen Mergelkalken abschließe, rechnet er ihr noch die nächsthöheren sehr mächtigen und harten Kieselkalke zu. Erst über diesen liegt seine drittunterste Kreidestufe, der Spatangenkalk. Der von Richthofen hervorgehobene Umstand (S. 168), daß das Vorhandensein der Valangienstufe im Vorarlberger Kreidegebiet so lange nicht als erwiesen gelten könne, als die Äquivalenz der Schichten nicht durch Versteinerungen bewiesen sei, hat ihn wohl veranlaßt, in seinen Profilen kein Valangien auszuscheiden, sondern dasselbe dem Spatangenkalk anzugliedern.

Vacek schließt sich Richthofens Anschauung teilweise an und hält die nächsthöheren Kieselkalke ebenfalls für Valangien. Indem er von dieser unrichtigen Altersbestimmung ausgeht und gleichzeitig wegen der Konkordanz aller Schichten eine Lücke an der Basis der Kreide für unwahrscheinlich hält, gibt er dem ganzen Schichtkomplex zwischen Jura und Kieselkalk Berriasalter und betrachtet ihn als ein den ostschweizerischen Balfriesschiefern äquivalentes Glied. Wie dieser im Prinzip richtigen Parallelisierung eine etwas andere Form gegeben werden muß, wird im neunten Abschnitt besprochen werden.

Die von mir gewählte obere Valangiengrenze findet eine Stütze in dem Vorkommen von *Toxaster complanatus* Agass. in den nächsthöheren Kieselkalken, was deren angebliches Valangienalter widerlegt und dieselben in das höhere Niveau des Hauterivien stellt. Die Grenze ist mit derjenigen G ü m b e l s identisch, die in dessen unterer Neokomstufe deren obere Ab-

Arten beider Gegenden zusammenfaßt, so halte ich es für möglich, daß die zwei von ihm angeführten Criocerasarten nicht von einer vorarlbergischen, sondern von einer salzhurgischen Fundstelle herrühren.

teilung von deren mittlerer trennt. Diese mittlere Abteilung, in der nach G ü m b e l Crioceraten vorkommen, wird von den lichtgrauen Mergelschichten, die untere Abteilung von den dunklen, sehr tonreichen Mergelschichten eingenommen, die ich in meiner Valangienstufe als petrographisch verschiedene Zonen voneinander getrennt habe. In der Tabelle auf S. 25 erkennt man ohne weiteres die Aequivalenz der genannten Zonen. Auf die obere Valangiengrenze werde ich bei Besprechung der mit ihr identischen unteren Hauteriviengrenze wieder zu sprechen kommen.

Gegen meine untere Valangiengrenze, die mit G ü m b e l s Grenze zwischen Jura und Kreide und mit Richthofens Grenze zwischen Roßfelder Schichten und Valangien identisch ist, läßt sich hingegen einwenden, daß sie der an sie gestellten Anforderung, zwei zeitliche Begriffe scharf voneinander zu trennen, nicht in jeder Hinsicht nachkommt. Sie tut dies nur in der Richtung abwärts, denn unter ihr liegen Schichten, die durch ihren paläontologischen Gehalt unzweifelhaft Berriasalter haben. Ob aber den über ihr liegenden tiefsten Schichten der fossilarmen Valangienmergel nicht auch noch Berriasalter zukommt, bleibt unentschieden.

4. Hauterivien. Die Hauptmasse dieser Stufe wird von einem kieselhaltigen Kalkstein eingenommen, was V a c e k veranlaßte, der Stufe die Bezeichnung „Kieselkalk“ zu geben. Ist der Kieselkalk typisch ausgebildet, so zeigt er im frischen Bruch eine sehr regelmäßig feine, durch Schichtung hervorgerufene Streifung, die um so deutlicher hervortritt, je eisenhüssiger das Gestein ist, indem vom Eisenhydroxyd eine strichweise rostbraune Färbung erzeugt wird. Der Quarz ist im Gestein meist in Gestalt sehr kleiner Partikelchen gleichmäßig verbreitet. Nur selten und nur wo er stark überwiegt, verdichtet er sich zu Knollen oder Schichten reinen Hornsteins. Sowohl die angewitterte Gesteinsoberfläche, wie die frische Bruchfläche fühlen sich rauh an, eine Eigenschaft, die zurücktritt, wenn das Gestein tonhaltig wird. Da der Kieselkalk ein Zwischenglied zwischen Kalkstein und Quarzsandstein darstellt, ist es nur natürlich, daß neben allen möglichen Uebergängen auch diese beiden petrographischen Endglieder in der Stufe vorkommen. Der Kalkstein zeigt dann sehr dichte Beschaffenheit; er ist von zahlreichen Kalkspatadern durch-

wachsen und seine Oberfläche von tiefen Schratzen durchfurcht; er ist stets sehr dunkelfarbig. Dagegen besteht der Quarzsandstein aus rundlichen oder eckigen Quarzkörnern, die durch ein kieseliges Zement verbunden sind. Seine Färbung schwankt in allen Tönen zwischen einem tiefen Schwarz und einem lichten Grau, das nicht selten in reines Weiß übergeht. Durch beigemengte Mineralien können die Gesteine überdies noch wesentlich andere Färbungen aufweisen, wie im vorerwähnten Falle der eisenschüssige Kieselkalk. Besonders ist es der immer etwas glaukonithaltige Quarzsandstein, der häufig solche Farbveränderungen aufweist. Die dunkelgrünen, auf der hellen Grundmasse makroskopisch leicht zu erkennenden Glaukonitkörnchen geben dem Gestein bei reichlichem Auftreten eine grüne Farbe. Ist dagegen der gleiche Sandstein eisenschüssig, und er kann dies in sehr hohem Maße werden, so wird er vom Eisenhydroxyd rostbraun gefärbt und unterliegt dann verhältnismäßig leicht der Verwitterung, die einen feinkörnigen Grus erzeugt. Der Wanderer, der diesen betritt, wird durch das eigentümlich knirschende Geräusch der sich aneinander reibenden Quarzkörner sofort auf den Gesteinswechsel aufmerksam gemacht.

Ich will die petrographische Beschreibung der Stufe unterbrechen und auf ihre räumliche Verbreitung eingehen. Veranlassung hiezu geben mir die ebenso interessanten wie wichtigen petrographischen Fazieserscheinungen, die sich innerhalb unseres Gebietes in der Stufe vollziehen, und die selbstredend an räumliche Dimensionen gebunden sind.

Da das Hauterivien nur an wenig Stellen, wie zwischen Mellau und Hirschau von diluvialen Ablagerungen bedeckt wird, sieht man es gleich den älteren Stufen des Valangien und des Berriasien die Jurainsel ringförmig umschließen. Im Norden derselben steht es nur als schmaler, sehr geradlinig verlaufender Zug an. Im Süden derselben nimmt es, da in mehreren, teils dicht gedrängten Falten zutagetretend, einen wesentlich breiteren Gebirgsstreifen ein. In dem östlich der Jurainsel gelegenen Gebiet des Didamskopfes und Ifens verbindet sich das nördliche mit dem südlichen Hauterivien, indem es auch hier in intensiver Weise dem tieferen Valangien eingefaltet ist. Im Westen der Insel ist diese Verbindung im

Mellental eine kurze Strecke unterbrochen, da sie dort auf das angrenzende Kartenblatt übertritt.

Als eines der wichtigsten gebirgsbildenden Elemente der unteren Kreideschichten beteiligt sich das Hauterivien in entsprechend hohem Maße am Aufbau des Gebirges. Die von seinen Gesteinen aufgebauten kahlen, prallen Felswände überragen das von Alpen und Wäldern reich bedeckte Mergelland des Valangien. Wer von Mellau aus ins Mellental wandert, um Hangspitze, Mörzelspitze oder Hohen Freschen zu besteigen, erblickt auf der rechten Talseite in den Bucher Schroffen dieses felsige, die Landschaft dominierende Gebirgsmitglied. Vom Gipfel der Canisfluh aus erkennt man es an der Basis der Nordwände des Hochblanken — Mittagspitze — Hochglocknerzuges und jenseits der Bregenzer Ach als langen felsigen Streifen am Fuße des Didamskopfes. Die Fortsetzung dieses letzteren Zuges nach Westen bildet die unterste Steilwand des von hohen Felswänden amphitheatralisch umschlossenen Ifenkessels. In den beiden vom Didamskopf nordwärts entsandten, zackig zerklüfteten Gräten werden die höchsten Türme der Murenköpfe von Hauterivien aufgebaut. Schließlich findet man dieses noch als größere Flächenbedeckung auf den südwärts geneigten Hängen des Didamskopfes und des dem westlichen Teile des Hohen Ifen zugehörigen Pelingers Köpfe.

Ueber die Reihenfolge, in der die zu Beginn beschriebenen drei Gesteinsvarietäten des Hauterivien aufeinander folgen, läßt sich im allgemeinen sagen, daß dort, wo sie alle drei entwickelt sind, meistens in der unteren und größeren Hälfte der Schichtenfolge die Kalke und Kieselkalke, in der oberen kleineren die Sande vorherrschen. In der unteren wechsellagern die Kalke und Kieselkalke miteinander, und keiner der beiden Gesteinstypen ist an ein bestimmtes Niveau unbedingt gebunden. Jedoch ist häufig zu beobachten, daß in den tiefsten Lagen die typischen Kieselkalke, in den darüber liegenden die Kalke vorherrschen. Es ergibt sich dann eine petrographische Dreiteilung der Hauterivestufe in Kieselkalk, Kalk, Sandstein, wie sie bereits von Vacek für den östlichen Teil unseres Gebietes, nämlich den Ifen- und Didamskopf, bekannt gegeben wurde. Aber auch hier ist häufig zu beobachten, daß die die Stufe aufbauenden Gesteinsschichten eine wesentlich andere petrographische Folge als wie die genannte darstellen können.

So reicht der Kieselkalk, indem ihm nur schichtenweise mehr kalkige Lagen eingeschaltet sind, oft bis unmittelbar unter den Kiesel sandstein. Dieser hinwiederum wird häufig von einem stellenweise schrattenbildenden und dann schrattenkalkähnlichem Kalk überlagert. Dieses oberste Gestein des Hauterivien, das man nach seinem petrographischen Habitus — Fossilien habe ich in ihm keine gefunden — unbedingt dieser und nicht mehr der nächsthöheren, viel mergelreicheren Stufe des Barrémien zustellen muß, trifft man schön aufgeschlossen unmittelbar am Wege an, der von Schönebach über das Joch Hoch Gerach nach Riezlern ins kleine Walsertal führt. Der Kalk, den Sandstein überlagernd, begleitet den oberen Rand der felsigen Steilwand, die sich von P. 1659 auf der Nordseite des Didamskopfes in südöstlicher Richtung gegen die Talsohle der Subersach senkt, um sich jenseits derselben mit den Schroffen der Fellefluh zu vereinigen. Wo der Fußweg aus der Felswand an ihrem oberen Rande heraustritt, um dann ein kurzes Stück eben weiterzuführen, stehen die Kalke in der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit von 2 bis 3 m an. Aber auch in anderen und vom Joch Gerach weit entfernten Teilen des Gebietes, wie im Bereich der Hangspitze, trifft man diese schrattenkalkähnliche Fazies der höheren Hauterivelagen.

Die reine Sandsteinbildung des Hauterivien ist im östlichen Teile des Gebietes stärker ausgebildet wie im westlichen. In der Gegend der Murenköpfe, des Didamskopfes und des Hohen Ifen bildet sie einen ständigen Faktor der Schichtenfolge. Während sie auf der Nordseite der Jurainsel vom Hirschberg aus, wo sie noch wohlentwickelt ist, nach Westen zu allmählich an Bedeutung verliert, so daß sie im ganzen Guntenhanggebiet vollständig fehlt, trifft man sie im Süden der Jurainsel allerdings nur in lokalen Verbreitungsbezirken bis an den Westrand des Gebietes.

Der Hauterive-Kiesel sandstein besitzt große Aehnlichkeit mit manchen, besonders den lichtgefärbten und weniger glaukonitreichen Sandsteinen des Gault. Die Aehnlichkeit kann zu so vollständiger Gleichheit heranwachsen, daß es unmöglich ist, aus dem petrographischen Aussehen auf die Horizonte zu schließen. Schon G ü m b e l ist die Aehnlichkeit der sandigen Gesteinsvarietäten der beiden genannten Horizonte

aufgefallen, denn in der mächtigen Schichtenfolge, die sich aus der Tiefe des Ifentobels erhebt, und eine gewaltige Wand, die „Fellefluh“, aufbaut, ist ihm die eine Gesteinsvarietät seiner „unteren Neokombildung“ wohl aufgefallen, von der er sagt, es sei „ein sehr dünnbankiger, eben geschichteter Sandstein von weißlichgrauer Farbe, welcher ausgewittert fast wie die obere Lage des Gaultsandsteines aussieht“. Eigentümlicherweise hat Richthofen, wie er selbst bemerkt (S. 167), den Sandstein am Ifen nicht beobachtet, obwohl er dort sehr auffällig ausgebildet ist.

Das gaultähnliche Aussehen des Hauterive-Kieselsandsteines scheint Vacek in nicht geringem Maße irreführt zu haben, als sich vor ihm das Bild des Fazieswechsels entfaltete, das ihm das Fehlen des Schrattenkalks im Süden der Jurainsel erklärt. Es war für ihn ein fataler Zufall, daß in dem östlichen Grenzgebiet zwischen seiner nördlichen Kalk- und seiner südlichen Mergelfazies, das ist in den Gebieten des Didamskopfes und des westlichen Teiles des hohen Ifen in dem Niveau, in welchem bei normaler Lagerung Gault zu erwarten wäre, Hauterivien mit gaultähnlichem Aussehen liegt. Dieses seinem stratigraphischen Niveau nach viel zu hoch gelegene, weil nordwärts überfaltete gaultähnliche Hauterivien krönt die Gipfel des Didamskopfes und des Pelingers Köpfe und bedeckt in größeren Flächen die sich von ihnen südwärts neigenden Hänge. Zwischen ihm und dem basalen, in normaler Lagerung befindlichen Hauterivien liegen in mindestens doppelter Mächtigkeit, da naturgemäß mitüberfaltet, die Mergelschichten der nächsthöheren Barrêmostufe, das sind Richthofens Spatangenkalke und Vaceks Mittelneokomschichten. Die obere Hälfte dieser gesamten mergeligen Schichtenfolge als Fazies des Schrattenkalks zu deuten, ist das natürliche, aber falsche Resultat, zu dem Vacek gelangen mußte, indem er bei Annahme normaler Lagerung den über jenen Mergelschichten liegenden hauteriveu Kieselsandstein für Gault hielt.

Wer im Hauterivien nach Versteinerungen sucht, braucht nicht zu fürchten, sich an einem allzu schweren Rucksack abschleppen zu müssen. Von der Fossilarmut der Stufe weiß ein jeder Forscher zu berichten, der die Vorarlberger Kreide begangen hat. Was meine Ausbeute betrifft, so beschränkt

sich dieselbe, wenn ich von unbestimmbaren Schalenresten absehe, auf einen Seeigelfund, den ich für *Toxaster complanatus* Agass. halte; die verdrückte Gestalt und schlechte Erhaltung der Porenreihen gestattet jedoch nur einen Vergleich mit dieser Leitform des Hauterivien. *Toxaster complanatus* Agass. = *Spatangus retusus* Lam. tritt nun nicht nur in den von mir als Hauterivien bezeichneten Kieselkalken allein, sondern auch in den tiefsten Lagen der nächsthöheren Kalk- und Mergelschiefer auf, die Richthofen Spatangenkalk, Vacek Mittelneokom nennt. Es bestehen daher in Vorarlberg die beiden Möglichkeiten, entweder daß die Hauterivienstufe nicht nur vom Kieselkalk, sondern auch noch von einem Teile des ihn überlagernden Schieferkomplexes vertreten wird, oder daß *Toxaster complanatus* Agass. bis ins Barrémien fortgelebt hat, also gar nicht für das Hauterivien allein bestimmend ist.

Wo die harten kiesel- und kalkreichen Gesteine des Hauterivien mit den weichen Ton- und Mergelschichten des Valangien in normalem Kontakte stehen, ist es bei dem verschiedenartigen Aussehen der Gesteine, das sich auch in der Modellierung der Gebirgsoberfläche überall stark ausprägt, leicht, die Grenze zwischen den beiden Stufen mühelos zu finden. Wer von Schnepfau aus den Hirschberg besteigen will, kann, wenn er vom Wege etwas nordwärts abweicht, dieser Grenzlinie bequem folgen. Sie hat, wie die Karte zeigt, einen sehr geradlinigen Verlauf und ist auf langen Strecken gut aufgeschlossen. (Wo immer er auf der ganzen Weglinie zwischen Schnepfau und dem Hirschberg die Grenzschichten zwischen Hauterivien und Valangien untersucht, stets wird er beobachten, daß zwischen den tieferen Mergelschichten und den höheren Kieselkalken ein Gestein eingeschaltet ist, das zwar am Aufbau der Steilwände des Hauterivien in unauffälliger Weise noch teilnimmt, sich aber bei genauer Betrachtung aus der Nähe durch sein äußerst charakteristisches Aussehen als sehr verschieden vom hauterivien Kieselkalk erweist. Es ist wieder der von Vacek genannte „spätige, teilweise oolithische, graue Kalk, der eine Menge Trümmer von organischen Ueberresten führt“. Leider sind fast alle Fossilien zu einer dermaßen kleintrümmerigen Breccie zerrieben, daß es nicht gelingt, Arten zu bestimmen, die mit voller Sicherheit

entscheiden, ob das Gestein wirklich schon Hauterivealter besitzt. Als einziges vollständiges Fossil fand ich den vorhin erwähnten Seeigel, den ich für *Toxaster complanatus* Agass. halte. Mag es nun auch wegen der Zweifelhaftigkeit dieser Bestimmung etwas unsicher erscheinen, ob diese Lumachelle tatsächlich Hauterivealter hat, so muß sie doch auf jeden Fall dieser Stufe zugestellt werden, da sie, wie schon gesagt wurde, am Aufbau ihrer Steilwände in unauffälligster Weise teilnimmt, also petrographisch ihren Gesteinen sehr viel näher steht, wie denen des Valangien. Die Wahl dieser Grenze besitzt überdies den praktischen Vorteil, daß durch sie das Auftreten jenes Kalksteines in der geologischen Karte dort gekennzeichnet wird, wo es als tiefstes und einzigstes Glied des Hauterivien dem Valangien eingefaltet ist, was dem an Hand der Karte wandernden Geologen das Auffinden jener für Stratigraphie und Tektonik gleich wichtigen Stellen wesentlich erleichtert.

Begibt man sich vom Hirschberg westwärts in das Gebiet der Murenköpfe, so trifft man dort die gleichen stratigraphischen Verhältnisse an. Südlich von diesen Köpfen, in der Einsattelung zwischen ihnen und dem Didamsmassiv, bezeichnet das in der Karte als Hauterivien eingetragene Flächenstück, das die Alpen Stoggerten und Almiesgunten trägt, ebenfalls das Vorkommen jenes fossilreichen Gesteines, das hier dem Valangien eingefaltet ist, aber nicht, wie Vacek vermutet, ein stratigraphisches Glied innerhalb der Valangien-sedimente (seines Berriasien) darstellt.

Während in den bisher besprochenen Vorkommen des fossilreichen Gesteins die Oolithstruktur häufig so vollkommen zurücktritt, daß das Gestein das Aussehen einer gewöhnlichen Muschelbreccie trägt, weist es nördlich von Rehmen im Ache-tal die Oolithstruktur im höchsten Maße auf. Dort schließen die hirsekorngroßen Oolithkugelchen oft so dicht aneinander, daß im frischen Bruch die Gesteinsfläche den typischen klein-rundhöckerigen Habitus des Rogensteins zeigt. Sind hingegen die Oolithkugelchen von der Verwitterung aus der ihr ausgesetzten Gesteinsoberfläche herausgearbeitet, so besitzt das Gestein das feinporöse Aussehen des Schaumkalkes.

In welcher Lagerungsweise tritt aber dieses Gestein bei Rehmen auf? Folgt man von dieser Ortschaft aus dem Bach,

der von der Einsattlung zwischen Mittagsfluh und Didamskopf her herabkommt, so gelangt man bald in eine kleine Schlucht und zu einem Wasserfall. Dieser stürzt über hauteriven Kieselkalk, an dessen Basis ebenfalls wieder die Muschelbreccie ansteht, die in westlicher Richtung schnell jene typische Oolithstruktur annimmt, hier am Wasserfall aber eine kleine, stellenweise nicht zertrümmerte und vorwiegend aus Bivalven bestehende Zwergfauna enthält. Das Liegende dieser Muschelschicht sind Mergelschiefer der nächsthöheren Barrêmestufe, die mit ausgesprochener Diskordanz an sie hinaufreichen. Eine in der Schlucht vorzüglich aufgeschlossene Ueberschiebungsfäche trennt die beiden Kreidestufen voneinander. Begibt man sich in das Hangende der hauteriven Kieselkalke, so gelangt man in dunkle Valangientonschiefer, die ebenfalls mit Diskordanz die Kieselkalke überlagern. Die drei Stufen folgen also umgekehrt aufeinander. Da aber die mittleren derselben, das Hauterivien, unten und oben von Schubflächen begrenzt wird, kann nicht entschieden werden, ob entweder die ganze Schichtenfolge der drei Stufen vom tiefliegenden Barrêmien bis ins hochliegende Valangien in ihrer Gesamtheit invers lagert und nur infolge der Massenbewegung Diskordanzen an den Stufengrenzen erzeugt wurden, oder ob die Schichtsysteme der Stufen im einzelnen zwar ihre ursprüngliche Lageweise beibehielten, jedoch infolge von Schuppenbildung in umgekehrter Reihenfolge übereinander geraten sind. Im ersteren Falle würde bei Rehmen die oolithische Muschelbreccie des Hauterivien dessen Jüngstes, im letzteren Falle dessen Aeltestes sein. Letzteren Fall haben wir bereits am Hirschberg und an den Murenköpfen kennen gelernt; ersterer wird uns sogleich wieder beschäftigen.

Im westlichen Seitentobel des Argenbaches, der von der Korbälpe herabkommt, tritt die Muschelbreccie als jüngstes Hauterivegestein auf; es wird von Mergelschiefern überlagert und ist unmittelbar an der Straße, die von Au nach Damüls führt, wenn auch hier nur in geringem Maße aufgeschlossen. Da volle Konkordanz der Schichten herrscht, besteht kein Zweifel, daß die Muschelbreccie den hauteriven Kieselkalk überlagert, hier also tatsächlich jünger ist wie dieser; ob sie ihm ihrem Alter nach zugesellt werden darf, wie ich es tue, oder ins höhere Barrêmien gehört, darüber geben die

kleinen Fossiltrümmer nicht den geringsten Aufschluß. Hier begründe ich die von mir gewählte Altersgrenze ähnlich wie am Hirschberg damit, daß das betreffende fossilreiche Gestein petrographisch mehr Ähnlichkeit mit den tieferen Kieselkalken des Hauterivien zeigt, als wie mit den es überlagernden Mergelschichten, die ich für Barrémien halte.

Ein Dünnschliff durch das fossilreiche Gestein des Argenbachtals ließ erkennen, daß sich an seiner Zusammensetzung Oolithkugelchen nur in sehr geringer Zahl beteiligen, und daß unter den Fossilresten Echinodermentrümmer weitaus vorherrschen. Das Gestein ist eine wahre Echinodermenbreccie. Ich hebe ihr Vorkommen an der Grenze zwischen Hauterivien und Barrémien hervor, da ich sie in dem von mir untersuchten Kreidegebiet in keinem anderen Niveau nachweisen konnte, während sie in den Kreideketten westlich des Rheins in mehreren Niveaus beobachtet wurde und in Heims „Säntisgebirge“ jeweils als charakteristisches Glied der unteren Kreideschichten erwähnt wird.

Südlich der Canisfluh auf dem durch Richthofens, G ü m b e l s und V a c e k s Forschungen schon einige Berühmtheit besitzenden Wurzachsattel tritt mitten in den dunklen Valangientonschiefern eine oolithische Muschelbreccie auf, von der bereits bei Besprechung jenes Schichtensystems die Rede war. G ü m b e l und V a c e k sind der Ansicht, daß dieses oolithische Gestein den es begrenzenden Schichtengliedern normal eingeschaltet sei. Ersterer stellt es daher in die untere Abteilung seines unteren Neokoms (siehe Tab. S. 505), letzterer in sein Berriasien. Von meiner Anschauung bezüglich des Vorkommens des Gesteins im Valangien wurde ebenfalls bereits gesagt, daß ich es für ein Gestein einer anderen Stufe halte. Welches ist nun am Wurzachsattel diese andere Stufe, ebenfalls Hauterivien, das dem Valangien einfach eingefaltet ist?

Für die Bejahung dieser Frage spricht der Umstand, daß im Hangenden des Ooliths zwischen diesem und den dunklen Valangientonschiefern lichtgraue Valangienmergel anstehen; auch dies wurde früher schon erwähnt (S. 509): Man könnte also wohl annehmen, daß es sich hier um die normale, jedoch inverse Schichtenfolge eines nach Norden übergelegten Mulden-schenkels handle; zu oberst die dunklen Valangientonschiefer, unter diesen die lichtgrauen Valangienmergel, unter diesen das

tiefste Glied des Hauterivien, das hier wie am Hirschberg aus einer oolithischen Muschelbreccie bestünde. Diese Annahme hätte volle Berechtigung, wenn höher am Sattel hinauf gegen den Hochglockner zu, wo die Schichten mit großer Regelmäßigkeit aufeinander liegen, die gleiche, jedoch aufrechte Schichtenfolge zu beobachten wäre. Hier ist aber weder an der Basis noch in den obersten Lagen des hauteriven Kieselkalkes, noch in diesem überhaupt von einer Muschelbreccie irgend etwas zu sehen.

Indem ich noch vorausschicke, daß ich genau das gleiche oolithische, fossilreiche Gestein, wie es im Vorangegangenen geschildert wurde, auch in der nächsthöheren Barrêmostufe wiederholt beobachtete, ergeben sich nun für eine zu wählende stratigraphische Stellung des Ooliths am Wurzsachsattel folgende zwei Möglichkeiten:

1. Er hat das Alter des tiefsten Hauterivien. Das tektonische Bild ist dann einfach, weil nur eine Mulde und eine bei der Massenbewegung erfolgte Reduktion der Mächtigkeit der lichtgrauen Valangienmergel angenommen zu werden braucht; doch müßte in diesem Falle im Hauterivien ein nicht ganz wahrscheinlicher, weil sehr plötzlicher Fazieswechsel von Süden nach Norden stattgefunden haben.

2. Der Oolith hat Barrêmealter. Diesen Fall halte ich für den wahrscheinlicheren; das von ihm bedingte tektonische Bild zeigt das Profil in Fig. 8 auf S. 596.

Aussehen und Verbreitung der von mir dem Hauterivien zugestellten verschiedenartigen Gesteinsarten im Vorangegangenen in ausführlicher Weise geschildert zu haben, war nötig, um bei dem wiederholt hervorgehobenen großen Mangel an bestimmbar Versteinerungen auf Grund genauer petrographischer Beobachtungen das eigenartige tektonische Bild erklären zu können, das sich uns auf der Südseite der Jurainsel entfalten wird, und in welchem das Hauterivien eine Hauptrolle spielt.

5. Barrêmien. Als Barrêmien bezeichne ich das 150 bis 200 m mächtige, vorwiegend mergelig ausgebildete Schichtensystem, das einerseits von den im Vorangegangenen geschilderten, aus Kieselkalken und Sandsteinen bestehenden Gesteinsarten des Hauterivien unterlagert, andererseits von dem

noch zu besprechenden Schrackenkalk des Aptien überlagert wird.

Die Hauptmasse der Barrêmeschichten wird von Ton- und Mergelschiefern aufgebaut. Mit diesen wechsellagern jedoch auch noch andere Gesteinsarten, unter denen neben reinen, dichten harten Kalken oolithische Kalke und kieselige Kalke in erster Linie zu nennen sind. Letztere Gesteine zeichnen sich ersteren gegenüber durch größere Härte aus, die beiden zuletzt genannten außerdem durch sehr rauhe Oberflächenbeschaffenheit. Beigemengte meist verrostete Karbonate geben ihnen eine charakteristisch intensiv gelbe Anwitterungsfarbe. Glaukonit ist in ihnen besonders im Kieselkalk häufig zu beobachten, tritt aber nie in solcher Quantität auf, daß es auf die Farbe des Gesteins wesentlichen Einfluß hätte. Dagegen ist Pyrit in fast allen Gesteinen in großer Menge enthalten. Er ist denselben nicht nur in Gestalt kleiner Partikelchen homogen beigemengt, sondern bildet auch kugelförmige und bis hühnereigroße Konkretionen, die durch Verwachsung untereinander unregelmäßig nierenförmige Gestalt von Faustgröße annehmen können. Ferner ist der Pyrit auch häufig in Anhäufungen kleiner Kristalle auf Schichtflächen und Klüften zu beobachten.

Was die Reihenfolge betrifft, in der die genannten Gesteinsvarietäten auftreten, kann nur gesagt werden, daß innerhalb des gesamten Schichtensystems keine einzige Gesteinsart an ein bestimmtes Niveau gebunden ist; vielmehr können alle Gesteine in willkürlicher Wechsellagerung aufeinander folgen. Wo solche Wechsellagerung zwischen harten, kieseligkalkigen und weichen tonigen Gesteinsschichten in schneller Folge herrscht, zeigt das Profil durch die Schichtenköpfe sehr zackige Form, indem die härteren Lagen über die weicheren kammförmig hervorragen. Bei steil aufgerichteter Schichtung gleichen dann die vielen nebeneinander aufragenden Felskulissen den Blättern eines aufgeschlagenen Buches, während an einer Felswand mit flach ausstreichenden Schichten die vorstehenden harten Bänke den Gesteinslagen eines rohen Mauerwerks gleichen.

Das Barrémien besitzt innerhalb des kartierten Gebietes im Norden, Osten und Süden der Jurainsel große Verbreitung. Am Aufbau der Hangspitze, des Gopf- und des Hirschberges,

der Murenköpfe, des Didamskopfes und Hohen Ifen sowie des Hochblanken-, Hochglocknerzuges nimmt es wesentlichen Anteil. Während in den nördlich und östlich der Jurainsel gelegenen Barrêmedistrikten von den obgenannten verschiedenen Gesteinsarten die ton- und mergelreichen vorherrschen und hier mit den übrigen Gesteinsvarietäten zusammen den Typus ihrer Stufe darstellen, findet im Süden der Jurainsel insofern eine von der vorgenannten abweichende Ausbildungsweise der Sedimente statt, als hier nicht selten das umgekehrte Verhältnis zu beobachten ist. Im Hochblanken-Hochglocknerzug gewinnen nämlich die kieseligkalkigen Gesteine lokal derart an Bedeutung, daß dort, wo sie mit den Kieselkalken des Hauterivien in unmittelbarem Kontakt treten, von diesem kaum zu unterscheiden sind, was bei der Auffindung der Grenze zwischen beiden überdies stark miteinander verfalteten Stufen recht unangenehm ins Gewicht fällt. Sieht man von dieser im Süden der Jurainsel auftretenden lokalen Abweichung in der Sedimentbildung ab, so stellen die tonreichen Barrêmeschichten ein mächtiges Glied der Kreideformation dar, das dem landschaftlichen Bild, wenn als Fels zutage tretend, einen etwas monoton-alpinen Charakter verleiht, dort, wo es von Humus bedeckt ist, fruchtbare Weideböden oder Waldflächen trägt.

Die Barrêmeschichten gelten im vorarlbergischen Kreidebezirk als sehr fossilarm, eine Tatsache, die ich in dem von mir untersuchten Gebiet leider auch Gelegenheit hatte auf Schritt und Tritt zu bestätigen. Zwar findet man hin und wieder vereinzelt fossilreiche Lagen; doch stellen diese ein solches Trümmerwerk von Fossilresten dar, daß man froh sein kann, wenn es einem gelingt, unter diesen das eine oder andere Genus zu erkennen. Nur unter den Austern und Rhynchonellen treten einige sehr charakteristisch geformte, aber für eine Stufenbestimmung wertlose Arten in großer Zahl auf, so die *Ostrea rectangularis* Röm. Mit dieser großen, sichelförmig gebogenen und breit gerippten Form sind kleinere Formen vergesellschaftet, von denen trotz ihres ebenfalls massenweisen Auftretens nicht mit Bestimmtheit entschieden werden kann, ob es sich um *Ostrea Etallonii* Pict. et Camp. oder um *Ostrea Boussingaulti* d'Orb. oder um beide Arten handelt. Von *Rhynchonella multififormis* Röm. fand ich nur einige schlecht erhaltene Exemplare. In anderen Gegenden der Vorarlberger Kreide, wie im

Gebiet der Winterstaude, scheint diese Brachiopodenart massenweise, ja ganze Bänke erfüllend aufzutreten; wenigstens lassen einige mir von Herrn Oberlehrer Feßler aus Andelsbuch zur Verfügung gestellte Handstücke hierauf schließen. *Toxaster complanatus* Agass., der in Vorarlberg als ein zwar seltener Gast aus den tieferen Mergellagen bekannt ist, habe ich in diesen leider nicht gefunden.

Es verdient erwähnt zu werden, daß diejenigen Barrême-schichten, die sich durch Fossilreichtum auszeichnen, fast immer von einem harten, stark oolithischen Kalkstein eingenommen werden. Diese oolithische Muschelbreccie des Barrêmien ist nun von derjenigen des Hauterivien nicht immer zu unterscheiden, z. B. nicht von derjenigen, die ich auf der Südseite des Hirschberges und bei Rehmen beobachtete. Zwar fand ich die *Ostrea rectangularis* Röm. nur in oolithischen Bänken des Barrêmien; doch darf ihr Auftreten in denselben in unserem Gebiet für die Stufe nur als eine charakteristische, aber nicht als eine leitende Erscheinung gelten. Warum ich der oolithischen Muschelbreccie, die am Wurzsachsattel mitten in Valangienschichten steckt, Barrêmealter gebe, obwohl sie nach ihrem petrographischen und paläontologischen Habitus ebenso gut dem Hauterivien zugestellt werden könnte, wurde bereits bei Besprechung der Hauterivestufe begründet.

Die Gleichmäßigkeit und Einförmigkeit in der Sedimentbildung, welche trotz der vorgenannten petrographischen Variationen die Gesamtheit des 150 bis 200 m mächtigen Schichtenkomplexes charakterisieren, in Verbindung mit dem Umstand, daß der Gesteinswechsel von den tonreichen Sedimenten einerseits in die tonarmen des tieferen Hauterivien, andererseits in die ebenfalls tonarmen des höheren Aptien ein sehr plötzlicher ist, ein Umstand, der auch im Landschaftsbild äußerst wirkungsvolle Kontraste erzeugt und die Auffindung der Gesteinsgrenzen wesentlich erleichtert, lassen jene tonreichen Schichten inmitten der tonarmen als ein petrographisch sehr scharf begrenztes Glied erscheinen. Daß dieser Schichtenfolge bei einer Gliederung der Kreideformation in Vorarlberg die Stellung eines selbständigen Gliedes eingeräumt werden muß, ist eine Notwendigkeit, die schon Richthofen und Vacek eingesehen haben. Ersterer bezeichnet sie als „Spatangenkalk“ (nach *Spatangus retusus* Lam., der mit *Toxaster complanatus* Agass.

identisch ist), letzterer als „Mittelneokom“. Nur G ü m b e l hatte für sie und den tieferen Kieselkalk, da in beiden die gleiche *Toxaster*art auftritt, die gemeinsame Bezeichnung „Zone des *Toxaster complanatus* Agass.“ Was berechtigt mich nun ihr den französischen Stufennamen „Barrémien“ zu geben, da ich keine typischen Barrêmfossilien fand? Antwort: Die Tatsache, daß diese Stufe deshalb auf jeden Fall ganz in ihr enthalten sein muß, weil 1. von unten das Hauterivien in sie hinaufsteigt, 2. von oben das Aptien in sie hinabsteigt. Punkt eins wird durch das Auftreten von *Toxaster complanatus* Agass. in den tiefsten Mergellagen bewiesen, denn diesem Fossil seinen Leitwert für Hauterivien abzusprechen, und anzunehmen, daß es bis ins Barrémien fortgelebt habe, liegt absolut kein Anlaß vor. Für die Richtigkeit von Punkt zwei ist noch zu beweisen, daß der über dem Schieferkomplex liegende Schrattenkalk, dem bisher in Vorarlberg wie in der benachbarten Schweiz Urgonalter gegeben wurde, also das Alter einer Fazies die Barrémien und Aptien angehört, in unserem Gebiet in seiner ganzen Mächtigkeit nur Aptienalter hat. Daß dieses Alter dem Schrattenkalk hier tatsächlich gebührt, beweist eine wichtige Leitform dieser Stufe, *Orbitolina lenticularis* Lam., die im Liegenden des Schrattenkalks auftritt.

Nördlich von Mellau bei der kleinen Gemeinde Klaus stürzt ein Wasserfall über eine senkrechte Felswand, die aus Schrattenkalk besteht. Der Wasserfall schlägt auf die hier besonders tonreichen Mergelschichten auf, die das unmittelbar Liegende des Schrattenkalks bilden und hat unter diesem aus den Mergeln eine Höhle herausgearbeitet, zu der ein bequemer Fußweg führt. Hier findet man in den sehr dünnschieferigen Mergeln in großer Zahl und vorzüglicher Erhaltung die genannte Leitform des Aptien, *Orbitolina lenticularis* Lam. Eine tektonische Störung an der Grenze zwischen diesen Orbitolinen führenden Mergelschiefern und dem Schrattenkalk liegt vollkommen außerhalb des Bereiches der Möglichkeit.

Das Auftreten der *Orbitolina lenticularis* Lam. in den oberen Lagen des tonreichen Schieferkomplexes beweist aber auch noch weiter, daß dieser wenigstens nicht überall bis an seine oberste Grenze Barrêmealter hat. Am Klausener Wasserfall gehören seine obersten Lagen eben dem Aptien an. Da aber hier innerhalb unseres Gebietes die einzige Fundstelle ist,

wo ich die Orbitolinen im Liegenden des Schrattenskalkes fand, während sonst überall mehr oder weniger charakteristische Barrémgesteine ohne Orbitolinen bis unter den Schrattenskalk hinaufreichen, halte ich es für berechtigt, die Grenze zwischen Barrémien und Aptien ganz allgemein an die Grenze zwischen den tonreichen Mergelschiefern und dem tonarmen Schrattenskalk zu legen.

Auch außerhalb des Gebietes gelang es mir, noch eine Stelle zu finden, wo *Orbitolina lenticularis* Lam. im Liegenden des Schrattenskalkes auftritt. Jedoch will ich gleich vorausschicken, daß an dieser zweiten Stelle die Orbitolinen zwar auch häufig, aber in sehr viel schlechterem Erhaltungszustand auftreten. Von zehn ausgewählten Exemplaren konnte ich nur eines einwandfrei bestimmen. Die Stelle liegt unmittelbar am Weg, der von Bezau über die Bezegg nach Andelsbuch führt und zwar ungefähr eine Viertelstunde von der erstgenannten Ortschaft entfernt. Ehe man zu den Stiegler Hütten kommt, beschreibt der Weg, indem er in eine seichte, von einem schmalen Wiesenstreifen bedeckte Mulde einbiegt, eine S-förmige Kurve. Die Mulde wird von den sehr dünnschiefrigen, tonreichen und daher leicht verwitternden Mergelschichten bedingt, die, ungefähr 15 bis 20 m mächtig und mäßig steil nach Süden fallend, auf der südlichen Muldenseite von Schrattenskalk überlagert werden, während sie sich am Nordhang der Mulde an Barrémschichten anlehnen (siehe Fig. 3).

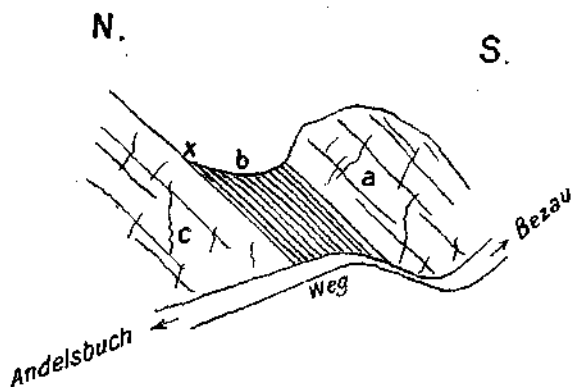


Fig. 3.

- | | |
|---|----------|
| a = Schrattenskalk | } Aptien |
| b = Mergelschiefer mit Orbitolinen
(× Fundplatz) | |
| c = Barrémien z. T. Schrattenskalk ähnlich. | |

Diese sind nahe dem Kontakt mit den Mergelschichten fossilreich und haben deutliche Oolithstruktur. Einzelne Kalkhänke bilden infolge geringen Tongehaltes Schratten und sind dem Schrattenskalk ähnlich. Die die Orbitolinen führenden Mergelschichten liegen somit zwischen echtem Schrattenskalk und einem zum Teil schrattenskalkähnlichen Kalk des Barrémien. Diese stratigraphischen Verhältnisse geben aber der Stelle an der Bezegg noch deshalb besonderes Interesse, weil sie zeigen, daß es im Bereich der Vorarlberger Kreide doch noch vereinzelte kleinere Bezirke gibt, in denen urgonähnliche Fazies herrscht, das heißt Schrattenskalfazies, die nicht nur Aptien-, sondern auch noch Barrémienalter hat.

Innerhalb des untersuchten Gebietes treten den zuletzt geschilderten ähnliche Verhältnisse nur am Hohen Ifen auf; auch hier sind die höchsten Lagen des Barrémien schrattenskalkähnlich ausgebildet; sie werden aber von dem sie überlagernden echten Schrattenskalk durch dünnschiefrige Mergelschichten getrennt, die durchaus Barrémiencharakter tragen und überdies keine Orbitolinen enthalten. Wer den Ifen von Riezlern aus auf der üblichen Route besteigt, quert in der Nordwand des Gipfelplateaus durch die ein schmaler aber sicherer Fußsteig führt, die in der genannten Ausbildungsweise zutage tretenden Schichten.

Wenn Richthofen von der Aufeinanderfolge der Schichten seines Spatangenkalkes ganz allgemein sagt (S. 169): „Stets besteht der untere Teil aus vorwiegend mergeligen Gesteinen, während nach oben die kalkigen Schichten häufiger und mächtiger werden“, während ich seine Beobachtungen nur lokal am Ifen und bei Bezau bestätigen konnte, so findet dieser Widerspruch seine Erklärung darin, daß Richthofen die von uns in gleicher Weise gedeuteten Erscheinungen lokaler Natur mit solchen vereinigt, die ich auf andere Weise erkläre. Zu letzteren gehört nun gerade das beste Beispiel, das Richthofen als Beweis für seine Auffassung ins Treffen führt. Es handelt sich um die Wand im Ifengebiet, die sich aus dem Grunde des Ifentobels aufbaut, also um die Nordabstürze der Punkte 2103 (Pelingers Köpfe), 1917 und 1946, oder die östliche Fortsetzung der sogenannten „Fellefluh“.¹⁵⁾

¹⁵⁾ Daß Richthofen auf keine andere Wand bezugnimmt, ergibt sich aus seinen Schilderungen auf Seite 167 und 169.

Die Schichten, die in dieser prallen, bis 600 m hohen Felswand ausstreichen, wurden nicht, wie Richthofen und Vacek glauben in der Folge, in der sie aufeinander liegen, auch aufeinander abgelagert. Es treten vielmehr infolge einfacher Faltung die gleichen Sedimentschichten zweimal zutage und zwar liegen die unteren Schichten normal, die oberen verkehrt. Die in der Wand zu oberst ausstreichenden harten Kalke und Kieselkalke bilden deshalb auch nicht, wie Richthofen annimmt, das Jüngste des Barrémien, bzw. seinen oben kalkreicher und härter ausgebildeten Spatangenkalk, was überdies eine schier unbegreifliche Mächtigkeit der Barrémstufe zur Folge hätte, sondern es sind die nach erfolgter Umbiegung in der Tiefe oben wieder zutage tretenden harten Hauterivegesteine. Zwischen den beiden Hauterivezügen liegen in mindestens doppelter Mächtigkeit die mergeligen Barrémschichten.

Von allen Stufen der Vorarlberger Kreide verdient in erster Linie das Barrémien noch eingehender untersucht zu werden. Wenn ich es von meiner Seite aus unterlassen habe, mich seinem Studium in besonderer Weise zu widmen, und vor allem, wenn ich mich in paläontologischer Hinsicht mit einem geringen Resultat begnügte, so geschah dies begründet. Bei der Fossilarmut, durch die sich die Barrémschichten in dem von mir untersuchten Gebiet in ganz außerordentlich hohem Maße auszeichnen, würden hier beim Suchen nach Petrefakten Mühe und Arbeit in keinem Verhältnis zu der zu erwartenden geringen paläontologischen Ausbeute stehen. Ich hielt mich um so mehr dazu berechtigt, bei der Ungunst der Witterung des Sommers 1910, die verbleibende kostbare Herbstzeit in nutzbringenderer Weise zu verwerten, als mir aus den angrenzenden Gebieten Kreidebezirke bekannt sind, in denen es sich bei reichlicherem und besserem Material weit eher lohnen würde, nach Barrémfossilien zu suchen, so vor allem auf dem langen Rücken der Winterstaude, dessen tiefster Punkt, die vorgenannte Bezegg als Uebergang von Bezau nach Andelsbuch benutzt wird.

Die paläontologische Schilderung der unter dem Schratenkalk liegenden Kreideschichten wäre noch unvollkommen, würde nicht der *Exogyra Couloni* Lam. Erwähnung getan. Im benachbarten Säntis ist diese Austernart mit ihrer charakteristischen, schwach gekielten Form eines der bekanntesten Fos-

silien der älteren Kreideschichten, dem früher sogar Leitwert gegeben wurde. Nunmehr ist sie dort in mehreren Niveaus förmliche Bänke bildend oder vereinzelt gefunden worden. In Vorarlberg tritt sie weit weniger häufig auf. Während ich in meinem Gebiet vergeblich nach ihr Umschau hielt, fand sie Vacek in den oberen Partien seines Mittelneokoms bei Hohenems, sowie in gleicher Position östlich von Bezau bei der Alpe Stenn und nördlich von Schönebach im Hellbockstobel.

6. Aptien. Das typische Gestein dieser Stufe ist ein sehr tonarmer, spröder, dunkler und von weißen Kalzitadern regellos durchwachsender Kalkstein, dessen petrographischer Habitus nur geringen Schwankungen unterliegt. Diese äußern sich hauptsächlich darin, daß die Struktur des Gesteines bald ganz dicht, bald feinkörnig-kristallinisch, häufig auch oolithisch ist. Gelegentlich tritt in den höchsten Lagen kleinbrecciöse Beschaffenheit auf, ohne jedoch auf die Festigkeit des Gesteins Einfluß zu haben. Auch Glaukonit kann in diesen Lagen, in geringer Menge beobachtet werden; als kleine schwarze Pünktchen hebt er sich von der lichten Oberfläche ab und ist mit bloßem Auge leicht zu erkennen. Die Gesteinsfarbe erfährt durch ihn sonst keine Veränderung. Wo diese reinen, harten Kalkbänke mit flacher Lage oder nur schwacher Neigung den Berghang begleiten, hat die chemische Erosion tiefe „Karren“ oder „Schratten“ in den Fels genagt. Weitaus am großartigsten tritt uns die Erscheinung der Schrattenbildung am Gottesackerplateau entgegen. Die Wege von Riezlern und von Schönebach auf den Hohen Ifen führen an seinem westlichen Rande entlang und zeigen dem Wanderer das sich ostwärts bis in weite Ferne erstreckende und von tiefen Klüften wild zerrissene öde Felsenhochland des „Schrattenkalks“, das von der Bevölkerung wohl nicht treffender als wie mit einem Gottesacker verglichen werden könnte.¹⁶⁾ Von der Richtung, in der die Schratten den Kalk durchziehen, ist zu sagen, daß die west-nordwest-ostsüdöstliche Richtung besonders häufig zu beobachten ist, worauf schon Eckert hingewiesen hat. Diese Erscheinung ist aus dem Grunde interessant, weil sie auf einen starken Druck aus Südsüdwesten schließen läßt. Ich mache

¹⁶⁾ Wer sich mit dem Phänomen der Schrattenbildung, besonders den verschiedenen Schrattenformen eingehender befassen will, sei auf die im Literaturverzeichnis angegebene Arbeit von Eckert verwiesen.

hierauf besonders aufmerksam, da ich in späterer Stelle (S. 599) über eine andere Druckerscheinung zu berichten habe, die auf die gleiche Druckrichtung schließen läßt. Wohl eine der charakteristischsten Eigentümlichkeiten des Schrattenkalkes ist die lichtgraue bis fast weißliche Farbe, mit der seine Oberfläche anwittert. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 100 m. Schichtung zeigt er in sehr verschieden hohem Maße. Dieselbe ist deutlich, wenn die Kalkbänke durch meist dünne tonige oder mergelige Zwischenlagen voneinander getrennt werden; fehlen diese, so ragt der Schrattenkalk in prallen formlosen Felswänden auf, die von einer Schichtung keine Spur erkennen lassen.

Viele Bänke des Schrattenkalks zeichnen sich durch großen Fossilreichtum aus. Dennoch ist es wegen der Härte und Sprödigkeit des Gesteins schwer, in ihnen eine paläontologische Ausbeute zu erzielen. Was der Hammer vom Felsen wegzuhauen vermag, läßt im frischen Bruch selten eine Schalenfläche, wohl aber eine Menge von Schalenquerschnitten erkennen. Während man in den fossilreichen Bänken der tieferen Schrattenkalklagen eine Menge kleiner Brachiopoden, Lammellibranchiaten und Gastropoden findet, die bei den genannten Schwierigkeiten schwer zu bestimmen sind, trifft man in den obersten stets sehr massig entwickelten Lagen eine Fauna, deren Charakter durch das Vorherrschen von Korallen und Riffbewohnern ein sehr selbständiges Gepräge trägt. Der Charakter dieser Fauna ist überdies ein ungemein einheitlicher, was darauf beruht, daß nur wenige Arten existieren, diese aber in weiter Verbreitung und großer Individuenzahl auftreten. Die häufigste und auch bekannteste Art ist *Requienia ammonia* Goldf. *Requienia gryphoides* d'Orb., die Richthofen ebenfalls als eine der gewöhnlichsten Arten des vorarlbergischen Schrattenkalks nennt, konnte ich nur selten erkennen. Dagegen fand ich in ziemlich großer Zahl *Sphaerulites Blumenbachi* Studer. Außer diesen drei Arten konnte ich nur noch *Janira euryotis* Pict. et Camp. bestimmen, von der ich ein gut erhaltenes Exemplar besitze. Bei genauer Betrachtung der obersten fossilreichen Kalkbänke erblickt man in diesen sehr häufig eine kleine stockbildende Koralle, die die Gesteinsoberfläche mit einer feinen Sternzeichnung rasenförmig verziert; ich halte sie für *Cyathophora*. Meist sind nur die kleinen Sterne

der Septen von der Verwitterung herausmodelliert worden; die die Zwischenräume ausfüllenden Kostalsepten, sowie die zahlreich vorhandenen Querblättchen und Böden treten gewöhnlich erst dann schärfer hervor, wenn man das Gestein nach zwei Richtungen anschleift. Die geschilderte Fauna, bestehend vorwiegend aus Korallen und den riffbewohnenden Chamiden und Rudisten, beweist, daß die oberen Lagen des Schrattenkalkes zweifellos ein koralligenes Gebilde sind. Seinen tieferen Lagen hingegen, die den Charakter gewöhnlicher Sedimentbildung tragen, kann die Entstehung durch Riffbildung nicht zugesprochen werden. *Orbitolina lenticularis* Lam., unsere Leitform des Aptien habe ich im Schrattenkalk nur im Bühlsteinbruch bei Bezau, von wo sie Vacek aus den unmittelbar unter dem Gault liegenden Schichten schon erwähnt, beobachtet. Schön sind die Exemplare dort allerdings nicht erhalten. Am Hohen Ifen, von wo sie Eckert erwähnt, habe ich sie zwar nicht gefunden, aber auch nicht lange nach ihr gesucht.

Bisher wurde der Schrattenkalk nur als ein petrographisches Glied des Aptien, wenn auch als sein wichtigstes betrachtet. Diesem kommt er aber auch in der Bedeutung einer Stufe gleich, wenn man davon absieht, daß es in der Vorarlberger Kreide nur einige kleinere Bezirke gibt, in denen er nicht als einziger Vertreter des Aptien auftritt. Ich konnte in meinem Gebiet nur einen einzigen solchen Bezirk finden, wo der Schrattenkalk dem Aptien nur angehört ohne ihn ganz zu vertreten. Die Umrandung dieses Bezirkes wird in der Karte von den Namen Mellau, Hochvorsäß, Klaus, Wasserfall, Gopfberg bezeichnet. In ihm wird der Schrattenkalk von tonreichen Mergelschiefern die dem Aptien zuzurechnen sind, sowohl unterwie überlagert. Ueber das Vorkommen von Mergeln mit *Orbitolina lenticularis* Lam. im Liegenden des Schrattenkalks wurde bereits im vorigen Abschnitt berichtet. Die Stelle liegt am Wasserfall bei Klaus, also am Rande des soeben näher bezeichneten Bezirkes. In diesem wird aber auch das Hangende des Schrattenkalkes von einem dunkelfarbigem Ton- und Mergelschieferkomplex eingenommen, der zwar keine Orbitolinen führt, nach Lage und Charakter aber unbedingt dem Aptien, in welchem er eine lokale Mergelfazies darstellt, zugestellt werden muß. Diese zwischen Schrattenkalk und Gault gelegenen Mergelschichten besitzen gegenüber Klaus auf der rechten

Flußseite, wo die Schichten im Achebett gut aufgeschlossen sind, eine Mächtigkeit von 8 bis 10 m; sie wechsellagern hier mit einigen härteren schrattenkalkähnlichen Bänken. Gegenüber Mellau auf dem Wege nach Hochvorsäß, wo ihnen keine Kalkbänke zwischengeschaltet sind, erreichen sie eine Mächtigkeit von ca. 30 m. Man begegnet ihnen zweimal, da man beide Schenkel einer nach Norden übergelegten Mulde quert. Auch am Gipfel des Gopfberges liegen dünnsschichtige Mergelschiefer, die mit denen von Mellau Aussehen und Mächtigkeit gemein haben, auf flach unter ihnen durchziehendem Schrattenkalk.

Die von mir im untersuchten Gebiet gemachten Beobachtungen über Fazieserscheinungen im Aptien lassen sich nun folgendermaßen kurz zusammenfassen: Bis auf ein kleines Gebiet nördlich von Mellau wird überall die Stufe in voller Mächtigkeit vom Schrattenkalk vertreten, das heißt von einem reinen harten Kalk, dessen Bänken stellenweise und nur in untergeordnetem Maße dünne tonige Lamellen zwischengelagert sind. Nördlich von Mellau wird der Schrattenkalk zum Teil von Ton- und Mergelschiefen verdrängt; hier läßt sich die Aptienstufe in drei Glieder zerlegen: ein mittleres Glied, das aus Schrattenkalk besteht, und ein unteres und ein oberes Glied, die beide von tonreichen Schiefen eingenommen werden.

Man könnte gegen meine Deutungsweise, die im Mellauer Bezirk zwischen Gault und Schrattenkalk gelegenen Mergelschiefer als tonige Fazies des letzteren aufzufassen, Einspruch erheben und zur Erklärung der Verhältnisse die Transgression des Albien (Gault) über das Aptien, von der im nächsten Kapitel ausführlicher die Rede sein wird, herbeiziehen. Man könnte behaupten, daß die Mergelschiefer des oberen Aptien ursprünglich im ganzen Kreidebezirk oder wenigstens in einem größeren Bezirk als wie dem bei Mellau abgelagert, während der darauffolgenden kurzen Festlandperiode aber größtenteils wieder denudiert worden seien. Gegen diese Auffassungsweise spricht jedoch der Umstand, daß gerade in dem Mellauer Bezirk, wo die Aptienmergel herrschen, der Schrattenkalk seine Mindestmächtigkeit von 30 m erreicht, die sonst in unserem Gebiet nirgends unter 50 m sinkt. Die Mergel haben sich also bei Mellau auf Kosten des Kalkes gebildet. Für die Annahme einer Faziesbildung spricht noch weiter der Umstand, daß zwischen den Orten Mellau und Reute einerseits reiner Mergel,

andererseits reiner Kalkfazies, bei Klaus, also genau Mitte Wegs beiderlei Fazies in Wechsellagerung herrschen. Wiewohl sich somit nach meiner Vorstellung die absonderliche Schichtenfolge des Aptien bei Mellau als rein lokale Fazieserscheinung erweist, so soll deshalb doch nicht behauptet werden, daß die vorgenannte Transgression des Albien über das Aptien bei uns überhaupt nicht in die Erscheinung getreten sei. In welcher Gestalt sie dies möglicherweise getan hat, wird der nächste Abschnitt berichten.

Die Verbreitung des Schrattenkalks, bzw. Aptien, im untersuchten Gebiet beschränkt sich auf das nördlich und östlich der Jurainsel gelegene Gebirge. Im Westen der Insel tritt die Stufe nicht auf, da dort ältere Kreideschichten bis an den Kartenrand reichen; im Süden derselben fehlt sie infolge einer tektonischen Störung, von der im tektonischen Teil noch viel die Rede sein wird.

Ueber Vaceks Ansicht, der das Fehlen des Schrattenkalks im Süden der Jurainsel auf einen Fazieswechsel zurückführt, wurde bereits an früheren Stellen wiederholt berichtet. Ich begnüge mich daher damit, auf das in dieser Arbeit S. 500 bis 504 Gesagte zu verweisen.

Von der Verbreitung des Schrattenkalks gewinnt man das klarste Bild, wenn man die geologische Uebersichtskarte (Taf. XVI) betrachtet, in der bei einer Dreiteilung der ganzen Kreideformation die Farbe des mittleren Teiles ausschließlich den Schrattenkalk darstellt.

Dem kartierenden Geologen bereitet wohl kein Horizont so wenig Schwierigkeiten als wie der Schrattenkalk. Er ist die weiße, in der Sonne grell leuchtende Felswand, die zwischen den gelben, tonreichen Mergelschiefeln der Barrêmostufe und dem schmalen dunklen Bande der nun zu besprechenden Grünsandsteine des Albien oder Gault liegt.

7. Albien (Gault). Das petrographisch auffälligste Gestein des Albien oder Gault ist ein durch viel Glaukonit dunkelgrün gefärbter Sandstein, weshalb die Stufe auch wohl Gaultgrünsandstein genannt wird. Der Name „Gault“ ist der üblichste und soll im folgenden beibehalten werden. In Vorarlberg besitzt neben dem dunkelgrünen Sandstein ein sehr heller, stellenweise sogar bis fast marmorweißer, weil äußerst glaukonit-ärmer Sandstein weiteste Verbreitung. Der Unterschied

zwischen beiden Gesteinsarten ist auch dort, wo der helle Sandstein nicht in seiner hellsten Farbe leuchtet, stets ein so großer, daß G ü m h e l diesen als „Riffsandstein“ dem „Grünsandstein“ gegenübergestellt hat. Nach seinem Vorkommen oder Fehlen unterscheide ich in unserem Gebiet zwei Bezirke des Gault. Der eine, der weitaus kleinere, ist der nördliche; zu ihm gehören die großen Gaultflächen zwischen Reute und Bizau. Der andere, der südliche, greift bogenförmig um ersteren herum und enthält die übrigen Vorkommen der Stufe. Ich beginne mit der Beschreibung des nördlichen Bezirkes.

Da der Gault auf der Nordseite des Bizauer Baches mit mäßiger Steilheit den Berghang begleitet, so daß seine Schichten auf diesem meist mit großen Flächen austreichen, gewinnt man hier nur dadurch Einblick in die Gesamtheit der Schichtenfolge, daß man mehrere Aufschlüsse zu einem Profil vereinigt. Um die Beschreibung dieses Profils übersichtlich zu gestalten, was bei den genannten ungünstigen Aufschlußverhältnissen nicht möglich wäre, will ich ein Gaultvorkommen aus der Umgebung von Bezau in den Kreis meiner Betrachtungen ziehen, das vom Reute-Bizzauer-Faziesbezirk 1.5 km entfernt ist und nach seinem Charakter zu diesem gehört. Der Aufschluß ist einer der schönsten, die ich aus dem Gault des Bregenzerwaldes kenne und zeigt die Stufe in ganzer Mächtigkeit und ungestörter Lagerung. Er entstand beim Bau der Bregenzerwaldbahn und liegt westlich von Bezau unmittelbar an der Bahnlinie und gleich hinter der Eisenbahnbrücke über die Ach. Das tiefste Glied des in Fig. 4 abgebildeten Profils ist der typische, dunkle Gaultgrünsandstein, der den Schrätkalk unmittelbar überlagert. Sein Habitus schwankt zwischen einem sandigen Kalk- und einem kalkigen Sandstein, indem bald die kalkige Grundmasse, bald die von ihr eingeschlossenen sandigen Bestandteile überwiegen. Das Gestein ist reich an Eisen- und Manganverbindungen, wodurch seine grüne Farbe oft von einem dünnen rostigen Belag oder einem bläulich-schwarzen Glanz überdeckt wird. Seine Mächtigkeit beträgt ungefähr 2 m, was im Vergleich zu anderen Aufschlüssen als wenig gilt. Darüber liegt eine $\frac{1}{2}$ m dicke Breccienbank mit äußerst charakteristischem Aussehen. Ihre Brocken bestehen aus Fossil- und scharfkantigen Gesteinstrümmern, die sich mit fast schwarzgrüner Farbe aus einem lichterem Zement

deutlich abheben. Wo die Verwitterung langsam arbeiten kann, und wo kein fließendes Wasser den entstandenen Grus gleich fortschwemmt, lohnt es sich stets, in dieser Schicht nach Fossilien zu suchen. Als mineralogischen Nebenbestandteil findet man in ihr häufig kleine Pyritkristalle. Die Breccie wird überlagert von einem glaukonitreichen Kieselkalk, der nach oben allmählich in eine Knollenschicht übergeht. Ersterer

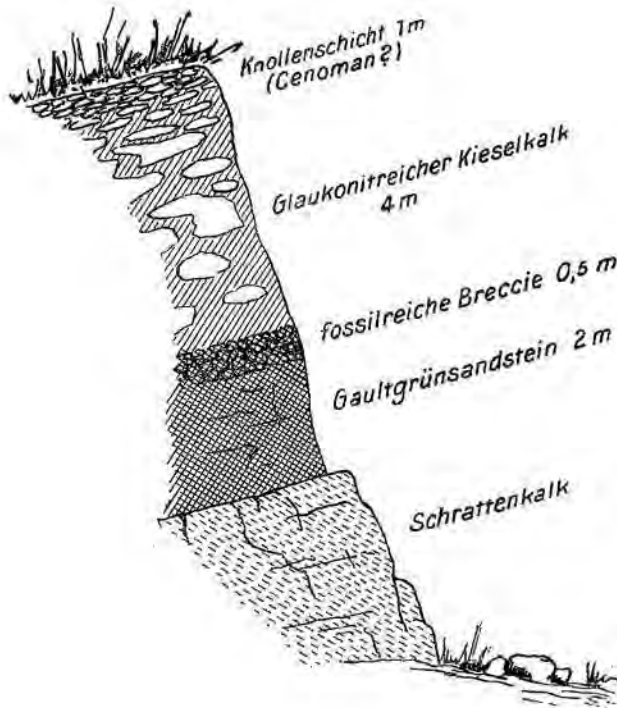


Fig. 4.

hat ungefähr 4 m, letztere ungefähr 1 m Mächtigkeit. In beiden Gesteinen fällt die eigentümliche Verteilung des Glaukonitgehaltes auf. Dieser gibt der Grundmasse des Kieselkalks eine intensive, aber doch nicht ganz dunkelgrüne Farbe, während er in großen linsenförmigen Partien so stark zurücktritt, oder ganz fehlt, daß diese mit lichtgrauer Farbe aus der dunkleren Grundmasse herausleuchten. Zwischen den oft kopfgroßen oder zu langen Ellipsen ausgezogenen Linsen und der Grundmasse besteht eine 1 bis 2 cm breite Uebergangszone. Nach

oben hin nehmen die grauen Partien auf Kosten der grünen immer mehr zu und werden kalkreicher, bzw. kieselärmer. Indem sich nun der Glaukonit nach oben auf immer schmalere, wellig-streifenförmige Partien beschränkt, sich auf diesen aber dafür um so stärker ansammelt, entsteht nach und nach die charakteristische Knollenstruktur der obersten Lage, bei der die hellgrauen, linsenförmigen dichten Kalkknollen von schmalen, nun scharf konturierten dunkelgrünen Glaukonitstreifen schlierenförmig durchzogen werden, was dem Gestein ein marmorartiges Aussehen gibt. In Fig. 4 habe ich so gut es ging, versucht, den petrographischen Charakter der vier beschriebenen Gaultglieder, von denen die beiden obersten durch Uebergänge verbunden sind, zum Ausdruck zu bringen. Die gleichen Glieder in der gleichen Reihenfolge wie am Eisenbahnaufschluß bei Bezau erkennt man am Gehänge zwischen Reute und Bizau wieder, so daß ich auf das Gaultvorkommen dort nicht näher einzugehen brauche. Es sei nur erwähnt, daß der Gaultgrünsandstein bei der Kapelle und dem Gasthaus zum Engel in Reute in einem Steinbruche gut aufgeschlossen ist, während die oberste Knollenschicht beim Bad Reute an der Straße ansteht. Die interessante Fossilbreccie findet man am Waldrand, der etwas oberhalb der Straße verläuft, sowie im Walde selbst, an vielen Stellen zutage liegen.

Meine paläontologische Ausbeute aus dem Gault ist die folgende:

1. *Hoplites interruptus* Brug.
2. *Desmoceras Mayorianum* d'Orb.
3. *Nautilus* cf. *Bouchardianus* d'Orb.
4. *Anisoceras alternatus* Mantell. (Pict. et. Camp.)
5. *Hamites Moreanus* Buvig.
6. *Hamites* sp.
7. *Holaster laevis* Agass.
8. *Trochus Gessneri* Pict. et Camp.
9. *Trochus Gillieron* Pict. et Camp.
10. *Solarium Hugianum* Pict. et Roux.
11. *Solarium conoideum* Sow.
12. *Cinulia (Avellana) alpina* Pict. et Camp.
13. *Nerinea* sp.
14. *Terebratulula Dutempleana (biplicata)* d'Orb.
15. *Terebratulula depressa* Lam.

16. *Terebratula globus* Pict.
17. *Terebratula russilensis* de Lor.
18. *Terebratula* cf. *Moreana* d'Orb.
19. *Rhynchonella Gibbsiana* Sow.
20. *Inoceramus concentricus* Park.
21. *Inoceramus Salomoni* d'Orb.
22. *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux.
23. *Exogyra columba* Lam.
24. Belemniten.
25. Pflanzenreste.

Sämtliche Formen bis auf 2 und 7 stammen aus der fossilreichen Breccienbank teils von Reute und Bizau, teils von Bezau. *Inoceramus concentricus* Park. zeichnet sich durch zahlreiches Auftreten und verhältnismäßig guten Erhaltungszustand aus. Oft findet man von ihm mehrere Tiere in einem kleinen Handstück beisammen. *Desmoceras Mayorianum* d'Orb. und *Holaster laevis* Agass. fand ich im tieferen Grünsandstein bei Bezau. Bei Bizau kommen in diesem zahlreiche Belemniten vor, die in weißen Kalzit umgewandelt sind und sich von der dunklen Grundmasse scharf abheben. In den über der Breccienbank liegenden Schichten habe ich keine Fossilien gefunden.

Begeben wir uns nun in das Faziesgebiet des Gault, in dem G ü m b e l s „Riffsandstein“ entwickelt ist. G ü m b e l beschreibt denselben folgendermaßen: „Ein quarzreicher, hellfarbig gelblich-weißer, selten durch grüne Körnchen lichtgrün gefärbter oder grauer Sandstein ohne kalkiges oder mit nur schwach kalkigem Bindemittel. Das Gestein ist sehr fest und widersteht der Verwitterung trotzig, daher häufig die Schrackenkalkmauer zu oberst mit schroffen Zacken dieses riffbildenden Sandsteines gekrönt sind. Er scheint versteinungsleer zu sein.“ G ü m b e l s Beschreibung trifft für den glaukonitarmen Sandstein unseres Gebietes, wenn man sie genau nimmt, nicht überall zu. Er ist hier gewöhnlich so stark eisenhaltig, daß er bis tief unter seine Oberfläche eine braune Rostfarbe zeigt. Dadurch schreitet naturgemäß auch die Verwitterung auf ihm schneller vorwärts, was zur Folge hat, daß die riffartige Klippenbildung aussetzt und statt ihrer Weideboden herrscht. Abgesehen davon, daß also die Bezeichnung „Riffsandstein“ bei uns vielfach gar nicht sinngemäß ist, halte ich dieselbe

auch deshalb für unzweckmäßig, weil man bei ihr zu leicht in genetischem Sinne an einen Zusammenhang mit einem Riff denkt; dies um so mehr, als die den Gault benachbarten Bänke des Schrattenkalks, wie im vorigen Kapitel gesagt wurde, eine echte Riffbildung darstellen. Ich bezeichne deshalb den glaukonitarmen Sandstein, da in ihm der Quarzgehalt weitaus vorherrscht, als „Quarzsandstein“ und stelle ihm den „Grünsandstein“, in welchem Glaukonitgehalt vorherrscht, gegenüber. In welchem stratigraphischen Verhältnis stehen nun diese beiden dominierenden Gaultgesteine zu einander?

Ich gehe von G ü m b e l s Beobachtungen in der Breitachklamm aus und wiederhole die von ihm genannte Schichtenfolge, von der ich mich am oberen Eingang zur Klamm überzeugte. Es liegen von unten nach oben aufeinander:

- a) Schrattenkalk mit Oolithstruktur.
- b) dunkelfarbiger, fast kristallinisch-körniger Kalk, zuweilen mit grünen Körnchen und zahlreichen Orbituliten,
- c) Riffsandstein, lichtgelb mit wenigen grünen Körnchen,
- d) Hauptmasse des Gaultgrünsandsteins,
- e) dunkelgrüner, bröcklicher Grünsandstein mit Hornsteinknollen und Schwefelkiesputzen,
- cw) flaserig-knolliger Seewenkalk,
- cm) Seewenmergel.

Das tiefste Glied des Gault ist also der Riffsandstein, der vom Grünsandstein überlagert wird. Dieses Lageverhältnis der beiden Gesteine zueinander hat G ü m b e l nicht nur in der Breitachklamm, sondern auch an anderen Orten beobachtet und gibt dasselbe als allgemein gültig an. Den dunkelgrünen, bröckligen Grünsandstein an der Grenze von Gault und Seewenschichten, den ich am Eingang zur Schlucht mit nur $\frac{1}{4}$ m Dicke gemessen habe, gleicht in hohem Maße der Breccienbank im Eisenbahnaufschluß bei Bezau. Er besteht wie diese vorwiegend aus Gesteins- und Fossiltrümmern. Während jedoch die Breccie bei Bezau mitten im Gault steckt, bildet sie in der Breitachklamm dessen oberste Lage.

Von der Klamm aus führt ein neu angelegter Fußweg der Breitach entlang nach Riezlern. Wer diesen und nicht die Fahrstraße benützt, erreicht kurz vor der Mündung des Schmiedbaches, der sich bei Riezlern mit der Breitach vereinigt, eine kleine Klamm, bestehend aus Schrattenkalk und

Gault (siehe Fig. 6, S. 586). Seewenschichten trifft man infolge einer tektonischen Störung, von der später noch die Rede sein wird, keine an. Man gelangt daher von Flysch unmittelbar in Gault und Schrätkalk und von diesem wieder umgekehrt in Gault und Flysch. Dieses zweite, also im Flußlauf obere Gaultvorkommen, ist das besser aufgeschlossene und läßt wiederum die Zweiteilung des Gault in Grünsand und Quarzsand vorzüglich erkennen. Hier wird aber auf einmal der Schrätkalk vom Grünsand und dieser vom Quarzsand überlagert; es herrscht also zwischen diesen beiden Gesteinsarten genau das umgekehrte Lagerungsverhältnis als wie in der Breitachklamm. Dazu ist zu bemerken, daß die vorhin erwähnte tektonische Störung nicht etwa derart eingegriffen haben könnte, daß durch sie die Schichtenfolge des Gault in verkehrte Lage geraten sei. Der Kontakt zwischen Schrätkalk und Gault läßt erkennen, daß hier von einem tektonischen Eingriff nicht die Rede sein kann. Von einer Breccienbank habe ich in der Klamm bei Riezlern nichts gesehen. Die beiden vorhin genannten Gesteinsarten vertreten also ausschließlich den Gault.

Das Gaultvorkommen bei Riezlern ist gleichzeitig der typische Repräsentant unserer zweiten südlichen Gaultfazies. Als besten und bequem zugänglichen Aufschluß für diese nenne ich in unserem Gebiet das Schrätkalk-Gaultvorkommen gegenüber von Klaus bei der Brücke 670 auf der östlichen Acheseite. Der Aufschluß wurde bereits bei der Schilderung der Aptienstufe erwähnt, und zwar anlässlich der Beschreibung der Aptienmergel, die dort den Schrätkalk vom Gault trennen. Es lehnt sich an die 8 bis 10 m mächtigen Mergelschiefer 4 m mächtiger Grünsandstein, an diesen 10 bis 12 m mächtiger Quarzsandstein. Alle Schichten fallen steil nach Süden und zeigen volle Konkordanz. Wo immer ich im südlichen Faziesbezirk beide Gesteinsarten gleichzeitig aufgeschlossen fand, stets nahm der Grünsandstein, eine tiefe, der Quarzsandstein eine hohe Lage ein. Lokale Bezirke, in denen nur eines der beiden Gesteine auftritt, sind zwar nicht selten, was besonders vom Quarzsandstein gilt, doch ist es mir nicht gelungen, eine bestimmte Anordnung dieser sekundären Faziesbezirke zu erkennen. Stets zeichnet sich der Quarzsandstein durch völlige Versteinerungslosigkeit aus. Im tieferen Grünsandstein trifft man ab und zu Nester von Belemniten und Terebrateln.

Das über die Gaultstratigraphie unseres Gebietes bisher Gesagte läßt sich folgendarmaßen kurz zusammenfassen: Ueberall nimmt der typische Grünsandstein die tiefste Lage ein. In einem nördlichen Bezirk, dem die Ortschaften Bezau, Reute und Bizau angehören, wird der Grünsandstein von einer Fossilbreccie, einem glaukonitischen Kieselkalk und einer Knollenschicht überlagert. In einem südlichen Bezirk, dem die übrigen Gaultvorkommen angehören, wird er dagegen von einem Quarzsandstein überlagert. Ob dieser Quarzsandstein des südlichen Bezirkes die drei höheren Glieder des nördlichen Bezirkes genau vertritt, läßt sich wegen der schwankenden Mächtigkeit der Glieder und ihrer Versteinerungslosigkeit nicht bestimmen. Ein zweiter großer Fazieswechsel herrscht im Osten des Gebietes zwischen Riezlern, wo der Quarzsand den Grünsand überlagert und der Breitachklamm, wo umgekehrt der Grünsand auf dem Quarzsand liegt. Eine der auffälligsten stratigraphischen Eigentümlichkeiten des Gault ist die Schnelligkeit, mit der er von Ort zu Ort seine Fazies wechselt.

Die Grenzfläche zwischen Schrattenkalk und Gault zeigt in Vorarlberg wie in der benachbarten Schweiz vielfach eine Beschaffenheit, die auf eine vorübergehende Unterbrechung der Sedimentbildung und Trockenlegung des Meeresbodens schließen läßt. Karrenförmige Vertiefungen im Schrattenkalk an dessen oberer Grenze, die vom Grünsand des Gault ausgefüllt sind, sowie andere Erscheinungen haben zu der Annahme einer Transgression, oder wie Arnold Heim zutreffender sagt, einer Diskontinuität zwischen Schrattenkalk und Gault geführt. Heim hat nun die Frage aufgeworfen: „Ist diese Auslaugung des Schrattenkalks eine echte Festland-Karrenerscheinung, oder kann eine derartige Auslaugung auch submarin entstanden sein?“ Er läßt die Frage unbeantwortet, da seine Beobachtungen teils im einen, teils im anderen Sinne sprechen. Für welche der von Heim genannten beiden Möglichkeiten müßte man sich nun entscheiden, oder gibt es eine dritte Erklärungsweise, will man nur diejenigen Beobachtungen in Betracht ziehen, die in unserem Gebiet zu machen sind, wenn man der Grenze von Gault und Schrattenkalk folgt?

In dem kleinen Faziesbezirk des Aptien zwischen Mellau und Klaus, wo diese Stufe zu oberst mit Mergelschiefern endigt, werden diese von den Sandsteinschichten des Gault vollkommen

konkordant überlagert. Von einer Unterbrechung der Sedimentbildung kann dort nicht die Rede sein. In den übrigen Bezirken, wo das Aptien ausschließlich von Schrattenkalk gebildet wird, ist meistens zu beobachten, daß dieser von einer ebenen Fläche begrenzt wird, auf der wiederum mit voller Konkordanz die Gaultschichten liegen. Also auch hier läßt sich keine Unterbrechung der Sedimentbildung, sondern nur ein plötzlicher Wechsel ihres Charakters nachweisen. Zeigt hingegen die Grenzfläche zwischen beiden Stufen eine unebene Gestalt, was sie in sehr verschieden hohem Maße tun kann, so neigt man unwillkürlich zu der Annahme, daß sich zwischen der Beendigung der Schrattenkalksedimentation und dem Beginn der Gaultsedimentation Erosionsvorgänge abgespielt haben, die bei Aussetzen der Sedimentbildung und Trockenlegung des Meeresbodens eine gewisse Zeitspanne in Anspruch nahmen. Ich beobachtete drei verschiedene Formen, in denen diese unebene Stufengrenze auftritt und bezeichne dieselben kurzerhand als „Wellenform“, „Taschenform“ und „Kluffform“. Bei der erstgenannten Form wird die Oberfläche des Schrattenkalks von seichten, meist regellos, seltener gleich gerichteten Furchen und dazwischenliegenden schwachen Erhöhungen wellig durchzogen. Da man bei dem Charakter des Gesteins nicht gut an „Wellenfurchen“ denken kann, gewinnt die Auffassungsweise, daß die seichten Furchen den Beginn einer Festland-Karrenbildung darstellen, an Möglichkeit. Die zweitgenannte „Taschenform“ ist schon vielfach besprochen worden. Es sind kleine taschenförmige, von Gaultmaterial ausgefüllte Vertiefungen im Schrattenkalk, die man entweder wie die vorige Erscheinung als Auslaugung deuten oder auch auf die Tätigkeit von Bohrmuscheln zurückführen kann. Die Taschen gehen selten tiefer wie 1 cm ins Gestein hinein und haben meist einen Durchmesser von ca. 2 cm. Besonders schön ist diese Erscheinung etwas außerhalb unseres Gebietes im Ache-tal bei Schwarzenberg nächst der Brücke zu sehen, von wo sie bereits Wepfer beschrieben hat. Als „kluffförmig“ bezeichne ich schließlich den Kontakt zwischen Schrattenkalk und Gault, wie ich ihn nur in dem Eisenbahnaufschluß bei Bezau beobachtete. Dort sieht man, daß auf schmalen Klüften und Rissen, die häufig nur Papierdicke haben, grüner Gaultsand $\frac{1}{4}$ bis sogar $\frac{1}{2}$ m tief in den Schrattenkalk eingedrungen

ist. Die Klüfte, die von der Kontaktfläche wegführen, sind nicht immer rechtwinklig, sondern auch schiefwinklig zu dieser gerichtet und verzweigen sich in der obersten Schrattenkalklage zu einem regellosen Kluftsystem. Einige Klüfte schwellen im Kalk zu kleinen Hohlräumen an, die ebenfalls von Grünsand ausgefüllt sind. Besonders hervorzuheben ist, daß von der Kontaktfläche aus nur schmale Klüfte und Risse, aber keine Schratten in die Tiefe des Kalkes führen. Wie ist nun diese Kontaktweise zwischen Schrattenkalk und Gault zu erklären? Zieht man wieder die auslaugende Tätigkeit des Wassers in Betracht, und nimmt man an, daß dasselbe auf den durch Druckwirkung erzeugten Klüften in das Gestein eingedrungen und dasselbe an den Kluftflächen angegriffen habe, ein Vorgang, der auch Faktor der Schrattenbildung ist, so muß zunächst festgestellt werden, daß dieser gleiche Vorgang unter der Annahme, daß er noch hätte fort dauern können, daß also die Grünsandbildung des Gault überhaupt nicht oder wenigstens erst später eingetreten sei, bei uns doch auf keinen Fall zu einer Schrattenbildung geführt haben würde. Das Kluftsystem ist derart regellos und nach allen Richtungen vielfach zerpalten, daß bei Fortdauer der Erosion das Gestein zweifellos zu einem scharfkantigen Trümmerwerk zerfallen wäre. Ganz abgesehen hievon dürfte das damalige Aushleiben einer typischen Schrattenbildung schon aus dem Grunde nicht verwundern, weil das unmittelbar nach seiner Bildung durch geringe Hebung trocken gelegte Gestein dem auflösenden Angriff des Wassers wahrscheinlich in anderer Weise Widerstand geleistet hätte als wie es dies in der jüngsten Zeit tut, nachdem es inzwischen nochmals während langer Dauer unter den Meeresspiegel geraten war und dann noch die gewaltige Aufrichtung der Alpen erlebte. Ich hebe diesen Umstand hervor, da ich auch dort, wo der Gault nicht nur in schmalen Klüften, sondern auch in breiten, tiefen Taschen in den Schrattenkalk eingedrungen ist,¹⁷⁾ nicht davon überzeugt bin, daß es sich um Schratten handelt, wie sie heutigen Tages im Schrattenkalk zu beobachten sind. Diesen bisher meist als Erosionsdiskordanz gedeuteten Unebenheiten an der Grenze zwischen Schrattenkalk und Gault widerspricht auch die in unserem

¹⁷⁾ Vgl. Fig. 4 in Arn. Heims Arbeit: Stratigr. d. autochthonen Kreide u. d. Eocäns am Kistenpaß.

Gebiet überall zu machende Beobachtung, daß die Schichten beider Stufen stets vollkommen parallel zueinander geneigt sind. Es ist dies eine auch in der benachbarten Schweiz weit verbreitete Erscheinung, die Burckhardt veranlaßte, die Bezeichnung „Paralleltransgression“ einzuführen.

Meine Beobachtungen an der Grenze zwischen Schrattenkalk und Gault lassen mich nun in hohem Maße vermuten, daß in unserem Gebiet keine Unterbrechung der Sedimentbildung erfolgt ist, und daß die Unebenheiten an der Stufengrenze submarine Bildungen sind. Gegen eine Unterbrechung der Sedimentbildung sprechen nicht nur der überall herrschende Parallelismus zwischen den Schichten beider Stufen und die meist zu beobachtende ebene Beschaffenheit der Schrattenkalkgrenze, sondern auch die eine wichtige Tatsache, daß dort, wo die Aptienstufe mit Mergeln endet, die Sedimentbildung bestimmt fortgedauert hat. Jedenfalls wäre mit einer Unterbrechung derselben entweder die ganz unwahrscheinliche Annahme verknüpft, daß bei einer Trockenlegung der Aptienmergel und -kalke die harten Kalke von der Verwitterung angegriffen wurden, während ihr die weichen Mergel widerstanden, oder die „Zufälligkeit“, daß nur die Kalke über den Meeresspiegel gehoben wurden. Was die nur gelegentlich auftretenden Unebenheiten an der Schrattenkalk-Gaultgrenze betrifft, die ich sämtlich für Erscheinungen halte, die unter dem Meeresspiegel eingetreten sind, so glaube ich nicht, daß sie ihre Entstehung einer submarinen Auslaugung verdanken, sondern Bewegungsvorgängen in der Erdrinde. Es kann nur als selbstverständlich angesehen werden, daß wenn in einem Meeresbezirk die Verhältnisse derart plötzlich umschlagen, daß auf Riffkalk- und Mergelbildungen unvermittelt glaukonitische Sandsteinbildungen folgen, dieser Sedimentwechsel an entsprechend heftig einsetzende und bedeutsame Niveauveränderungen des Meeresgrundes geknüpft ist. Ebenso scheint es mir nur naturgemäß zu sein, daß bei einer solch heftigen Bewegungserscheinung der Meeresboden seine ebenflächige Gestalt manchenorts einbüßt und bald von Klüften zerspalten wird, bald eine wellige Beschaffenheit annimmt.

Es bedarf noch der Besprechung, ob es berechtigt ist, die im Vorangegangenen beschriebenen und wie üblich als „Gault“ bezeichneten Grünsandbildungen dem Albien gleichzustellen.

Wegen der Versteinerungslosigkeit, die in den oberen Gaultschichten unseres Gebietes herrscht, kann auf rein paläontologischem Wege nicht entschieden werden, ob das über dem Albien liegende Cenomanien in ihnen schon enthalten ist oder erst mit den Seewenschichten beginnt. Jedoch lassen stratigraphische Vergleiche mit benachbarten Kreidegebieten die Vermutung als berechtigt erscheinen, daß das Cenoman in die Grünsandbildung hinabgreift. Aus dem östlich angrenzenden bayrischen Kreidebezirk berichtet G ü m b e l von zahlreichen Tiereinschlüssen, unter denen er neben *Ammonites (Desmoceras) Beudanti* Brong., *Turrilites Bergeri* Brong., eine Leitform des Cenoman hervorhebt (S. 530). Die von ihm gefundenen Exemplare stammen vermutlich aus der fossilreichen Bank, die in der Breitachklamm das höchste Glied der Grünsandbildungen darstellt, und die er als „dunkelgrünen, bröcklichen Grünsandstein“ bezeichnet. Die berechtigte Annahme, daß wie dort auch in unserem Gebiet die Grenze zwischen Cenoman und Albien innerhalb der Grünsandbildungen liegt, findet eine Bestätigung, wenn man die obersten Schichten petrographisch mit denen der nordöstlichen Schweiz vergleicht. Im Säntis nimmt eine von *Turrilites Bergeri* Brong. reich erfüllte Schicht die höchste Lage unter den Grünsandbildungen ein. Das Gestein besteht aus Kalkknollen, die von grünsandigen Schlieren durchzogen werden. Da auch in unserem Gebiet in der nördlichen Gaultfazies die höchste Gaultlage von einem Gestein eingenommen wird, welches das gleiche charakteristische Aussehen hat wie die „Turriliten-“ oder „Bergerischicht“ des Säntis, ist es berechtigt anzunehmen, daß sie wie diese, cenomanes Alter hat. Die Grenze zwischen Cenomanien und Albien liegt also in unserer nördlichen Gaultfazies vermutlich an der Basis jener knolligen Schicht. Wo die Grenze in unserer südlichen Gaultfazies liegt, wird sich bei der Versteinerungslosigkeit der mächtig und einförmig entwickelten Quarzsandsteine wohl nie ergeben. Sie dürfte aber auch dort von der Basis der Seewenschichten nicht weit entfernt sein.

8. Seewenschichten (Cenoman, Turon, Senon). Die jüngsten Ablagerungen der Kreideformation sind die Seewenschichten, benannt nach der Ortschaft Seewen bei Schwyz in der nordöstlichen Schweiz. Sie vertreten die obere Kreide, also Cenoman, Turon und Senon.

Es herrschen nur zwei Gesteinsarten, die nach Lage und Charakter eine scharfe, wenn auch nach Mächtigkeit sehr ungleiche Zweiteilung gestatten. Ein hellgrauer, ungemein dichter Kalkstein, der wie der Schrattenkalk oft von tiefen Karren durchfurcht ist, sich aber von diesem im frischen Bruch durch seine lichtgelbe Farbe und die feinsplitterige Beschaffenheit der Bruchfläche unterscheidet, nimmt die tiefste Lage ein.¹⁸⁾ Wird er von schwärzlich glänzenden Tonhäuten flaserig durchzogen, was ihm ein etwas knolliges Aussehen gibt, so gleicht er vollkommen dem bei Seewen, im Säntis und in den Churfürsten vorkommenden Seewenkalk. In unserem Gebiet zeichnet sich jedoch der Kalkstein nicht oft durch die zuletzt genannte Eigentümlichkeit aus, ein Verhalten, auf das schon Vacek hingewiesen hat. Die Mächtigkeit des Kalks schwankt zwischen 0 und 20 m; gewöhnlich beträgt sie 5 bis 10 m. Wo höhere Maße zu beobachten sind, scheinen diese auf tektonische Weise erklärt werden zu müssen.

Die andere Gesteinsart, die im Hangenden des Kalkes auftritt, stellt ein ca. 150 m mächtiges System von Mergelschiefern dar. Der petrographische Charakter dieses Gliedes ist in der ganzen Folge sehr gleichmäßig, da in allen Lagen dünne Schichtung, hoher Tongehalt und eine ganz charakteristisch lichtgelbe, etwas ins graue gehende Anwitterungsfarbe der Gesteinsoberfläche zu beobachten ist. Die auffälligste Variation besteht darin, daß einige Lagen infolge sandiger Beimengungen rauhe Beschaffenheit haben, während sich sonst die übrige Schiefermasse durch große Feinheit der Substanz auszeichnet und sich daher sehr weich und glatt anfühlt.

Nach Richthofen und Vacek sind die dickbankigen Kalke mit den dünnschiefrigen Mergeln durch Uebergänge verbunden. Mergelige Kalkbänke, welche diesen Uebergang vermitteln und denen Richthofen in Vorarlberg die Stellung eines mittleren Seewengliedes einräumt, habe ich nur selten und in sehr geringer Mächtigkeit beobachtet. Ich bleibe daher bei der zu Anfang genannten Zweiteilung.

Rote Seewenschichten fand ich wiederholt nahe der Grenze der beiden beschriebenen Gesteinsarten und zwar häufiger in den Kalken als in den Mergeln. Die Farbe wechselt zwischen

¹⁸⁾ Ueber einen lichtgrauen Kalk des Valangien, der dem Seewenkalk lokal sehr ähnlich ist, wurde an früherer Stelle schon berichtet.

einem blassen und einem kräftigen Rosa; gelegentlich ist das Gestein auch nur rötlich marmoriert. Da sich das Vorkommen dieser roten Fazies auf kleine linsenförmige Partien beschränkt, und da überdies die Stufe stark bewachsen ist, gehört zu ihrem Auffinden immerhin ein gut beobachtendes Auge.

Fossilien makroskopischer Größe gehören in den Seewenschichten zu den Seltenheiten. Hin und wieder erkennt man in den harten Kalken Querschnitte dicker *Inoceramus*-Schalen mit Prismenstruktur. Zwei Schalen, die anscheinend *Inoceramus Cripsi* Mant. angehören, fand ich in den Mergelschiefern; doch konnte ich nicht entscheiden, ob sie aus deren höheren oder tieferen Lagen stammen, da die sie enthaltenden Schichten bei der Hinterargenalpe südlich der Jurainsel ein stark gestörtes Gepräge tragen. Die etwas dickere Beschaffenheit der Schiefer-schichten läßt jedoch die Vermutung zu, daß es sich hier um *Richt Hofens* mittleres Seewenglied handelt, in welchem die genannte *Inoceramus*-art eine charakteristische Erscheinung sein soll. Seewenfossilien wie sie *Wepfer* in beträchtlicher Zahl aus der Umgebung von *Andelsbuch* nennt, oder eine *Senon-fauna*, wie sie *Böhm* und *Heim* aus den östlichen Schweizeralpen schildern, fand ich nirgends auch nicht einmal angedeutet.

Fleckenartige Gebilde, die schon *Richt Hofen* für Algen hielt, und die auch wohl von solchen herrühren, kommen in allen Schichten vor. An Schärfe der Zeichnung sind sie jedoch mit den schönen *Flyschfucoiden* nicht zu vergleichen. Am häufigsten sind 3—5 mm starke und dichotom verzweigte Aeste, die sich als *Phycopsis affinis* Sternb. bestimmen lassen.

Auf dem von größeren Tiergattungen nur schwach bevölkerten Meeresboden der jüngsten Kreidezeit herrschte aber dennoch reges Leben. Ein Blick durch Mikroskop und Dünnschliff läßt in der Mehrzahl der Gesteine eine Fülle verschiedener Foraminiferen erkennen, wie sie die aller übrigen Kreidegesteine weit übertrifft. Durchschnittlich am fossilreichsten scheinen die hellgrauen Kalke und die rosagefärbten Kalke und Mergel zu sein; in ihnen bestimmte ich die Genera *Miliola*, *Textularia*, *Orbulina*, *Globigerina* und *Rotalia*. Unter diesen fällt in einem der grauen Kalke die einkammerige *Orbulina* durch besonders häufiges Auftreten auf. Von den übrigen ist *Textularia* die gewöhnlichste. Aber auch die große Masse lichtgelber Mergelschiefer zeichnet sich häufig durch großen

Foraminiferenreichtum aus. Von den unzählig vielen kleinen, kaum nadelstichgroßen schwarzen Pünktchen, die man mit bloßem Auge auf hell gebleichten Schieferschichten erkennen kann, erweisen sich die meisten bei starker Vergrößerung als Foraminiferenschalen. *Pithonella ovalis* Kaufm. sei besonders erwähnt.

Wo Seewenschichten in größerer Masse zutage treten, steht unfehlbar eine Alm. Damit charakterisiert sich ihr Verbreitungsgebiet als fruchtbares Weideland. In dieses hat die Erosion tiefe Furchen geschnitten, so daß das weiche, tonreiche Gestein in steilen schlüpfrigen Hängen entblößt ist. Man kann die Seewenvorkommen unseres Gebietes orographisch auf zwei Bezirke verteilen, einen nördlichen und einen südlichen. Zwischen ihnen liegt die Jurainsel (über die Seewenschichten, die ich in einem dritten Bezirk, nämlich in dem der ostalpinen Fazies beobachtete, werde ich bei Besprechung des ostalpinen Triasgebirges berichten). Zum nördlichen Bezirk gehören die Seewenvorkommen im Bereich der Hangspitze, des Gopfberges, die bei Bizau und die am Gipfel des Hirschberges; zum südlichen gehören die der Alpen Ragatz, Argen und Godlachen sowie die südlich des Didamskopfes und des Hohen Ifen. Keiner der beiden Bezirke wird aber etwa durch irgend eine petrographische oder paläontologische Eigentümlichkeit charakterisiert, denn in beiden haben Kalke und Mergel das im Vorangegangenen geschilderte Aussehen. Das Einzige, was die beiden Bezirke unterscheidet, ist das Lageverhältnis der Schichten zu den sie begrenzenden Stufen. Im Norden der Jurainsel schließt sich die Verbreitung der Seewenschichten aufs engste der des Gault an, indem es die von ihm gebildeten Mulden ausfüllt. Da die Falten des Kreidegebirgs hier einen verhältnismäßig wenig gestörten Verlauf zeigen, ist es nur natürlich, daß die sie aufbauenden Schichtenglieder wenigstens im allgemeinen mit den ihnen ursprünglich zukommenden Mächtigkeiten zutage treten. So ist z. B. zwischen Reute und Bizau längs der Fahrstraße sehr schön zu beobachten, wie der Gault von einer gleichmäßigen Lage Seewenkalk und dieser von den Seewenmergeln überlagert wird. Ganz anders ist das Bild im südlichen Seewenbezirk. Hier kann von einem Nebeneinanderherrschen von Seewenschichten und Gault schon aus dem Grunde nicht die Rede sein, weil letzterer im Süden der

Canisfluh-Ifenlinie überhaupt nur an wenig Stellen vorkommt. Aber auch zu ihrem anderseitigen Nachbarn, dem Flysch, zeigen die Seewenschichten eigentümliche Lagebeziehungen. Statt denselben in zusammenhängendem Zuge zu begleiten, natürlich abgesehen von den Unterbrechungen durch Querwerfungen, sieht man sie längs der Flyschgrenze bald vollständig verschwinden, bald Mächtigkeiten von vielen hundert Metern erreichen. Hiezu tritt noch die Eigentümlichkeit, daß das quantitative Verhältnis der Kalke zu den Mergeln Grenzen erreicht, die sich durchaus konträr gegenüber stehen. Während nämlich im Süden der Jurainsel die Seewenkalke im allgemeinen vollständig fehlen, was schon Vacek aufgefallen ist, erreichen sie beim Kälberboden im Unterlauf des Schrannebachs urplötzlich die für unser Gebiet ganz abnormale Mächtigkeit von über 50, vielleicht bis 100 m. Sie beherrschen dort fast das ganze Feld, das zwischen dem Einschnitt des Schrannebachs, P. 1112 und der Alpe Aelpele gelegen ist. Von der Straße im Achetal aus gesehen, zeigen sie sich als steile schrattenkalkähnliche Felswand, über die der Bach in einem Wasserfall stürzt. Weiter gegen Nordosten erreichen die Kalke wieder sehr schnell ihre normale Mächtigkeit, um dann jenseits P. 1817 wieder für lange Zeit vollständig zu verschwinden. Erst weit außerhalb unseres Gebietes am oberen Eingang zur Breitachklamm erscheinen die Seewenkalke wieder in ihrer üblichen Lage zwischen Gault und Seewenmergeln. Daß das ungestüme An- und Abswellen der Seewenmächtigkeit von Null auf viele 100 Meter und umgekehrt, sowie das analoge Verhalten seiner Gesteinskomponenten nicht stratigraphisch sondern tektonisch zu erklären ist, bedarf kaum der Erklärung.

In welchem Verhältnis sich die beiden Gesteinsarten der Seewenschichten, die Kalke und die Mergel am Schichtenbau der drei jüngsten Kreideglieder, des Cenoman, Turon und Senon beteiligen, kann bei der herrschenden Fossilarmut in unserem Gebiet nicht entschieden werden. Der tiefgelegene Seewenkalk dürfte wohl ausschließlich dem Cenoman angehören, ohne dasselbe jedoch ganz zu vertreten, da dieses wie im vorigen Abschnitt gesagt wurde, vermutlich bis in die Grünsandbildungen des Gault hinabreicht. Auf die Grenze zwischen Seewenmergeln und Flysch, die ich auch als Grenze zwischen

Kreide und Tertiär gelten lasse, werde ich bei Besprechung des Flysches wieder eingehen.

9. Vergleich mit den Kreidesedimenten der nordöstlichen Schweiz. Um die Ausbildungsweise der Kreidestufen unseres vorarlbergischen Gebietes mit derjenigen der in der nordöstlichen Schweiz auftretenden gleich alten Bildungen zu vergleichen, bin ich gezwungen, die Gebiete des Säntis und der Churfürsten, der Alviergruppe und des Fläscherberges sowie der nördlichen Glarner Alpen in den Kreis der folgenden Betrachtungen zu ziehen; gezwungen aus dem einfachen Grunde, weil im benachbarten Säntis, den ich am liebsten allein berücksichtigen würde, die Ansichten über die ältesten Kreideschichten auseinandergehen.

Es soll stufenweise vorgegangen und mit dem Berriasien begonnen werden. Arnold Heim vermutet, indem er eine vergleichend lithologische Methode einschlägt, daß im Säntis die von ihm Oehrlkalk und Oehrlimergel genannten Schichten, die man früher ins Valangien stellte, erstere unter der Bezeichnung „schrattenskalkähnliche Kalksteine des Valangien“, Berriasalter hätten. Zwar kann ich die Richtigkeit dieser Altersbestimmung erst dann als erwiesen betrachten, wenn Funde typischer Berriasfossilien in den genannten Oehrlgesteinen gemacht worden sind, doch ließ mich ein Vergleich zwischen letzteren und den von mir als Berriasien geschilderten Schichten erkennen, daß zwischen den mergeligen Gesteinstypen Aehnlichkeit bestünde, daß hingegen die schrattenskalkähnlichen Gesteine des Säntis sich dort unter anderen Bedingungen gebildet haben müßten.

In den nördlichen Glarner Alpen wird der Hochgehirgskalk, dessen oberste tithonische Lagen dort den Namen „Troskalk“ führen, von einer Schichtenfolge überlagert, deren paläontologische Einschlüsse eine Gleichstellung derselben mit dem Berriasien unseres Gebietes rechtfertigen. Rothpletz gibt aus jenen Bergen eine Versteinerungsliste der Berriastufe bekannt, die die in Vorarlberg bisher gefundenen und von mir aufgezählten Formen sämtlich enthält.

In den zwischen dem Säntis und den Glarner Alpen gelegenen Gebirgsgruppen der Churfürsten und des Alvier, sowie diesseits des Rheines am Fläscherberg wird der Jura von einer Schichtenserie überlagert, deren genauen Altersbestim-

mung dadurch Schwierigkeiten erwachsen, daß sie bei größter Petrefaktenarmut von einer von der üblichen abweichenden petrographischen Ausbildungsweise beherrscht wird. Es ist die Fazies Eschers Balfriesschiefer die am Alvier ausschließlich herrscht, und der Vacek, Moesch, Rothpletz, Burckhardt und Lorenz¹⁹⁾ Berriassalter geben. Oestlich und westlich vom Alvier in den Gegenden des Fläscherberges und der Churfürsten werden die Berriasschichten nur teilweise vom Balfriestypus verdrängt, so daß dort zweierlei Faziesarten herrschen. Die Balfriesfazies wird uns im folgenden noch weiter beschäftigen.

Die Ausbildungsweise der Valangien-sedimente in der nordöstlichen Schweiz unterscheidet sich von derjenigen unseres Gebietes in petrographischer Hinsicht hauptsächlich durch ihren größeren Kalk- und Kieselgehalt, in paläontologischer durch ihren meist größeren Fossilreichtum. Dichte harte und schrattenkalkähnliche, teils oolithische Kalke, Kieselkalke, fossilreiche Schichten, wie Austernbänke mit *Exogyra Couloni* d'Orb., sind dort häufige Erscheinungen in der Valangienstufe, die in unserem Kreidebezirk vollständig fehlen. Aehnlichkeit in der Ausbildungsweise der Valangien-sedimente in den Gebieten beiderseits des Rheins kann nur darin erkannt werden, daß ihre Schichtenfolgen stets mit mergeligen Bildungen beginnen und mit kalkigen aufhören. Während jedoch in Vorarlberg die mehr kalkigen Bildungen, das heißt die lichtgrauen Mergelkalke, die den oberen Abschluß der Valangienstufe bilden, nur einige Meter stark ausgebildet sind, gewinnen sie in den Kreidegebieten der nordöstlichen Schweiz, indem sie die tieferen Mergel teilweise verdrängen, bedeutende Mächtigkeit. Auf diese einfache, für uns hier allgemein gültige petrographische Zweiteilung der Valangienstufe, nämlich in eine untere mergelige und eine obere kalkige hat in den Glarner Alpen bereits Rothpletz hingewiesen, indem er von den untersten Kreideschichten des Glärnisch sagt: „Und diese direkte Beobachtung

¹⁹⁾ Lorenz begeht einen Irrtum, indem er von Vaceks Arbeit sagt, daß man in dieser von einer ausdrücklichen Erklärung über Gleichaltrigkeit von Berrias- und Balfriesschiefern keine Andeutung fände. Diese Gleichaltrigkeit hat Vacek auf Seite 675 sogar besonders hervorgehoben, indem er sagt: „Dieser (der tiefere Mergelschieferkomplex und seine kalkigen Einlagerungen) stellt vielmehr, so wie die Balfriesschiefer in der Ostschweiz, das Aequivalent der Berriasbildungen dar.“

... lehrt uns, daß auf dem oberen Jurakalk, bzw. auf den Berriaskalken zuerst ein System weicher Mergel, dann harter Kalke ruht, über dem erst die Complanatus-Kieselkalke folgen.“ Die gleiche Gliederung gilt auch in den Churfürsten und im Säntis. Eine Nebeneinanderstellung der von Albert Heim für den mittleren, von Blumer für den östlichen Teil des Säntisgebirges und von mir für das untersuchte vorarlbergische Gebiet hergestellten Schichtenprofile läßt die Abnahme der weichen mergeligen und die Zunahme der harten kalkigen Gesteine in der Richtung von Osten nach Westen gut erkennen. Blumers Profil zeigt allerdings nicht jene Zweiteilung, sondern gibt nur Wechsellagerung von kalkigen und oolithischen Schichten mit viel Mergelschiefen an. Dichte Verwachsung verhindert dort den Einblick in die Schichtenfolge. Das Dominieren der Mergelschichten läßt aber erkennen, daß der östliche Säntisteil nach der Ausbildungsweise seines Valangien eher dem vorarlbergischen Kreidebezirk näher steht wie dem von Westen her an ihn grenzenden mittleren Säntisteil.

Der mergelige Typus des Valangien, man könnte ihn auch den vorarlbergischen nennen, tritt im Schweizer Kreidegebiet noch stärker hervor, wenn man sich vom östlichen Säntisteil südwärts in die Alviergruppe begibt. Hier gehen die schwärzlichen Balfriesschiefer unmerklich in die sie überlagernden ebenso gefärbten Valangienmergel über und bilden mit ihnen zusammen einen einheitlichen Schieferkomplex, dessen Mächtigkeit Arnold Heim auf über 600 m angibt. Während, wovon bereits die Rede war, die Mehrheit der Forscher Berriasschichten und Balfriesschiefer als äquivalente Glieder betrachten, rechnet Arnold Heim letzteren auch noch die Valangienmergel zu, so daß nach seiner Ansicht die Balfriesschiefer Berrias- und Valangienalter besitzen. Will man diese Heimsche Definition der Balfriesschiefer auf das vorarlbergische Kreidegebiet übertragen, so muß man denselben hier den mächtigen Schieferkomplex zur Seite stellen, der von den Mergelschiefen des Berriasien und den dunkelfarbenen, sehr tonreichen Valangienmergeln eingenommen wird.²⁰⁾ Es ist das

²⁰⁾ Arn. Heim stellt dem von ihm als „Balfriesschiefer“ definierten Horizont in Vorarlberg Richthofens Roßfelder Schichten als gleichwertiges Glied gegenüber. Dies ist nicht richtig, denn wie ich auf Seite 507 hervorhob, hat Richthofen die Valangienmergel seinen Roßfelder Schichten

selbe Resultat, zu dem V a c e k bereits gekommen ist, nur daß er bei seiner Gleichstellung: Berriasschichten = Balfriesschiefer mit der Bezeichnung Berriasschichten einen anderen Begriff verknüpfte.

Beide Schichtserien, einerseits der Balfriesschiefer im Sinne Arnold Heims in der Alviergruppe, andererseits der Berrias- und dunkelfarbigem Valangienmergel in Vorarlberg, sind fossilarme und petrographisch gleichartige Gebilde, die beide von kalkigen Gesteinen mit *Terebratula diphyoides* d'Orb. überlagert werden. Mir scheint die Annahme, daß diese obersten diphyoideshaltigen Schichten in Vorarlberg und in der Alviergruppe gleiches Niveau einnehmen, berechtigt zu sein. Jedenfalls kommt ihr mehr Berechtigung zu als wie der Möglichkeit einer Gleichstellung der vorarlbergischen Zone mit derjenigen des mittleren Säntis, die nach Albert Heim *Pygurus rostratus* enthält. Eine solche Gleichstellung ließe sich nämlich mit der gleichartigen Lagerung beider Zonen begründen. Wie die Zone mit *Pygurus rostratus* im mittleren Säntis das Liegende des Kieselkalkes mit *Toxaster complanatus* Agass. bildet und das Valangien nach oben abschließt, verhält sich in Vorarlberg die lichtgraue Mergelzone mit *Terebratula diphyoides* d'Orb. Gegen die Gleichstellung dieser beiden Zonen spricht jedoch die Verschiedenartigkeit ihrer Einschlüsse. Ist nun die erstere Annahme, nämlich die der Aequivalenz der diphyoideshaltigen Schichten richtig, so ergibt sich die weitere Schlußfolgerung, daß die Zone mit *Pygurus rostratus*, die nach Arnold Heim ein höheres Niveau als wie dasjenige des Diphyoideskalkes einnimmt, in unserem vorarlbergischen Gebiet wie im Alvier²¹⁾ entweder fehlt oder in den tiefsten Lagen des nächsthöheren Kieselkalkes enthalten sein muß.

Hauterivien und Barrémien sollen gemeinsam besprochen und mit den Sedimenten des von Albert Heim untersuchten mittleren Säntisteiles verglichen werden. In beiden Gebieten wird das Valangien von hauterivem Kieselkalk mit *Toxaster complanatus* Agass. überlagert. In beiden Gebieten,

nicht zugerechnet. Heim hätte also schreiben müssen: Balfriesschiefer (Escher v. d. Linth) = Roßfelder Schichten (Richtkofen) + Valangienmergel.

²¹⁾ Vgl. Arn. Heim, Gliederung und Fazies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Tafel S. 15.

in unserem vorarlbergischen allerdings nur lokal, geht der Kieselkalk nach oben in eine Echinodermenbreccie über. Nimmt man nun an, daß beide Breccienlagen gleiches Niveau besitzen und ferner, daß Heims *Orbitolina lenticularis*-Schicht im Liegenden seines Aptien identisch ist, mit den von mir in gleicher stratigraphischer Position bei Klaus beobachteten *Orbitolina lenticularis*-Mergeln, so ergibt sich, daß meine Barrêmostufe von Heims Altmannschichten + Drusbergschichten + Ober Neokommern + Urgonien-Schrattenkalk eingenommen wird. In dem aufgestellten Vergleich erblicke ich einen Vorteil darin, daß er dem in Vorarlberg mächtig entwickelten Mergelschieferkomplex, den ich als Barrêmien auf 150 bis 200 m schätze, in der nordöstlichen Schweiz ein ihm ebenbürtiges Glied gegenüberstellt.

Das Aptien besteht im Säntis wie in Vorarlberg vorwiegend aus Schrattenkalk. Mergelschichten mit *Orbitolina lenticularis* Lam., die in Vorarlberg an der Basis des Schrattenkalks auftreten, denselben dagegen im mittleren Säntis in einen unteren und einen oberen Teil zerlegen, bezeichnen hier wie dort die untere Grenze der Aptienstufe.

Um die Grünsandbildungen des Albien oder Gault beiderseits des Rheines miteinander zu vergleichen, begnüge ich mich damit, das Gaultprofil bei Bezau der von Albert Heim ebenfalls wieder für den mittleren Säntisteil bekannt gegebenen Schichtenfolge zur Seite zu stellen und auf folgende, beiden Gebieten eigentümliche stratigraphische Verhältnisse hinzuweisen. Der typische, massige Gaultgrünsandstein nimmt die tiefste Lage in der Schichtenfolge ein. Die höchste Lage bildet ein knolliger, von grünen Glaukonitschlieren flaserig durchzogener Kalkstein. Nur im Säntis, wo dieser *Turrilites Bergeri* Brong. führt, ist sein Alter bestimmt cenoman. Die mittleren Schichten zeichnen sich durch zahlreiches Auftreten von *Inoceramus concentricus* Park. aus und werden im Säntis von Heim Inoceramusgrünsand genannt. Auf die Aehnlichkeit in der Auflagerungsweise der Grünsandbildungen auf dem Schrattenkalk wurde bereits früher aufmerksam gemacht.

Die Seewenschichten werden im Säntis von den gleichen Gesteinsgliedern zusammengesetzt wie in Vorarlberg, und zwar nehmen auch dort die Kalke die tiefste, die Mergel die höchste Lage ein. Während jedoch in Vorarlberg die Kalke

verhältnismäßig nur geringe Mächtigkeit haben, oder sogar fehlen, erfüllen sie im Säntis fast die ganzen drei Stufen Cenoman, Turon und Senon.

10. Ergebnis. Zwischen Hochblanken und Ifen treten die Glieder der Kreideformation nur in der für sie charakteristischen Ausbildungsweise auf, die ihnen auch in den angrenzenden vorarlbergischen Kreidebezirken eigen ist. Alle Glieder von den tiefsten Berriasschichten bis hinauf zu den Seewenschichten folgen, soweit keine tektonischen Störungen eingreifen, lückenlos aufeinander. Nirgends ist eine Unterbrechung der Sedimentbildung, nirgends sind Diskordanzen zwischen den Schichten, nirgends sind abnorme Fazieserscheinungen zu beobachten. Stetigkeit in der zeitlichen, Aufeinanderfolge, Gleichmäßigkeit in der räumlichen Ausbreitung sind zwei Merkmale, die diesen Ablagerungen im untersuchten Gebiet ebenso zukommen wie den angrenzenden Bezirken. Einzig an der Grenze zwischen Schrattenkalk und Gault kommen gelegentlich Unebenheiten vor, die von einer vorübergehenden Trockenlegung des Meeresbodens möglicherweise herrühren können, aber durchaus nicht in unbedingten Zusammenhang mit ihr gebracht werden müssen. Die jenseits des Rheins zur gleichen Zeit und im gleichen marinen Faziesbezirk zur Ablagerung gelangten Sedimente besitzen mit der vorarlbergischen naturgemäß große Ähnlichkeit.

Tertiär.

Flysch. Der Tertiärformation gehören in unserem Gebiet nur die marinen Ablagerungen des Flysches an. Dieser wird in einer Mächtigkeit von vielen 100 Metern von den verschiedenartigsten Gesteinsarten zusammengesetzt. Es sind Ton-, Mergel- und Kalkschiefer, Kieselbänke und Sandsteine sowie alle zwischen ihnen möglichen Uebergangsgesteine, die in regelloser Folge aufeinander liegen; wenigstens läßt die intensive Faltung, der alle Schichten unterlegen sind, keine bestimmte Anordnung in der Reihenfolge der Gesteinstypen erkennen. Grobe Konglomerate und Breccien habe ich im südlichen Flyschzug keine beobachtet; hiezu muß ich jedoch bemerken, daß ich die zentralen Teile des Flyschlandes aus Zeitmangel leider nur flüchtig habe be-
gehen können. Auffallend hoch ist der Glimmergehalt vieler

Flyschsedimente, bei deren Fossilarmut er nicht selten ein willkommenes Erkennungszeichen ist. Dies gilt besonders von manchen Sandsteinarten, die, wenn sie glimmerfrei wären, von den Sandsteinen des Gault und Hauterivien kaum unterschieden werden könnten. Von den dünnschiefrigen, fast kalkfreien Tonen verdient gesagt zu werden, daß sie nicht selten, aber nur in sehr kleinen Partien grün und rot gefärbt sind.

Paläontologisch wird der Flysch unseres Gebietes wie auch sonst überall durch das zahlreiche Auftreten von Meeresalgen charakterisiert. Diese „Fucoiden“ oder „Chondriten“ genannten Pflanzenreste treten hauptsächlich in dünnschiefrigen Mergeln auf und liegen meist in der Schichtebene. Wo die Sonne diese gebleicht hat, treten sie mit dunkler Farbe und scharfen Konturen aus dem Gestein deutlich hervor. Spaltet man eine Mergelplatte in der Schichtebene, so lassen sich die äußerst feinen fadenförmigen Gebilde mit der Messerspitze nicht selten vom Gestein abheben. Häufige Formen sind:

Phycopsis affinis Sternb.,

Phycopsis arbuscula Fischer-Ooster,

Phycopsis intricata Brong.,

Phycopsis expansa Fischer-Ooster.

Der beste und gleichzeitig auch ein bequem zu erreichender Fucoidenfundplatz ist eine Schutthalde auf der südlichen Bachseite des Mitteltobels, eines Zuflusses des Argenbachs. Verläßt man die Fahrstraße Au-Damüls kurz (zirka 200 m) nach Ueberschreiten des Tobels und folgt man alsdann ansteigend dem Waldsaum, so erreicht man bald einen Pfad (i. d. Karte punktiert), der zur Halde im Bacheinschnitt führt. Dort tritt auch *Phycopsis expansa*, von der ich in meiner früheren Arbeit sagte, sie sei eine der seltensten Flyschfucoiden, fast eben so zahlreich wie die übrigen Arten auf. Nächst den Fucoiden fallen die mäandrisch gewundenen, vielfach noch als Wurmfahrten gedeuteten „Helminthoiden“ auf. Am häufigsten sind die schmalen Arten *Helminthoida crassa* Schafh. und *Helminthoida labyrinthica* Heer, während die breite *Helminthoida magna* Heer nur selten zu finden ist.

Ueber das Vorkommen zahlreicher Foraminiferen in Mergelschiefern habe ich ebenfalls schon früher berichtet. Ich bestimmte damals in Dünnschliffen die Genera: *Cristellaria*, *Textularia*, *Globigerina* und *Rotalia*. Nun beobachtete

ich die Foraminiferen auch wiederholt mit bloßem Auge in Gestalt kleiner schwarzer Pünktchen, die aus der hellen Gesteinsoberfläche hervortreten, so daß ich von einigen mit einer starken Lupe das Genus erkennen konnte. Ich hebe diese Beobachtung hervor, da sie in Widerspruch steht mit jener Tornquists, der die mit der Lupe sichtbaren Foraminiferen als Erkennungszeichen der Seewenschichten betrachtet (S. 77). Es ist wohl richtig, daß sie in diesen weit häufiger wie in den Flyschmergeln zu erkennen sind, und wer ein Gelände begeht, in welchem Seewen und Flysch in großen Massen zutage treten, wird Tornquists Behauptung in den meisten Fällen bestätigt finden. Muß man sich aber mit kleinen Aufschlüssen begnügen, wie beispielsweise im Walde, wo man nur hin und wieder an der Wegböschung erdigfaule Schiefer herausbröckeln sieht, so ist es sehr oft unmöglich zu sagen, ob es Seewen- oder Flyschmergel sind.

Seine Hauptverbreitung besitzt der Flysch im Süden des Kreidegebirges, wo er bekanntlich dem südlichen Flyschzug angehört. Außerdem beansprucht er im Herzen dieses Gebirges östlich von Bizau ein ansehnliches Flächenstück. Letzteres Vorkommen beweist, daß der vorarlbergische Kreidebezirk zur Eozänzeit noch unter dem Meeresspiegel lag und nicht wie Richthofen annimmt (S. 190), als schmale Festlandzone aus dem Flyschmeer aufragte.

In beiden Flyschbezirken ist es nicht leicht, sich Klarheit darüber zu verschaffen, in welcher Weise der Uebergang von den Seewenmergeln in den Flysch erfolgt und wo die Grenze zwischen Kreide und Tertiär zu suchen ist. Nummulitenschichten, die wenigstens das eine Sichere beweisen würden, daß sie und alles Höhere dem Tertiär angehören, habe ich nirgends gefunden. Ihr Fehlen in der Schichtenfolge kann aber nur an wenig Stellen mit einiger Wahrscheinlichkeit vermutet werden, d. i. dort, wo die Schichten einen nicht gar zu gestörten Eindruck machen. Folgt man aber der Flysch-Seewengrenze vom Einschnitt des Schwarzwasserbaches bei Riezlern his zum Sünserjoch oberhalb Damüls, so wandert man dauernd in nächster Nähe einer großen Ueberschiebungslinie, in deren Bereich die übergeshobenen Felsmassen einen ungeheuer gestörten Eindruck machen. Flysch und Seewen sind hier wie zwei Kartenspiele off derart ineinander geschoben, daß

es ausgeschlossen ist, sie in der Karte überall voneinander zu trennen. Es kann also nicht entschieden werden, ob die Nummulitenbildungen, die schon im westlichen Nachbargebiet des Hohen Freschen und östlich am Grünten zwischen Seewen und Flysch wohl entwickelt sind, bei uns entweder stratigraphisch gänzlich fehlen oder nur teilweise fehlen und teilweise durch tektonische Vorgänge zum Verschwinden gebracht worden sind. Auch in dem Vorkommen östlich von Bizau läßt der Flysch nirgends eine Auflagerung auf Seewenmergeln erkennen, da er längs zwei ostwestlich streichenden Brüchen grabenförmig in die Tiefe gesunken und dadurch mit dem Gault in Berührung geraten ist, während er sonst überall von diluvialen Ablagerungen begrenzt wird. Nur gegenüber der Kirche von Bizau stehen im Bachbett schwärzliche Kalkschiefer an, die das Hangende der Seewenmergel bilden und nach ihrem petrographischen Habitus nicht mehr zu diesen gerechnet werden dürfen. Ich habe dies Gestein, das auch Vacek in gleicher Position im südwestlichen Teil des Kreidegebietes beobachtete und mit den Wangschichten der Ostschweiz vergleicht, dem Flysch zugestellt.

Das Flyschland des Hinteren Bregenzerwaldes trägt im allgemeinen den Charakter eines von Weiden und Wäldern bedeckten lieblichen Alpenvorlandes, dessen Fruchtbarkeit die Bewohner ihren Wohlstand verdanken. Wer von einem Gipfel des allgäu-vorarlbergischen Kreidegebirges den Blick nach Süden richtet, sieht den breiten grünen Landstrich des südlichen Flyschzuges hoch überragt von den kahlen, dolomitischen Felsmassen des ostalpinen Triasgebirges.

Quartär.

1. Diluvium. Moränen und fluvioglaziale Schotter sind in unserem Gebiete die einzigen Zeugen der Eiszeit. Sie bedecken in ausgedehnten Flächen den felsigen Grund und verhindern vielfach den Geologen, den Bau des Gebirges klar zu erkennen. Moränen mit gekritzten Geschieben und vereinzelt herumliegende erratische Blöcke reichen an manchen Berghängen bis zu Höhen von 1600 und 1700 m hinauf. In den Niederungen sind es vorwiegend fluvioglaziale Schotter, die — wie in den Ebenen von Bizau und Schnepfau, sowie zwischen

Au und Schoppernau — die Talsohle ausfüllen. Zwischen den beiden zuletzt genannten Ortschaften ist auch Terrassenbildung zu beobachten.

Die Gletscher, die damals unser Gebiet durchflossen, waren Zuflüsse des großen Rheingletschers. Das von ihnen verfrachtete Material setzt sich fast ausschließlich aus den Gesteinen der umliegenden Berge, sowie des ostalpinen Triasgebirges zusammen und spricht dafür, daß die Gletscher während langer Zeit nur örtlichen Charakter trugen. Vereinzelt zentralalpine Geschiebe, die ich etwas unterhalb Damüls nächst der Mündung des vom Faschinajoch herabkommenden Tobels, sowie bei der Hinterargenalpe fand, beweisen aber, daß die Ströme mindestens vorübergehend, d. h. zu einer Zeit, als sie ihren höchsten Stand erreichten, mit denen der Zentralalpen in Verbindung standen. Da ich im oberen Achetal trotz wiederholten Suchens keine zentralalpinen Gesteine gefunden habe, ziehe ich den Schluß, daß der bedeutendste Eisstrom, den unser Gebiet je gesehen hat, von Süden her über das Faschinajoch kam und quer zum Streichen der Mulden und Gewölbe in nordnordwestlicher Richtung vordrang, um sich erst viel weiter nördlich mit dem Rheingletscher zu verbinden. Ein östlicher Zufluß von ihm war der Gletscher, der im oberen Achetal floß. — Das Bild änderte sich wesentlich, als zu einer späteren Zeit die gewaltigen Dimensionen der Eisströme so stark abgenommen hatten, daß keine Verbindung mehr zwischen ihnen und denen der Zentralalpen bestand. Nun wurde mit einem Mal der Ahegletscher der gewaltigste unter den kleinen Strömen. Während diese gezwungen waren, sich den orographischen Verhältnissen anzupassen und sich in Talmulden abwärts zu bewegen, waren seine Eismassen immer noch groß genug, um in nordwestlicher Richtung die Kreidketten zu durchqueren. Selbst das gewaltige Juragewölbe Canisfluh-Mittagsfluh, das ihm im Wege stand, schnitt er unverkümmert an, um jenseits desselben über die Einsenkungen der Schnepfegg und der Bezegg weit leichter hinwegzukommen.

Gletscherschliffe, Rundhöcker, Riesentöpfe oder sonstige Erosionserscheinungen aus der Eiszeit habe ich nicht beobachtet.

2. Alluvium. Zu den Bildungen der Jetztzeit gehören Flußschotter, Gehängeschutt und Bergstürze. Wegen starker

Bewachung ist es nicht immer möglich, unter ihnen, besonders unter den beiden letzteren eine scharfe Trennung vorzunehmen. Ebenso sind sie nicht überall leicht von den eiszeitlichen Ablagerungen zu trennen.

Flußalluvionen besitzen nur im Achetal größere Ausdehnung. Geröll-, Sand- und Schlammassen, die von der Bregenzer Ach mitgeführt und in ihrem Bett in großen Bänken abgelagert wurden, erreichen oberhalb Mellau eine Breite von 400 m.

Gehängeschutt begleitet die Basis steiler Felswände. In großen Trümmerhalden hat sich am Hochglockner und zu beiden Seiten des Ifen-Tobels das scharfkantige Schuttmaterial angesammelt, das im Laufe vieler Jahre von den prallen Felswänden des haueriven Kieselkalkes abgebrochen ist. Auch auf der Norsseite der Canisfluh und des Kojenkopfes lagern bedeutende Schuttmassen, die vom Kalk des Juragewölbes herühren.

Unter den zahlreich zu beobachtenden Bergstürzen ist der des Hohen Ifen der weitaus schönste. Große Schrattenkalkmassen haben sich zu einer postglazialen Zeit vom plattenförmigen Ifengipfel gelöst, sind südwärts abgerutscht und haben dadurch die südlichen Steilabstürze westlich des P. 1911 erzeugt. In Blockmassen von gewaltigen Dimensionen, durch die sich das Schwarzwasser einen unterirdischen Ablauf gesucht hat, erfüllt der Schrattenkalk bei Melköde auf eine lange Strecke und in großer Breite die Talsohle. — Ein anderer gewaltiger Bergsturz erfolgte auf der Westseite der Mittagsfluh. Die Fahrstraße nach Au führt an den verstürzten Jurakalkmassen vorbei, deren Abrißgebiet von den steilen Felswänden bezeichnet wird, die unmittelbar unter dem Gipfel des Berges durchziehen und in amphitheatralischer Weise einen ostwärts geschlossenen Kessel bilden. — Gegenüber von Hirschau im Achetal ist ein Bergsturz erfolgt, der eher als Bergrutsch oder -schlupf zu bezeichnen ist. Das aus Schrattenkalk bestehende Material hat sich nicht zu einer regellosen Blockmasse vollkommen überstürzt, sondern ist nur unter Verlust des regelmäßigen Streichens eine Strecke weit abwärts gelitten.

III. Tektonischer Teil.

1. Bisherige Erforschung. v. Richthofen schildert den Bau des vorarlbergischen Kreidegebietes als ein regelmäßiges, ostwestlich streichendes und von mehreren Seiten von Flysch umschlossenes Faltengebirge. Die einzelnen Faltenzüge sind durch wellenförmige Gestalt gekennzeichnet, indem die aus einer Synklinalen nordwärts ansteigenden Schichten sanfte Neigung besitzen, längs der Firstlinie plötzlich umbiegen, um jenseits derselben steil, oft senkrecht, selbst überstürzt, nordwärts abzufallen. Es werden Haupt- und Nebenwellen unterschieden. Letztere sind ersteren zwischengeschaltet, bzw. zweigen sich von ihnen ab und verlieren früher oder später ihren selbständigen Charakter. Hauptwellen sind folgende vier:

I. Rankweil—Hoher Freschen—Kojenkopf—Canisfluh—Mittagsfluh—Didamskopf—Hoher Ifen.

II. Viktorsberg—Mörzelspitze—Guntenhang (Hangspitze)—Gopfberg—Hirschberg—Gottesacker.

III. Götzis—Weißenfluh—Hirscheck.

IV. Hohenems—Bezegg—Winterstaude.

Welle I ist die südlichste, Welle IV die nördlichste. Das kartierte Gebiet gehört in den Bereich der Wellen I und II. Von Welle III wird es nur an seiner nordwestlichen Ecke gestreift. Das zu Welle I gehörige Juragewölbe der Canisfluh bezeichnet v. Richthofen als den Knotenpunkt des Kreidegebietes. Von allen Seiten soll sich dasselbe als das Zentrum der Hebungen erweisen und daher die Hebungswellen in ihrem sonst regelmäßigen Verlauf stören. Um den Begriff einer „Zentralhebung der Canisfluh“ nicht mißverstanden zu wissen, fügt er noch folgende Erklärung hinzu: „Zwar ist keineswegs anzunehmen, daß die hebende Kraft sich an diesem Punkte zentralisierte, sonst müßten sich die Wellen konzentrisch um die Canisfluh ziehen; allein, daß die Hebung hier am stärksten war, beweist die bedeutende Höhe, bis zu der die Juraschichten aus einer größeren Tiefe herausgehoben wurden, als die ältesten Kreideschichten einnahmen.“

Vacek unterscheidet im allgäu-vorarlbergischen Kreidegebirge drei Ordnungen von Wellen, die nach der Zeit ihrer Entstehung aufeinanderfolgen. „Welle erster Ordnung ist das

große, dem ganzen Kreidegebiete entsprechende Gewölbe in der Art, wie es Prof. G ü m b e l¹⁾ auffaßt. Dieses große Gewölbe ist in sich mehrfach gefaltet, und die großen Falten, welche den Hauptwellen v. Richthofens entsprechen, stellen sonach Wellen zweiter Ordnung vor. Aber selbst diese Wellen zweiter Ordnung zeigen in der Regel keine ebenflächigen Schenkel, sondern finden sich selbst häufig noch einmal gefaltet. Diese kleinen welligen Unebenheiten ergeben sich als Wellen dritter Ordnung. Alle diese Wellen, sowohl die große Hauptwelle, wie die der beiden folgenden Ordnungen, zeigen sich nach demselben Prinzip gebaut, d. h. ihr steiler Schenkel ist immer vom Gebirge ab-, der flache dem hohen Gebirge zugekehrt.“ Die Welle erster Ordnung ist die älteste; ihre erste Anlage war jener submarine Höhenzug, von dem früher schon gesagt wurde, daß er bereits vor oder zu Beginn der Kreideperiode bestanden haben soll. Erst zur Gaultzeit bildeten sich die Wellen zweiter und noch später die dritter Ordnung. V a c e k unterscheidet acht Wellen zweiter Ordnung. Die drei südlichsten Wellen steigen bei Feldkirch aus dem Rheintal auf, drängen sich am Hohen Freschen eng zusammen und vereinigen sich schließlich am Hochblanken zu einer einzigen Welle, die über den Hochglockner bis ins Bregenzer Achetal reicht, aber nicht über dasselbe fortsetzt. Die vierte Welle zieht vom Viktorsberg über Alpkopf, Kojenkopf, Canisfluh, Mittagsfluh und Didamskopf zum Hohen Ifen. Die fünfte Welle ist die des Schönen Bauer; sie verläuft ostwärts zur Hohen Kugel und Mörzelspitze und weiter zum Guntenhang, Gopfberg, Hirschberg und Gottesacker. Der sechsten Welle gehören die Berge Kapf, Strahlkopf, Bocksberg, Bayenberg (Vorsäß-Wald) und Trengg an. Nördlich von dieser liegt die siebente, die große Winterstaudenwelle, die vom Rhein her über die beiden Klausberge ansteigt und ostwärts zu den Gottesackerwänden zieht. Ihr vorgelagert ist die nördlichste achte Welle, die jedoch nur gegen das Rheintal zu am Kuhberg und in der Gegend der Subersache selbständig entwickelt ist. Die mehr oder weniger parallel verlaufenden Wellen haben im mittleren Teil des

¹⁾ Es würde mich zu weit führen, auf G ü m b e l's Ansicht vom geologischen Gehirgsbau näher einzugehen. Es sei nur erwähnt, daß er das große Kreidegebirge einem großen, in sich wieder vielfach zusammengefalteten Gewölbe vergleicht.

Kreidegebietes ungefähr ostwestliche Richtung; in den beiden äußeren Teilen biegen sie südwärts ab, d. h. gegen das Rheintal zu nach Südwesten, gegen das kleine Walsertal (Mittelberger Tal) zu nach Südosten. Weitere Gleichmäßigkeit neben dem parallelen Verlauf der Wellen soll darin bestehen, daß ihre Firstlinien nicht etwa jede für sich in willkürlicher Weise auf- und absteigen, sondern in Punkten kulminieren, die eine bestimmte Anordnung erkennen lassen. Diese besteht darin, daß die Kulminationspunkte und in gleicher Weise auch die zwischen ihnen liegenden Depressionspunkte auf Linien liegen, die ziemlich senkrecht zur Streichrichtung der Wellen verlaufen. Es gibt drei Kulminations- und zwei Depressionslinien, deren Lagen durch folgende Namen bestimmt sind; die Reihenfolge ist von Westen nach Osten: (Hochblanken-Hochälpele (Kulm.-L.), Au-Schwarzenberg (Depr.-L.), Didamskopf-Winterstaude (Kulm.-L.), Subersache (Depr.-L.), Hoher Ifen-Hirscheck (Kulm.-L.). Auf den gebirgsbildenden Vorgang, wie ihn Vacek sich damals dachte, um den geschilderten Verlauf der Kreidewellen zu erklären, gehe ich nicht näher ein, da er den modernen Anschauungen über die Wirkungsweise der Kräfte, die das Alpengebirge aufrichteten, nicht entspricht.

Von Vaceks acht Wellen zweiter Ordnung liegen die beiden nördlichsten, 7 und 8, ganz außerhalb des kartierten Gebietes. Welle 6, Bayenberg (Vorsäßwald)-Trenng, berührt es nur an seiner nordwestlichen Ecke. Die übrigen Wellen beteiligen sich an seinem Aufbau, die drei südlichsten jedoch im Hochblanken-Hochglocknerzug zu einer einzigen Welle vereint.

2. Allgemeines über die Gestalt der Dislokationen. Falten, Ueberschiebungen und Verwerfungen sind die wichtigsten Dislokationserscheinungen im Schichtenbau des untersuchten Gebietes.

A. Falten. Dieselben zeigen nach zwei Richtungen hin mannigfache Gestalt:

1. Nach der Neigung der Schenkel. Die Schenkel eines Gewölbes oder einer Mulde können gegen die Vertikalebene gleich oder nahezu gleich geneigt sein, oder gegen dieselbe eine mehr oder weniger verschiedengradige Lage einnehmen. Letzteres ist häufiger der Fall wie ersteres. Stets besteht die schiefe Lage einer Falte darin, daß sie nach Norden

überkippt ist. Nach Süden überkippte Falten wurden nirgends beobachtet. Ueber den verschieden hohen Grad, in welchem Mulden und Gewölbe überkippt sein oder überliegen können, geben die Profile den besten Aufschluß.

2. Nach der Mächtigkeit der Schenkel. Dieselbe kann dadurch Schwankungen unterliegen, daß einzelne Schichtenglieder oder auch ganze Stufen während des Faltungsvorganges ihre normale Mächtigkeit eingebüßt haben. Hieher gehört die Reduktion der Mittelschenkel. Ich verweise auf den Guntenhang, wo im Mittelschenkel einer liegenden Falte Gault und Schrattenkalk allmählich immer weniger mächtig werden, schließlich gänzlich fehlen und so in eine Ueberschiebung übergehen.

B. Ueberschiebungen. Nach ihrer Entstehungsweise unterscheide ich zweierlei Ueberschiebungen:

1. Ueberschiebungen mit vorausgegangener Reduktion²⁾ des Mittelschenkels. Sie sind aus dieser hervorgegangen. Ein prachtvolles Beispiel hiefür bietet der soeben genannte Guntenhang. Auch die Ueberschiebungen bei Lugen und am Wurzsachsattel scheinen so entstanden zu sein. Ferner sprechen die Verhältnisse am Nordrand des ostalpinen Triasgebirges dafür, daß dessen Ueberschiebung über den Flysch der gleiche Vorgang vorausgegangen ist.

2. Ueberschiebungen ohne vorausgegangene Reduktion des Mittelschenkels. Zu diesen zähle ich die drei Ueberschiebungen an der Mittagsfluh, sowie die große Ueberschiebung der südlichen Flyschzone über das Kreidegebirge. Worauf ihre Entstehung zurückzuführen ist,

²⁾ Ich spreche nur von einer Reduktion, aber nicht von einer Auswalzung von Stufen oder einzelnen Schichten im Mittelschenkel, da ich an den Vorgang einer „Auswalzung“ im Sinne Alb. Heims nicht glaube. Den Vorgang der „Reduktion“, der im vorarlbergischen Kreidebezirk nicht nur die weichen Barrémschiefer (Westseite des Hohen Ifen, Madonnenkopf nächst dem Hohen Freschen), sondern auch die spröderen Gesteine des Hauterivien (Lugen, Wurzsachsattel) und des Schrattenkalks und Gault (Guntenhang) im Mittelschenkel entweder vollständig verschwinden läßt oder stark vermindert, stelle ich mir gleich anderen Forschern in der Weise vor, daß das Gestein der betreffenden Stufen während des Faltungsvorganges von zahlreichen Bruchflächen durchsetzt wurde, längs denen die einzelnen Gesteinsteile ihre gegenseitige Lage veränderten, u. zw. derart, daß die höheren Teile sich gegen die tieferen vorwärts hewegten.

soll bei Besprechung der einzelnen Berggruppen erörtert werden.

C. Verwerfungen. Nach ihrem Streichen, ob parallel, quer oder schräg zu demjenigen der Falten, lassen sich

1. Längsverwerfungen,
2. Querverwerfungen,
3. Diagonalverwerfungen

unterscheiden. Bei allen drei Verwerfungsarten ist fast immer nur eine vertikale Bewegungsrichtung des einen Gebirgsteiles gegen den anderen erfolgt. Ausnahmsweise, wie z. B. an der Schnepfegg, kann neben dieser auch eine horizontale Verschiebung beobachtet werden.

Das gegenseitige Verhalten dieser drei Dislokationsarten läßt überall die gleiche Reihenfolge des Eintrittes ihrer Erscheinung erkennen: (Zuerst Faltung, dann Ueberschiebung, zuletzt Verwerfung.)

3. Mittagsfluh, Canisfluh, Kojenkopf. Diese drei Berge stellen ein großes, nahezu ostwestlich streichendes, in sich wieder gefaltetes und von Ueberschiebungen und Verwerfungen gestörtes Gewölbe dar. Am Aufbau desselben beteiligen sich vorwiegend Juragesteine. Die Umrandung des Gewölbes längs der Grenzlinie zwischen Jura und Kreide gleicht einem spitzwinkligen, nicht ganz gleichschenkeligen Dreieck, dessen spitzer Winkel nach Westen zeigt, dessen Basis diesem gegenüber, also im Osten, liegt und von der Süd-Nordrichtung nach Osten abweicht, und dessen beide Schenkel den Schenkeln des Gewölbes angehören. Diese dreieckige Umrandungsform erklärt sich auf sehr einfache Weise: Das Juragewölbe taucht nach Westen, in welcher Richtung sich sein First senkt, langsam und gleichmäßig unter die Sedimente der Kreide unter, die ihrerseits in zwei getrennten Zügen, einem nördlichen und einem südlichen, westwärts am Gehänge langsam ansteigen, sich dadurch dem First des Gewölbes mehr und mehr nähern, um sich schließlich bei den an der westlichen Spitze des Dreiecks gelegenen Alpen Moos und Sauegg miteinander zu vereinigen. Im Osten dagegen, wo das Juragewölbe längs der Basis des Dreiecks seine größte nord-südliche Breite erreicht, bricht es an Verwerfungsspalten ab, an denen das Didamsmassiv um ein solches Maß in die Tiefe gesunken ist, daß dessen ursprünglich viel höher liegende Kreideschichten in das

tiefere Niveau der Juraschichten geraten sind. Der innere Bau des Juragewölbes soll an jedem der drei Berge einzeln besprochen werden.

Beschaut man die Canisfluh von Norden oder Süden, so möchte man kaum glauben, den gleichen Berg vor sich zu haben. Hier das Bild einer im dunklen Schatten gelegenen kahlen, steilen, felsigen Nordwand, an die sich nur gute Kletterer wagen, dort die von früh bis spät von der Sonne beschienenen Hänge, an denen zur Hochsommerzeit täglich Scharen von Touristen dem Gipfel mühelos zustreben. Das gegensätzliche Aussehen der beiden Bergseiten erklärt sich aus der Neigung der Schichten, mit der diese am Berghang austreichen. Auf der Südseite der Canisfluh tauchen die Jurakalke mit mäßiger Steilheit unter den Kreideschichten hervor, lehnen sich dem etwas gewölbten Berghang an und begleiten denselben bis zum Kamm des Berges, der auch First des Gewölbes ist. Auf der nördlichen Bergseite dagegen beschreiben sie in deren oberen Hälfte nach einer scharfen Wendung längs der Firstlinie eine bergwärts gerichtete und nach Norden übergelegte kleine Mulde, um nun mit großer Steilheit in die Tiefe zu stürzen (s. Nebenprofil zu Profil 5). Der Verlauf der Schichten in der Nordwand erklärt auch ihren mauerartigen Aufbau in der oberen, ihre glattwandige Beschaffenheit in der unteren Hälfte. Der Kern der genannten kleinen Mulde wird von Berriasmergeln ausgefüllt und prägt sich in der Physiognomie des Berges als schmale, grasbewachsene Terrasse aus. In der Nordwand ist sie zwar von anderen Grasbändern nicht überall leicht zu unterscheiden. Aber wo die Wand an ihrem östlichen Ende nach Süden biegt, um den Uebergang in die westliche Talwand der Acheschlucht zu vermitteln, ist nicht nur die Terrasse sehr schön zu erkennen, sondern auch die Mulde im Profil vorzüglich aufgeschlossen. Erstere kann man sogar schon von Schopperrau aus, wenn man von Hopfreen her talauswärts wandert, als scharf vortretende Felsnase im Einschnitt der Bregenzer Ach erkennen (s. fotogr. Abbildung auf Taf. XIV). An die im unteren Teile der Nordwand steil aufgerichteten, dickplattigen Bänke des Jurakalks lehnen sich konkordant Berrias- und Valangienmergel. Letztere trifft man mit ihrem schwärzlichen, dünnblättrigen Habitus in ziemlich großer Mächtigkeit aufgeschlossen, wenn man dem Laufe des Alp-

baches folgt. Erstere erkennt man von der Straße zwischen Mellau und Hirschau aus an ihrer gelben Farbe und dünnbankigen Beschaffenheit, wodurch sie sich von dem massigeren grauen Jurakalk deutlich abheben, an dem sie zwischen dem Einschnitt des Albaches und der Wilden Kirche stellenweise bis zu ansehnlicher Höhe hinaufreichen.

Ueber die Verwerfungen, die das Canisfluhgewölbe gestört haben, geben Karte und Profile genügende Auskunft. Von der Verwerfung, die zwischen der Sonnenspitze und P. 2019 den Kamm der Canisfluh in zwei Aesten, durchzieht, mag gesagt werden, daß der westliche Ast schiefe, und zwar nach Südosten geneigte Lage hat und von Schnepfau aus vom First des Berges bis hinab zum Rand der Schutthalde beobachtet werden kann. Der östliche Ast dagegen steht vertikal und durchzieht als schön sichtbarer Spalt die Südseite des Berges.

Ungestört ziehen die Jurakalke vom westlichen Acheufer zum östlichen hinüber und bauen die Mittagsfluh auf. Dieser ist nördlich der ebenfalls aus Jurakalk bestehende südliche Hirschberg³⁾ vorgelagert. Durch den Einschnitt des Weißenbachtals werden beide Berge nicht nur orographisch, sondern auch geologisch voneinander getrennt, denn der Bach folgt der Synklinalen einer Mulde, die zwischen einem nördlichen und einem südlichen Gewölbe liegt. Das nördliche, das Juragewölbe des südlichen Hirschberges, nimmt seinen westlichen Anfang im Achetal, südlich von Hirschau und bildet zwischen Hirschau und Schnepfau eine niedere Welle, die eigentlich zur Canisfluh gehört und als deren nördliche Vorwelle zu bezeichnen ist (s. Profil 5). Im Osten endigt das Hirschberggewölbe ebenso wie das Mittagsfluhgewölbe an Querbrüchen, von denen bereits gesagt wurde, daß längs ihnen das Didamsmassiv in die Tiefe gesunken ist. Während die Mulde auf der Nordseite der Canisfluh, welche die Alphütte Wirmboden trägt, von den ältesten Kreideschichten richtig ausgefüllt wird, trifft man diese in ihrer östlichen Fortsetzung, der Weißenbachmulde, nur an wenig Stellen, von meist sehr geringem Umfang. Die Fruchtbarkeit dieses Tales beruht weniger auf dem Vorkommen der Kreidemergel, als auf dem ziemlich ausgedehnten diluvialen Ablagerungen. Das Jura-

³⁾ In der Karte 1:25.000 als P. 1695, in der Karte 1:75.000 als Hirschberg bezeichnet.

gewölbe der Mittagsfluh wird von Ueberschiebungen gestört. Von diesen ist in erster Linie hervorzuheben, daß sie ihrer Entstehung nach mit Reduktionen von Mittelschenkeln nichts zu tun haben, sondern aus Rissen, entstanden sind, die sich nach oder gegen Beendigung der Faltung und unabhängig vom Verlauf der Schichtflächen bildeten, und auf denen die Massen sich nun schuppenförmig überschoben. Drei Schubflächen zerlegen die Mittagsfluh in vier Teile, von denen der nördlichste die tektonisch tiefste, der südlichste die tektonisch höchste Lage einnimmt. Betrachtet man die Westseite der Mittagsfluh von der Fahrstraße im Achetal aus, so hat man ein Profil vor sich, das die vier Gebirgstteile und die sie trennenden Schubflächen deutlich erkennen läßt. Im nördlichsten, dem basalen Teil erkennt man den nördlichen Schenkel des Mittagsfluhgewölbes, der ungestört und in mäßig steiler Lage aus dem Einschnitt des Weißenbachs südwärts ansteigt. Dort, wo er bei Annäherung an den First flachere Lage einnimmt, wird er von der nördlichsten der drei Schubflächen diskordant abgeschnitten.

Was Karte und Profil vom Schichtenbau der drei übergeschobenen Schuppen, sowie von der Neigung und dem Austrich ihrer Gleitflächen aussagen, braucht nicht im Detail wiederholt zu werden. Wichtiger scheint es mir zu sein, der Entstehungsweise der Schuppenbildung besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Um meine Auffassungsweise derselben erklären zu können, muß ich vorerst auf eine ihr zugrundeliegende Beobachtung eingehen. Dieselbe stellt vom schluchtartigen Einschnitt des Achetales zwischen Au und Schnepfau entgegen den bisherigen Forschungsergebnissen fest, daß derselbe nicht durch eine Bruchlinie, sondern nur durch Erosion entstanden ist. Zeigt schon allein das Kartenbild, wie regelmäßig die Juraschichten zwischen den beiden Ortschaften von der einen Talseite zur anderen hinüberziehen, so überzeugt man sich noch mehr hievon, wenn man die Strecke durchwandert und besonders beim nördlichen Eingang in die Schlucht südlich von Schnepfau die dicken Jurabänke den Flußlauf vollkommen ungestört durchsetzen sieht. Wie muß man nun, wenn man vorläufig von der südlichsten der drei Ueberschiebungen absieht, die auch der Südseite der Canisfluh angehört, den von der Bregenzer Ach zwischen Au und Schnepfau

wegerodierten Gebirgsteil sich wieder aufgebaut denken, damit er den Uebergang vom Faltenbau der Canisfluh zum Schuppenbau der Mittagsfluh vermittelt? Zwei Umstände tragen dazu bei, diesen Uebergang sehr einfach zu gestalten. Der eine derselben liegt in den sehr kurzen Distanzen, welche die Schuppen auf ihren Gleitbahnen zurückgelegt haben, wodurch man in der Lage ist, den Ort ihrer Herkunft leicht zu ermitteln, was gleichzeitig eine genaue Rekonstruktion des ursprünglich nur gefalteten Schichtenbaues der Mittagsfluh gestattet. Der andere Umstand ist der, daß man die Gewölbegestalt der Canisfluh mit ihrer einmaligen muldenartigen Eindrückung in der nach dieser Weise rekonstruiert gedachten, d. h. von keinen Ueberschiebungen gestörten Mittagsfluh, wieder erkennt. Das Profil durch die Mittagsfluh kann man sich nun in folgender ungezwungenen und einfachen Weise aus dem der Canisfluh herüberleiten. Die muldenartige Einsenkung am First des Canisfluhgewölbes verschiebt ihre Lage, je mehr sie sich ostwärts der Mittagsfluh nähert, nach Süden, also in den Südchenkel des Gewölbes. Gleichzeitig stellen sich zwei Berstungen in den harten Jurakalken ein, und zwar nächst den Firsten der beiden durch die Mulde voneinander getrennten Gewölbeerhebungen. Auf der Westseite der Mittagsfluh, wo diese Berstungen in die Erscheinung treten, trägt die südliche derselben bereits vollkommen den Charakter einer Ueberschiebung, während die nördliche eben im Begriffe ist, als solche zu entstehen. Das Interessante an der letzteren ist nun, daß sie ihre Entstehung in der Weise nimmt, daß der Jurakalk des südlichen Gewölbeschenkels, nachdem er auf seiner schlüpfrigen, mergeligen Unterlage eine kurze Strecke weit geschleift war, schon durch diese geringe Ortsveränderung eine Zerreißung des normal mächtig entwickelten Kalkes nächst dem Gewölbefirst hervorgerufen hat, der eine kurze nordwärts gerichtete Gleitbewegung der über dem Spalt liegenden Kalkmassé folgte. Blickt man von der Fahrstraße aus der Nähe der Dreihütten zu den Wänden der Mittagsfluh hinauf, so erkennt man dort deutlich das geschilderte tektonische Bild, das auch im Prof. 4 zum Ausdruck gebracht ist. Um sich von der eingezeichneten Verwerfung zu überzeugen, muß man allerdings zu den Wänden hinaufsteigen. Von der südlichsten der drei Mittagsfluhüberschiebungen, die auch in die Südseite der

Canisfluh störend eingreift, will ich nur erwähnen, daß auch sie in gleicher oder ähnlicher Weise entstanden zu sein scheint wie die beiden anderen. Besonders schön ist sie auf der östlichen Talseite aufgeschlossen; von der Straße aus sieht man oberhalb der Häuser von Jaghausen den übergeschobenen massigen Jurakalk dachförmig über dünnschiefrige Berriasmergel, die hier auch Fossilien einschließen, hinausragen. Von den drei Ueberschiebungen läßt diese südlichste das größte Ausmaß des durch Schub zurückgelegten Weges erkennen. Hiedurch erweist sich unter ihnen insofern ein harmonisches Verhalten, als sie in der Reihenfolge, in der sie südwärts hinter- und übereinander liegen, an Intensität des Schubes zunehmen, um diese aber jeweils zu erreichen, den Beginn des Schubes weiter nach Westen verlegen.

Unter den Verwerfungen, die den Bau der Mittagsfluh gestört haben, kommt nur einer einzigen Bedeutung zu. Sie durchschneidet den Berg längs der seichten Furche, in der der Weg von Berbigen zu den Sattelleckalpen und weiter zum Gipfel führt. Der östliche Gebirgstheil ist gegen den westlichen in die Tiefe gesunken. Die südliche Fortsetzung dieses Bruches ist vermutlich die Verwerfung, die in südwestlicher Richtung an den Gemeinden Berbigen, Zipfel und Schrecken vorbeiläuft, und durch die der Jurakalk des stehengebliebenen westlichen Gebirgstheiles eine zwar nicht sehr hohe, aber aus der Sohle des Achetales bis weit am Berghang hinauf zu verfolgende Steilwand bildet. Dieser Teil der Verwerfung ist zwischen Schrecken und Au, wo er von Staffelbrüchen begleitet wird, samt diesen vorzüglich aufgeschlossen.

Ehe das Juragewölbe im Westen gänzlich unter Kreideschichten verschwindet, erhebt es sich noch einmal im Kojenkopf zu mäßiger Höhe. Nord- und Südseite dieses Berges weisen einen ähnlichen Kontrast auf wie er von der Canisfluh geschildert wurde. Zwar ist seine Nordseite nicht so steil und nicht so kahl und felsig wie sein majestätischer Nachbar, aber auch seine Südseite ist, was eben die Stärke des Kontrastes erhält, in mindestens gleichem Verhältnis noch flacher und noch reicher an fruchtbaren Weiden. Prof. 7, das durch den Kojenkopf geht und Prof. 8 bedürfen in Verbindung mit der Hauptkarte kaum einer Erklärung. Es sei nur darauf hingewiesen, daß das Juragewölbe nach Norden

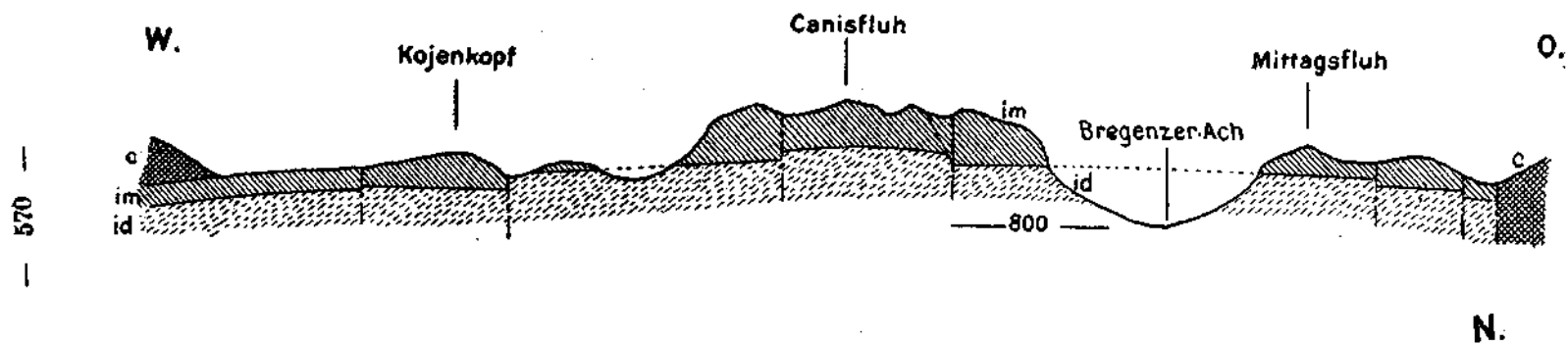


Fig. 5. — Maßstab 1 : 83.000

id = Dogger, im = Malm, c = Kreide, -.- = Verwerfungen.

überkippt ist, u. zw. bei Galtsuttis, wo die Kreideschichten mit schwacher Neigung südwärts unter den Jurakalk einfallen, in besonders hohem Maße. Alle Verwerfungen, sowohl die Längs- wie Querverwerfungen, sind gut aufgeschlossen. Die bedeutendsten unter ihnen sind der große Längsbruch, der die Nordseite des Kojenkopfes durchzieht und der erste lange Querbruch westlich vom Gipfel.

Das Profil in Fig. 5 durchschneidet das Juragewölbe seiner Länge nach von Westen nach Osten. Es soll dazu beitragen, bei einer Betrachtung des Gewölbes nach den Hauptzügen seiner Architektur das Maß des Auf- und Absteigens der Firstlinie hervortreten zu lassen. Das Profil zeigt nun, daß das Juragewölbe von seinen beiden Enden her, gegen den Gipfel der Canisfluh zu nicht in so starker Weise ansteigt, wie man es unwillkürlich vermutet, wenn man die drei Juraberge aus einiger Entfernung von Süden oder Norden her betrachtet. Vielmehr erkennt man, daß auch die Brüche dazu beigetragen haben, dem Kulminationspunkt der Firstlinie, der schon vor ihrem Eintreten in der Canisfluh lag, dadurch ein noch höheres Niveau gegen die anderen Punkte zu geben, daß von ihm aus die beiderseitigen Gebirgsmassen staffelförmig in die Tiefe gesunken sind.

4. Hirschberg, Gopfberg, Guntenhang. Verhältnismäßig einfach ist dieses im Norden der Jurainsel gelegene Kreidegebirge gebaut. Es lehnt sich, soweit keine diluvialen Ablagerungen und Gehängeschutt den Einblick in den Schichtenbau verhindern, dem südlichen Juragebirge überall regelmäßig an. Etwas kompliziert wird das Bild nur am Guntenhang. Doch auch hier ist dasselbe nicht schwer zu entziffern, wenn man sein Entstehen von Osten her verfolgt, entgegen welcher Richtung die tektonischen Verhältnisse immer einfacher werden.

Der Hirschberg zeichnet sich durch größte Regelmäßigkeit seines Schichtenbaues aus. Hauterivien, Barrémien, Aptien, Gault und Seewenschichten beteiligen sich in dem Verhältnis, wie es Karte und Profil erkennen lassen, am Aufbau einer aus Gewölbe und Mulde bestehenden Faltung, und zwar liegt die Mulde in einem höheren Niveau als wie das Gewölbe und ist teilweise nach Norden übergelegt. Der Hirschberg ist längs einem Querbruch gegen die im Osten aufragenden Murenköpfe und längs einem Längsbruch gegen den südlich

von ihm gelegenen südlichen Hirschberg in die Tiefe gesunken. Letztere Verwerfung ist nicht sehr bedeutend, tritt aber doch am Sattel, der die beiden Hirschberge verbindet, dadurch deutlich in die Erscheinung, daß durch sie die dunklen Valangienmergel vorübergehend nur in geringer Mächtigkeit anstehen. Die Hirschbergfalten, Gewölbe und Mulde, senken sich von der Höhe des Berges, in der sie kulminieren, sowohl nach Osten wie nach Westen. Während man ihr Profil jenseits des vorhin genannten Querbruchs, wenn man also ostwärts blickt, in den Murenköpfen wiedererkennt, verwischt sich ihr Bild, wenn man in westlicher Richtung wandert und zu dem niederen Sattel der Schnepfegg hinabsteigt, über den ein bequemer Fußweg die Verbindung zwischen Schnepfau und Bizau berstellt. Das Profil verwischt sich hier aus dem Grunde, weil Gault und Seewenschichten, die auf der Höhe des Hirschberges den Kern einer Mulde erfüllen und dadurch deren Gestalt erkennen lassen, auf dem breiten, teilweise bewaldeten Schrattenkalkrücken, der vom Sattel zum Gipfel ansteigt, gänzlich fehlen. Die tiefe Einsenkung der Schnepfegg im Rücken zwischen Hirschberg und Gopfberg bezeichnet gleichzeitig das tiefste Niveau, bis zu welchem sich das Falten-system von Osten her senkt, um jenseits desselben gegen den Gopfberg zu wiederum anzusteigen.

Der Weg von Schönebach nach Bizau entlang dem Bizauer Bach verläuft in einer Mulde, die sich dem Hirschberggewölbe nördlich anschließt und sich wie dieses nach Westen zu senkt. Das Innere der Schrattenkalkschale, deren Bänke bei Evenau aus dem südlichen in den nördlichen Schenkel umlaufen, wird von Gault, Seewenschichten und Flysch ausgefüllt. Dieses Vorkommen von Flysch innerhalb des Kreidebezirkes ist in Vorarlberg das bisher einzig bekannte. Bei Bizau erklärt es sich aus der tiefen Lage, die seine Schichten einnehmen. Diese ist nicht nur eine Folge des Absinkens der Mulde von Osten her gegen Bizau, sondern vor allem die eines sehr bedeutenden Grabenbruchs, längs dessen beiden seitlichen Spalten das ganze Kreidesystem mit dem auf ihm liegenden Tertiär in die Tiefe gesunken ist. Durch diesen Bruch fehlen die Seewenschichten entlang der südlichen Spalte vollständig, so daß dort Gault von Flysch berührt wird; entlang der nördlichen Spalte sind sie auf ein geringes Maß redu-

ziert worden. Im Bette des Bizauer Baches, sowie unmittelbar am Wege, der dessen nördliches Ufer begleitet und nicht über Hilkat führt, trifft man den Flysch mit seinen vielartigen, teils glimmerreichen Gesteinsarten in großen Massen aufgeschlossen.

Der Gopfberg besteht aus einem System ostwestlich streichender, isoklinaler Falten, die wie beim Hirschberg von Osten und Westen her gegen die Höhe des Berges zu ansteigen. Seinen Bau charakterisieren zwei Schrattenkalkgewölbe und eine zwischen ihnen liegende, von Gault und Seewenschichten ausgefüllte Mulde. Beide Gewölbe sind aufgebrochen und lassen im Kern Barrèmeschichten hervortreten. An das nördliche Gewölbe schließt sich nordwärts wieder eine Mulde, in der der Bizauer Bach fließt, deren Kern von Gault und Seewenschichten erfüllt wird, die aber, da längs der Muldenlinie von diluvialen Ablagerungen bedeckt, nur auf der nördlichen Bachseite den Schrattenkalk bedecken. In welcher Weise das Faltensystem des Gopfberges mit dem des Hirschberges zusammenhängt, bzw. sich aus demselben entwickelt, kann nicht in durchaus einwandfreier Form entschieden werden, da die ausgedehnten diluvialen Ablagerungen zwischen Bizau und der Schnepfegg dem Einblick in den Schichtenbau hinderlich sind und einen vor allem darüber im Unklaren lassen, wie das nördliche der beiden Gewölbe von Osten her seinen Anfang nimmt. Diese Ablagerungen machen es auch zur Ungewißheit, ob der Längsbruch, der in nächster Nähe des Gopfberggipfels durchzieht, die westliche Fortsetzung der südlichen der beiden vorhin besprochenen Spalten ist, längs denen der Flysch grabenförmig eingebrochen ist (siehe geologische Uebersichtskarte, in der dies angenommen wurde). Dagegen bezeichnen die Enden zweier kleiner Gault-Seewenmulden, von denen man die nördliche beim Ueberschreiten der Schnepfegg durchquert, den östlichen, in sich mehrfach gefalteten Anfang der großen Gault-Seewenmulde, die als tiefe Furche den Gopfberg durchzieht und eine Reihe fruchtbarer Weiden trägt. Hieraus könnte man schließen, daß das kleine Schrattenkalk-Gaultgewölbe, das sich an die nördliche der beiden kleinen Gault-Seewenmulden der Schnepfegg anschließt und von Osten her unter die diluvialen Ablagerungen der „Vor der Alpgasse“ taucht, jenseits derselben zum nördlichen Gopf-

berggewölbe wieder ansteige. Daß eine solche Annahme Berechtigung besitzt, kann nicht bestritten werden. Doch besteht neben ihr die andere sicher ebenso berechnigte Möglichkeit, daß das nördliche Gopfberggewölbe im Osten seine erste Aufbiegung in der Tiefe der großen Flyschmulde erfährt, in welchem Falle das vorgenannte kleine Schrattenkalk - Gaultgewölbe der „Vor der Alpgasse“ als weitere, u. zw. nördlichste Aufbiegung der Gopfberg - Gault - Seewenmulde aufzufassen wäre. Auf der Südseite des Gopfberges zeigt das tektonische Bild, wie der Schrattenkalk, der auf der Schnepfegg nur dem Südschenkel einer von Gault und Seewenschichten erfüllten Mulde angehört, westwärts durch Beherrschung einer immer breiteren Fläche zuerst zu einem Gewölbe abwärts, dann zu einer an dieses südlich anschließenden Mulde wieder aufwärts biegt. Vom Südschenkel dieser Mulde ist anzunehmen, daß er bei weiterem südwärts gerichteten Ansteigen in den Nordschinkel des großen Gewölbes übergeht, aus dem der Jura hervorbricht. — Der Gopfberg ist längs zwei Verwerfungsspalten in die Tiefe gestürzt, von denen die eine eine Quer-, die andere eine Längsverwerfung ist. Beide stoßen unter einem Winkel von 90^0 westlich von Reute aufeinander und bedingen dort das scharfe, rechtwinkelige Umbiegen der Bregenzer Ach aus der südnördlichen in die westöstliche Richtung. Ob der Querbruch bis in das Gebiet des Kojenkopfes reicht, ist wegen der starken Bewachsung des Geländes nicht zu entscheiden. Ein kleiner Bruch nahe dem Gipfel des Kojenkopfes und ein anderer bei der unteren Roßstelle können, da bei ihnen ebenfalls die östlichen Gebirgstelle abgesunken sind, mit ihm in Zusammenhang gebracht werden. Vom Längsbruch läßt sich dagegen mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß er im Osten mit der nördlichen der beiden Spalten beginnt, an denen der Flysch abgesunken ist, und im Westen mit der Verwerfung bei Schwelka-Vorsäß jenseits der Bregenzer Ach endigt. Der Einbruch des Gopfberges wurde von mehreren staffelförmig angeordneten Querbrüchen begleitet, von denen die Mehrzahl ein Absinken des östlichen Gebirgstelles erkennen läßt. Ueber die den Berg durchziehenden Längsbrüche geben Karte und Profil 6 genügende Auskunft; die Längsbrüche westlich der Gopfalpe besitzen scheinbar keine bedeutende Sprunghöhe. — Es sei noch erwähnt, daß der Gipfel von Mergelschiefeln ge-

krönt wird, die man von der Talsohle bei Mellau aus für Barrémmergel halten möchte. Doch wenn man den Gipfel von Süden her auf dem kleinen Rücken besteigt, der direkt zu ihm hinaufführt, so kann man klar und deutlich sehen, daß der Schrattenkalk unter ihm von der nördlichen zur südlichen Bergseite durchzieht und von den dünnschiefrigen Mergeln konkordant überlagert wird. Es sind die gleichen Aptienmergel, die im Achetal bei der Klausener Brücke zwischen Schrattenkalk und Gault schön aufgeschlossen sind (siehe stratigraphischer Teil, S. 531, 539).

Der tektonische Aufbau des Guntenhang oder der Hangspitze macht diesen Berg zu einem der interessantesten unseres, ja selbst des ganzen vorarlbergischen Kreidegebirges. Er ist ein idealer Vertreter eines Berges mit liegender Falte und reduziertem Mittelschenkel. Dieser und die aus seiner fortgesetzten Reduktion hervorgehende Ueberschiebung zerlegen den Berg in einen basalen und einen übergefalteten, bzw. übergeschobenen Teil.

Der basale Teil besteht, wenn man ihn bis zum Nordrand des Gebietes ausdehnt, so daß ihm auch noch die Südhälfte des Bayenberges angehört, aus einer Serie ostwestlich streichender Falten, die sich vom Gopfberg her verfolgen lassen, und die auch von denselben Gesteinen wie dort aufgebaut werden. Da das Faltenystem, wie vorher schon gesagt wurde, sich von der Höhe des Gopfberges nach Westen zu senkt, und diese Neigung auch auf der westlichen Acheseite beibehält, erklärt sich auf dieser das schnelle Untertauchen der beiden Schrattenkalk-Gaultgewölbe westlich und südlich von Klaus unter Seewenschichten, wodurch letztere gegen die Rohralpe zu durch Zusammentreten aus drei Mulden einen mächtigen, gefalteten Schichtenkomplex darstellen. Daß die beiden Schrattenkalkgewölbe bei Klaus und die sie trennende Gault-Seewenmulde die westliche Fortsetzung der beiden Schrattenkalkgewölbe des Gopfberges und der sie auch dort trennenden Gault-Seewenmulde sind, bedarf keiner Beweisführung. Die Regelmäßigkeit, mit der die Mulde das Achetal durchquert, spricht genügend für diese Tatsache. Während aber nur vom südlichen Gewölbe gesagt werden kann, daß es eine ungeteilte Fortsetzung des südlichen Gopfberggewölbes ist, besteht über das nördliche Gewölbe der Zweifel, ob es

entweder in gleicher Weise die Fortsetzung des ganzen nördlichen Gopfberggewölbes darstellt, oder ob es nach einer Gabelung desselben nur der südliche der beiden Aeste ist. Im ersteren Falle müßte die Gault-Seewenmulde des Bizauer Tales durch eine westwärts entstehende Aufwölbung eine Zweiteilung erfahren haben; auf der neu entstandenen Firstlinie läge P. 1254 des Schnell-Vorsäß-Wald; nördlich und südlich von dieser zögen die beiden Teilmulden vorbei. Im anderen Falle wäre das Schrattenkalkgewölbe des P. 1254 das nördliche der beiden Teilgewölbe des nördlichen Gopfberggewölbes und die nördlich von ihm vorbeiziehende Gault-Seewenmulde die ungeteilte Fortsetzung der Bizauer Mulde. Vom Gewölbe des P. 1254 und den es zu beiden Seiten begleitenden Mulden sei noch gesagt, daß sie westwärts etwas ansteigen.

Steht man in Mellau auf der Brücke, die über den Mellenbach führt, oder noch besser auf der etwas erhöhten Plattform des Eingangs in das Gasthaus zum Bären, und blickt man bachaufwärts auf das jenseitige Talgehänge, so sieht man kaum einige Meter über dem Bachbett die umbiegenden Schichtenköpfe eines grauen Kalkes, den man als Schrattenkalk erkennt und, falls man von Klaus hergekommen ist, als Fortsetzung des Schrattenkalkzuges verfolgen konnte, der am Aufbau des Gewölbes südlich von Klaus dessen auffälligstes Glied ist. Zwischen Klaus und Mellau bildet er über dem Waldsaum eine lange, senkrechte Felsmauer, die mit gleichmäßigem Abfallen nach Süden bei Mellau die Talsohle erreicht. Mit dem Schrattenkalk biegen bei Mellau auch die ihn überlagernden Gault- und Seewenschichten muldenförmig nach oben um, wovon man sich leicht überzeugen kann, wenn man zu der kleinen Häusergruppe oberhalb Uebermellen steigt, die schon im Seewenkern der Mulde liegt und wozu man nicht mehr wie insgesamt eine halbe Stunde benötigt. Gegenüber Mellau befindet man sich an der Wurzel der nach Norden überliegenden Falte, die den basalen Teil des Berges bedeckt, und die außer dessen Südabdachung dessen ganze Gipfelmasse aufbaut.

Schon R i c h t h o f e n hat auf den durch eine Ueberfaltung, er nennt es eine „Ueberstürzung“, charakterisierten Bau der Hangspitze aufmerksam gemacht. Um sich von demselben zu überzeugen, empfiehlt er, am Gehänge jenseits der Bregenzer Ache, also gegen den Gopfberg zu, anzusteigen, von wo aus

man einen freien Blick über das Gebiet der liegenden Schrattenkalk-Gault-Seewenmulde hat. Man sieht, wie der Schrattenkalk des tieferen Muldenschenkels sich gegen Mellau zu senkt und hier umbiegt. Dann wird sein weiterer Verlauf durch Bewachsung des Geländes eine Strecke weit zwar unkenntlich; doch zeigt die Neigung einiger frei austreichender Schichtköpfe, wenn man sie entsprechend dem vermutlichen Verlauf des umbiegenden Schenkels ebenfalls nach und nach eine weniger steile Lage einnehmen läßt, auf das Ende einer zweiten langen Felswand, die, da sie den Gipfel des Berges verdeckt, als Kamm des sichtbaren Bergteiles am Horizont abschließt. Nach Farbe und Beschaffenheit hält man die Wand, die der tieferen zwischen Klaus und Mellau durchaus gleicht und ihr parallel verläuft, jedoch viel höher liegt wie diese, unfehlbar ebenfalls für Schrattenkalk, u. zw. für Schrattenkalk des übergelegten Muldenschenkels, dies um so mehr, als die grünen Wiesen, unter denen man vorher oberhalb Uebermellen Seewenmergel beobachtet hat, mit Waldflächen abwechselnd, bis an den unteren Rand der Felswand hinaufreichen; längs dieser vermutet man natürlich Gault. Wiewohl Richthofen mit seiner „Ueberstürzung“ im Prinzip recht hat, haben ihn seine Beobachtungen dennoch getäuscht. Der Wiesen- und Waldstreifen zwischen den beiden Felsbändern besteht nicht nur aus Seewenschichten, sondern auch aus Gault, Schrattenkalk und Barrémien, die obere Felswand aus hauterivem Kieselkalk. All diese Stufen liegen als Glieder des übergelegten Mittelschenkels in umgekehrter Reihenfolge aufeinander. Die Ursache, warum das sonst im Gelände stets auffällige Glied des Schrattenkalkes zwischen den beiden Felsmauern nicht hervortritt, ist dreierlei Art: erstens ist der Schrattenkalk bei Mellau an und für sich nicht mehr mächtig, weil er hier das Aptien nicht allein, sondern mit Mergelschiefern zusammen vertritt; zweitens wird er im Mittelschenkel einer übergelegten Falte auf mechanische Weise reduziert; drittens wird er vom Schuttmaterial der höheren Wand, das sich über der unteren Wand angehäuft hat, größtenteils verdeckt. Vom Mittelschenkel ist noch zu bemerken, daß er, da das unter ihm gelegene Schrattenkalkgewölbe die westliche Fortsetzung des südlichen Gopfberggewölbes ist, mit dem Südschenkel der an dieses Gewölbe südlich angrenzenden Mulde korrespondieren muß.

Es muß also dieser im Süden des Gopfberges gelegene und von der Erosion schon abgetragene Muldenschenkel aus seiner vermutlich südwärts ansteigenden Lage nach Westen zu verhältnismäßig sehr schnell in die nordwärts überkippte Lage übergehen. Die Fläche des Schenkels muß also besonders dort, wo dieser schon abgetragen ist, sehr windschief sein.

Indem aus dem Mittelschenkel der Schrattenkalk und der Gault durch fortgesetzte Reduktion westwärts vollständig verschwinden und nun große Diskordanzen zwischen den Barrême- und Seewenschichten eintreten, entwickelt sich eine Ueberschiebung, deren Gleitfläche auf der ganzen Nordseite des Berges mit scharfer Linie austritt. Besonders schön kann man diese in den Schroffen nördlich von der Alpe Nässelfluh beobachten. Sogar von der Straße bei Klaus aus kann man eine kurze Strecke von ihr oben in den Schroffen erkennen; doch müssen die Verhältnisse günstig sein, das heißt, die Beleuchtung gut und die Felsen trocken, denn nur dann heben sich die Seewenmergel mit ihrer leuchtenden, weißlichgelben Farbe von den dunkleren, bräunlichgelben Barrémschichten ab. Beide Stufen sieht man mit großen Diskordanzen aneinander stoßen. Die Austrittsfläche kann natürlich noch viel schöner, weil aus größerer Nähe, studiert werden, wenn man zur Rohralpe wandert, über die ein beliebter Weg nach Dornbirn führt. Unmittelbar gegenüber dieser Alpe auf dem Rücken, der vom Gipfel des Guntenhang in nordwestlicher Richtung hinabzieht, ist die Ueberschiebung mit fast rechtwinkliger Diskordanz und intensivster Faltung, besonders des übergeschobenen Gebirgsteiles, hervorragend schön aufgeschlossen.

Schrattenkalk, Gault und Seewenschichten des normal liegenden oberen Gewölbeschenkels, krönen den von mehreren Verwerfungen getroffenen Gipfel. Ob die unternormale Mächtigkeit, die der Schrattenkalk dort aufweist, eine fazielle oder mechanische Ursache hat, konnte ich nicht entscheiden. Zwischen ihm und dem des Mittelschenkels liegen die Barrémschichten, da zwei Schenkeln angehörig, in mindestens doppelter Mächtigkeit.

Die tieferen Teile der Südabdachung des Berges bestehen vorwiegend aus Valangien und Hauterivien. Diese beiden Stufen bilden zwischen dem Achetal und dem Tobel, der von

der Gunter Alpe herabkommt und bei „Im Tös“ in den Mellenbach mündet, der Kern der nach Norden übergelegten Gewölbefalte; u. zw. gehört, wenn man sich von dem großen Bergsturz bei Dosegg aus orientiert, die östlich desselben gelegene große Hauterivefläche dem verkehrt liegenden Mittelschenkel, die westlich desselben gelegene schmalere Hauterivefläche dem normal liegenden hangenden Gewölbeschenkel an, während nördlich von ihm zwischen den Leger Alpen und der Alpe Nässefluh beide Schenkel sich im Scheitel des Gewölbes vereinigen. Auf dem Wege zur Haugspitze, der beide Schenkel durchquert, trifft man kurz ehe man zu den Häusern von Dosegg kommt, in einer kleinen Wasserrinne dunkle Valangienmergel, die, da sie dem verkehrt liegenden Mittelschenkel angehören, das Hangende von dessen Hauterivien bilden. Westlich des vorgenannten Tobels wird das normal liegende Schichtensystem des hangenden Gewölbeschenkels aus seiner talwärts gerichteten Neigung scharf aufwärts gebogen und nach Norden übergelegt, wodurch eine neue liegende Mulde entsteht, in deren hangendem Schenkel die Schichtenfolge naturgemäß wieder eine verkehrte Lage einnimmt. Die Barrém-schichten, welche man zwischen den Bucher Schroffen und dem Tobeleinschnitt lappenförmig nach Süden greifen sieht, erfüllen den Kern dieser Mulde, gegen deren südwärts geneigte Achsenebene das östlich des Tobels sich ausbreitende Hauterivien eine tiefe, das westlich von ihm gelegene Hauterivien eine hohe Lage einnimmt. Am Westrand der Karte liegen Valangien, Hauterivien und Barrémien zwar wieder normal aufeinander, doch läßt die Breite des Hauterivien richtig vermuten, daß dieses in sich gefaltet ist.

Ueberblickt man den Faltenbau der drei beschriebenen Berge, so fällt einem in erster Linie die Zunahme der Faltenzahl, die auch einen intensiveren Vorgang der Faltenbildung zu bedeuten scheint, in der Richtung von Osten nach Westen auf. Zwei Mulden und einem Gewölbe am Hirschberg entsprechen drei Mulden und zwei Gewölbe am Gopfberg, vier Mulden und drei Gewölbe am basalen Teile der Hangspitze, deren hangender Teil noch von einem großen liegenden Gewölbe eingenommen wird. Das Variieren in Gestalt und Zahl der Falten läßt keine großen, langen Gewölbe zustande kommen, die als Hauptgewölbe von Berg zu Berg verfolgt werden könnten,

sondern zeigt an jedem Berg ein neues Faltenbild, das für sich betrachtet werden muß. Welcher Art die tektonischen Uebergänge sind, die den Hirschberg mit dem Gopfberg, sowie diesen mit der Hangspitze verbinden, wurde bereits genügend besprochen.

Wie erklärt es sich aber nun, daß während vom Gopfberg ostwärts einfacher isoklinaler Faltenbau herrscht, dieser am Guntenhang, in dessen basalen Teil er fortsetzt, noch von einer so großen liegenden Falte überdeckt wird? Mit anderen Worten: Wie war es möglich, daß die von Süden her wirkenden Kräfte nur im Gebiete des Guntenhang das Schichtensystem der Kreide oder wenigstens einen großen Teil derselben in so auffällig starker Weise nach Norden überlegten? Für die Beantwortung dieser Frage findet man bald eine Erklärung, wenn man den Bau des Juragewölbes genau betrachtet. Die bedeutende Emporhebung dieser gewaltigen, verhältnismäßig schwer beweglichen Kalkmasse mußte, wenn sie nicht erst in der letzten Phase der Faltenbildung eintrat, was nicht anzunehmen ist, von der Zeit ihres Bestehens an auf die weitere Faltenentwicklung sowohl des vor wie hinter ihr liegenden Gebirgslandes von Einfluß gewesen sein. Sie übte diesen nun in der Weise aus, daß sie die von Süden her wirkenden Kräfte veranlaßte, ihre den Schichtenbau störende Wirkungsweise fernerhin in dem südlich von ihr gelegenen, der Faltung zugänglicheren Kreideland, zum Austrag zu bringen. Das nördlich von ihr gelegene ebenso faltungsfähige Kreideland beschützte sie dagegen vor weiteren Eingriffen der von Süden wirkenden Kräfte. So erklärt sich der einfache isoklinale Faltenbau der beiden nördlich der Hauptmasse des Juragewölbes gelegenen Berge des Gopfberges und des Hirschberges. Mit dem Absinken des Gewölbes nach Westen konnten dort die Kräfte ihre Energie ungehindert nordwärts bis in den Guntenhang übertragen, wo sie einen Teil der steil stehenden Falten nach Norden überschlugen.

5. Südliches Flyschgebirge. Ehe ich mit der Schilderung der noch zu besprechenden Kreideberge fortfahre, will ich das südliche Flyschgebirge einer kurzen Betrachtung unterziehen, denn der Bau der ersteren ist nur zu begreifen, wenn man weiß, in welchem tektonischen Verbande sie mit ihrem südlichen Nachbarn, dem Flyschgebirge, stehen. Dieses

stellt im ganzen untersuchten Gebiet von dessen Ost- bis zu dessen Westrand eine große Schubmasse dar, die dem nördlich vorgelagerten Kreidegebirge übergeschoben ist und selbst vom ostalpinen Triasgebirge überschoben wird. Von seinem inneren Baue kann nicht viel mehr gesagt werden, als daß der ihn zusammensetzende mächtige Schieferkomplex in intensivster Weise gefaltet und zu bedeutenden Höhen emporgehoben wurde. Seine Schichten sind meist steil aufgerichtet und fallen nach Süden. Hauptgipfel, die über 2000 m Höhe erreichen, sind Ochsenhofer Spitze, Uentschenspitze, Toblermann, Zafer Horn und Damülser Horn. Die Gleitfläche, auf der das Flyschgebirge das Kreidegebirge überschoben hat, ist stellenweise ganz hervorragend schön aufgeschlossen. Die Beschreibung dieser Fläche will ich jedoch, da sie in gleich großer Bedeutung auch dem basalen Kreidegebirge angehört, mit dessen weiterer Schilderung verknüpfen. Außerhalb des untersuchten Gebietes verfolgte ich die ebenso wichtige wie interessante tektonische Störung ostwärts bis nahe an die Breitachklamm, westwärts bis an den Hohen Freschen; auch von diesen Beobachtungen wird noch zu reden sein.

Nicht minder schön wie die Schubfläche an seiner Basis ist die über seinem Haupte, auf der der Flysch vom ostalpinen Triasgebirge überschoben wurde, aufgeschlossen. Ihr Außenrand ist auf der Nordseite der Künzelspitze und des Zitterklapfen vom Tale aus wiederholt sichthar und zeigt sich als scharfe Linie, bis zu der vegetationsreicher Boden hinaufreicht. Ueber sie erheben sich mit erdrückender Gewalt stolz, wild und ernst, kühne Felsbauten des Dolomits.

6. Murenköpfe, Hoher Ifen, Didamskopf. Die Murenköpfe zeigen das gleiche tektonische Bild wie ihr westlicher Nachbar, der nördliche Hirschberg, gegen den, getrennt durch eine Verwerfungsspalte, sie eine hohe Lage einnehmen. Gewölbe und Mulde des Hirschberges setzen über den Osterguntenbach, der die Verwerfung begleitet, zu den Murenköpfen hinüber, werden aber hier von durchwegs älteren Schichten aufgebaut, da die Erosion im höher liegenden Gebirgstheil naturgemäß schneller arbeitet als wie im tiefer liegenden Teile, bzw. in jenem die tieferen Schichten früher anschneidet. Während daher westlich des Osterguntenbaches das Hauterivien zwischen der Hinteren Hänsler Alpe und der

Ulvenalpe im Gewölbefirst nur als schmaler Zug aus dem Barrémien hervorbricht, gehört es östlich des Baches, indem es sich unter dem Diluvium der Vorderen Häsler Alpe gabelt, zwei Zügen an, die zwischen sich im Kerne des Gewölbes Valangienmergel hervortreten lassen. An die Hauterivienzüge lehnt sich von Norden und Süden in ganz normaler Weise Barrémien, an dieses Schrattenkalk. Die kleinen Schrattenkalkpartien auf den beiden Murenkopfgräten erfüllen den Kern der an das Gewölbe südlich angrenzenden Mulde. In dieser sind die Seewenschichten von der Erosion bereits vollkommen abgetragen, während der Gault nur auf dem östlichen Grat noch als kleiner Rest erhalten geblieben ist. Das Hauterivien des südlichen Muldenschenkels steht vollkommen senkrecht. Diese Lage und seine kieselige Beschaffenheit lassen ihn der Verwitterung am stärksten trotzen und machen die beiden Punkte 1654 und 1723 zu den Hauptkulminationspunkten der beiden Gräte. Es sind zwei imposante Felstürme, die der kleinen, durchschnittlich nicht sehr hohen Gipfelgruppe ein trotzig wildes Aussehen geben. Unter den Verwerfungen im Gebiete der Murenköpfe besitzen ein Quer- und ein Längsbruch größere Bedeutung. Durch ersteren ist der vorhin genannte Gaultrest in Berührung mit Hauterivien geraten; längs letzterem ist das Didammassiv gegen die Murenköpfe in die Tiefe gesunken. Die durch diesen Einbruch zwischen beiden Gebirgstheilen hervorgerufenen großen Diskordanzen sind am schönsten auf dem östlichen der beiden Murenkopfgräte (siehe Profil 3) zu beobachten, wo im Sattel nördlich des P. 1659 das Hauterivien flach und tief liegt, also senkrecht zu dem in nächster Nähe steil und hoch aufragenden Hauterivien des P. 1723.

Wer auf dem Gipfel des Hohen Ifen steht und über die Seffischroffen ⁴⁾ nach Schönebach hinabsieht, kann von dort her, also von der Nordseite der soeben besprochenen Murenköpfe im Gelände leicht verfolgen, wie die drei Kreidestufen Hauterivien, Barrémien und Aptien auf ihn zustreichen, und zwar anfänglich in steiler, dann in immer flacherer Lage. Sie gehören dort dem sehr regelmäßig gebauten Nordschenkel eines Gewölbes an, das im Ifengipfel kulminiert. Jede der drei Stufen trägt ihren eigenen und für sie typischen Charakter

⁴⁾ Nicht Seefischschroffen, wie in der Karte steht; der Name rührt vom Seffi- oder Heidekraut, das auf den Schroffen wächst.

und kann absolut nicht mißdeutet werden: zu unterst bildet der schwarze häuterive Kieselkalk eine Steilwand; über dieser nehmen die gelben Barrêmemergel schrägere Böschung an; zu oberst liegt der lichtgraue Schrattenkalk, der gegen den Ifentobel zu nur ein schmales Felsband bildet, nach Norden, Nordosten und Osten dagegen sich in wüsten Karrenfeldern ausbreitet.

Blickt man nun vom gleichen Standpunkt aus auf die andere, auf die Südseite des Ifentobels, so glaubt man in ihr das Spiegelbild der Nordseite zu erkennen, denn auch in ihr erblickt man an der Basis das steile felsige Hauteriveband, darüber die Barrêmemergel und zu oberst ebenfalls wieder Schrattenkalkbänke. Da sich das ganze Schichtensystem scheinbar gleichmäßig nach Süden neigt, so ist es naheliegend, anzunehmen, daß dasselbe dem Südschenkel des vorhin genannten Gewölbes angehört, das im Ifen kulminiert. In dieser Annahme wird man noch bestärkt, wenn man auf der Südabdachung des Pelingers Köpfe dem gaultähnlichen Sandstein begegnet, der die Schrattenkalkbänke stellenweise bedeckt, und erst recht glaubt man an sie, wenn man von dort aus in den Einschnitt des Schwarzwasser Baches gelangt und in ihm nicht unerwartet Seewenmergel trifft. In Wirklichkeit sind die Verhältnisse jedoch vollkommen anders und sehr viel komplizierter. Jener vermeinte einfache Bau eines Südschenkels wird von den Schrattenkalkbänken und dem gaultähnlichen Sandstein vorgetäuscht, die scheinbar in normaler Weise als Vertreter der Aptien- und Gaultstufen auf dem Barrêmien liegen, in Wirklichkeit aber mit diesen Stufen nichts zu tun haben, sondern dem Hauterivien angehören, das nordwärts überfaltet ist. Das auf dem Hauterivien liegende Barrêmien ist naturgemäß mit nach Norden überfaltet und liegt daher in der viele hundert Meter hohen Fellefluh in mindestens doppelter Mächtigkeit aufeinander. In den Wänden südlich des Ifentobels dürfen also nur der untere Hauterivezug und die auf diesem liegende untere Hälfte der Barrêmeschichten als Bauteile des Südschenkels des Gewölbes betrachtet werden, das im Ifen kulminiert.

Welche Rolle spielt nun der Schrattenkalk, der im nördlichen Gewölbeschenkel das Barrêmien normal überlagert, weiter nach Süden? Er beschreibt genau die gleiche Profilkurve wie dieses, das heißt, er zieht mit ihm über den Ge-

wölbefirst zum südlichen Gewölbeschenkel hinüber, wird dort mit überfaltet und taucht dadurch unter die es überlagernden älteren Kreideschichten. Der nicht durch Uebergänge verwischte, sondern ungemein scharfe und plötzlich einsetzende Wechsel zwischen den dünnen Mergelschiefern und den massigen Kalken läßt die Grenze zwischen Barrêmien und Aptien in genauester Weise verfolgen. In den Schroffen des Ifentobels sieht man den Schrattenskalk bis etwas westlich des P. 1935 als normales Hangendes des Barrêmien. Wo dort die Grenzlinie zwischen beiden Stufen eine scharfe Wendung beschreibt, um in die flachere Südabdachung zu ziehen, folgt sie mit dieser Wendung dem Umbiegen der Schichten an der Muldenlinie und wird dadurch zur Grenzlinie zwischen den nun verkehrt liegenden beiden Stufen. Die verkehrte Auflagerung des Barrêmien auf dem Aptien ist besonders schön an zwei Stellen südwestlich des P. 1991 zu sehen. An der westlichen der beiden Stellen schaut der Schrattenskalk in der Tiefe eines nur nach dem Süden offenen Kessels unter den ihn fensterartig umrahmenden und überlagernden Barrêmeschichten hervor. Auch oberhalb der Melköde sieht man den Schrattenskalk am nördlichen Talgehänge des Schwarzwasser Baches als schmalen Streifen unter Barrêmeschichten hervortreten. Die hier durch Verwerfungen etwas kompliziert gestalteten Verhältnisse werden durch Profil 2 erklärt. Schließlich befindet sich noch ein kleiner Rest Schrattenskalk im Kerne der nach Norden übergelegten Barrëmemulde in der Fellefluh unterhalb des Pelingers Köpfe. Hier wie an den Aufschlüssen östlich und südöstlich des Pelingers Köpfe ist die Mächtigkeit der im Hangenden des Schrattenskalks liegenden Barrêmeschichten, das heißt im Mittelschenkel bedeutend reduziert.

Die genannten Schrattenskalkvorkommnisse auf der Westseite des Hohen Ifen und auf der Nordseite des Pelinger Köpfe lassen erkennen, daß die der Grenzfläche zwischen Barrêmien und Aptien zugehörige Muldenlinie⁵⁾ auf der Nordseite des Pelingers Köpfe zwischen diesem und P. 1935 west-östlich streicht, etwas westlich dieses Punktes jedoch scharf nach Süden umbiegt. Längs der Ostwestlinie ist die Mulde also nach Norden, längs der Nordsüddlinie dagegen nach Osten über-

⁵⁾ Da die Mulde überkippt ist, hat natürlich jede Schichtfläche ihre eigene Muldenlinie.

kippt. Schräg durch die nordsüdlich streichende Muldenlinie zieht ein Diagonalbruch von Melköde in nordwestlicher Richtung zum Pelingers Köpfe, längs dem dieses gegen den Ifen abgesunken ist. Diesem Bruch kommt durch seine Lage insofern Bedeutung zu, als östlich und westlich von ihm verschiedene tektonische Verhältnisse herrschen. In scharfer Weise kann er diese natürlich nicht trennen, denn der Unterschied in den Falten- und Ueberschiebungsbildern zweier Berge muß durch Uebergänge vermittelt werden. Was den Unterschied zwischen den Faltenbildern betrifft, so wird derselbe am ersichtlichsten, wenn man Profil 1 östlich des Bruches mit Profil 3 westlich desselben vergleicht; hier das einfache Schrattekalkgewölbe, dort die überkippte Hauterive-Barrêmemulde. Der Uebergang, der die beiden Bilder verbindet, und durch dessen Bereich die Diagonalverwerfung zieht, besteht, wie die Karte erkennen läßt, darin, daß der vom Ifengipfel sich schwach nach Süden neigende Schrattekalk in westlicher Richtung also gegen das andere Profil zu mit mäßiger Steilheit abfällt und dann plötzlich, indem er in dessen überkipptes Schichtensystem gerät, nach Osten zurückgeworfen wird. Ueber den Unterschied zwischen den Ueberschiebungsbildern beiderseits des Bruches wird in folgendem die Rede sein.

Die Ueberschiebung des Flysches über die Kreide ist im Gebiet des Hohen Ifen in besonders schöner Weise aufgeschlossen. Da sie, wie schon gesagt wurde, bis in die Nähe der Breitachklamm verfolgt werden kann, wollen wir uns von dort her ihr entlang dem Ifen nähern. Tritt man am südwestlichen Ende der Breitachklamm aus dieser heraus, so ist vorerst von einer Ueberschiebung nichts zu sehen, denn auf beiden Talseiten folgen Schrattekalk, Gault, Seewenkalk, Seewenmergel und Flysch in normaler Reihenfolge aufeinander. Dagegen ist hier eine südwest-nordöstlich streichende Verwerfung in hervorragend schöner Weise aufgeschlossen, die aus dem Grunde sehr interessant ist, weil die Breitach genau in der Spalte in die Klamm eintritt, dieselbe also als Angriffspunkt zu dem von ihr erzeugten gewaltigen Erosionsphänomen benutzt. Durch die Verwerfung erscheinen die 30° bis 40° nach Südwesten einfallenden Schichten auf der nordwestlichen Talseite um 50 m flußaufwärts verschoben; die südöstliche Talseite ist also in die Tiefe gesunken. Auf einem neu an-

gelegten Fußweg in der Talsohle längs der Breitach flußaufwärts wandernd, gelangt man kurz ehe man die nördliche Tal-
seite verläßt, um dann auf der südlichen nach Riezlern an-
zusteigen, in eine kleine Klamm, deren felsige Wände von
Schrattenskalk und Gault aufgebaut werden (siehe Kartenskizze,
Fig. 6).



Fig. 6.

Seewenschichten fehlen. Der Flysch liegt diskordant auf dem Gault. Die Schubfläche ist am nordöstlichen Eingang in die Klamm auf der nördlichen Talseite unmittelbar am Wege prachtvoll aufgeschlossen.

Der Weg von Riezlern zum Hohen Ifen führt jenseits der Breitach, in der man den Flysch in steil aufgerichteten Platten antrifft, über einen niederen Höhenzug, der seine Fruchtbarkeit vorwiegend diluvialen Ablagerungen verdankt. Unmittelbar nach der Einmündung des Weges, der von Hirschegg heraufführt, verläßt der Weg die Höhe und senkt sich gegen die Tiefe des Schwarzwasser-Baches. Aus der Wegböschung wittert der Flysch nun wiederholt homogen heraus, so daß über sein Anstehen bald kein Zweifel mehr besteht. Dann gelangt man aus ihm dort, wo der Weg das Bachbett erreicht,

unmittelbar in den Schrattenkalk. Dieser bildet einen hohen Felsriegel, über den die Schwarzwasser stürzt. Oberhalb dieses Riegels, nur wenige Meter bachaufwärts, steht eine Sägemühle, an der der Weg vorbeiführt. Ist man an dieser vorüber, so sieht man unmittelbar hinter derselben steil aufgerichtete Flyschschiefer mit senkrechter Diskordanz auf flach liegendem Schrattenkalk stehen. Der Außenrand der Schubfläche wird vom Wasser bespült und ist in einer Länge von vielen Metern so schön aufgeschlossen, daß man mit der Handfläche Flysch und Schrattenkalk gleichzeitig berühren kann. Der Weg auf den Ifen zweigt nun bald von dem, der weiter der Schwarzwasser entlang über Melköde zum Joch Hoch Gerach führt, rechts zu den Auenalpen ab. Von ihnen wie von der höher gelegenen Ifenalpe aus sieht man überall den Schrattenkalk in dicken Bänken und mit mäßiger Steilheit sich gegen die Schwarzwasser zu senken. Er gehört hier dem Südschenkel des großen Schrattenkalkgewölbes an, das im Ifen kulminiert. Das Gewölbe ist im Firne aufgebrochen und läßt in der seichten Furche, die die Ifenplatte längs ihrem Nordostabsturz begleitet, Barrèmemergel hervortreten. Der Weg auf den Ifen führt eine Zeitlang in dieser Furche. Mehrere Brüche, die die Ifenplatte quer durchziehen, sind am staffelförmigen Absinken des massigen Schrattenkalkes schön zu erkennen (siehe Profil 1).

Bleibt man, statt zum Ifen abzuzweigen, auf dem Wege nach Melköde, so trifft man bald wieder im Schwarzwasserbett die Ueberschiebung des Flysches über Schrattenkalk. Die Stelle liegt südlich der Auenalpen (siehe Hauptkarte) und zeigt wie vorher an der Sägemühle, daß steil stehender Flysch schwach nach Süden geneigten Schrattenkalk überschoben hat. Die Stelle ist aber nicht so schön wie jene, da die Schubfläche nicht derart aufgeschlossen ist, daß man den direkten Kontakt zwischen beiden Gesteinen sehen kann. Bis Melköde ist der Schubrind dauernd verdeckt, da die Tiefe des Tales, in der er liegt, von Diluvium und einem gewaltigen Bergsturz erfüllt wird. Südlich der kleinen Häusergruppe von Melköde ist er am Berghang in einem von Süden herabziehenden Wasserriß in geringer Höhe über der Talsohle wieder auf eine kurze Strecke sichtbar. Flysch überschiebt hier Gault, der auf Schrattenkalk liegt. Eine senkrechte Verwerfungsspalte, die diesen vom Hauterivien trennt, ist im Einschnitt der Schwarzwasser

auf der südlichen Bachseite schön aufgeschlossen. Die Verhältnisse bei Melköde sind insofern interessant, und von tektonischer Bedeutung, als sie ein Bindeglied darstellen zwischen den beiden verschiedenartigen Ueberschiebungsbildern, die östlich und westlich von Melköde und gleichzeitig östlich und westlich des vorhingenannten Diagonalbruchs herrschen. Während nach der einen Seite zu die übergeschobene Flyschmasse auf südlich fallendem Schrattenkalk liegt, und während sie nach der anderen unter Mitnahme von Seewenschichten nach Norden überkipptem Hauterivien aufliegt, trifft man bei Melköde diese sonst nur einzeln unter ihr liegenden Gebirgsteile beide in ihrem Liegenden an, u. zw. den Schrattenkalk mit auf ihm liegenden Gault unmittelbar unter ihr.

Es ist nicht leicht, sich von den komplizierten Faltungs- und Ueberschiebungsvorgängen auf der Südabdachung des Hohen Ifen und des Pelingers Köpfe ein einwandfreies und klares Bild zu machen. Um so interessanter und erstaunlicher ist es, daß genau die gleichen komplizierten Erscheinungen nur in spiegelbildlicher Gestalt im Bereich des Hohen Freschen wiederkehren. Bei Besprechung der dortigen tektonischen Verhältnisse werde ich auf die des Ifen nochmals zu sprechen kommen und dann versuchen, die beiden gleichartigen Erscheinungen dem zwischen Ifen und Freschen großzügig angelegten Bewegungsmechanismus einzufügen.

Zwischen Melköde und dem Joch Hoch-Gerach wird die Südabdachung des Pelinger Köpfe und des Hählekopfs von einem großen Längsbruch durchzogen, an dem die Schubmasse des Flysches mit diesem normal angelagerten Seewenschichten, welche also auch zu ihr gehören, in die Tiefe gesunken ist. Der stehen gebliebene, höhere Gebirgsteil nördlich des Bruchs ist von der ihn ursprünglich bedeckenden Schubmasse scheinbar ganz frei. Ich muß mich hier in meiner Ausdrucksweise einschränken, da es mir nicht ausgeschlossen scheint, daß zur Schubmasse gehörige Gaultreste noch auf ihm liegen. Zwischen Hoch-Gerach und dem Sattel 1750 tritt nämlich zu den Seewenschichten der Schubmasse noch Grünsandstein des Gault hinzu. Aber nur dieser ist einwandfrei als Gault zu erkennen. Ob Quarzsandstein des Gault, der von dem des Hauterivien nicht zu unterscheiden ist, sich an der Zusammensetzung der Schubmasse noch beteiligt, kann nicht ent-

schieden werden. Den durch mehrere kleine Brüche recht kompliziert gestalteten stratigraphischen, wie tektonischen Zuständen östlich des Jochs Hoch Gerach folgen westlich desselben gegen den Didamskopf zu etwas klarere Verhältnisse:

Im geologischen Aufbau des schön und ebenmäßig geformten Didamskopfes sind das lange steile Felsband, das seine Basis umsäumt und die mächtige Schiefermasse über demselben, die sich mit geringerer Steilheit bis knapp unter seinen Gipfel auftürmt, die auffälligsten Glieder. Das Felsband ist Hauterivien und die Fortsetzung des Hauterivezuges, das im Ifentobel den Fuß der Felle Fluh bildet, die Schiefermasse Barrémien und die Fortsetzung des Barrémien der Felle Fluh. Wie dort liegen auch am Didamskopf die Barrêmeschichten nach Norden überkippt, also mindestens doppelt. Wie dort liegt infolge dieser Ueberfaltung Hauterivien zuoberst und krönt gleich am Pelingers Köpfe auch am Didamskopf den Gipfel des Berges und bedeckt einen großen Teil seiner Südabdachung. In welcher intensiver Weise die Schiefermasse des Barrémien bei dieser Ueberfaltung im Kern der großen liegenden Hauterive- mulde in sich verfaultet worden ist, zeigt sehr schön der Nordgrat des Didamskopfes, wenn man sich demselben aus dem Quellgebiet der Subersache über die Alpe Oberfelle nähert. Unterzieht man sich der Mühe, bis an den Grat heranzugehen, so erkennt man auch den kleinen Rest Schrattenkalk, der mit typischem Habitus dem Barrémien eingefaltet ist (s. Profil 3). Der Schrattenkalk befindet sich hier in einer ähnlichen Position wie ostwärts in den Wänden der Felle Fluh. Während jedoch dort in seinem Hangenden die Barrêmeschichten stark reduziert sind, erscheinen sie hier über ihm eher verstärkt.

Der große Längsbruch, dem wir auf der Südseite des Pelingers Köpfe von Melköde bis zum Joch Hoch-Gerach folgten, setzt westwärts in das Didamsmassiv fort und ist in demselben nördlich von P. 1817 prachtvoll aufgeschlossen. Die Erosion hat hier eine hohe, aber nicht sehr breite Hauterivemauer an drei Stellen, rückwärts arbeitend, vollkommen durchschnitten und dadurch zwei Türme stehen lassen, die sich bis in die Tiefe hinab mit ihren bergwärts gerichteten Flanken diskordant an Seewenschichten anlehnen (s. Fig. 7). Die Sprunghöhe der Kluft muß also mindestens die Höhe der fast 100 m hohen Türme besitzen. An diesen ist noch weiter

von tektonischem Interesse, daß sie von Seewenmergeln gekrönt werden, die mit rechtwinkliger Diskordanz auf dem Hauterivien stehen und kleine Erosionsreste der nördlich des Längsbruches nicht in die Tiefe gesunkenen Schubmasse sind. Wer den Didamskopf von Au oder Schoppernau aus besteigt, sollte nicht versäumen, den sehr interessanten Verhältnissen bei P. 1817 Beachtung zu schenken. Verläßt man diesen Punkt, um nach einer der genannten Ortschaften abzusteiigen, so wandert man längs des Außenrandes der Schubfläche, die nun jedoch

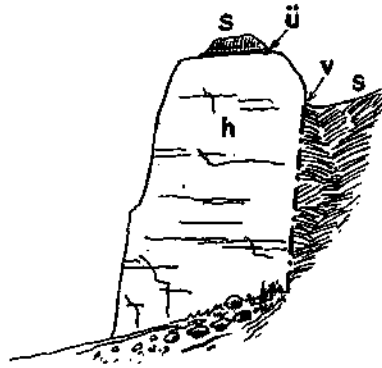


Fig. 7.

- S — Seewenschichten
- h — Hauterivien
- Ü — Überschiebung
- .-.- V — Verwerfung

nicht mehr in so schöner Weise aufgeschlossen ist. Besonders bereitet es wiederum Schwierigkeiten, die Grenze zwischen übergeschobenem Gault und überschobenem Hauterivien zu ziehen. — Auf die Eigentümlichkeit, daß in den Schroffen nahe der Mündung des Schrannebaches beim Kälberboden unter den Seewenschichten plötzlich die Kalke eine abnorm hohe Mächtigkeit erreichen, wofür ich keine stratigraphische, sondern eine tektonische Ursache annehme, nämlich eine Zusammenstauung während der Schubbewegung, wurde bereits bei Besprechung der Seewenschichten hingewiesen.

Der basale Teil des Didamskopfes ist nicht so einfach gehaut, wie man unwillkürlich annimmt, wenn man vom Bregenzer Achetal aus das Hauteriveband betrachtet und aus dessen geradlinigem Verlauf darauf schließt, daß unter ihm in stratigra-

phisch normaler Weise nur noch älteres Gestein herrscht. Begeht man das Terrain, so überzeugt man sich nämlich bald von ganz bedeutenden Komplikationen. Leider sind große Flächen des Geländes von mächtigen diluvialen Ablagerungen bedeckt, die den Einblick in den tektonischen Bau wesentlich erschweren und mehrere Kombinationsweisen der Dinge, die man sehen kann, gestatten. Mir scheint folgendes Bild das einfachste und wahrscheinlichste zu sein, wobei ich vom Sattel zwischen dem Didamskopf und den östlichen Murenköpfen ausgehe, durch den Profil 3 gelegt ist: Im Sattel liegt eine kleine Scholle Hauterivien flach und konkordant, also ganz normal auf Valangien. Die Scholle wird im Süden von einer Verwerfung begrenzt, an der sie gegen den Didamskopf abgesunken ist. Schiebt man sie um den Betrag der Sprunghöhe nach oben, so kommt sie ins Niveau des Hauterivien am Fuße des Didamskopfes zu liegen, mit dem sie ehemals eine ebenflächige Lage bildete. Im benachbarten Sattel, der den Didamskopf mit den westlichen Murenköpfen verbindet, zeigt das Profil bereits ein etwas anderes Bild. Zwar liegt das Hauterivien noch flach und konkordant auf dem tieferen Valangien, aber nur an seinem Nordrand; sein Südrand zeigt, daß es nach Norden etwas überkippt ist und vom Valangien auch überlagert wird. Man befindet sich hier in einer nach Norden schwach überkippten Valangienmulde, deren Kern von Hauterivien erfüllt wird. Daß es sich an den beiden Sätteln nicht um hauteriveähnliche Bänke des Valangien handelt, die dessen Schichtensystem als fazielle Sonderbildung eingeschaltet sind, dafür spricht einwandfrei nicht nur der Verlauf der Schichten, sondern auch der Umstand, daß an der Grenze zwischen den beiden Stufen das Valangien in stratigraphisch normaler Weise aus den äußerst charakteristischen, aptychenreichen, lichtgrauen Mergelkalken besteht. Steigt man nun in südwestlicher Richtung mit dem Tobel, der bei Rehmen in die Ache mündet, gegen diese zu ab, so trifft man zuerst bei der oberen Stogger Alpe am Berghang, dann bei der unteren Stogger Alpe im Einschnitt des Tobels wiederum das gleiche Hauterivegestein an, und zwar beidemal oben und unten direkt an die dunklen Valangienmergel grenzend, im Tobel außerdem mit deutlicher Diskordanz. Noch tiefer gegen das Achebett zu hat der Tobel nördlich von Rehmen in einer kleinen Schlucht den Schichten-

bau schön entblößt. Dieser zeigt, worauf schon im stratigraphischen Teil hingewiesen wurde (S. 519), daß Barrémien, Hauterivien und Valangien in verkehrter Reihenfolge aufeinander liegen und durch Schubflächen voneinander getrennt werden. Wer sich damit begnügt, von Rehmen aus die tektonischen Verhältnisse nur in dieser Schlucht zu studieren, wird sich vielleicht für keine der beiden Möglichkeiten entscheiden, ob die drei Stufen durch Ueberfaltung oder durch Schuppenbildung in verkehrter Folge aufeinander liegen. Derjenige aber, der von der Einsattelung zwischen dem Didamskopf und den Murenköpfen her den Schichtenbau genau verfolgt hat, gewinnt hier unbedingt den Eindruck, daß er vor der gleichen Ueberfaltung steht, die er in jenem Sattel entstehen sah. Von diesem Standpunkt aus fasse ich das Fehlen des Hauterivien oberhalb Rehmen bei Lugen zwischen dem tiefliegenden Barrémien und dem hochliegenden Valangien als eine Ueberschiebung auf, die aus einer Reduktion des Mittelschenkels hervorgegangen ist. Bei dieser Reduktion wurde das im Mittelschenkel verkehrt liegende Hauterivien vollständig zum Verschwinden gebracht. Es sei hier darauf hingewiesen, daß bei Lugen der unter dem Hauterivien liegende lichtgraue Mergelkalk des Valangien unmittelbar an der Straße von Au nach Schoppernau schön aufgeschlossen ist.

Unter den Brüchen, die das Didamsmassiv durchziehen, fällt in erster Linie eine Serie Staffelbrüche auf, die das Hauteriveband auf der Westseite des Berges in zahlreiche Stücke zerlegen und mit ungefähr ostwestlicher Richtung zu den Längsbrüchen gehören. Die meisten derselben lassen ein Absinken der südlichen Gebirgsseite erkennen. Einer von ihnen, längs dem ausnahmsweise der nördliche Gebirgstheil tief gesunken ist, kann in südöstlicher Richtung durch den ganzen Berg verfolgt werden. Durch ihn ist die nördlich des Bruches mit in die Tiefe gesunkene Schubmasse davor bewahrt geblieben, von der Erosion vollständig abgetragen zu werden. Auf der Bergkante, südlich von P. 1886 und zwischen der mittleren und unteren Didamsalpe schwimmen daher noch zwei aus Seewenkalk bestehende Schubmassenreste auf Hauterivien. Auch auf der Nordseite des Didamskopfes sind mehrere Staffelbrüche zu erkennen, längs denen die östlichen Gebirgstheile abgesunken sind. Es ist wohl anzunehmen, daß die erstge-

nannten Brüche auf der Westseite des Berges gleichzeitig mit seinem Absinken gegen die Murenköpfe, letztgenannte auf der Nordseite mit demjenigen gegen die Mittagsfluh erfolgten. Der Querbruch, durch den der Didamskopf gegen die Mittagsfluh abgesunken ist, und durch den das nördlich von Rehmen über Barrémien übergefaltete, bzw. übergeschobene Hauterivien in Berührung mit dem Jura von Zipfl geraten ist, ist der bedeutendste Bruch, der im bearbeiteten Gebiet überhaupt zu beobachten ist.

Da nach Vaceks Ansicht im Gebiet des Hohen Ifen und des Didamskopfes jener große Fazieswechsel vor sich geht, durch den der Schrattenkalk in der Richtung von Osten nach Westen von Mergelschiefern verdrängt wird, so daß diese westlich des Didamskopfes vollständig seinen Platz erfüllen sollen, will ich kurz die Gründe hier zusammenstellen, die auf Grund meiner tektonischen und stratigraphischen Beobachtungen Vaceks Auffassungsweise widerlegen. In erster Linie spricht die große Ueberschiebung der südlichen Flyschzone über die Kreide gegen seine und für meine Ansicht. Denn wenn ein so mächtiges und in seinem charakteristischen Habitus stets gleichmäßig ausgebildetes Glied wie der Schrattenkalk gerade im Bereich dieser Ueberschiebung verschwindet, ist es nichts weniger wie natürlich, beide Erscheinungen miteinander in Verbindung zu bringen, bzw. die eine auf die andere zurückzuführen.

In zweiter Linie lassen Verbreitung und Lagerungsweise des Schrattenkalks erkennen, daß dieser wie sonst überall, so auch im Gebiete zwischen dem Didamskopf und dem Hohen Ifen in stratigraphisch durchaus normaler Weise über einer normal mächtigen Lage von Barrémien abgelagert und von diesem bei der später im Tertiär erfolgenden Gebirgserhebung überfaltet wurde.

In dritter Linie ist hervorzuheben, daß zwischen dem Hohen Ifen, an dem Vacek die Mächtigkeit des Schrattenkalkes als normal angibt, was er dort auch ist, und dem Didamskopf, an dem er ihn unter dem vermeintlichen Gault auskeilen sieht, absolut keine Uebergänge herrschen. Dieses „Auskeilen“ des Schrattenkalkes müßte man doch in dem überall vollkommen entblößten Fels und bei der vorausgesetzten einfachen Aufwölbung aller Schichten von einem zum andern

Berg leicht verfolgen können. Unternimmt man diesen Versuch vom Ifen her nach Westen wandernd, so sieht man jedoch bald den überall typisch ausgebildeten Schrattenkalk unter Barrêmemergel tauchen, und zwar ist die Grenze zwischen beiden Stufen so scharf, daß man sie im Gelände auf weniger wie Meterbreite festlegen kann. Geht man im anderen Falle vom Didamskopf her nach Osten, so kann man sich von einer Zunahme der Mächtigkeit des angenommenen Schrattenkalkes wiederum nicht überzeugen. Selbst wenn man schon bis zu dem Grat gekommen ist, der vom Hählekopf nach Südosten zieht, und in dem ein schönes Schichtenprofil entblößt ist, sieht man immer noch nichts von einer Zunahme desselben. Es herrscht eben hier sowohl wie am Pelingers Köpfle genau das gleiche Profil wie auch am Didamskopf, d. h. auf überkippten Barrêmeschichten liegen mitüberkippt die Gesteine des Hauterivien, bestehend aus Kieselkalken, Kalken und Sandsteinen. — Vom schrattenkalkähnlichen Gestein des Hauterivien sei noch gesagt, daß es überhaupt nicht mit dem echten Schrattenkalk zu verwechseln ist. Die einzige Aehnlichkeit zwischen beiden Gesteinen besteht in der Schrattenbildung. Während aber der Kalkstein des Aptien sehr rein ist und deshalb mit weißlichgrauer Farbe verwittert, ist der des Hauterivien von feinen Tonhäuten flaserig durchzogen und hat daher gelbliche Farbe.

7. Am Lug, Hochglockner, Mittagspitze, Hochblanken, Hoher Freschen. Diese zwischen der Jurainsel und der südlichen Flyschzone in einer Flucht gelegene Berggruppe zeichnet sich, im ganzen betrachtet, durch große Gleichförmigkeit ihres tektonischen Aufbaues aus. Gleichgültig, an welcher Stelle man ein Profil durch sie legt, überall bleibt es das nämliche: Die auf dem Jura liegende ältere Kreide bis hinauf zum Barrêmien wird intensiv gefaltet und von Süden her von Flysch und Seewenschichten überschoben. Schrattenkalk und Gault fehlen. Da Karte und Profile den Faltenbau der Kreideschichten, sowie die Lage der Schubfläche zur Genüge erkennen lassen, halte ich es nicht für nötig, den Bau eines jeden Berges eingehend zu schildern, sondern will mich im nachstehenden damit begnügen, an Hand der Tafeln das tektonisch Sonderbare eines jeden Berges hervorzuheben. Vorher will ich jedoch noch bemerken, daß das

ganze isoklinale Faltensystem der älteren Kreide bei allen vier Bergen bald stark, bald weniger stark nach Norden überkippt ist und ein dauerndes Entstehen und Vergehen von Gewölben und Mulden erkennen läßt.

Nur der basale Teil des Berges „Am Lug“ besteht aus Kreideschichten. Sein Faltenbau unterscheidet sich von dem der Berge westlich des Argenbachs hauptsächlich dadurch, daß, während bei jenen die auffälligsten Falten aus Hauterivien und Barrêmien bestehen, bei ihm Valangien und Hauterivien in intensivster Weise miteinander verfault sind, das Barrêmien dagegen außer in zwei kleinen Mulden nur als schmaler und wenig mächtiger Streifen das Hauterivien normal bedeckt. Die Ueberschiebung des Flysches und der in ihm eingefalteten Seewenschichten ist wegen der starken Bewachung des Berges nicht überall gut aufgeschlossen. Am lohnendsten ist wohl ein Besuch der Alpe Godlachen von Au aus. Man durchquert eine nach Norden überkippte und in Kern von Barrêmeschichten erfüllte Hauteriviemulde und kommt durch Flysch in Seewenschichten. Die Alpe Godlachen steht auf Seewenkalk. Das Barrêmien, das bei Rehmen in größerer Masse ansteht, und von dem ich im vorigen Kapitel die Vermutung aussprach, daß es wahrscheinlich durch Ueberfaltung unter Hauterivien zu liegen gekommen sei, als Fortsetzung des Barrêmien im Kern der Hauteriviemulde nördlich von Godlachen aufzufassen, scheint mir keine ganz berechtigte Annahme zu sein. Ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Ueberschiebung bei Lugen westwärts von den diluvialen Ablagerungen, die sich am Fuße des Berges „Am Lug“ zwischen dem Argenbach und der Bregenzer Ach ausbreiten, verdeckt wird, dann aber am Wurzachsattel wieder auftritt. Die zwei Querverwerfungen, die bei Godlachen ein Absinken der östlichen Berghälfte gegen die westliche erkennen lassen, bilden zweifellos die südliche Fortsetzung der großen Spalte, längs der der Didamskopf gegen die Mittagsfluh eingestürzt ist.

Im Profil durch den Hochglockner (Fig. 8) ist von Interesse das Vorkommen von Barrêmien im Valangien des Wurzachsattels. Zweifellos muß eine Ueberschiebung hier angenommen werden, durch die das Barrêmien in seine eigenartige Lage geraten ist. Ob diese Ueberschiebung nur lokalen Charakter trägt, oder ob sie nach Westen oder Osten fort-

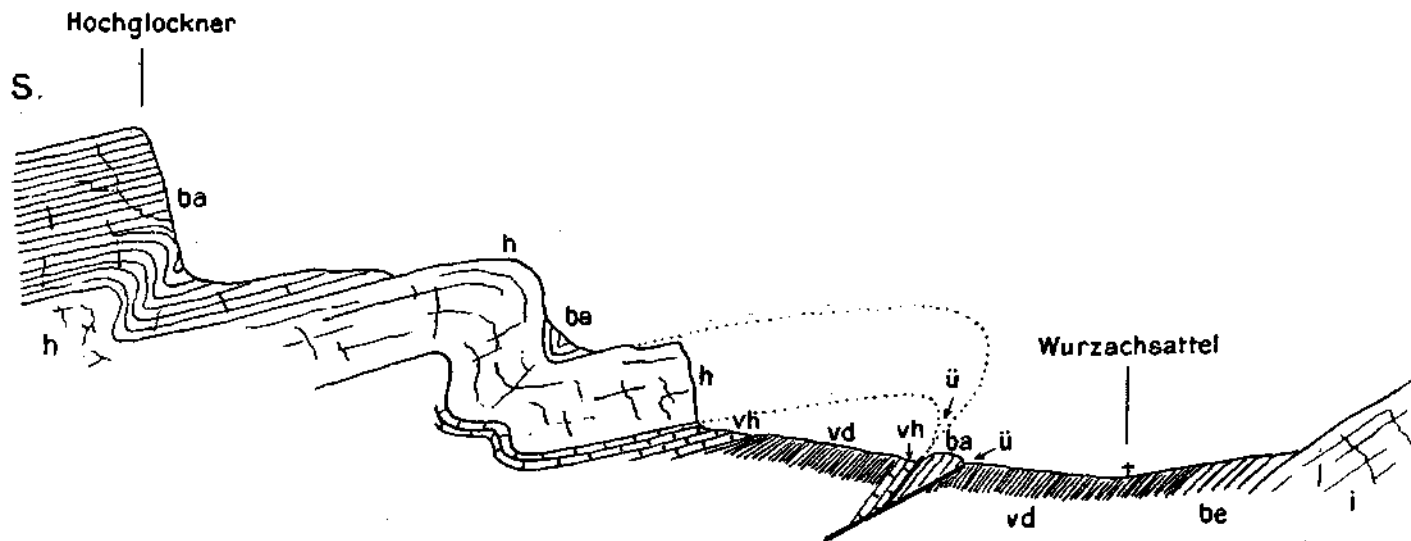


Fig. 8. — Maßstab 1 : 10.000.

i = Jura, be = Berriasien, vd = dunkles Valangien, vh = helles Valangien, h = Hauterivien, ba = Barrémien
—Ü = Überschiebung.

setzt und sich vielleicht in letzterer Richtung mit der Ueberschiebung bei Rehmen verbindet, sind Möglichkeiten, die auf ihre Richtigkeit nicht geprüft werden können. Von der Ueberschiebung ist aber anzunehmen, daß ihr, wie der von Lugen, eine Reduktion des Mittelschenkels vorausgegangen ist. Hierfür spricht das Anstehen von lichtgrauen Mergelschiefern des Valangien im Hangenden des Barrémien. — An seiner nordöstlichen Ecke wird der Hochglockner von einem ganzen System von Quer- und Längsrissen durchzogen, unter denen der große Längsbruch östlich von P. 1809 der bedeutendste ist. Er ist auf der Höhe des Berges vorzüglich aufgeschlossen, läßt dort eine tiefe Spalte erkennen, nördlich von der in die Tiefe gesunkene Gebirgstheil ein durch den Sturz stark zertrümmertes Aussehen trägt. Auf der Südseite des Berges ist die Ueberschiebung der Flysch- und Seewenschichten über Barrémien und Hauterivien stellenweise sehr schön aufgeschlossen, stellenweise auch von Weideboden bedeckt. Südöstlich von der Korb-alpe schwimmt ein Flyschrest, der aus glimmerreichem Sandstein besteht, auf Hauterivien. Man kommt über ihn, wenn man von An aus den Hochglockner hesteigt und beim Haus 1077 (Höhenmaß in der Karte) von der Fahrstraße nach Damüls abzweigt und unmittelbar zur Korb-alpe aufsteigt.⁶⁾ Südlich vom Haus 1077 zieht die Ueberschiebung durch den Argenbach, in dessen Bett sie an steiler Wand schön aufgeschlossen ist. Interessant sind die tektonischen Verhältnisse bei den Argentalpen. Flysch- und Seewenschichten sind in so intensiver Weise miteinander verfaltet, daß es unmöglich ist, das wahre geologische Bild mit seinen alle paar Meter wechselnden Gesteinen in der Karte zum Ausdruck zu bringen. Amüsant ist es zum Beispiel, daß das große Gebäude der Mittelargenalpe mit zwei sich gegenüberliegenden Ecken auf einem es durchziehenden Flyschstreifen steht, mit jeder der beiden anderen Ecken auf je einem Seewenstreifen, die den Flysch zu beiden Seiten begrenzen. Im Laubenbach, unterhalb der Hinterargenalpe, herrscht Schnppenstruktur. In welcher Weise sich hier Flysch, Seewenschichten und Hauterivien, letzteres des basalen Gebirges, gegenseitig überschieben, ist im Profil 6 zum Ausdruck gebracht. In Wirklichkeit sind

⁶⁾ Es führt ein guter Fußweg vom Haus 1077 zur Korb-alpe, der in die Karte nicht eingetragen ist.

die Verhältnisse noch etwas komplizierter. Das Hauterivien der Argentalpen ist zweifellos schon ehe die Schuppenbildung eintrat, wie beim Didamskopf durch Ueberfaltung auf das Barémien zu liegen gekommen; hiefür spricht die vollkommene Konkordanz, die zwischen beiden verkehrt aufeinander liegenden Stufen südlich des P. 2008 herrscht.

Der geologische Aufbau der Mittagspitze ist, was schon ein Blick auf die Karte anzeigt, dem des Hochglockner sehr ähnlich. Nur in der äußeren Gestalt der Gipfel tragen beide Berge verschiedenen Charakter. Jener mit breiter Nordwand und flacher Südabdachung wird von Touristen wenig gewürdigt, diese mit steiler, kühner Pyramide und spitzem Gipfel, lockt häufig zu Besteigungen. Die Erosion hat hier in erster Linie ihre Hand im Spiele und bei der Mittagspitze nur die Pyramide stehen lassen. Ein zweiter Umstand, der den Charakter des Berges stempelt und selbst den Nichtgeologen dazu treiben muß, nach den Dingen zu fragen, die sich hier einstmals in der bewegten Erdkruste abspielten, ist ein nächst dem Gipfel so scharfes und von allen Schichten so gleichmäßig eingehaltenes Umbiegen aus flacher in steile Lage, wie es wohl nirgends als Beispiel für Schichtenfaltung schöner gedacht werden kann. Die Mittagspitze nimmt gegen den Hochglockner eine tektonisch hohe Lage ein. Die Verwerfung, die sie von ihm trennt, fällt in der Nordwand zwischen beiden Bergen durch ansehnliche Sprunghöhe auf. Die Südseite der Mittagspitze wird von zwei parallelen Diagonalrührchen durchzogen. Der von ihnen eingeschlossene schmale Streifen ist horstartig stehen geblieben. Der Außenrand des übergeschobenen Flysches ist zwischen dem südlichen dieser zwei Brüche, von dem er bei P. 1850 abzweigt und dem Krummhach wegen der ausgedehnten Weiden nirgends besonders schön abgeschlossen. Immerhin ist es leicht, der Linie im Gelände zu folgen, da aus den zahlreichen kleinen Wasserrissen und auch sonst am Berghang überall kleine Mengen anstehenden Gesteins hervorbrechen. Seewenschichten beteiligen sich nur in geringem Maße an der Zusammensetzung der Schubmasse. Sie vom Flysch zu trennen, ist hier manchmal recht schwer, da dieser auf den nach Süden geneigten Hängen von der Sonne oft so stark gebleicht wird, daß er ihnen täuschend ähnlich sieht.

Im Faltenbau des **Hochblankens** spricht sich insofern große Ähnlichkeit mit dem des **Didamskopfes** aus, als bei jedem der beiden Berge (vgl. Profil 3 und 8), die auffälligste Falte eine nach Norden übergelegte und von **Barrêmeschiefern** ausgefüllte **Hauterivemulde** ist. Während jedoch am **Didamskopf** das übergeschobene **Flysch-Seewengebirge** verhältnismäßig weit im Süden vom Gipfel entfernt bleibt, zieht es sich am **Hochblanken** bis zu dessen **Kamm** hinauf und krönt den **Gipfel des Sünser Jochs**. Zwischen diesem und der **Ragatzalpe** ist der **Außenrand der Schubfläche** überall ganz **hervorragend schön** aufgeschlossen. Immerfort sieht man, wenn man der **Linie** folgt, die **Seewenschichten** den viel älteren **Kreideschichten** mit großer **Diskordanz** aufgesetzt.

Der schönste **Aufschluß** liegt in nächster Nähe des **P. 2034**, des **Sünser Jochs**, da hier die **Ueberschiebung** in die **Nordwand** des **Hochblanken** zieht und in einer **Kluft** neben dem **Gipfel** im **Profil** tadellos sichtbar ist. Weniger klar sind die **Verhältnisse** westwärts bis zum **Rande** des **Gebietes**. Im **Umkreise** des **Sünser Sees** und der **Sünser Alpe** ist das **geologische Bild** in **Wirklichkeit** noch **komplizierter** als wie es die **Karte** angibt. **Seewenschichten** sind vielfach in **kleinen Fetzen** dem **Flysch** eingefaltet, und **Teile** des **basalen Gebirges** sind **schuppenförmig** in ihn **verkeilt**. Diese **tektonischen Einheiten** wurden jedoch nicht **eingetragen**, da sie in dem von **Weiden** reichlich **bedeckten Gelände** und **gestört** von mehreren **Querbrüchen**, auf zu **verschiedenartige Weise** gedeutet werden können.

Folgende **Beobachtung** scheint mir noch **besonderer Erwähnung** wert zu sein: Auf der **Südseite** des **Hochblanken** ist der **große Seewenkomplex** zwischen dem **Sünser Joch** und der **Ragatzalpe** **transversal** geschiefert, u. zw. **streicht** diese **Schieferung** in **konstanter Weise** **WNW—OSO**. Der sie erzeugende **Druck** muß also in der **Richtung** von **Südsüdwesten** her **gewirkt** haben. Diese **Beobachtung** steht in **auffälligem Einklang** mit derjenigen **Eckerts**, der am **Gottesackerplateau** von zwei den **Schrattenkalk** durchsetzenden **Kluftsyste-men** das eine derselben, u. zw. das **bedeutendere**, ebenfalls **WNW—OSO** streichen sieht; also auch diese **Erscheinung** ist unter einem von **Südsüdwesten** her **wirkenden Druck** entstanden. **Eckerts** und meine **Beobachtungen** lassen **jedenfalls**

erkennen, daß im vorarlbergischen Kreidebezirk den von SSW her tätig gewesenen Druckkräften mehr wie lokale Bedeutung zukommt.

Im Anschluß an die besprochene Berggruppe will ich kurz von einigen Beobachtungen berichten, die ich anläßlich einer Besteigung des Hohen Freschen machte. Ich schlug von Damüls aus den üblichen und zurzeit sehr gut markierten Weg über die Alpen Portler und Göffis ein. Ein weites Stück über die erstgenannte Alpe hinaus, die noch innerhalb des bearbeiteten Gebietes liegt, wandert man dauernd auf Flysch. Hierbei hält sich der Weg jenseits des Sattels nächst der Portler Alpe, anfänglich mit ostwestlicher Richtung am Nordgehänge eines hohen Flyschrückens, der in großem sichelförmigem Bogen den Hochblanken mit dem Hohen Freschen verbindet und so einen schönen amphitheatralischen Abschluß des Mellentalen bildet. Der Weg biegt dann langsam aus der genannten Richtung nach Norden ab und nähert sich dadurch der steilen Nordwand, die vom Madonnenkopf, oder der Hohen Madonna, einem zum Freschenmassiv gehörigen Gipfel, ostwärts über P. 1735 (siehe Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Hohenems), wie eine Kulisse in den weiten kesselförmigen Talschluß hineinzieht. Diese steile, pralle Nordwand besteht bis knapp an den Madonnenkopf aus Hauterivien, u. zw. vorwiegend aus dessen harten Kieselkalken, die infolge nordwärts gerichteter Ueberfaltung auf Barrémien liegen. Das Hauterivien wird von Süden her von Seewenschichten überschoben, die ihrerseits dem Flysch an dessen Nordrand vorgelagert sind. Es herrscht also hier das gleiche tektonisch interessante Bild, das ostwärts durch unser ganzes Gebiet bis an die Westseite des Hohen Ifen zu beobachten ist, nämlich, daß Flysch und Seewenschichten nach Norden übergefaltete sehr viel ältere Kreide überschoben. Die Aufschlüsse unmittelbar am Wege sind, so vorzüglich, daß es nicht nötig ist, denselben zu verlassen, um sich vom Gesagten zu überzeugen. Hat man den Flysch durchwandert und erstmals Seewenschichten angetroffen, so fällt einem bald auf, daß diese nicht herrschend bleiben, sondern mit ersterem wie bei der Sünser Alpe und den Argenalpen in intensivster Weise verfaltet sind. Schließlich dominieren sie jedoch allein, und wo der Weg scharf an der oberen Kante der ge-

nannten Nordwand entlang führt, kann man, wenn man in diese hinabsieht, in ihr die Ueberschiebung der Seewenschichten über das Hauterivien prachtvoll erblicken.

Im Madonnenkopf stellt sich nun plötzlich ein Profil ein, das vom bisherigen wesentlich abweicht, denn nur bis knapp an den Kopf reicht, wie schon gesagt wurde, das Hauterivien der Nordwand; und auch die diesem übergeschobenen Seewenschichten haben nun ein plötzliches Ende erreicht. Der Wechsel des tektonischen Bildes wird denjenigen nicht überraschen, der, von Osten her auf den Freschen zuwandernd, den Madonnenkopf im Auge hat und das schöne, klare, einfache Bild seines Aufbaues frühzeitig erkennt. Schrattenkalk füllt den Kern einer Barrëmmulde und bildet den Gipfel des Madonnenkopfes. Da die Mulde nur eine kleine Eindrückung im Firste eines großen Gewölbes ist, biegen die Barrëmschiefer nächst dem Gipfel nach beiden Seiten gewölbeartig um, senken sich nach Norden und Süden mit mäßig steiler, bis schwacher Neigung und tragen in normaler Weise auf sich Schrattenkalk (siehe Fig. 9). Leider bin ich mir bei der flüchtigen Begehung

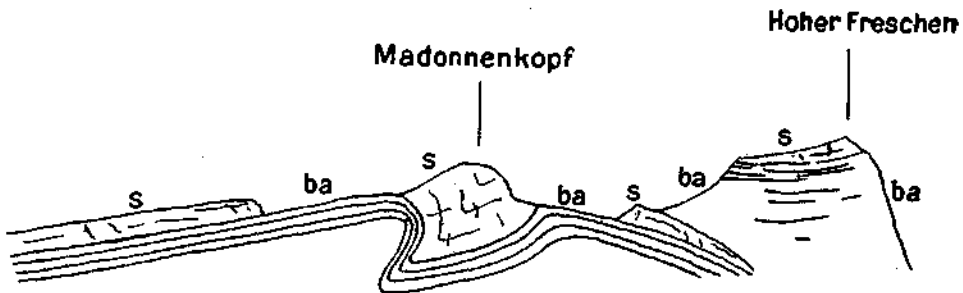


Fig. 9.

Blick auf Madonnenkopf und Hohen Freschen von Südosten,
vom Weg von Damüls aus.

ba = Barrëmien, s = Schrattenkalk.

des Geländes über die Bedeutung eines südwest-nordöstlich streichenden Diagonalbruches nicht ganz klar geworden, durch den dieses westlich von ihm gelegene, einfach gebaute Gebirge, gegen das östlich von ihm gelegene, kompliziert gebaute, in die Tiefe gesunken ist. Zweifellos besteht ein solcher, und mit ihm vervollständigt sich ein eigenartiges tektonisches Bild, das uns aus dem Ifengebiet wohlbekannt ist und sich als dessen Spiegelbild erweist. Der Bruch, der am Hohen Ifen die gleiche

Rolle wie der auf der Ostseite des Madonnenkopfes spielt, ist der große Diagonalbruch, der von Melköde in nordwestlicher Richtung zum Pelingers Köpfe zieht, östlich dessen das Kreidegebirge plötzlich nicht mehr nach Norden überfaltet ist, sondern sich mit mäßiger Steilheit nach Süden neigt. Wie nun im Ifengebiet die Ueberschiebung des Flysches über die Kreide nicht nur westlich des Bruches besteht, wo also die Kreide nach Norden überkippt ist, sondern auch östlich desselben, wo sie sich gleichmäßig nach Süden neigt, ebenso ist anzunehmen, daß im Gebiete des Madonnenkopfes die Ueberschiebung in das Gebiet östlich des Diagonalbruches fortsetzt. Nach meinen Beobachtungen springt sie hiebei ziemlich bedeutend nach Süden zurück. Wiewohl ich aus Mangel an Zeit nicht in der Lage war, sie jenseits des Bruches wieder aufzusuchen, so scheint mir ihr dortiges Wiederauftauchen schon aus dem Grunde ein tektonisches Erfordernis zu sein, weil es unnatürlich wäre, wollte man eine so bedeutende Ueberschiebung wie die der Seewenschichten über das Haute-rivien plötzlich an einem Bruch vollkommen endigen lassen. Ueberdies spricht eine Beobachtung Richt h o f e n s stark für meine Annahme, der vom Südabhang des Hohen Freschen berichtet, daß dort die Seewenmergel auffälligerweise nicht vorkommen (S. 174).

Der Weg vom Madonnenkopf zum Hohen Freschen führt meist über typischen, von tiefen Karren durchfurchten Schrattenkalk, der stellenweise von kleinen Gaultresten bedeckt wird. Der Gipfel des Hohen Freschen besteht dagegen aus Barrêmien, das unter dem Schrattenkalk zu ihm aufsteigt.

Steigt man vom Freschen ins Mellental ab, so hat man von oberhalb der vorderen Mellentalpe einen schönen Blick auf die besprochene Nordwand, die unter dem Madonnenkopf zu P. 1735 zieht. Der Anblick der Wand, die in Fig. 10 abgebildet ist, ist ungemein interessant und lehrreich.

Folgende geologische Eigentümlichkeiten läßt sie besonders schön erkennen:

1. Die Auflagerung des Hauterivien auf Barrêmien längs des unteren Randes der Wand bis nahe zum Madonnenkopf.
2. Die Ueberschiebung der Seewenschichten über Haute-rivien bis ungefähr in die gleiche Nähe des Madonnenkopfes.

3. Die überkippte Mulde des Madonnenkopfes, durch die Aptien und Barrémien einmal normal, einmal mit Hauterivien verkehrt aufeinanderliegen; sowie die mit dieser Ueberfaltung verknüpfte Reduktion des Mittelschenkels, die in einer ganz gewaltigen Verminderung des Barrémien des übergelegten Muldenschenkels besteht.

Nirgends in unserem Gebiet tritt zwischen dem Hochblanken und dem Hohen Ifen die Ueberfaltung des Hauterivien über Barrémien so prachtvoll und einwandfrei in die Erscheinung, wie hier am Madonnenkopf, wo im Kerne der über-

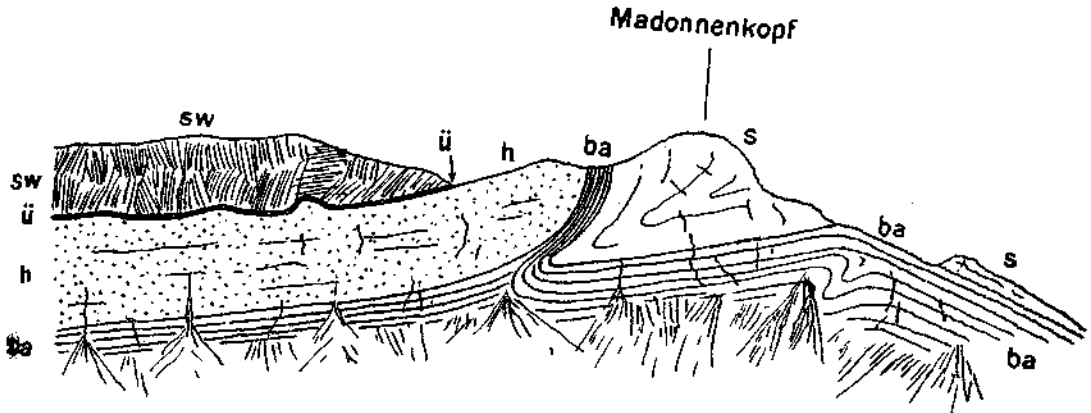


Fig. 10.

Blick auf den Madonnenkopf von Nordosten.

h = Hauterivien, ba = Barrémien, s = Schrätkalk,
sw = Seewenschichten, — Ü = Überschiebung.

gelegten Barrémmulde Schrätkalk in großer Masse und typischer Ausbildungsweise ansteht und gleichzeitig im Profil entblößt ist. In Fig. 10 habe ich die bereits besprochene Diagonalverwerfung, längs der das östliche Gebirge gegen das westliche abgesunken ist, nicht eingetragen, da ich, wie schon gesagt, über ihren Charakter, u. zw. besonders über ihre Lage in der Wand nicht ganz im Klaren bin. Während sie auf der Südabdachung des Madonnenkopfes durch scheinbar ansehnliche Sprunghöhe leicht zu erkennen ist, spricht sie sich in der Wand so wenig aus, daß ich am ehrlichsten zu verfahren glaube, wenn ich sie an keiner Stelle einzeichne. Auf jeden Fall trägt aber dieser Umstand, nämlich daß die Verwerfung die Wand kaum stört, nur dazu bei, ihren Wert als Erklärerin des Faltenbildes zu erhöhen. Dieses läßt nun so klar

wie nur irgend möglich das Spiegelbild der tektonischen Verhältnisse zwischen dem Hohen Ifen und Pelingers Köpfe erkennen. Es wurde bereits vorhin auf die zwischen beiden Gebieten bestehende tektonische Aehnlichkeit hingewiesen, jedoch nur hervorgehoben, daß östlich und westlich der beiden Diagonalbrüche, das heißt, da spiegelbildlich verglichen, jeweils auf der entgegengesetzten Seite, die gleichen tektonischen Verhältnisse herrschen. Die Nordwand des Madonnenkopfes läßt nun eine weitere bedeutsame, zwischen beiden Gebieten bestehende tektonische Aehnlichkeit erkennen. Diese besteht in der Art der Uebergänge, die zwischen den Faltenbildern beiderseits der zwei Brüche herrschen. Wie am Hohen Ifen das Hauterivien westlich des Bruches nach Norden überfaltet ist, im Bereich und östlich des Bruches, sich dagegen ostwärts aufbiegt und dadurch den Schrattenkalk des Ifen, von ihm durch Barrémien getrennt, überfaltet, ebenso, nur diesmal östlich des Bruches, ist am Madonnenkopf das Hauterivien nach Norden überfaltet, während es gegen den Bruch zu und über denselben hinaus, also westlich, sich aufbiegt und sich dadurch auf den Schrattenkalk des Madonnenkopfes legt, von dem es wiederum durch Barrémien getrennt wird.

Aus den bisherigen Betrachtungen läßt sich von der großen Ueberschiebung der südlichen Flyschzone über die Kreide folgendes großzügige Gesamtbild entwerfen: Die Ueberschiebung, bzw. ihr Außenrand, erstreckt sich von der Breitachklamm im Osten bis westlich, vermutlich über den Hohen Freschen hinaus. Sie wird von zwei Diagonalbrüchen, die nordwärts aufeinander zulaufen, in drei Teile zerlegt. Bei den beiden äußeren Teilen überschiebt Flysch nach Süden sanft abfallenden Schrattenkalk. Im mittleren Teile überschieben Flysch- und Seewenschichten nach Norden überkippte Hauterive- und Barrémschichten, wodurch in ihm der Schrattenkalk ganz, der Gault fast ganz fehlen. Der mittlere Teil ist längs der beiden Diagonalbrüche in die Tiefe gesunken.

Auf eine Beobachtung *Richthofens* will ich noch hinweisen, die uns zeigt, daß diesem Forscher die Ueberschiebung des Flysches mit diesen vorgelagerten Seewenschichten über Hauterivien nicht entgangen ist. *Richthofen* sagt auf Seite 184: „Ungleich größere Schwierigkeiten bietet die überstürzte Schichtenfolge am Abhang vom Sünser See gegen das

Mellental. Eben hat man noch regelmäßig nach Süden fallende Schichten von Flysch, Nummulitenkalk⁷⁾ und Seewer überschritten, so erscheinen plötzlich die tiefsten Spatangenschichten und darauf in der oben beschriebenen Weise das ganze umgekehrte System der Kreide. . . .“ Als tiefste Spatangenschichten versteht Richthofen zweifellos die Kieselkalke des Hauterivien, die hier überall ganz typisch ausgebildet sind, und die er auch in seinen Profilen als Spatangenschichten bezeichnet. Es ist zu verwundern, daß Vacek der wichtigen Beobachtung Richthofens keinerlei Beachtung geschenkt und sie nicht weiter verfolgt hat.

8. Ueberblick über den tektonischen Bau des ganzen Gebietes. Vergleich mit dem Säntis. In den großen Kreidegebieten beiderseits des Rheins sind lange ostwestlich streichende Falten die auffälligsten Erscheinungen des Gebirgsbaues. Sie werden daher stets in den Vordergrund gestellt und mit Namen oder Zahlen belegt, will man die Schilderung des betreffenden Gebirges übersichtlich gestalten. So unterscheiden Richthofen und Vacek im vorarlbergischen Kreidegebirge vier, bzw. acht Kreidegewölbe (Hebungswellen), Alb. Heim im Säntis deren sechs.

In dem von mir untersuchten Kreidelande des Hinteren Bregenzer Waldes zeigen nun die Falten keinen so regelmäßigen Verlauf wie Richthofen und Vacek annehmen, um das Baubild dieses Gebirgsstückes den von ihnen großzügig skizzierten Faltenbildern einfügen zu können. Im Gegenteil, sie verlaufen derart unregelmäßig, daß es vollkommen unmöglich ist, Faltenzüge einzuzichnen, die das ganze Gebiet von Osten nach Westen durchlaufen. Richthofen ist diese unregelmäßige Bauart des Kreidegebirges wohl aufgefallen, denn er sagt S. 184: „Von allen Seiten erweist sich das Jura-gewölbe als das Zentrum der Hebungen im Kreidegebiete und es stört daher die Hebungswellen in ihrem Verlauf.“ Jedoch hindert dieser Umstand Richthofen nicht, seine Kreidewellen I und II durch unser Gebiet durchzuziehen. Daß es

⁷⁾ Die von Richthofen aus dem Sünser Gebiet erwähnten Nummulitenschichten konnte ich nirgends entdecken. Sicherlich hat sich Richthofen im Erkennen des typischen Gesteins nicht geirrt; doch wird es bei der gestörten Lagerungsweise des ganzen Schichtensystems schwer zu finden sein.

zum Beispiel nicht statthaft ist, wie **Richt hofen** und **Vacek** es in Uebereinstimmung tun, **Guntenhang**, **Gopfberg** und **Hirschberg** als Punkte derselben Hebungswelle aufzufassen, zeigt ohne weiteres ein Blick auf die geologische Karte. Mag es auch sein, daß in der Flucht, in der diese drei Berge liegen, die Erdmassen zu besonderer Höhe emporgehoben oder zusammengestaut wurden, dieser Umstand allein kann noch nicht das Wesen einer Hebungswelle ausmachen, selbst wenn man diesen Begriff zugunsten der Auffassungsweisen beider Forscher noch so weit zieht. Das Wesen einer Hebungswelle oder eines sich lang hinziehenden Gewölbes muß eben in einem Gewölbe liegen, u. zw. in einem solchen, das von Berg zu Berg wenigstens einigermaßen ungezwungen verfolgt werden kann, auch wenn sich von ihm kleine Nebengewölbe abzweigen oder solche zu ihm stoßen. Dieser Anforderung entsprechen nun die genannten drei Kreideberge, soweit **Gopfberg** und **Guntenhang** in Betracht kommen, absolut nicht. Die beiden Schrättkalkgewölbe des **Gopfberges** sieht man westlich der Ache vollkommen unter Seewenschichten verschwinden; über diese legt sich ein neues, aus älteren Kreideschichten bestehendes Gewölbe, dem die höheren Partien des **Guntenhang** angehören. Eine Linie, die vom **Gopfberggipfel** zum **Guntenhang** hinüberzieht, kann daher niemals als Firstlinie eines Gewölbes bezeichnet werden, weil sie von einem tektonisch tieferliegenden Gewölbe, eine Mulde kreuzend, zu einem höher liegenden Gewölbe hinaufzieht. Was die so auffällig in einer Flucht gelegenen Berge: **Kojenkopf**, **Canisfluh**, **Mittagsfluh**, **Didamskopf**, **Pelingers Köpfe** und **Hoher Ifen** betrifft, **[Richt hofens und Vaceks] Wellen I und IV**, so darf man deren Gipfel nur unter der Bedingung durch eine Firstlinie verbinden, wenn man diese unter dem **Didamskopf** und **Pelingers Köpfe** durchpunktiert; denn die höheren Partien dieser zwei Berge bestehen aus Gesteinsmassen, die weiter von Süden her gekommen sind und nach Norden übergefaltet wurden. Aber selbst in dieser Gestalt (siehe Fig. 11) schenke

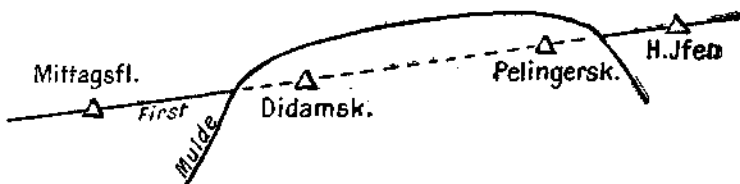


Fig. 11.

ich der Linie nicht volles Vertrauen, denn es scheint mir zweifelhaft zu sein, ob je, das heißt ehe am Didamskopf und Pelingers Köpfe die hangenden Massen nach Norden übergefaltet wurden und ehe ersterer Berg gegen die Mittagsfluh in die Tiefe gesunken ist, zwischen der Canisfluh und dem Ifen eine einheitliche Gewölbeaufbiegung bestanden hat. Ein Vergleich von Profil 4 mit Profil 5, der zeigt, wie das hohe stolze Canisfluhgewölbe nach Westen schnell in ein viel breiteres, dafür aber auch flacheres Doppelgewölbe übergeht, läßt die Annahme berechtigt erscheinen, daß dieser Wechsel im Faltenbilde auch noch weiter nach Westen fortsetzt, und daß jenseits der Mittagsfluh das Canisfluhgewölbe seinen Charakter vollends verliert.

Bisher habe ich statt dem Leser einen Ueberblick über den tektonischen Bau meines Gebietes zu geben, was schließlich der Titel des Abschnittes verspricht, nur von der Regellosigkeit seiner Falten gesprochen. Diese macht es aber auch tatsächlich unmöglich, ein übersichtliches Bild seines Faltenbaues zu entwerfen, denn wenn in einem Faltengebirge nicht in dessen Falten Großzügigkeit der Tektonik herrscht, worin soll man diese dann erkennen? Der einzige große Zug, den die Tektonik unseres Kreidegebietes aufweist, herrscht an dessen Südrand und besteht in der großen Ueberschiebung des Flysches über die nordwärts übergelegte ältere Kreide. Von seinem inneren Baue kann tektonisch allgemein nur gesagt werden, daß die ihn beherrschenden Falten in ihrem ostwestlichen Streichen plötzlich entstehen und vergehen, willkürlich auf- und absteigen⁸⁾ und ihre Gestalt schnell verändern. Alle weiteren Mitteilungen gehören deshalb in den speziellen tektonischen Teil, in die Schilderung der einzelnen Berggruppen. Diese, fünf an Zahl — eine Juragruppe, drei Kreidegruppen, eine Tertiärgruppe — weisen jede für sich ihre tektonischen Eigentümlichkeiten auf.

Trotz der Unregelmäßigkeit des Faltenbaues, die für die Tektonik des untersuchten Gebietes eine auffallende Eigentümlichkeit ist, und demselben unter den Nachargebieten eine Sonderstellung einräumt, schließt es sich dennoch diesen

⁸⁾ V a c e k s drei Kulminations- und zwei Depressionslinien, von denen ich auf S. 562 berichtete, lasse ich daher im untersuchten Gebiet nicht gelten.

eng an, wenn man den Bau der Berge im einzelnen betrachtet und miteinander vergleicht. Besonders sind es die nach Norden überliegenden Falten mit reduzierten Mittelschenkeln, die in unserem Gebiete zwar nicht wie im Säntis eine Norm sind, aber doch zeigen, daß zwischen den Kreidebergen beiderseits des Rheins tektonische Uebereinstimmung herrscht. Doch während vom Säntis gesagt wird, er schwimme auf Flysch, bin ich überzeugt, daß die Vorarlberger Kreide mit ihrer Jurainsel an Ort und Stelle wurzelt.

IV. Ostalpines Triasgebirge.

Die Grenze zwischen Flysch und Triasgebirge kommt nicht überall in so scharfer Weise zum Ausdruck, wie bei Besprechung des südlichen Flyschgebirges gesagt wurde, denn nicht immer ist es der ostalpine Hauptdolomit, der unmittelbar auf dem Flysch liegt. Folgt man dem Nordrand des Triasgebirges im Gelände, so trifft man längs ihm stellenweise jurassische und kretazische Gesteine, von denen man die einen als der ostalpinen, die anderen als der helvetischen Fazies zugehörig erkennt. Aber auch, wenn man sich in das Innere des ostalpinen Triasgebirges begibt, begegnet man noch Gesteinen mit helvetischer Fazies. Da diese Umstände es an einigen Stellen unseres Gebietes als zweifelhaft erscheinen lassen könnten, ob es berechtigt ist, die Grenze zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies dorthin zu legen, wohin ich sie gelegt habe, sehe ich mich veranlaßt, auf die geologischen Verhältnisse des ostalpinen Triasgebirges kurz einzugehen.

In meiner früheren Arbeit über die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes gliederte ich die Gesteine, die am Aufbau des ostalpinen Triasgebirges teilnehmen, in folgender Weise: Muschelkalk, Arlbergschichten, Gips der Raibler Schichten, Hauptdolomit, Kössener Schichten, roter Liaskalk, Liasfleckenmergel, Aptychenschichten und Flysch. Als Flysch faßte ich damals die auf den oberjurrassischen Aptychenschichten liegenden bunten Konglomerate und die auf diesen liegenden Mergelschiefer auf. Inzwischen habe ich diesen Standpunkt verlassen und mich Ampferers¹⁾ Ansicht insofern wenigstens teilweise ange-

¹⁾ O. Ampferer, Ueber exotische Gerölle in der Gosau.

schlossen, als ich die stets zuunterst liegenden Konglomerate als der Gosaufazies zugehörig betrachte. Was die höher gelegenen Mergelschiefer betrifft, so weiß ich heute noch nicht, inwieweit ich auch diese den Gosaubildungen zurechnen soll. Da meine früheren Beobachtungen, soweit ich dieselben in Erinnerung habe, ergänzt durch die Notizen meiner Tagebücher, mir für eine Entschlußfassung in dieser stratigraphischen Frage nicht genügend erscheinen, werde ich mich diesen Sommer (1911) nochmals in den Hinteren Bregenzer Wald begeben und die fraglichen Gesteine an sämtlichen Stellen ihres Vorkommens in eingehendster Weise untersuchen. Unabhängig vom Resultat dieser mir noch bevorstehenden Untersuchungen bleiben jedoch diejenigen Beobachtungen an Gesteinen helvetischer Fazies, die ich vergangenen Sommer beim Abgehen der Grenze zwischen Flysch und Triasgebirge auf der Nordseite des Zitterklapfen machte, und über die ich nun berichten will.

Im Bereich des Zitterklapfen wird das ostalpine Triasgebirge von Gesteinen aufgebaut, die in folgender Weise aufeinander abgelagert wurden: Hauptdolomit, Kössener Schichten (roten Liaskalk habe ich hier nicht beobachtet), Liasfleckenmergel, Aptychenschichten, Gosauschichten (bunte Konglomerate), Seewenmergel. Diese Seewenmergel sind in typischer Weise ausgebildet und beweisen, daß während der jüngsten Kreidezeit das ostalpine Meer vom helvetischen nach Süden zurückgedrängt worden ist, so daß in Bezirken, in denen bisher ostalpine Sedimente abgesetzt wurden, nun plötzlich helvetische zum Absatz gelangten. Am Zitterklapfen kommt den Seewenschichten noch dadurch besondere Bedeutung zu, daß sie lokal als Couches rouges entwickelt sind. Diese Couches rouges aus dem ostalpinen Faziesbezirk sind die gleichen, wie sie von Lorenz und von v. Seidlitz aus dem Rätikon geschildert werden, und die nach letztgenanntem Geologen dort der Klippen- und der Brecciendecke, also Decken mit lepontinischer Fazies, angehören. Der Habitus dieser Sedimente ist am Zitterklapfen folgender: Ein sehr dichter, hellgrauer, mehr oder weniger dünnschieferiger Mergelkalk, der lämmerwölkchenartig von roten Putzen durchzogen wird. Auf der Gesteinsoberfläche erkennt man unter der Lupe zahlreiche kleine Foraminiferengehäuse.

In welcher Lagerungsweise treten nun die Seewenschichten und ihre lokale Fazies, die Couches rouges, am Zitterklapfen auf? Ich gehe vom Profil aus, das ich in Fig. 12

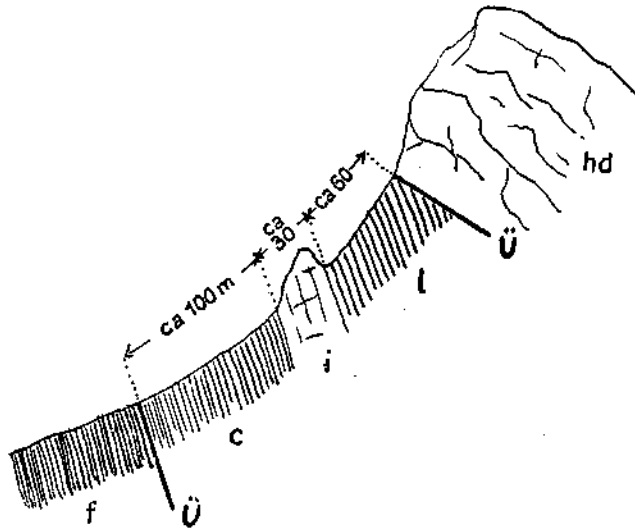


Fig. 12.

Profil durch die Nordseite des Zitterklapfen.

hd = Hauptdolomit, l = Liasfleckenmergel, i = oberer Jura, c = Kreide,
f = Flysch, — Ü = Überschiebung.

abgebildet habe, und das in südost-nordwestlicher Richtung durch den zwischen dem Hauptgipfel des Zitterklapfen (P. 2406) und dem Kребhorn (P. 2199) gelegenen Felsturm geht, der in der Karte zwar kein Höhenmaß besitzt, durch Zeichnung aber doch deutlich markiert ist. In diesem Profil, das kaum noch einer Erklärung bedarf, berühren die Seewenschichten, bzw. deren Fazies, die Couches rouges, den Flysch ziemlich konkordant, so daß man im Gelände unwillkürlich der Ansicht zuneigt, daß diese Schichten hier autochthon unter dem Flysch emportauchen. Man erkennt jedoch sofort, daß dies nicht möglich ist, wenn man ostwärts blickt und die Seewenschichten zwischen dem vom Hauptdolomit aufgebauten Annalper Stecken und dem Kребhorn durchziehen sieht. Die Seewenschichten ziehen also in dieser Richtung ins Innere des Triasgebirges hinein, denn es schiebt sich zwischen sie und den Flysch eine neue Dolomitschuppe. Zwischen den Seewenschichten und den Liasfleckenmergeln liegen die

Schichten in der vorhin genannten Reihenfolge, jedoch verkehrt aufeinander. Diskordanzen sind in ihnen nicht zu erkennen. Die Liasfleckenmergel werden dagegen vom Hauptdolomit diskordant überschoben. — In ähnlicher Lageweise wie am Kreßhorn tritt Seewenkreide am Fuße der Blasenke auf. In der Einsattelung zwischen diesem Gipfel und dem Zaferhorn liegen Seewenmergel unmittelbar auf Flysch. Traversiert man von der Einsattelung gegen den unteren Dolomitrand des P. 1897, so trifft man die bunten Konglomerate der Gosau, dann unmittelbar unter dem Hauptdolomit obere Juraschichten; ersterer überschiebt letztere.

An der Blasenke bestehen diese oberen Juraschichten aus einem hellgrauen, dichten, splitterig brechenden Kalk, der im Dünnschliff die Foraminifere *Calpionella alpina* Lor. massenweise erkennen läßt. Auch außerhalb des untersuchten Gebietes tritt dieser helle Jurakalk häufig an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Flysch, keilförmig zwischen ihnen steckend, auf. So beobachtete ich ihn in dieser Lagerungsweise auf der Nordseite des Zwölferkopfes im kleinen Walsertal.²⁾ Anhänger der Deckentheorie würden diesen Kalk als „Châtelkalk“ ansprechen und ihn in dieser Lageweise wiederum einer der lepontinischen Decken zustellen. Wie wenig jedoch dieser Kalk trotz seiner charakteristischen Foraminifere geeignet ist, eine Decke zu repräsentieren, zeigt seine weite Verbreitung im Innern des ostalpinen Triasgebirges, sowie das vereinzelte Vorkommen von ihm im helvetischen Faziesbezirk (vergleiche S. 492). Letzteres Vorkommen beweist ferner, daß in analoger Weise, wie zur jüngsten Kreidezeit, das helvetische Meer das ostalpine nach Süden drängte, zur jüngsten Jurazeit umgekehrt das ostalpine Meer sich wenigstens stellenweise weit nach Norden in das helvetische Gebiet ausgebreitet hatte.

Aus dem bisher Gesagten ergeben sich von selbst die Umstände, die es als berechtigt erscheinen lassen, die Grenze zwischen dem helvetischen und dem ostalpinen Faziesbezirk an den Südrand der Flyschzone zu legen, gleichgültig, ob an diese Trias-, Jura- oder Kreidegesteine grenzen. Besonders was unter letzteren die Seewenschichten betrifft, die man, wenn sie, wie in Fig. 10, den Flysch unmittelbar berühren,

²⁾ H. Mylius, Die geol. Verh. d. Hint. Breg. Waldes usw. S. 50.

eher geneigt wäre, dem helvetischen Bezirk zuzurechnen; von diesen muß hervorgehoben werden, erstens daß es Sedimente sind, die zwar helvetischen Charakter tragen, aber in einem ostalpinen Bezirk und auf eine ostalpine Unterlage abgesetzt wurden, zweitens daß sie vom Flysch durch eine Schubfläche tektonisch getrennt werden.

Auch vom Bau und von der Herkunft des ostalpinen Triasgebirges mache ich mir heute ein Bild, das von demjenigen abweicht, das ich in meiner früheren Arbeit schilderte. Von den zahlreichen Ueberschiebungen, die den tektonischen Bau des Triasgebirges charakterisieren und dessen Schuppenstruktur bedingen, führe ich einen großen Teil auf Ueberfaltung aus Süden zurück. Rothpletz' Allgäuer- und Lechtaler Ueberschiebungslinien sind teilweise — ich spreche nur von den mir bekannten Strecken — auf diese Weise entstanden. Betrachtet man die Nordseite des Zitterklapfen, so muß man sich unbedingt der Ansicht zuwenden, daß hier eine bedeutende nordwärts gerichtete Ueberfaltung stattgefunden hat. Zwischen dem Flysch — diesen jedoch ausgenommen — und dem Hauptdolomit liegen alle Schichten als Teile eines Mittelschenkels verkehrt aufeinander. Die Kössener Schichten fehlen infolge Reduktion des Mittelschenkels; daher überschiebt Hauptdolomit Liasfleckenmergel. Den basalen Flysch darf man, obwohl ebenfalls verkehrt, d. h. zuunterst liegend, aus dem Grunde dem Mittelschenkel nicht zurechnen, weil sich zwischen ihm und die Seewenschichten in kurzer Entfernung westlich am Annaalper Stecken eine Dolomitschuppe einschiebt, die besagt, daß das nach Norden übergelegte Gewölbe des Zitterklapfen dem Flysch nicht einfach übergefaltet ist, sondern ein Gewölbe innerhalb des als Ganzes dem Flysch übergeschobenen ostalpinen Triasgebirges ist. Das Profil am Zitterklapfen soll daher durchaus kein Beweis für die von mir vertretene Ansicht sein, daß die Allgäuer Ueberschiebung aus einer Ueberfaltung hervorgegangen ist. Es spricht aber für dieselbe. Denn wenn man dieser Linie entlang geht, und auch an anderen Orten stets die gleichen Jura- und Kreidesteine zwischen Flysch und Hauptdolomit antrifft, also Gesteine, die jünger sind wie diese, dagegen nie die älteren Raibler- oder Arlbergschichten, so muß man bei unparteiischem Urteil unbedingt zugeben, daß diese Erscheinung sehr wahr-

scheinlich, wie am Zitterklapfen und an der Blasenke, darauf beruht, daß die Jura- und Kreidesteine durch Ueberfaltung und als Reste eines Mittelschenkels unter den Hauptdolomit geraten sind.

Zeigt nun der Nordrand des ostalpinen Triasgebirges Ueberfaltung aus Süden, so ist es nur natürlich, diese Bauweise auch in seinem Inneren anzutreffen. Da jedoch die Ueberschiebungen im Triasgebirge häufig nur die eine Tatsache erkennen lassen, daß Hauptdolomit mit mehr oder weniger großer Diskordanz auf Liasfleckenmergeln ruht, ist es in vielen Fällen schwer zu entscheiden, ob der betreffenden Ueberschiebung eine Ueberfaltung vorausgegangen ist, der eine allmähliche Reduktion der Kössener Schichten folgte, oder ob die Ueberschiebung ihren Ursprung durch plötzliches Zerreißen des ganzen Trias- und Jurakomplexes längs einer die Schichten quer durchsetzenden Spalte nahm. In solchen fraglichen Fällen scheint mir beiden Möglichkeiten gleichviel Berechtigung zukommen. Unbedingt glaube ich aber, in denjenigen Fällen an eine vorausgegangene Ueberfaltung, in denen an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Liasfleckenmergeln Fetzen von Kössener Schichten auftreten, die vom Hauptdolomit mitgeschleppt worden sind. Diese Erscheinung kann beispielsweise längs der Lechtaler Ueberschiebungslinie³⁾ auf der Nord-

³⁾ Von den von Rothpletz auf den Nordseiten der Braunarlspitze des Aarhorns und des Allgäuer Hauptkamms beobachteten Ueberschiebungslinien, die er als einer einzigen großen Ueberschiebung zugehörig betrachtet und als „Lechtaler Ueberschiebung“ bezeichnet, muß gesagt werden, daß dieselben in Wirklichkeit zwei verschiedenen Ueberschiebungen angehören. Die Ueberschiebung, die auf der Nordseite der Braunarlspitze durchzieht, und der ich in meiner früheren Arbeit über den Hinteren Bregenzer Wald die Rothpletzsche Bezeichnung Lechtaler Ueberschiebung gelassen habe, quert unterhalb Lech das Lechtal und bleibt in ihrem weiteren Verlauf nach Westen auf der südlichen Talseite des Lechs, also in ansehnlicher Entfernung südlich von der Ueberschiebung auf der Nordseite des Allgäuer Hauptkamms, mit der sie nichts zu tun hat. Unter diesen Umständen muß die Bezeichnung „Lechtaler Ueberschiebung“ entweder ganz fallen oder darf nur noch für eine der beiden Ueberschiebungen gelten. — In ähnlicher Weise hat sich übrigens schon Ampferer über das Verhalten von Rothpletz' Lechtaler Ueberschiebungslinie geäußert, indem er in seiner Kritik zu meiner früheren Arbeit sagt: „Die Schubfläche, welche nach Mylius in seinem Gebiet die Lechtaler Schubmasse von der darunter liegenden Allgäuer Schubmasse trennt, dürfte nach meiner Einsicht nicht dieselbe sein welche weiter östlich von Rothpletz und Schulze als Grenze zwischen

seite des Allgäuer Hauptkammes an mehreren Stellen gemacht werden, z. B. am Wildengundkopf, nördlich der Mädelegabel⁴⁾ und am Biberkopf⁵⁾; und es besteht für mich kein Zweifel, daß dieser von Süden her erfolgten Ueberschiebung eine ebenso, also nach Norden gerichtete Ueberfaltung vorausgegangen ist. Heute schließe ich mich daher Ampferers Ansicht an, der in dem von Schulze bearbeiteten Gebiet eine im Kern von Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln erfüllte Hauptdolomitmulde erblickt, deren Südschenkel nach Norden überkippt ist und in dem die Kössener Schichten stark reduziert sind.

Gleichwie ich nun der Ansicht bin, daß im Innern des ostalpinen Triasgebirges die Ueberschiebungen zum Teil aus Ueberfaltungen hervorgegangen sind, zum Teil in Zerreißen von Schichtkomplexen ihren Ursprung genommen haben, ebenso gut gebe ich beiden Ueberschiebungsformen auch am ganzen Nordrand des ostalpinen Triasgebirges Berechtigung; insbesondere halte ich dort, wo der Flysch auf langen Strecken unmittelbar vom Hauptdolomit überlagert wird, beide Möglichkeiten für gleich wahrscheinlich. Der Nordrand des ostalpinen Triasgebirges trägt nach meiner Anschauung keinen einheitlichen tektonischen Charakter, sondern an verschiedenen Stellen verschiedenen Charakter. Weder glaube ich, daß das ostalpine Triasgebirge das helvetische Gebirge auf einer einzigen großen Zerreißensspalte überschoben, noch daß es sich ausschließlich in Gestalt von Falten ihm aufgelegt hat. Vielmehr glaube ich, daß die von Süden wirkenden Kräfte je nach Größe und Gestalt der sich ihnen entgegenstellenden Hindernisse diese in verschiedener Weise überwandern.

Meine Auffassungsweise, daß das ostalpine Triasgebirge sich durch eine von Süden her gerichtete Bewegung auf den ihm nördlich vorgelagerten Flysch gelegt hat, soll jedoch die Möglichkeit nicht ausschließen, daß in ersterem auch Bewegungen von Osten nach Westen stattgefunden haben. Welche

diesen beiden Schubkörpern bezeichnet wird. Die erstere Schubfläche schneidet südlich durch und gehört wohl schon ins Innere der Lechtaler Alpen.“

⁴⁾ G. Schulze, Die geol. Verhält. d. Allgäuer Hauptkamms usw.; siehe Karte und Profil 1.

⁵⁾ A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. II. Teil, Tafel I, Fig. 5.

Bedeutung diesen Bewegungen im Triasgebirge des Hinteren Bregenzer Waldes zukommt, ob sie z. B. hier neben der Süd-Nordbewegung nur die Rolle von Lokalerscheinungen spielen, kann ich vorläufig nicht beurteilen. Ein Berg, der zweifellos Ost-Westrichtung ausgeführt hat, ist der Widderstein.

V. Géologische Geschichte.

Charakter und Lagerungsweise der in unserem Gebiete zutage tretenden Sedimente lassen in der Geschichte ihres Entstehens drei Zeitabschnitte erkennen: die Zeit der Sedimentbildung, die Zeit der Gebirgsbildung, die Zeit der Gebirgszerstörung.

Der Zeitpunkt, von welchem an die Sedimente über die Vorgänge in und auf dem besprochenen Erdkrustenstück berichten, liegt im mittleren Jura, bzw. in der Trias, wenn man das Gebiet des ostalpinen Triasgebirges mit in den Kreis der Betrachtungen zieht. Vorarlberg lag damals mit dem weitaus größten Teil des Alpenlandes unter dem Spiegel eines großen Weltmeeres. Die Sedimente, die in diesem in Vorarlberg abgelagert wurden, tragen aber während derselben Zeiten nicht gleichen Charakter, sondern in einem nördlichen und in einem südlichen Bezirk wurden verschiedenartige Sedimente abgelagert. Ersterer heißt der „helvetische“, letzterer der „ostalpine“. Von der ursprünglichen Lage der Grenze zwischen diesen beiden Bezirken kann nicht mehr gesagt werden, als daß sie um eine Mehrzahl von Kilometern südlich der heute zu beobachtenden Grenze lag. Aber auch in ihrer dortigen Lage war sie während des Fortganges der Sedimentbildung dauernd Schwankungen unterworfen. Bald lag sie weiter nördlich wie zur jüngsten Jurazeit, in der sich ostalpine Sedimente — wenn auch nur lokal — bis ins Herz des helvetischen Bezirkes ausbreiteten, bald weiter südlich, wie zur jüngsten Kreidezeit, in der in nördlichen Teilen des ostalpinen Bezirkes echt helvetische Gesteine abgesetzt wurden. Zu Ende der Kreideperiode hatte das Meer die zentralen Teile der Alpen verlassen. Es war nach Norden, Westen und Süden zurückgewichen und ließ einen schmalen Festlandstreifen aus sich hervortauchen, an dessen Saum das eozäne Meer nun brandete und in einem breiten, küstennahen Gürtel die mehr oder weniger grobklastischen Gesteine des Flysches absetzte.

Es folgte die Oligozänzeit, in der die große alpine Faltung eintrat, die das Alpengebirge entstehen ließ. Durch die von Süden drückenden Kräfte wurden alle Schichten in Falten geworfen, wodurch auch die Grenze zwischen dem helvetischen und dem ostalpinen Sedimentbezirk nach Norden verlegt wurde. Die Faltung hatte bereits einen hohen Grad erreicht, als die noch immer von Süden wirkenden Kräfte Zerreißen im Schichtenbau hervorriefen, denen Ueberschiebungen folgten. Ein Teil der Spalten, auf dem diese Ueberschiebungen vor sich gingen, nahm in der Weise seinen Ursprung, daß unter der Wirkung der Druckkräfte plötzlich Zerreißen erzeugt wurden, die vom Verlauf der Falten unabhängig waren und quer zu den Schichten verliefen. Die anderen gingen aus nach Norden übergelegten Falten mit reduzierten Mittelschenkeln hervor. Unter den Ueberschiebungen, die unser Gebiet getroffen haben, sind die des Flysches über die Kreide und die des ostalpinen Triasgebirges über den Flysch die bedeutendsten. Die zweite alpine Faltung, die in der nächst jüngeren Miozänperiode hauptsächlich auf das Alpenvorland, die Molasse wirkte, hatte auf unser Gebiet scheinbar keinen Einfluß. Zu ihrer Zeit mögen die vielen Einbrüche erfolgt sein, von denen die Falten und Ueberschiebungen später getroffen wurden.

Eis und Wasser haben, seit jener weit zurückliegenden Zeit, in der diese gewaltigen Erdbewegungen vor sich gegangen sind, unaufhaltsam daran gearbeitet, das Alpengebirge wieder zu zerstören. Das von ihnen erzeugte Talsystem zeigt vielfache Beziehungen zum tektonischen Bau des Gebirges, vielfach aber auch, daß es durchaus unabhängig von diesem entstanden ist. So durchbricht die Bregenzer Ach zwischen Au und Schnepfau das Juragewölbe, ohne daß ihr der Weg durch eine Spalte vorgeschrieben worden ist. Zwischen Schnepfau und Mellau folgt sie dem Schichtenstreichen, zwischen Mellau und Reute zuerst einem Quer-, dann einem Längsbruch. Der Bizauer Bach ist der Typus eines Flußlaufes, der der Synklinallinie einer Mulde folgt; ebenso, aber weniger deutlich, tut dies der Mellenbach. Der Argenbach und die Subersach kümmern sich wieder nicht um den tektonischen Bau des Gebirges.

**Verzeichnis der Werke, Abhandlungen, Kritiken usw., auf die in dieser
Arbeit hingewiesen wurde.**

Ampferer, O., Kritisches Referat über „G. Schulze, Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes usw.“. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1906. S. 273. — Kritisches Referat über „H. Mylius, Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes usw.“. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1909. S. 195.

Ampferer, O. und Ohnesorge, Th., Ueber exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tiroler Nordalpen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1909.

Böhm, Joh. und Heim, Arn., Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizer Alpen. Abb. der schweiz. paläontolog. Ges. Bd. XXXVI. Zürich 1909.

Eckert, M., Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Wiss. Erg.-Hefte zur Zeitsch. d. Deutsch. u. österr. Alpenvereines. Bd. I, Heft 3, 1902.

Escher von der Linth, A., Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlbergs. Neues Jahrb. f. Min. Stuttgart 1846. — Geologische Bemerkungen über den nördlichen Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. N. Denkschr. d. Schweiz. Naturf.-Ges. Zürich 1853.

v. Gümbel, K. W., Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1856. — Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Getha 1861.

Heim, Alb., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, im Anschlusse an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. 1878. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Bern 1891. — Das Säntisgebirge. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Bern 1905.

Heim, Arn., Gliederung und Fazies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschr. d. Naturf.-Ges. in Zürich. Jahrg. LIII. 1907. — Ueber die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpaß, verglichen mit der Fazies der helvetischen Decken. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Bern 1910.

Lorenz, Th., Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Der südliche Rätikon. Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg i. B. Freiburg 1901.

de Loriol, P., L'Oxfordien inférieur du Jura bernois. Genève 1898, 1899.

Moesch, C., Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Bern 1867. — Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. Zürich 1872.

Mylius, H., Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Lech. Mitteil. d. geograph. Ges. in München. München 1909.

O p p e l, A., Ueber jurassische Cephalopoden. Paläontolog. Mitt. a. d. kgl. bayer. St. Stuttgart 1863. — Die tithonische Etage. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1865.

P i c t e t, F. J., Études paléontologiques sur la fauna à Terebratula diphyoïdes de Berrias Ardèche. Mélanges paléont. deuxième livraison. Genève 1867. — Étude monographique des Térébratules du groupe de la Telebratula diphya. Mélanges paléont. Troisième livraison. Genève 1867.

Q u e n s t e d t, F. A., Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart 1886, 1887.

v. R i c h t h o f e n, F., Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1859, 1862.

R o t h p l e t z, A., Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. Jena 1898. — Geologische Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Ueberschiebung. München 1900. — II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.

S c h u l z e, G., Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geognost. Jahreshefte. München 1905.

v. S e i d l i t z, W., Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Freiburg 1906.

S t i t z e n b e r g e r, J., Couches fossilifères entamées par le chemin de fer du Bregenzerwald. Eclogae geol. Helv. Bd. VIII. Nr. 2. 1907.

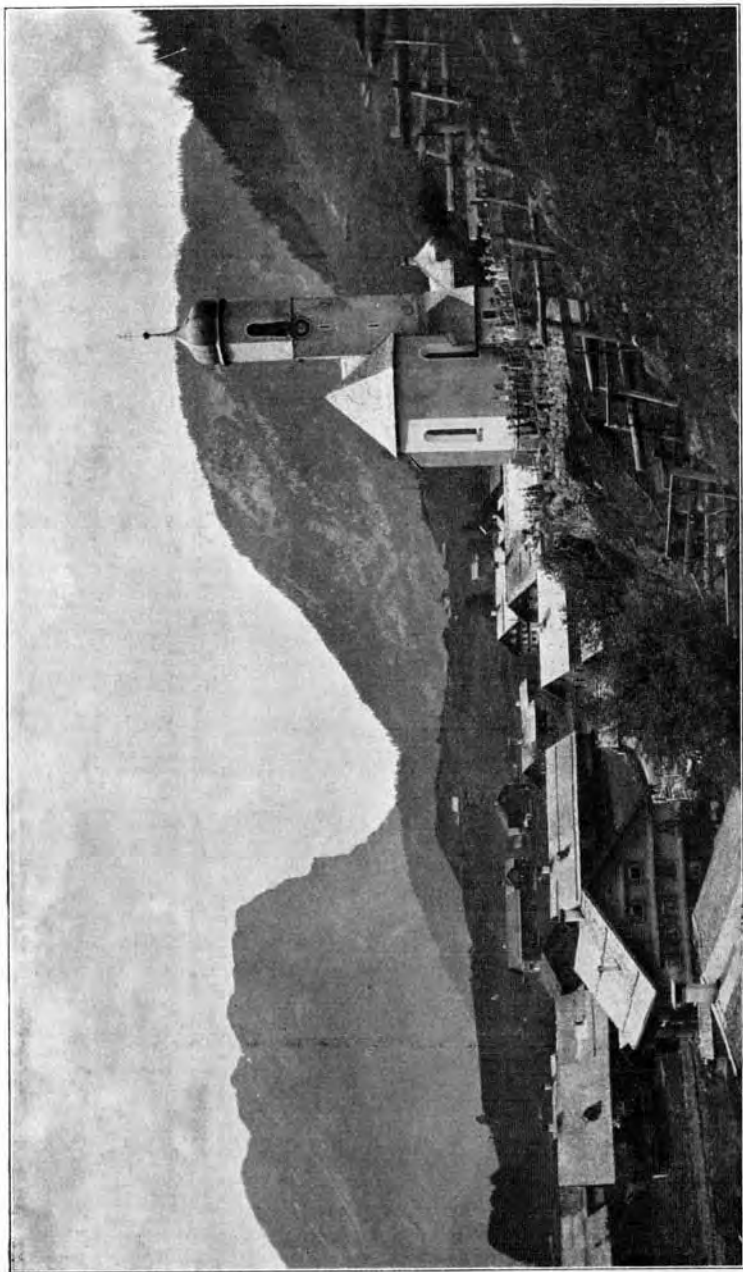
T o b l e r, A., Ueber Faziesunterschiede der unteren Kreide in den nördlichen Schweizer Alpen. Neues Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1899. Bd. II.

T o r n q u i s t, A., Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu den ostalpinen Deckenschüben. Neues Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart 1908.

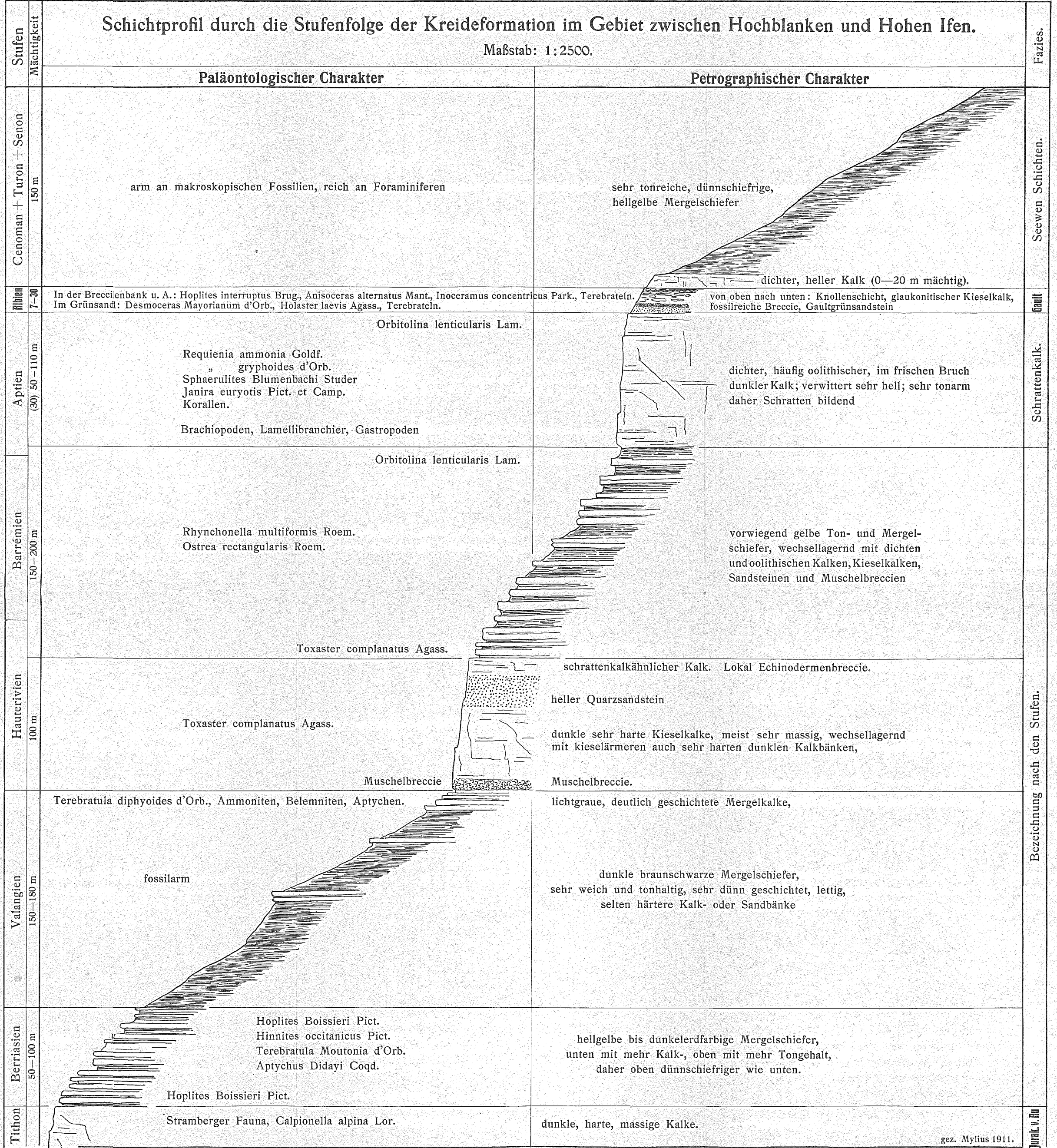
V a c o k, M., Ueber Vorarlberger Kreide. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1879. — Neokomstudie. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1880.

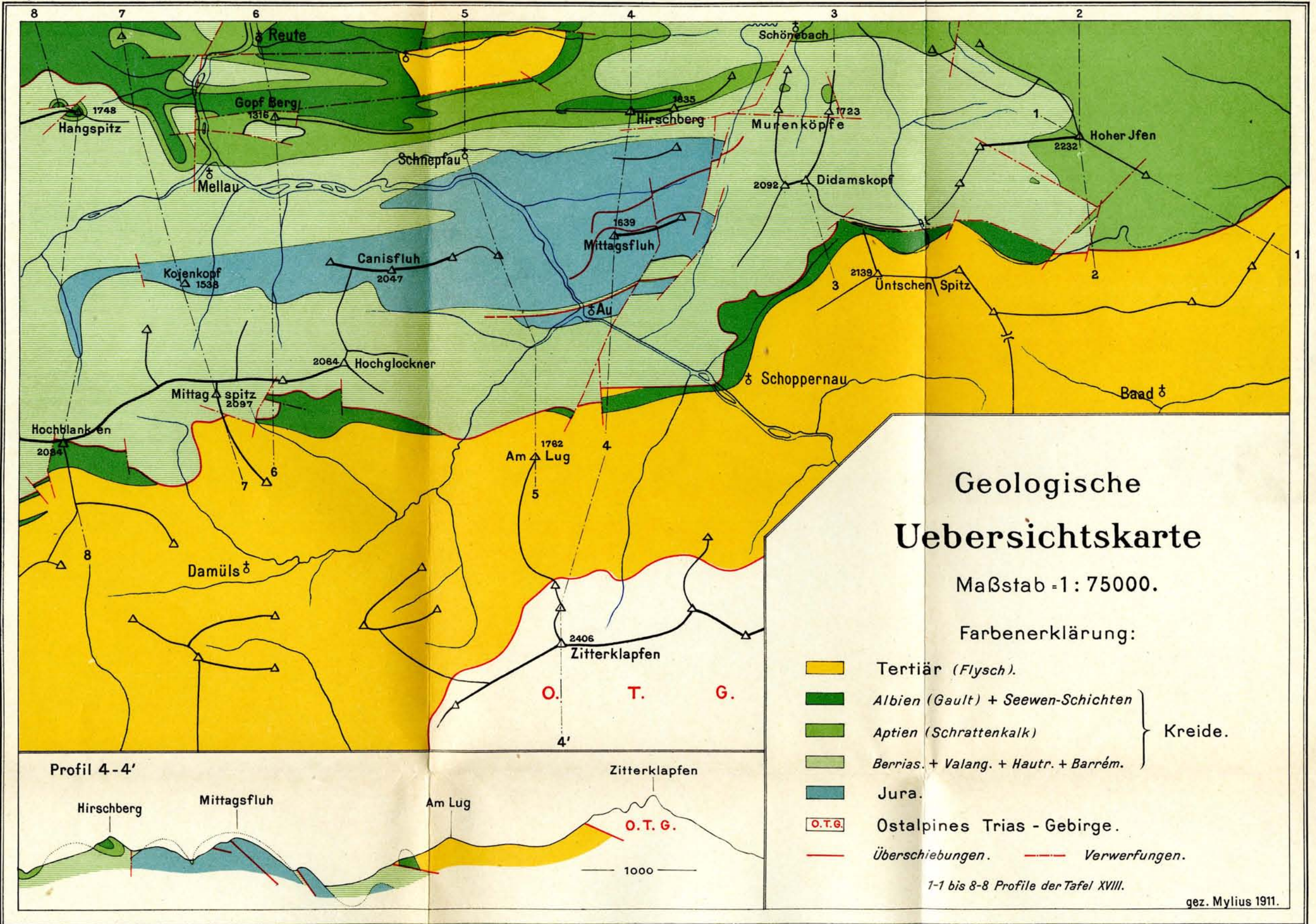
W e p f e r, E., Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. Neues Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart 1908.

v. Z i t t e l, K. A., Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläontolog. Mitt. a. d. Museum d. kgl. bayer. St. Stuttgart 1868. — Obere Jura- und Kreideschichten in den Allgäuer- und Vorarlberger Alpen. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1868.



Blick von Schoppertau auf das Juragewölbe Canisfluh (links) — Mittagsfluh (rechts)
mit dem Durchbruch der Bregenzer Ach.





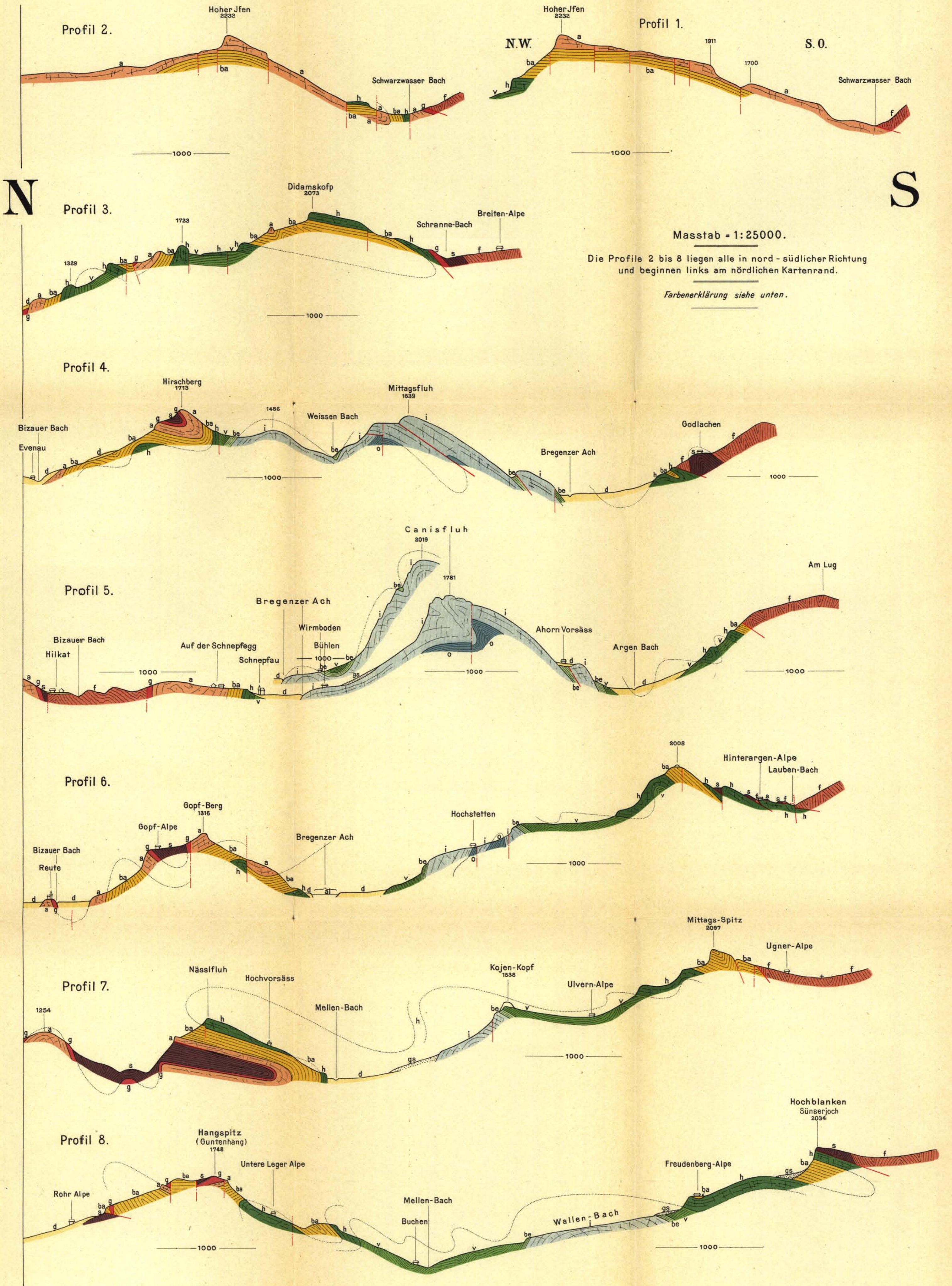


Geologische Karte
des
**Jura - Kreide - u.
Tertiär - Gebirges**
zwischen
Hochblanken u. Hohem Jfen
von
Dr. Hugo Mylius
Maßstab - 1 : 25000

Farbenerklärung:

Aluvium	Alben (Gault)	Volangen
Diluvium	Apiten	Berräsen
Flysch	Berrämen	Malm
Seewen Scht.	Hauterlivien	Unt. Oxford-Dogger
Verwerfungen	Überschiebungen	
Gehängeschut	Bergsturz	Fallreihen

Anmerkung: Im Gebirge des Gressethalens sind möglicherweise im Liegenden des Apiten stellenweise noch Berrämen an.



Masstab = 1:25000.

Die Profile 2 bis 8 liegen alle in nord-südlicher Richtung und beginnen links am nördlichen Kartenrand.

Farbenerklärung siehe unten.

Unt. Oxford+Dogger	Malm	Berriasien	Valangien	Hauterivien	Barrémien	Aptien	Albien (Gault)	Seewen Scht.	Flysch	Diluvium	Alluvium	Gehängeschutt
o	i	be	v	h	ba	a	g	s	f	d	al	gs
- - - - - Verwerfungen						- - - - - Überschiebungen						