

Geologische Beobachtungen in den Alpen.

Von

G. Steinmann.

I.

Das Alter der Bündner Schiefer.

(Fortsetzung und Schluss¹.)

Mit 6 Profilen im Text und 1 Kartenskizze.

B. Der mesozoische Antheil der Bündner Schiefer.

Wo wir auch aus den einförmigen Schiefergebieten des Präti-gau, des Schanfigg, des Domleschg und des Safienthals, die wir dem Oligocänflysch zuweisen, zu den Gebirgsmassen des Rhätikon, des Plessurgebirges oder der Oberhalbsteiner und Splügener Kalkberge emporsteigen, betreten wir zunächst nicht nur eine orographisch wesentlich anders ausgestaltete, sondern auch eine lithologisch gänzlich abweichend zusammengesetzte Region, abgesehen von den im Allgemeinen fossilarmen, meist kalkhaltigen grauen Schiefern, die scheinbar ohne wesentliche Aenderung des Gesteinscharakters, aber mit sehr veränderter Mächtigkeit in das neue Gebiet übertreten. Im Uebrigen ist aber die Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, die hier oft auf engem Raum zusammengedrängt liegen, eine erstaunlich grosse und ihre Tektonik zumeist derart komplizirt, dass selbst die geübtesten Alpengeologen sie nicht ohne Weiteres auflösen konnten. Selbst dort, wo basische Eruptiva der Peridotit- und Gabbrogruppe (Serpentin, Gabbro, Spilit, Diabas, Variolit) die Erkennung der Lagerungsverhältnisse nicht erschweren, ist die Verwirrung, welche durch das harte Aneinandertreten von Schichtpaketen oder Schollen sehr verschiedenaltiger Gesteine bewirkt wird,

¹ Der Anfang erschien in diesen Berichten Bd. IX, Heft 2, S. 245—263.

befremdend. Oft erscheinen die ältesten Gesteine wie Gneiss, Glimmerschiefer u. a. über den zweifellos jüngsten Sedimenten, wie Lias oder Maln, ohne dass es möglich wäre, die offenbar vorhandene Ueberschiebung auf längere Strecken zu verfolgen; man erhält vielmehr den Eindruck, als ob relativ kleine Schollen der verschiedenartigsten Gesteine regellos durch einandergeworfen wären.

Bei solcher Schwierigkeit des tektonischen Problemes kann es nicht Wunder nehmen, dass die Lagerungsverhältnisse in dieser an das Flyschgebiet zunächst angrenzenden Zone heute noch vielfach unklar sind; die Profile, welche THEOBALD, HEIM u. A. geliefert haben, lassen nur die Schwierigkeit ahnen, zu einem Verständniss führen sie nicht. In Bezug auf die Splügener Kalkberge hat HEIM das auch offen zugestanden. Hier gilt es zunächst noch, die Schichtenfolge überhaupt sicher festzulegen, was, wie wir sehen werden, z. B. bezüglich der Kreideformation¹ noch gänzlich aussteht.

Wir wollen diese Zone, welche einerseits durch die skizzierte Komplikation der Lagerung, andererseits durch die mehr oder minder reichliche Betheiligung der basischen Eruptiva gekennzeichnet wird, fernerhin die Bündner Aufbruchs- oder Klippenzone nennen. Die erstere Bezeichnung erscheint durch das ungesetzmässige Auftreten der ältesten Gesteinsarten in den äusseren Theilen des Bündner Kalkgebirges gerechtfertigt, die letztere durch den Umstand, dass diese Zone eine ganz auffallende Aehnlichkeit mit den Klippen der Gegend von Iberg besitzt sowohl in ihrem tektonischen Charakter als auch in der Verknüpfung ostalpiner mesozoischer Sedimente mit sehr jungen Massengesteinen.

Auf der Strecke vom Falknis bis nach Klosters im Landquarthale ist die Aufbruchszone nur als schmaler Saum entwickelt; die jungen Eruptiva treten fast ganz zurück. Als besonders typische Glieder fallen ihr zu das Todtenalpgebirge zwischen Landquarthal und Strela, der nördliche und westliche Theil des Plessurgebirges (im engeren Sinne des Wortes) und die Klippenberge zwischen Oberhalbstein und Safienthal (Piz Curvér, Piz Platta und die Splügener Kalkberge).

Hat man die Aufbruchszone durchquert, so gelangt man entweder in eine Zone mit relativ regelmässiger Lagerung der mesozoischen Sedimente, oder man betritt sehr bald krystalline Massive von grösserer Ausdehnung. Das erstere ist im Plessurgebirge der Fall, wo die gegen NW übergelegte Falte der Strela-Sandhubel-

¹ Von dem Vorhandensein der Kreide in Bünden wusste man bisher nichts.

Kette sich zwischen die Aufbruchszone und die Scaletta-Masse einschiebt; letzteres trifft für die Gegend von Davos zu, wo sich die Gneissmassen der Pischas ohne Dazwischentreten einer breiteren Sedimentzone mit den Serpentinmassen der Aufbruchszone verknüpfen.

Das grosse, einförmige Schiefergebiet des mittleren Bündens wird von der östlich daran grenzenden Aufbruchszone nirgends durch eine einfach verlaufende Grenzlinie geschieden, vielmehr sind beide Gebiete in verwickelter Weise mit einander verzahnt (Taf. I). Wo tiefer eingeschnittene Thäler aus der Aufbruchszone heraustreten, greift der Oligocänflussschutt buchtenförmig in dieselbe ein, zwischen den Thälern dagegen treten die Gesteine der Aufbruchszone zungenförmig oder lappig zerschnitten auf das Schiefergebiet über, wobei in durchaus gesetzmässiger Weise die Schiefer unter die Kalke, Dolomite, Gneisse und Serpentine einschliessen. Wer daher in Unterschätzung der an der Grenze der beiden Gebiete herrschenden Dislokationen die Auflagerung der Gesteine der Aufbruchszone auf dem Schiefer für normal ansieht, wird genöthigt, den Schiefer nicht nur für älter als die mesozoischen Sedimente, sondern auch für älter als Verrucano, Casanaschiefer, Glimmerschiefer, Gneiss und Granit, d. h. also für älter als die ältesten der sonst in Bündner überhaupt entwickelten Formationen zu erklären. Nun ergibt aber eine Untersuchung der Aufbruchszone sehr bald, dass innerhalb derselben kaum irgendwo eine normale Aufeinanderfolge der Formationsglieder auf grössere Strecken vorhanden ist. Wie oft man auch zunächst über die genaue Stellung des einen oder anderen Gliedes in der Schichtenserie im Zweifel bleiben mag, an der That, dass vielfach verkehrt gelagerte und zerrissene Schichtpakete der mesozoischen Serie vorhanden sind und die ältesten Gesteinsarten oft in Form kleinerer oder grösserer Schollen über denselben liegen, lässt sich nicht deuten. Auch bringt uns fast jedes Gesteinsstück in seinem makroskopischen und mikroskopischen Verhalten die hochgradige dynamometamorphe Veränderung, die es erlitten, und damit auch annähernd den Grad der Dislokation, welche die Massen überhaupt erfahren haben, zum Bewusstsein.

Ich werde nun zunächst versuchen, die Zusammensetzung der Bündner Kalkalpen¹, so weit sie mir durch Begehungen vom Unterengadin bis zum Valser Thal und von Klosters bis Andeer, sowie durch einen längeren Aufenthalt im Plessurgebirge bekannt geworden ist, und unter möglichster Berücksichtigung der von anderer Seite

¹ Im Gegensatz zu den Schieferalpen des mittleren Bündens.

gewonnenen Resultate kurz zu schildern, wobei ich mich wesentlich auf diejenigen Formationen beschränken werde, welche für die Altersbestimmung der Bündner Schiefer in erster Linie in Betracht kommen.

1. Trias.

Durch die neuerdings in ihrer Bedeutung wohl etwas unterschätzten Arbeiten THEOBALD's, sowie durch die jüngsten Mittheilungen von DIENER, GUEMBEL, ROTHPLETZ, J. BÖHM und BÖSE ist der Nachweis erbracht worden, dass die Hauptmasse der Kalke und Dolomite Bündens der sog. ostalpinen (oder besser gesagt mediterranen) Fazies der Trias angehören. Thonige Absätze von grösserer Mächtigkeit, auf welche die Bezeichnung Schiefer übertragen werden könnte, treten innerhalb dieser Formation sehr zurück. Wo sie, wie am Abhange des Aroser Rothhorns gegen den Welschtobel und an anderen Stellen des Plessurgebirges vorkommen, erweisen sie sich zumeist reich an bezeichnenden Resten, wie im angezogenen Falle an *Cardita austriaca* v. H., *Aricula contorta* Portl., *Gerrillia inflata* Schfh., *Lithodendren* u. a. mehr, wie denn überhaupt gerade die Mergelschiefer der Kösener Schichten nach übereinstimmender Aussage aller Beobachter in Bünden den besten Leithorizont innerhalb der Trias abgeben, man darf wohl sagen, den einzigen, der wirklich reich an makroskopischen Fossilresten ist, wenn auch der Erhaltungszustand derselben fast immer viel zu wünschen übrig lässt.

Im Allgemeinen sind aber die einzelnen Stufen der Bündner Trias schwer zu unterscheiden, woran einerseits die Armuth und der schlechte Erhaltungszustand der Fossilien in den kalkigen und dolomitischen Horizonten, andererseits das wie es scheint nicht seltene Zurücktreten oder Fehlen der sog. jüngeren Rauhwacke, des salinaren Horizonts der Raibler Schichten, Schuld trägt. Wo derselbe fehlt, beobachtet man in zusammenhängenden Profilen an seiner Stelle oft wohl dünnplattige oder schichtige Kalke oder Mergel, die sich vom Hangenden und Liegenden bald deutlich, bald aber nur undeutlich abheben und leicht übersehen werden können. Zuweilen scheint aber auch dieses Merkmal gänzlich auszusetzen und man bleibt dann naturgemäss im Zweifel über die Lage des Raibler Horizonts, zumal wenn die tieferen Theile der Trias in ähnlicher Weise dolomitisch ausgebildet sind, wie der Hauptdolomit¹.

¹ Aehnliche Verhältnisse finden sich bekanntlich in dem Triasgebiete zwischen Luganer und Langen-See (vgl. SCHMIDT und STEINMANN, Ecl. Geol. Helv. II, 61).

Verhältnissmässig leicht kenntlich an ihrer Fossilführung habe ich auch den Dachsteinkalk und den Muschelkalk, besonders im Plessurgebirge, gefunden. So finden sich in den Trümmerhalden des Jammerthäli, welche aus den Absturzmassen des Muschelkalks des Valbellahorns bestehen, Stielglieder von *Encrinus* und daneben die hier wie ausserhalb der Alpen so bezeichnenden *Rhizocorallium*-Kalke gar nicht selten. Rhätische *Lithodendron*-Kalke traf ich an zahlreichen Stellen innerhalb und ausserhalb des Plessurgebirges (Aroser Weisshorn, Fuss des Schafrückens bei Arosa u. a. a. O.).

Besondere Schwierigkeiten erwachsen einer richtigen Deutung der Triasbildungen im Oberengadin, im Oberhalbstein und in den lepontinischen Alpen. THEOBALD hat die an der Grenze seines Aufnahmegebiets entwickelte Gesteinsfolge, so gut oder so schlecht es ging, in das Schema der ostalpinen Gliederung einzuzwängen versucht; doch geht aus seinen Angaben deutlich hervor, dass ihm gewisse Veränderungen nicht entgangen waren, namentlich die starke Reduktion der älteren Trias, seiner sog. Mittelbildungen, im Westen. Ferner weist der Umstand, dass es HEIM überhaupt möglich wurde, die Triasbildungen seines im Westen an dasjenige THEOBALD's anschliessenden Gebiets in die Röthidolomitgruppe der helvetischen Ausbildung zu kondensiren, darauf hin, dass die Trias im westlichen Bünden nicht mehr in der normalen ostalpinen Ausbildung vorhanden sein kann. DIENER hat, soweit mir bekannt, zuerst scharf betont¹, dass „die echte zweifellose Trias in ostalpiner Entwicklung keinesfalls nach Westen über den Splügenpass hinausreicht, sondern mit der Gruppe des Kalkberges ihr Ende findet“². BÖSE wurde durch seine Untersuchungen im Engadin zu dem Ergebnisse geführt³, dass sich in der Ausbildungsweise der Trias zwei Provinzen unterscheiden lassen, die durch eine SW—NO gerichtete Linie geschieden werden, welche Bevers im Oberengadin durchschneidet. In der nordöstlich dieser Linie gelegenen „Provinz Tarasp“ ist die Trias vollständig⁴, in der südwestlich daran gelegenen „Provinz Samaden“ transgredirt der Hauptdolomit, es fehlt der Muschelkalk, die ladinische und raibler Stufe. Meine eigenen Beobachtungen im

¹ Geol. Stud. im südw. Graub. (Sitzb. Wiener Ak. Bd. 97) S. 29.

² Die letzte Hälfte seiner Behauptung erscheint, wie wir gleich sehen werden, anfechtbar.

³ Zur Kenntniss d. Schichtenfolge im Engadin (Z. d. d. g. G. 1896) p. 607.

⁴ BÖSE glaubt in dem Verrucano des Engadins den Buntsandstein erblicken zu sollen, worin ich ihm nicht folgen kann.

Oberhalbstein¹, im Averser Thal und am Splügen haben mich zu demselben Resultate geführt. Ich habe hier mit Sicherheit nur Hauptdolomit und Kössener Schichten, vielleicht auch die Raibler Schichten nachweisen können. In allen den mir aus dieser Gegend bekannten Vorkommnissen lässt sich eine auffällige Verminderung der Mächtigkeit der Trias beobachten. Vom Oberhalbstein an gesellt sich zu diesem Merkmale noch ein anderes, welches zwar mit der ursprünglichen Ausbildung der Triassedimente nichts zu thun hat, welches aber dem Beobachter sofort auffällt. Im Gegensatz zu der annähernd normalen Beschaffenheit der Triassedimente im östlichen und mittleren Bünden tritt uns die Trias im Westen des Oberhalbsteins durchgängig in hochgradig dynamometamorpher Umbildung entgegen. Schon in dem ausgezeichneten Profile, welches die neu angelegte Strasse zwischen Crot und Cresta im Averser Thale entblösst hat², macht sich diese Aenderung im Erhaltungszustande der mesozoischen Sedimente in typischer Weise geltend. Unter dem „kalkphyllitischen“ Lias folgen Marmor, Marmordolomite und Cipolin, auch in den Rauhwacken ist die Thonsubstanz verglimmert, der Sandstein ist zu Quarzit geworden. Die Wandlung hat sich auf einer Strecke von etwa 12 km vollzogen³. Trotz der hochgradigen Veränderung hält es nicht schwer, manche besonders charakteristische Glieder aus der unveränderten Triasformation des Oberhalbsteins wiederzuerkennen, wie den rothgefleckten Dolomit an der Basis des Hauptdolomits, die Rauhwackenzone und die an der Grenze von Trias und Lias liegenden Scherbenkalke. Durch Verfolgung der gegen Westen immer stärker werdenden Umwandlung allein kann man die Ueberzeugung gewinnen, dass die hochgradig metamorphen Marmore Dolomite und Rauhwacken der lepontinischen Alpen nichts anders als Trias bzw. Perm und nicht, wie oft irrthümlich nur wegen ihres hochkrystallinen Habitus angenommen wird⁴, archäische bzw. paläozoische Bildungen sind.

BÖSE hat, wie schon erwähnt, als Grenze der normalen ost-alpinen Triasentwicklung im Oberengadin die Linie Val Fain-Bevers festgestellt. Nach meinen Beobachtungen im Oberhalbstein setzt sich diese Linie von Bevers in WNW-Richtung auf Tiefen-

¹ Vgl. die Angaben über das Profil des Piz Bardella S. (37).

² Vgl. darüber auch ROLLE, Beitr. XXIII, p. 51, 1, VI, Fig. 16.

³ Oder noch weniger (etwa 9 km), da schon bei Juf im oberen Avers Marmore auftreten.

⁴ Von BONNEY, ROTHPLETZ und DIENER.

kasten zu fort; ich muss es aber noch unbestimmt lassen, ob etwa ein Theil der Ueberschiebungsregion Piz Curver-Splügener Kalkberge zum ostalpinen Gebiete zu ziehen ist oder nicht¹. Jedenfalls gehört der überwiegende Theil der im SW dieser Linie gelegenen Vorkommnisse der unvollständigen Entwicklung der Trias an, und zwar scheint der Umfang dieses Gebietes ein sehr beträchtlicher zu sein. Aus den lepontinischen und penninischen Alpen kennen wir durchgängig nur unvollkommen entwickelte Trias: einen hauptsächlichen Dolomithorizont, welcher von salinaren Gesteinen (Rauhwacken, Gypsen) und wenig mächtigen Sandsteinen (meist in quarzitischer Umbildung) unterlagert wird. Der Dolomit, wie er uns z. B. am Campolungo, im Binnenthal und a. a. O. in hochkrystalliner Ausbildung entgegentritt, kann seiner Mächtigkeit und stratigraphischen Stellung nach sehr wohl dem Hauptdolomit der Juliergruppe entsprechen, während die liegenden Rauhwacken, Gypse und Sandsteine entweder als seine den Raibler Schichten entsprechende Basis oder aber als das Aequivalent der permischen Gesteine des Oberhalbsteins, des Aversthal's und der Splügendergegend angesehen werden müssen. Wie die letztere Alternative sich auch lösen möge, jedenfalls dehnt sich im SW der Linie Bevers-Tiefenkasten bis in die französischen Alpen ein Gebiet aus, in welcher die Trias auf eine, wesentlich dem Hauptdolomit entsprechende Dolomitmasse reduziert ist. Ob die rhätische Stufe damit verknüpft bleibt oder ebenfalls aussetzt, wird durch schrittweisen Vergleich der Profile von Oberhalbstein aus noch festzustellen sein. Ich halte aber die Uebertragung der aus der helvetischen Region stammenden Bezeichnung „Röthidolomit“ auf die Sedimente der lepontinischen und penninischen Alpen zunächst nicht für zweckmässig, weil sowohl in der Mächtigkeit als in der Gesteinsbeschaffenheit nicht unwichtige Differenzen vorhanden zu sein scheinen, möchte vielmehr vorschlagen, neben

¹ Aus den Angaben THEOBALD's (II, 231—235) über die Zusammensetzung des Piz Curvé scheint hervorzugehen, dass hier die Mittelbildungen (Muschelkalk-Raibler Schichten) bereits fehlen, mit Ausnahme vielleicht der Raibler-Schichten. Ebenso muss ich aus HEIM's Angaben (XXV, 385—406), wie wenig zureichend sie auch für die vorliegende Frage sind, schliessen, dass auf beiden Seiten des Schamser Thals die Trias bereits unvollständig ist. ROTHPLETZ dagegen (l. c. p. 22) glaubt in den Splügener Kalkbergen eine Vertretung nicht nur der oberen, sondern auch der unteren Trias annehmen zu sollen und hat auch beide Abtheilungen auf seiner Uebersichtskarte in ihrer Verbreitung darzustellen versucht. Jedoch gesteht er selbst zu, dass sicher bestimmbare Vertretungen in keinem Triasgliede bisher nachgewiesen sind.

der ostalpinen oder besser gesagt mediterranen Facies der Trias eine „lepontinische“ zu unterscheiden, welche im NO, O und S von der mediterranen Facies umfasst wird und im N und W an die helvetische Facies grenzt.

Diese lepontinischen Triasbildungen bilden die tiefere Abtheilung der sog. Bündner Schiefer vom Oberhalbstein an bis in die Westalpen hinein. Ueber ihre Stellung zwischen dem Verrucano, bezw. dem krystallinen Grundgebirge und den durch Fossilien gekennzeichneten Liasschiefern kann nach den übereinstimmenden Beobachtungen von ROLLE, GERLACH, HEIM, SCHMIDT u. A. kein Zweifel bestehen bleiben¹. Ausgedehnte einförmige Schieferkomplexe sind weder in Bünden noch in den lepontinischen und penninischen Alpen in der Trias enthalten, nach BERTRAND's Meinung gehört aber ein Theil der schistes lustrés der französisch-italienischen Alpen zur Trias².

2. Jura.

In richtiger Erkenntniss der Thatsache, dass in Bünden der Jura in ganz ähnlicher Ausbildung vorhanden ist, wie im Algäu, hat THEOBALD die Bezeichnung, welche von GUÉMBEL und v. RICHTHOFEN in den nördlichen Kalkalpen für die vorwiegend thonige Ausbildung des Jura angewendet war, auf Bünden übertragen. Seine „Algäuschiefer“ umfassen wie dort, die thonig-mergeligen Schichten des Lias sammt den darüber folgenden oberjurassischen, meist roth gefärbten Schiefern und Hornsteinen, welch' letztere durch ihren Reichthum an *Radiolarien* überall leicht kenntlich werden. Nicht seltene Fossilfunde stützen die Altersbestimmung. Auch neuere Forscher wie ROTHPLETZ und BÖSE sprechen von Algäuschiefern, und es würde daher nicht nur unnöthig, sondern geradezu unwissenschaftlich sein, wenn man für die im Allgemeinen kalkreichen Schiefer, welche sich in Bünden im Hangenden der Trias finden und die an vielen Stellen jurassische Fossilien geliefert haben, den verwirrenden Ausdruck „Bündner Schiefer“ beibehalten wollte. Zur Entscheidung der Frage, ob und wie weit nun die

¹ BONNEY's abweichende Anschauungen glaube ich hierbei übergehen zu dürfen.

² Einer neueren brieflichen Mittheilung BERTRAND's zufolge giebt es in den Westalpen drei verschiedene Horizonte, welche in der Facies der schistes lustrés ausgebildet sind, einen tieferen triadischen, einen mittleren liasischen und einen höchsten, welcher jurassisch, aber jünger als mittlerer Lias ist.

einförmigen Schiefergebiete des mittleren Bündens und des Unterengadin dem Jura angehören, ist es von Wichtigkeit, die Ausbildung und Fossilführung der Algäuschiefer möglichst genau festzustellen.

Bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit des Liasschiefers Bündens möchte ich zunächst an die Bemerkung GUÉMBEL's¹ anknüpfen, dass ein nicht zu übersehender habituelier Unterschied zwischen ihnen und den ihrem Alter nach strittigen Bündner Schiefern vorhanden ist. Wenn wir uns die nachträglichen dynamometamorphen Veränderungen, welche alle Gesteine in Bünden in mehr oder weniger starkem Grade erlitten haben, von beiden fortdenken, so bleibt ein ähnlicher Unterschied zwischen ihnen bestehen, wie er etwa zwischen dem Liasmergel des süddeutschen Jura und den thonig-sandigen Absätzen des oberrheinischen Oligocäns existirt. Der Wechsel thoniger und feinsandiger glimmerreicher Lagen, das Fehlen reiner Kalke zeichnet die oligocänen Bildungen gegenüber den liasischen aus. Es giebt aber auch noch eine Anzahl Merkmale, welche mit dem Algäuschiefer in Bünden mehr oder weniger durchgängig verknüpft sind. Hierher wären zu rechnen ausser den makroskopischen Fossileinschlüssen:

1. Die Verknüpfung der Algäuschiefer mit bunten, *Radiolarien*-hornstein führenden Schiefern, die dem Malm angehören.
2. Das wie es scheint nur lokale Auftreten der Manganschiefer, die oft an ihrer charakteristischen Farbe, sicher an ihrer Chlorentwicklung beim Betupfen mit concentrirter Salzsäure erkannt werden.
3. Das Vorkommen von konglomeratischen oder brecciösen Lagen in den tieferen Horizonten der Algäuschiefer, die gerade an der Grenze der Bündner Kalkalpen gegen das Schiefergebiet zu besonders mächtig, konstant und charakteristisch ausgebildet sind. Da in Bünden auch Breccien von anderm als liasischem Alter auftreten und die Liasbreccien von grosser Bedeutung für die Feststellung des Alters gewisser Schiefervorkommnisse sich erweisen, so will ich meine hierüber gesammelte Erfahrung mit einer Uebersicht über die in der Literatur vorhandenen Angaben ausführlich wiedergeben.

¹ Vgl. Anmerkung 4, S. (16).

Die brecciöse Facies des Lias.

Bekanntlich werden die jurassischen Absätze in den Ostalpen vielfach durch Breccien oder Konglomerate eingeleitet, wobei als Regel gelten kann, dass das Material dem triadischen Untergrunde, gewöhnlich sogar den höchsten Lagen der Trias (Dachsteinkalk) entstammt. Solche Kalkbreccien traf ich auch im Unterengadin am Piz Lichanna als Liegendes der Algäuschiefer. Im westlichen Bünden und im Rhätikon betheiligen sich aber neben den Dolomiten und Kalken vielfach krystalline Gesteine, gelegentlich in der Form ungeheurer Blöcke an der Zusammensetzung derartiger Breccien, die dadurch zu „polygenen“ werden. Ich betrachte sie in Uebereinstimmung mit THEOBALD, HEIM und ROTHPLETZ als jurassisch, speziell als liasisch.

THEOBALD¹ berichtet von dem Auftreten eines solchen polygenen Konglomerats im Rhätikon vom Falknis bis nach Gafia (im Osten von St. Anthönien). Seiner Auffassung nach gehört das Konglomerat dem Jura an. Er kennt es auch aus dem Casanagebirge (Kalkschiefer des Stellihorns, O. Fundey) und aus dem Plessurgebirge (Churer Joch, Fopperberg, Alpstein). Die Gerölle krystalliner Gesteine sind nach ihm vorwiegend Granit, Syenit, Diorit, die in der Umgebung nicht anstehen, deren Ursprung viel eher im Engadin und im Oberhalbstein zu suchen wäre².

TARNUZZER vertritt in seiner Arbeit: „Ueber das krystallinische Konglomerat in der Falkniskette“³, eine theilweise andere Auffassung. Auch nach ihm liegen die Breccien in einem kalkreichen marinen Sedimente, welches aber der Kreideformation angehören soll. Das Ursprungsgebiet der Gesteinsarten, welche in der Breccie auftreten, sucht er ebenfalls im Engadin und Oberhalbstein und denkt sich das Material „durch Eisgänge in einem süßen Gewässer, das von der Berninakette nordwärts durch das Oberhalbstein und Rheinthal in einen Busen des Kreidemeeres in der Gegend des Falknis floss“, verfrachtet.

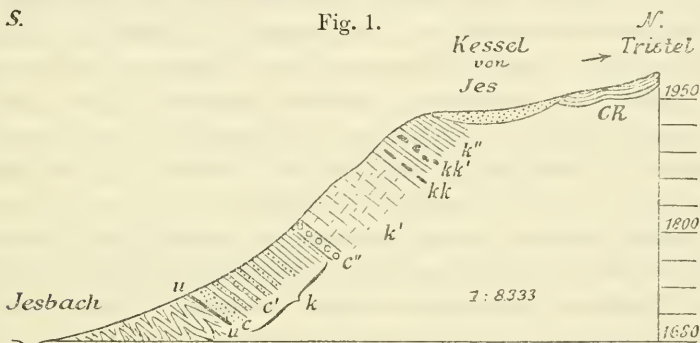
Soweit die Art und Weise des Vorkommens der Breccie in Betracht kommt, kann ich nach eigenen Beobachtungen den Angaben THEOBALD's und TARNUZZER's nur beipflichten. Es ist ein zweifellos marines Kalk- oder Thongestein, in welchem sich die Breccien

¹ THEOBALD, Beitr. 2, 1864.

² l. c. p. 59.

³ Jahrb. nat. Ges. Graubündens, XXXVII, 1894, p. 48—78.

in zuweilen sich wiederholenden Lagen finden. Im Rhätikon traf ich ausser dürftigen Korallenresten einigermaßen häufig nur Stielglieder eines grossen *Crinoiden*, anscheinend *Apiocrinus* oder *Millericrinus*. Die Deutung der Breccie als einer Dislokationsbreccie betrachte ich mit TARNUZZER als völlig ausgeschlossen. Einmal weil die Art und Weise, wie die kalkigen und krystallinen Gesteinsbrocken in das Sediment eingebettet sind, eine durchaus normale ist und in keiner Weise den Gedanken an eine nachträgliche Einpressung erweckt, andererseits weil die Breccieschichten sich nach



Profil von Stürvis nach Jes zwischen Falknis und Scesaplana (Siegfried-Atlas Bl. 273 Jenins).

F = Flysch.¹; $u-u$ = Ueberschiebung; c, c', c'' = Geröllführende Kalksteine; k, k' = Gut geschichtete Kalke; k' = Massige Kalke; kk Hornsteinlagen, kk' Hornsteinknauer darin; CR = Bunte Foraminiferen-Kalke („Couches Rouges“).

Art einer gewöhnlichen Sedimentbank in gleichbleibender Ausbildung über weite Strecken hin verfolgen lassen. So ist an der Südseite des Rhätikon vom Falknis bis zur Scesaplana eine Hauptbreccienbank durch THEOBALD und TARNUZZER festgestellt worden. An manchen Stellen scheinen mehrere Geröllhorizonte vorzukommen (TARNUZZER l. c. p. 58). So auch an dem gut verfolgbaren Profile von Stürvis-Jes (Fig. 1)². Dort trifft man als tiefste Lage der über den Flysch (F) hinübergeschobenen Sedimentserie etwa 15 m geröllführenden gut geschichteten Kalkstein (c); die meist eckigen Gerölle von Glimmerquarzit, Glimmerschiefer, Granit, Kalkstein und Dolomit sind hier relativ klein (bis faustgross), ebenso auch in den höheren, wenig mächtigen Lagen (c'). Der Hauptbreccien-

¹ Der Buchstabe F ist im Profile links unten vergessen worden.

² Vgl. auch THEOBALD l. c. p. 63. Meine Beobachtungen stimmen mit denjenigen THEOBALD's im Wesentlichen überein.

horizont wird durch eine Bank gebildet, deren Mächtigkeit ich zu etwa 12 m bestimmte (THEOBALD fand 10 Fuss, TARNUZZER 8 m); in dieser tritt das Cement gegen die Einschlüsse fast ganz zurück, und letztere erreichen z. Th. enorme Dimensionen (nach TARNUZZER am mittleren See bis wenigstens 300 cbm).

Bezüglich des Alters der die Gerölle enthaltenden Schichten und der Herkunft der Gerölle vermag ich dagegen TARNUZZER nicht zu folgen.

Ohne genauere Begründung von einem cretacischen Alter der Breccien zu sprechen, erscheint mir schon deshalb unzulässig, weil die Kreideformation meiner Ansicht nach im Rhätikon überhaupt noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen ist. Weder v. RICHTHOFEN¹ noch THEOBALD² haben im Rhätikon Kreideschichten gefunden. Sie kannten über der Trias nur „Algäuschiefer“ mit ihren Anhängseln, d. h. diejenige Schichtenserie, welche auch im benachbarten Algäu durch GUEMBEL als jurassisch und zwar vorwiegend als liasisch ermittelt worden war: weisse oder röthliche Kalke und kalkige Schiefer, Hornsteine und dunkle Mergelschiefer mit jurassischen Fossilien. MOJSISOVICS³ allein hat das Vorhandensein von Jura und Kreide in helvetischer Entwicklung behauptet und einen zusammenhängenden Streifen dieser Bildungen vom Falknis bis nach Klosters kartographisch ausgeschieden. Hierauf basiren auch die Darstellungen von SUESS⁴ sowie von HEIM und SCHMIDT⁵. In der That könnte es nach den von TARNUZZER⁶ an der Sulzfluh und Scheienfluh gemachten Funden scheinen, als ob diese Auffassung auch die bis dahin noch ausstehende paläontologische Bestätigung gefunden hätte, da die Bestimmungen MAYER-EYMAR's vier sicher bestimmte und zwei fragliche Schrattenkalkformen ergeben hatten. Da ich nun bei meinen Begehungen des fraglichen Gebietes nur Trias- und Juraschichten in ostalpinen Entwicklung, aber keine Andeutung von Jura- oder Kreideschichten in helvetischer Ausbildungsweise gefunden hatte, da mir ferner das Vorkommen von Kreide in helvetischer Entwicklung in diesem typisch ostalpin zusammengesetzten

¹ Jahrb. d. geol. Reichsanst. X u. XII.

² Beitr. II, p. 20.

³ Jahrb. d. geol. Reichsanst.

⁴ Vgl. SUESS, Antlitz I, p. 183.

⁵ Geol. Karte d. Schweiz, 1 : 500 000, 1894.

⁶ Der geologische Bau des Rhätikongebirges (Jahrb. nat. G. Graub. XXXV, 1892, p. 12).

Gebiete im höchsten Grade unwahrscheinlich vorkam, so habe ich Herrn TARNUZZER um die Uebersendung der fraglichen Fossilien gebeten. Meinem Wunsche wurde auf die zuvorkommendste Weise entsprochen. Die Untersuchung der betreffenden Funde ergab aber, dass von all' den Stücken nur die *Nerineen* generisch, nicht aber spezifisch bestimmbar sind, also ebenso gut dem Jura wie der Kreide entstammen können, dass die fragmentären Durchschnitte dagegen, welche von MAYER-EYMAR als *Requienia*, *Radiolites* und *Sphaerulites* bestimmt worden sind, sich nicht nur nicht generisch, sondern ihrer Zugehörigkeit zu den *Lamellibranchiaten* nach nicht einmal sicher deuten lassen¹. Dagegen möchte ich bemerken, dass das Gestein, in welchen die angeblichen Schrattenkalk-Fossilien eingeschlossen sind, ein grauer, dichter, theilweise oolithischer Kalkstein, viel weniger dem helvetischen Schrattenkalke gleicht, als vielmehr gewissen Varietäten des Mahmkalks in ostalpiner Entwicklung, z. B. den grauen Kalken der Gr. Mythe und der Röthiflüh, in entfernter Weise auch dem Kalke der Sulzflüh selbst, welcher *Cardium corallinum* enthält² und dessen tithonisches Alter schon vor längerer Zeit von KOCH³ durch Petrefaktenfunde festgestellt worden ist. Indem ich eine Erörterung der mysteriösen Angaben, dass bei Gargellen Schrattenkalk dem Gneiss aufliegt⁴ und dass der Flysch am Fusse des Rhätikon ein cretacisches Alter besitzt⁵, bis auf die Zeit verschiebe, wo genauere paläontologische Daten dafür beigebracht sein werden, glaube ich den jetzigen Standpunkt unserer gesicherten Kenntnisse dahin zusammenfassen zu können, dass am Rande des Rhätikon vom Falknis bis nach Klosters das Vorhandensein der Kreideformation überhaupt noch nicht nachgewiesen ist⁶.

¹ Mein College BÖHM, dem ich die Stücke vorlegte, theilt meine Auffassung.

² TARNUZZER, Der geol. Bau d. Rhätik. I. c. p. 16.

³ Petrefakten vom Plateau der Sulzflüh (Verh. R. A. 1876, 26, S. 373). Auch neuerdings (Verh. 1894, S. 327) hat KOCH betont, dass nach seinen Funden in der Umgebung der Sulzflüh nicht Kreide, sondern Tithon entwickelt ist.

⁴ HAUER & STACHE (Verh. k. kg. R. 1871, p. 35). — Es wäre bei dem jetzigen Stande der Frage, ob helvetische Kreide im ostalpinen Gebirge vorhanden sein kann oder nicht, ausserordentlich erwünscht, wenn von Seiten der an dieser Frage beteiligten Wiener Fachgenossen über die Stellung dieses Vorkommens genauere Aufschlüsse ertheilt würden.

⁵ KOCH, Die Gneiss-Inseln etc. (Verh. 1894, S. 327—346).

⁶ Sofern man nicht die bunten Foraminiferenkalke, die den Couches rouges der Freiburger Alpen, der Mythe und des Algäu (auch in der Mikrofauna) durchaus gleichen, zur Kreide rechnen will.

Wie steht es nun mit der angeblich helvetischen Ausbildungsweise des Jurastreifens am Rande des Rhätikon? Ich habe mich nicht davon überzeugen können, dass der Hochgebirgskalk des Fläscherbergs ohne Unterbrechung in die Jurazone des Rhätikon fortsetzt¹; doch gebe ich zu, dass diese Behauptung nicht ohne sehr genaue Kartirung bewiesen werden kann. Eine unbestreitbare Thatsache aber ist es, dass die Juraschichten des Rhätikon keinerlei ausgesprochen helvetische Merkmale, dagegen einige typisch ostalpine aufweisen. Ich habe keinen der z. Th. leicht kenntlichen Jurahorizonte, welche man am Fläscher Berge beobachtet, am Falknis wiedererkennen können, vielmehr zeigt das oben erwähnte Profil von Stürvis-Jes (Fig. 1, S. 31) eine Schichtenfolge, deren Eigenthümlichkeiten, soweit sie jetzt schon sicher zu deuten sind, in den ostalpinen Sedimenten wiederkehren. Der über der Hauptbreccienschiefer (c'') folgende ziemlich massige granschwarze Kalkstein k' enthält in seinen oberen Lagen Platten (kk) und Knauer von *Radiolarien*-führenden Hornsteinen von schwarzer Farbe; das gleiche Gestein ist mir aus der exotischen Decke der Giswyler Stöcke, also aus der ostalpinen (vindelicischen) Schichtenfolge bekannt. Als einer der besten Leithorizonte der jungmesozoischen Gesteinsfolge im Rhätikon muss der „bunte Foraminiferenkalk“ („flaserige Aptychenkalk“ oder die „Couches rouges“) bezeichnet werden, welcher oberhalb der Alpe Jes ansteht (CR) und dessen leicht kenntliche Gerölle von weisslicher und röthlicher Farbe das Gehänge bis nach Stürvis hinab bedecken. Dieses Gestein ist hier geradeso wie in anderen Gebieten der Nordalpen² nicht nur durch seine auffallende Gesteinsbeschaffenheit, sondern auch durch seine Foraminiferenfauna³ (bei fast vollständigem Fehlen andrer Fossilien) ausgezeichnet. THEOBALD hat es für Lias gehalten; er sagt von den grauen, rothen und weissgrauen Kalkschiefern, welche nach ihm

¹ Meiner Auffassung nach trennt ein Streifen von Flysch die helvetisch zusammengesetzte Region des Fläscherberges von dem ostalpin zusammengesetzten Falknisgebiete und die Ueberschiebung des ostalpinen Gebirges über Flysch, welche bei Vaduz erkannt ist, zieht sich rings um das Rhätikon herum.

² QUEREAU, Die Klippenregion von Iberg (Beitr. z. geol. K. der Schweiz, XXXIII, 1893) p. 85—92.

³ Ich habe in den Gesteinen von Jes, sowohl in den weisslichen wie in röthlichen Varietäten eine gleiche Mikrofauna feststellen können, welche QUEREAU als bezeichnend für diesen Horizont nachgewiesen hat. Die Einförmigkeit der Mikrofauna über so weite Strecken gehört mit zu den besten Beweisen für den Tiefseecharakter dieses Gesteins.

die Kämme oberhalb Jes in einer Mächtigkeit von 80—100 m weit zusammensetzen¹: „Wegen der auffallenden Färbung und leichten Erkennbarkeit bilden sie einen sehr wichtigen Horizont in diesen schwer entwirrbaren Schichtenkomplexen. Dass sie zum Lias gehören, ist wohl keinem Zweifel unterworfen, obgleich bis jetzt vergeblich nach Versteinerungen in ihnen gesucht worden ist.“ Mag auch die genaue Feststellung des Alters dieser Schichten, ähnlich wie bei dem nahe verwandten Aptychenkalk, nur in seltenen Fällen möglich sein, so ist doch ihre stratigraphische Stellung innerhalb der jüngsten Schichten der mesozoischen Serie vollständig gesichert; es kann höchstens zweifelhaft sein, wie hoch die Foraminiferenschiefer in der Kreide hinaufreichen. Soweit wir wissen, schliesst aber ihr Auftreten das Vorkommen von Jura und Kreide in helvetischer Entwicklung aus².

Kehren wir nun nach dieser Abschweifung zu dem uns hier interessierenden Gegenstande, der Stellung der Falknis-Breccie zurück. Sie liegt bei Jes in den tieferen Theilen einer Schichtserie, als deren höchste Lagen THEOBALD und ich Malmkalk mit *Radiolarien*-Hornsteinen und die jurasso-cretacischen *Foraminiferen*-Schiefer erkannt haben. Da die Breccie noch niemals in Verknüpfung mit diesem letzten Gestein, welches allein möglicher Weise als cretacisch in Anspruch genommen werden könnte, angetroffen ist — und bei der Tiefseennatur dieses Absatzes auch nicht gut damit verknüpft sein kann — so muss sie dem Jura angehören. Da aber nun ausser spärlichen *Korallenresten* und *Crinoiden*-Stielgliedern, die wahrscheinlich zu *Apiocrinus* gehören, darin noch keine Fossilien im Rhätikon gefunden sind, so bleibt die genauere Feststellung des Alters einer weiteren Verfolgung des Breccienhorizontes vorbehalten.

THEOBALD hat nun die Falknis-Breccie auch über die Scesaplana hinaus verfolgen können, er traf sie an den Gafier Platten im Osten von St. Anthönien, im Casanagebirge am Stellhorn, im Plessurgebirge am Churer Joch, Fopperberg und Alpstein. Stets wird die Breccie in Verbindung mit jurassischen Schichten erwähnt, und am Fopperberg soll sie wie bei Jes, dicht über dem Flysch

¹ l. c. II, p. 80.

² Damit erledigt sich denn auch die scheinbare Abnormität, welche in dem Eindringen der helvetischen Ausbildungsweise von Jura und Kreide in das ost-alpine Gebiet gelegen hätte. Die tektonische Grenze der Ostalpen weicht hier also nicht, wie DIENER (Westalpen 165) meint, von der Faciesgrenze ab.

folgen. So erstreckt sich dieser Horizont am Rande der Bündner Kalkberge entlang bis in's Oberhalbstein. Im Juliergebirge liegen die am längsten bekannten Vorkommnisse der Breccie, das Saluver-Konglomerat von ESCHER und STUDER z. Th.¹. Dieses scheinen gleichzeitig die am weitesten gegen das Engadin vorgeschobenen Vorkommnisse der Breccie zu sein. Als grundlegend für das Alter der Breccie kann das Profil des Piz Bardella (nördlich der Julierstrasse) betrachtet werden. Dass hier über dem klar aufgeschlossenen Triasprofile Liasschichten vorkommen, haben schon ESCHER und STUDER² durch Auffindung von *Belemniten* festgestellt. THEOBALD³ beobachtete folgendes Profil:

1. Graue und braune Algäuschiefer mit *Belemniten*, *Bivalven* und *Liasfucoiden*, 10—15'.
2. Konglomerat von Kalk und krystallinischen Fragmenten von zum Theil sehr ansehnlichen Dimensionen, durch Schieferement verbunden, 20—30'.
3. Noch einmal Liasschiefer, 20—50'.
4. Röthlicher und weissgrauer Kalk mit einigen Spuren von *Belemniten*. Ist Steinsberger Kalk; von dem Dachsteinkalk, welcher nun folgen sollte, ist wenig zu bemerken, 10—20'.
5. Schwarzgrauer Kalkschiefer mit Versteinerungen der Kössener Schichten⁴.

¹ Geolog. Beschreib. d. Mittel-Bündten (Denksch. d. schweiz. nat. Ges. 1839) p. 129. „Runde und eckige Trümmer, von Nuss- bis Kopfgrösse, von grauem Kalk, dolomitischem Kalk, Dolomit, dunkelvioletem Glimmerschiefer, Quarzit, dunkelgrüne Schiefer, aber kein deutlicher Juliergranit, kein Serpentin, sind fest verkittet und verwachsen mit grauem Glimmer . . . Der Mangel an Juliergranit ist eine auffallende Thatsache, in der Nähe so mächtiger, die Saluverkette bedeutend überragender Gebirge, die nur aus diesem Granit bestehen . . .“ Als Saluверgestein wurden von ESCHER und STUDER hauptsächlich Verrucano-Conglomerate bezeichnet, und wir finden in STUDER's Geologie der Schweiz (I, p. 436) das „merkwürdige Conglomerat“ (des Lias) mit beim Verrucano abgehandelt. Doch war sich STUDER des Auftretens verschiedenaltiger Verrucano's wohl bewusst, denn er sagt (l. c. p. 413): „Verrucanomassen, welche dem Anthracitschiefer untergeordnet sind, können, wenigstens ursprünglich, nicht von gleichem Alter sein, wie diejenigen, die mit jurassischen Schiefern abwechseln.“ Nach GUEMBEL (St. Moritz, 1883, p. 57) gehören die Kalkbrocken führenden Conglomerate des Piz Nair auch zum Verrucano.

² l. c. p. 136.

³ Beitr. III, p. 62.

⁴ Da das Profil des Piz Bardella in mancher Hinsicht bemerkenswerth ist, so will ich es, soweit ich es begangen habe, skizziren (vgl. Fig. 2), zumal THEOBALD dasselbe unrichtig gedeutet hat.

Ich habe diese Angaben im Wesentlichen bestätigt gefunden, namentlich so viel das Alter der Breccien in Betracht kommt. Ich

Unter den durch sehr zahlreiche, aber ganz verdrückte Fossilien ausgezeichneten Kössener Schichten (*r*) folgt der

Hauptdolomit (*hd*), der den grössten Theil des Kammes bildet. In den tieferen Theilen desselben wird die Schichtung deutlicher und es stellt sich Dolomit (*S*) ein, welcher von rothbraunen, eisenreichen Concretionen, die aber mit dem Dolomit innig verwachsen sind, durchsetzt ist. Darunter folgen Mergel mit Dolomithäuten (*dm*), die weit eher mit dem Hauptdolomit, als mit dem liegenden Verrucano verknüpft zu sein scheinen, so dass ich geneigt bin, in denselben sowie in den eisenreichen Lagen an der Basis des Hauptdolomits ein Aequivalent der

Raibler-Schichten zu erblicken. Jedenfalls lassen sie sich sowohl ihrer Mächtigkeit, als auch ihrer Beschaffenheit und Lagerung nach am ehesten damit parallelisiren. Dagegen scheint mir kein Grund für die von THEOBALD versuchte Deutung vorzuliegen, dass dieses Schichtensystem die ganzen sog. Mittelbildungen, also auch die ältere Trias repräsentiren. Wir befinden uns hier eben in der durch eine Transgression der oberen Trias ausgezeichneten Provinz Samaden (im Sinne Böse's). Der *Verrucano* (*v*) hebt sich scharf von den hangenden Schichten ab. Dass wir es hier mit echtem Rothliegenden und nicht etwa mit Buntsandstein zu thun haben, geht aus der ca. 50 m mächtigen Einschaltung von Quarzporphyr (*π*) hervor. Unter dem Verrucano folgen mächtige

Rauhawacken (*R*), die von geschichteten grauen *Dolomiten* (*D*) unterteuft werden.

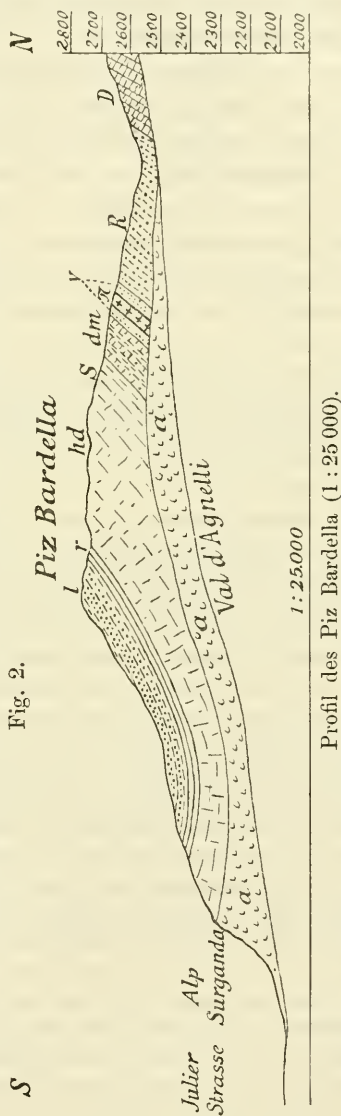


Fig. 2.

D = Graue, geschichtete Dolomite; *R* = Rauhawacken; *v* = Verrucano; *π* = Quarzporphyr; *dm* = Dolomite und Mergel (Raibler-Schichten); *hd* = Hauptdolomit, in den tieferen Lagen geschichtet (*S*) und mit braunrothen Concretionen; *r* = Rhätische Schichten; *l* = Lias.

sah drei Breccienlagen. Die tiefste, in welcher ich nur Triaskalke wahrnahm, könnte vielleicht noch Dachsteinkalk sein, doch liegt kein Anhaltspunkt dafür vor. Die mittlere, 1—2 m mächtige, enthält Gerölle von Trias, Verrucano und krystallinen Gesteinen. Die oberste ist mehrere Meter mächtig, wie die mittlere zusammengesetzt und von ihr durch dunkle, sandig-mergelige Kalke mit *Belemniten* und Algen¹ getrennt.

Zwischen Piz Suvretta und Morteratsch, nicht weit östlich von Piz Bardella, fand THEOBALD das „polygene Konglomerat“ 1000' mächtig.

Aus der Gruppe des Piz Curvér und aus dem Fallergebirge zwischen Oberhalbstein und Schams wurden die „polygenen Konglomerate“ mehrfach erwähnt². Am Piz Curvér theilhaftig sich an der Zusammensetzung derselben ein sehr auffälliges grobkörniges, dem Juliergranit ähnliches, aber damit doch nicht identes Gestein, welches HEIM „Taspinit“³ genannt hat. Die hochgradige dynamo-

¹ Die hier vorkommenden Algen sind, wie ich ausdrücklich bemerken muss, keine Flyschalgen, wie ESCHER und STUDER vermutheten. Auch tragen diese Liasschiefer und -Kalke einen ganz anderen lithologischen Habitus als der Flysch. Vgl. die früheren Bemerkungen über die Unterschiede zwischen Lias- und Flyschschiefer.

² ESCHER und STUDER, l. c. p. 99—121; THEOBALD, Beitr. III, p. 159; HEIM, Beitr. XXV, p. 387—396; DIENER, l. c. p. 645.

³ Wir verdanken SCHMIDT (Beitr. XXV, p. 73) eine Untersuchung des von HEIM „Taspinit“ genannten Gesteins. Derselbe vermag nach dem mikroskopischen Befunde nicht zu entscheiden, „ob ein krystallines Trümmergestein oder ein stark gepresster Granit, eventuell Gneiss vorliegt“. Offenbar hat SCHMIDT nur unvollständiges Material vor sich gehabt. Der Name „Taspinit“ lässt sich sehr wohl, wie HEIM will, auf das zweifellos massige Gestein beschränken, welches eine ähnliche dynamometamorphe Veränderung aufweist, wie der Sausuritgabbro des Alalinorns. Es besteht aus grossen Einsprenglingen von weissem Orthoklas, grossen Quarzkörnern, hellem und dunklem Glimmer und einer grünlichen, mit dem Messer ritzbaren Masse, die wohl nichts Anderes ist als saussuritisirter Plagioklas. Es ist ein auffallendes, sehr grobkörniges Gestein, welches als eine grobporphyrische Ausbildungsform des Juliergranits bezeichnet werden darf. Die Beschreibung, welche v. RATH (Z. d. d. g. G. IX 1857, p. 227) von gewissen Varietäten des Juliergranits gegeben hat, passt sehr gut darauf. Auch der Tschivagravit (Tschivaporphy v. RATH) ist offenbar ein sehr ähnliches Gestein (THEOBALD III, p. 34). Es wäre aber wohl wichtig, festzustellen, ob dieses Gestein nur in der Form von Geröllen in den polygenen Konglomeraten auftritt oder ob es etwa, wie man auch vermuthen könnte, als selbständiger Gesteinskörper in der überschobenen Decke der Schamser Kalkberge vorhanden ist. Die „Uebergänge“ des Taspinit in die polygenen Konglomerate (HEIM l. c. p. 387) müssen dann allerdings als Reibungsbreccien gedeutet werden. HEIM verwirft ja auch die Möglichkeit nicht, dass die bis 10 m langen Marmorschollen,

metamorphe Umwandlung, welche die Breccien hier erfahren haben, wird an den reichlichen Sericit-Neubildungen kenntlich. Auch für diese Gegend hat THEOBALD ein ungefähr liasisches Alter der Breccie wahrscheinlich machen können.

Es wäre ferner noch das Vorkommen der Konglomerate im Westen von Schams, in den Splügener Kalkbergen und am Piz Beverin zu erwähnen. Nach ESCHER und STUDER¹ sowie nach HEIM² treten sie hier unter ganz ähnlichen Verhältnissen und mit wesentlich gleichen Merkmalen auf, wie in der Gruppe des Piz Curvér. Neuerdings hat ROTHPLETZ³ das Alter der Konglomerate in dieser Gegend genauer festzulegen versucht und ist zu dem Ergebniss gelangt, dass sie jünger als Trias, wahrscheinlich liasisch sind. Ausser Belemniten fand ROTHPLETZ *Apiocrinus*-Glieder, wohl derselben Art angehörig, die ich am Falknis beobachtet habe.

Als einen weiteren für die Altersbestimmung der Breccie wichtigen Punkt erwähne ich noch den Nord-Abhang des Aroser Weisshorns. Der von Norden her auf das Weisshorn führende Weg schneidet am Fusse des aus Triasdolomit (wahrscheinlich Hauptdolomit) bestehenden Kegels in einer Höhe von etwa 2430 m den Lias. Derselbe besteht hier z. Th. aus Mergeln und blaugrauen splittrigen Kalken mit Algen und *Belemniten*, z. Th. aus einer Breccie, deren Elemente vorwiegend kalkige und dolomitische Triasgesteine, untergeordnet auch Quarzite sind; krystalline Gesteine scheinen dagegen zu fehlen. Ebenso fehlen aber auch, die aus einer jungen Breccie später zu erwähnenden und für dieselbe bezeichnenden Gerölle von oberjurassischem *Radiolarien*-Hornstein.

Schliesslich möchte ich an dieser Stelle noch ein Vorkommniss des Liaskonglomerats besprechen, welches für die Altersbestimmung der Bündner Schiefer, besonders der sog. „paläozoischen“ Abtheilung derselben, wie sie von ROTHPLETZ definirt worden ist, eine erhebliche Bedeutung besitzt. Unter den Fundstellen für liasische Fossilien im Bündner Schiefer hat HEIM auch die Splügenstrasse, wo dieselbe im Süden des Dorfes Splügen den aus dem Kistentobel

welche im Taspinit der Alp Ciss auftreten, bei der Gebirgsschau hineingedrückt seien (l. c. p. 380). ROTHPLETZ (l. c. p. 24) hat HEIM offenbar missverstanden, wenn er meint, Taspinit bedeute ein Gestein, welches der Anhäufung von feinem Detritus naher Gneissgebirge seine Entstehung verdankt.

¹ l. c. p. 118.

² l. c. p. 396—401.

³ Ueber das Alter der Bündner Schiefer (Zeitsch. d. geol. Ges. 1895, p. 23—27).

hervorkommenden Häusernbach überschreitet, angegeben¹. Die dort anstehenden schwarzen Schiefer enthalten nach HEIM Zweischaler, welche theils *Cardinien*, theils *Gryphaen* gleichen.

ROTHPLETZ¹ dagegen hat dieselben Schiefer für paläozoisch erklärt, indem er die Lagerungsverhältnisse der Umgegend des Dorfes Splügen zum Ausgangspunkte für seine Altersbestimmung wählte. Es lohnt sich daher, gerade diese Gegend etwas genauer in's Auge zu fassen.

Der vom Hinterrhein begrenzte Nordabhang des Surettahorns bietet auf der Strecke von der Schmelze bei Sufers bis zur Splügenstrasse sehr gleichartige Verhältnisse dar. Die Höhe des Gebirges wird von „Rofnagneiss“ gebildet. Gegen denselben fällt in tieferem Niveau ein System von marmorisirten Kalken, Dolomiten und Rauhwacken ein, welche besonders deutlich im Kistentobel aufgeschlossen sind³. Noch tiefer, bis in's Thal des Hinterrheins hinabreichend, finden sich die fraglichen schwarzen (kalkreichen) Schiefer, die ihrerseits unten den Kalk-Dolomit-Komplex einschliessen. Weiterhin kommt im Thale selbst an der Ruine Zur Burg auf der linken Thal-seite wieder Gneiss zu Tage. Es ist keine wesentliche Meinungsverschiedenheit bezüglich des Auftretens der vier hauptsächlichsten Gesteinsgruppen zwischen HEIM, ROTHPLETZ und mir vorhanden, aber jeder von uns bringt eine andere Deutung. Nach HEIM⁴ bilden die Surettahörner eine übergelegte Falte, sodass gegen das Hinterrheinthal zu umgekippte Lagerung herrscht (vgl. Prof. Fig. 3A): Rofnagneiss, Röthidolomit und Rauhwacke, liasische Bündner Schiefer: letztere bilden eine zusammengepresste Mulde und es hebt sich der beiderseits von Röthidolomit umhüllte Gneiss als untergeordnete Antiklinale daneben heraus. Für ROTHPLETZ liegen die Verhältnisse ganz anders (vgl. Prof. Fig. 3B): das Liegende bildet nach ihm der Adulagneiss der Thalsohle; auf diesem lagert diskordant der paläozoische Bündner Schiefer und über diesem die untere Trias, durch Dolomite etc. repräsentirt⁵. Letztere werden als vom Gneiss überschoben gedacht.

¹ l. c. p. 306.

² l. c. p. 16 u. 28.

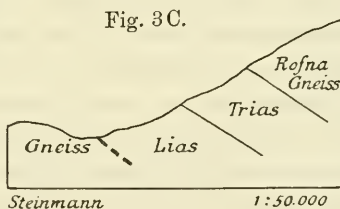
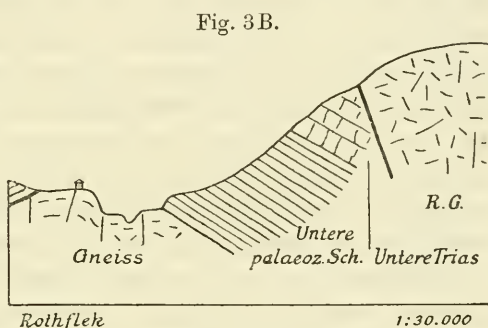
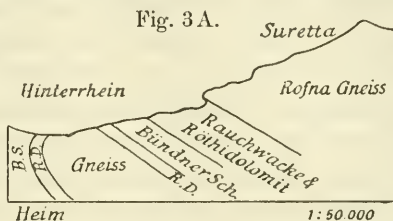
³ Vgl. ROTHPLETZ p. 16, 28, Taf. II Fig. 1.

⁴ l. c. p. 406.

⁵ Ich muss hier auf eine merkwürdige Unklarheit in den Ausführungen ROTHPLETZ's aufmerksam machen. Die Schichtenfolge von Dolomiten, welche im Kistentobel bei Splügen aufgeschlossen ist, enthält nach ihm eine Einschaltung von sericitischem, feinkörnigem Adula-Gneiss, und desshalb betrachtet er die

Meine Beobachtungen (Fig. 3C) haben mich zu folgender Auffassung geführt. Am Abhange des Surettahorns gegen das Hinterrheinthal zu herrscht durchgängig umgekehrte Schichtenfolge: unter den Rofna-gneiss schiessen die triadischen Marmore, Dolomite etc., unter letzteren die liasischen Schiefer ein. Das ist im Wesentlichen auch die Auffassung HEIM's. Nur muss ich ROTHPLETZ insofern zustimmen, als auch ich von einem Wiederauftauchen der Dolomitgruppe zwischen dem Gneiss der Thalsohle und den Bündner Schieferen nichts gesehen habe; vielmehr ist zwischen beiden die Kontinuität der Lagerungen offenbar unterbrochen, wie das an analogen Stellen öfters beobachtet wird¹.

Folgende Betrachtungen scheinen mir für die Richtigkeit der Deutung, wie HEIM und ich sie gegeben, zu sprechen. Die dunklen, kalkreichen Bündner Schiefer sind sowohl am Ausgange des Kistentobels bei Splü-



Dolomite und Marmore nicht als mesozoische, sondern als archaische Bildungen, wie aus seinen Ausführungen unter ¹ p. 54 deutlich hervorgeht. In dem Profile, welches er auf Taf. II Fig. 1 giebt und welches ich in Fig. 3 B reproducire, ist dieselbe Zone etwa 1 km weiter östlich geschnitten; hier wird dieselbe aber nicht als archaisch, sondern als triadisch gedeutet. Leider giebt uns die geologische Uebersichtskarte auch keinen Aufschluss darüber, wie ROTHPLETZ sich die Möglichkeit vorstellt, dass ein einheitlicher Zug an einer Stelle archaisch, dicht daneben paläozoisch-triadisch sein kann, denn gerade hier ist ein grosses nicht angelegtes Dreieck auf seiner Karte gelassen, in welchem auch die auf dem Profile angegebene Trias fehlt. NB. In Fig. 3 B lies statt Rothfleh — Rothpletz.

¹ Vgl. hierüber später.

gen, als auch weiter östlich in dem vom Rossälpli herabkommenden Bach; dort wo derselbe O. von Rütli die Splügenstrasse kreuzt, gut aufgeschlossen. An beiden Stellen enthält der Schiefer konglomeratische Lagen eingeschaltet, deren Zusammenhang und Struktur besonders deutlich an den vom Rossälplibache rund gewaschenen Felsen zu beobachten ist. Die Gerölle bestehen an beiden Stellen aus den Kalken und Dolomiten, welche das Hangende des Schiefers bilden und die ganze Bildung entspricht in ihrer Zusammensetzung und Struktur den Konglomeraten, bezw. Breccien, welche ich oben vom Piz Bardella als typisch beschrieben habe und deren liasisches oder zum wenigsten nachtriadisches Alter in den unmittelbar benachbarten Splügener Kalkbergen festgelegt zu haben das Verdienst ROTHPLETZ'S¹ ist. Im Rossälplibach sah ich auch ein Stielglied von *Pentacrinus* in den Schiefen, konnte es aber aus den rund gewaschenen Felsen nicht heraus schlagen. Aus diesem allen geht für mich nun aber zunächst das Eine hervor, dass die Bestimmung der fraglichen Bündner Schiefer als liasisch, wie es von Seiten HEIM'S geschehen ist, aufrecht zu erhalten ist, selbst wenn (wie ROTHPLETZ meint), die von HEIM gefundenen Durchschnitte keine Gryphaeen und Cardinien sein sollten², worüber ich kein Urtheil habe. Die Schiefer können aber nicht im Kistentobel archaisch, weiter östlich paläozoisch sein, wie ROTHPLETZ annimmt. Ein Unterschied zwischen den beiden Vorkommnissen besteht thatsächlich insofern, als die Schiefer am Rossälplibach weniger stark dynamometamorph verändert sind, als die des Kistentobels an der Splügenstrasse. An letzterem Orte haben wir es mit sehr glimmerreichen Schiefen zu thun, deren brecciöse Struktur wegen der abweichenden Farbe und Zusammensetzung der Gerölle doch sehr deutlich geblieben ist.

Dass die im Hangenden der Schiefer sich findenden Dolomite und Kalke bezw. Marmore älter als die Liasschiefer sein müssen, versteht sich nach dem Gesagten von selbst. Dass sie es auch im Kistentobel sind, wo sie von ROTHPLETZ für archaisch gehalten werden, geht aus dem Vorkommen von Rauhwacken³ hervor, die sich zu-

¹ l. c. p. 23—27.

² Es mag daran erinnert werden, dass ROTHPLETZ selbst *Gryphala cymbium* aus dem Mittleren Lias der Alp Seranatschga im Norden des Piz Aul (l. c. p. 34) und *Cardinia Listeri* im Unteren Lias der Hitzecke am Piz Mundaun (p. 35) gefunden hat.

³ Die thonigen Bestandtheile der Rauhwacken erscheinen hier der hochgradigen Umwandlung des ganzen Complexes entsprechend stark sericitisirt.

sammen mit den stark marmorisirten Kalken und Dolomiten hier finden.

Denn wie ROTHPLETZ selbst sehr richtig hervorgehoben hat¹, kann für die Trias² (ich füge hinzu „und für das Perm“) das Auftreten von Rauhewackenlagern als charakteristisch angesehen werden.

Wie es zu erklären ist, dass die triadische Schichtenfolge des Kistentobels eine (von ROTHPLETZ beobachtete) Lage von Sericitgneiss eingeschaltet enthält und in welcher Weise sich das Aneinanderschieben von Liasschiefer und Gneiss im Thale des Hinterrheins verstehen lässt, darüber werde ich später zu reden haben. Für jetzt genügt es, darauf hinzuweisen, dass die Schiefer in der Gegend von Splügen offenbar liasischen Alters sind und nicht dazu dienen können, ein paläozoisches Alter der Bündner Schiefer zu begründen, wie ROTHPLETZ im Gegensatz zu früheren Forschungen es versucht hat.

Die Verfolgung der kalkigen und polygenen Breccien und Konglomerate vom Falknis bis zu den Splügener Kalkbergen hat das Ergebniss geliefert, dass diese eigenthümliche Bildung an zahlreichen Punkten eine oder mehrere Einschaltungen in marinen Absätzen des Bündner Lias bildet. Es erübrigt aber, noch zu untersuchen, in wie weit die Auffassungen, welche THEOBALD und TARNUZZER über den Ursprungsort der Gerölle geäußert haben, sich als zutreffend erweisen. THEOBALD sagt bei Besprechung der Falknisbreccie, dass die hauptsächlich darin vorkommenden Gesteine, Granit, Syenit, Diorit, in der Nähe nicht anstehend bekannt seien, und dass ihre lithologische Beschaffenheit eher auf Oberhalbstein und Engadin als auf Selvretta oder Flüela hindeute. TARNUZZER³ fand bei einer Vergleichung der Gesteinsarten ebenfalls keine Uebereinstimmung mit solchen des Davoser Gebirges und der Silvretta, dagegen zählt er nicht weniger als 29 Gesteinsarten auf, welche in identer oder doch ähnlicher Ausbildungsweise im Oberhalbstein, am Septimer und in der Bernina-Gruppe vorkommen sollen. Als auffallend konstatirt

¹ l. c. p. 55.

² Mit ROTHPLETZ bin ich der Meinung, dass die Bezeichnung „Röthidolomit“ für das System triadischer und vielleicht auch permischer Dolomite, Kalke und Rauhewacken in ostalpiner Ausbildungsweise durchaus unzulässig ist. Die Uebertragung des aus dem helvetischen Gebiete stammenden Namens auf die Bündner Region durch HEIM erklärt sich nur aus dem Umstande, dass HEIM sich nicht bewusst geworden ist, dass er mit den Bündner Kalkbergen ein Gebiet abweichender Ausbildung der mesozoischen Sedimente betrat.

³ l. c. p. 55—58.

aber derselbe Verfasser das gänzliche Fehlen von Verrucano, trotzdem diese Gesteinsart gerade nördlich vom Julierpass, in dessen Umgebung das Anstehende vieler anderer, besonders massiger Gesteine von ihm gesucht wird, weit verbreitet ist. Darin liegt aber, wie mir scheint, ein viel grösseres Bedenken gegen die versuchte Herkunfts-Bestimmung, als TARNUZZER meint. Es genügt die Annahme nicht, dass die älteren mesozoischen Sedimente zur Zeit der Bildung der Falknisbreccie noch so vollständige Decken in der Gegend des Oberhalbsteins gebildet hätten, so dass der Verrucano der Erosion noch unzugänglich gewesen wäre. Denn wenn der Verrucano noch verdeckt war, so müsste es der Julier- (und Bernina-) Granit, der dort sein Liegendes bildet und dessen Gerölle, wie DALMER nachgewiesen hat¹, im dortigen Verrucano vorkommen, erst recht gewesen sein. Nun wissen wir aber weiterhin, dass die Lias-Breccie gerade im Oberhalbstein am Piz Bardella und im Saluverthale², also in nächster Nähe des Bernina- und Juliergranits, des Quarzporphyrs des Val d'Agnelli, des Gabbro und der grünen Schiefer des Oberhalbsteins, all' diese Gesteine nicht enthält. Wir haben ferner gesehen, dass die Verbreitung der Falknisbreccie und der polygenen Konglomerate dem Westrande der Bündner Kalkalpen vom Falknis bis zu den Splügener Kalkbergen folgt, während die krystallinen Gerölle im mittleren und unteren Engadin, wie überhaupt gegen Osten zu, schon gänzlich zu fehlen scheinen³. Es ergibt sich sodann aus den Beobachtungen HEIM's, TARNUZZER's, ROTHPLETZ's und den meinigen, dass die Blöcke krystalliner Gesteine in der Nähe des West-Randes der Bündner Kalkalpen die grössten Dimensionen erreichen⁴. Alle diese Thatsachen sprechen nicht gerade zu Gunsten der Annahme, dass der Ursprungsort der Gerölle in der Gegend des Julier und der Bernina zu suchen sei. Es dürfte diese Frage aber wohl erst durch eine systematisch durchgeführte Vergleichung der verschiedenen Vorkommnisse der Gerölle der Liasbreccie mit den anstehenden Ge-

¹ Zeitschrift d. geol. Ges. 1886, 38, p. 149.

² ESCHER und STUDER l. c. p. 129; THEOBALD l. c. III, p. 86, 87.

³ Nach DIENER (1888) enthält der Lias am Piz Michel und am Piz Alv kalkige Konglomeratlager.

⁴ TARNUZZER (l. c. p. 59) berichtet von einem Blocke von mindestens 300 cbm (also ca. 7 m Durchmesser), den er am mittleren See in der Falknisgruppe sah. ROTHPLETZ (l. c. p. 24) giebt an, dass am Piz Vizan die (? krystallinen) Bruchstücke nicht selten einen Durchmesser von 5—10 m erreichen. Mir fiel besonders auf, dass die krystallinen Gerölle im mittleren und unteren Engadin gänzlich zu fehlen scheinen.

steinen Graubündens zu lösen sein. Mir erscheint es als nicht ausgeschlossen, dass die krystallinen Gesteine z. Th. oder ganz einem Massive entstammen, welches unter der Flyschregion verborgen liegt, die jetzt an den Westrand der Bündner Kalkberge grenzt; dieses Massiv müsste zur Liaszeit die Küste des ostalpinen Meeres von der Gegend des Falknis bis in die Gegend der Splügener Berge gebildet haben. Eine solche Annahme würde das Auftreten der grossen Blöcke gerade am Rande der Bündner Kalkzone wie mir scheint ungezwungener erklären, als das Herbeiziehen von „Eisgängen in einem süssen Gewässer, das von der Berninakette nordwärts durch das Oberhalbstein- und Rheinthal in einen Busen des Kreidemeeres floss“¹. Wie die Erklärung aber auch ausfallen möge, die brecciöse Facies des Bündner Lias erweckt unser Interesse aus mehr als einem Grunde.

Dieser ausgezeichnete Horizont überschreitet die West-Grenze der Bündner Kalkberge nicht, sondern schneidet mit derselben scharf ab. Wenn nun die „Bündner Schiefer“, welche sich in einer breiten Zone zwischen das Rheinthal und die Bündner Kalkzone schieben, ebenfalls liasisch wären, wie THEOBALD und HEIM annehmen, so wäre das plötzliche Aufhören der brecciösen Ausbildungsweise eine höchst merkwürdige Erscheinung. Vielmehr sollte man erwarten, dass gegen Westen eine ähnliche Abschwächung des brecciösen Charakters bemerkbar würde, wie sie gegen Osten zu vorhanden ist, wo zunächst die Grösse der krystallinen Gerölle abnimmt und dann diese überhaupt aufhören, so dass nur noch kleine Kalkgerölle übrig bleiben; oder dass die brecciöse Ausbildung gegen Westen sich noch mehr accentuirte. Das scharfe Abschneiden, sowie die ganze Art der Ausbildungsweise der Bündner Lias-Breccie erinnert in sehr bemerkenswerther Weise an das ähnliche Verhalten der Brèche du Chablais“². In dieser fehlen zwar Gerölle massiger Gesteine ganz und ausser den vorherrschenden Geröllen triadischer Kalksteine und Dolomite kommen nur Quarzite vor; da ja aber auch in Bünden Fragmente triadischer Kalkgesteine im Allgemeinen weitaus vorwiegen und die Anhäufungen von Geröllen massiver Gesteine meist einen lokalen Charakter besitzen, so ist die Aehnlichkeit beider Bildungen doch eine recht weitgehende.

¹ TARNUZZER l. c. p. 67. Die Entfernung von der Bernina bis zum Falknis beträgt ca. 80 km!

² Vgl. RENEVIER, Géologie des Préalpes de la Savoie (Eclog. Geol. Helv. IV, p. 68—73); LUGEON (ibid. p. 110); LUGEON, La région de la Brèche du Chablais (Bull. serv. cart. géol. France, t. VII, No. 49, 1896).

Mit Sicherheit dürfen für beide Gebiete allgemein das jurassische, für einen Theil der Chablais-Breccie wie für zahlreiche Vorkommnisse der Bündner Breccie das liasische Alter feststehen. Beide Brecciengebiete begleiten den Rand der ostalpinen Faciesregion gegen die helvetische. Aus letzterer kennt man aber eine derartige Ausbildungsweise des Jura bis jetzt nicht.

Wohl finden wir in manchen Horizonten des helvetischen Jura sandige Schichten, wie im Lias, oder lokale Anreicherungen kleiner Gerölle, wie in den Korallen führenden Schichten des mittleren Doggers bei Fernigen und in den schwarzen, sandigen Mergeln des oberen Doggers am Fläscherberge¹, welch' letztere noch am ehesten eine entfernte Aehnlichkeit mit den bündener Liasbreccien bekunden, aber ganz abgesehen von der Fossilführung durch das Fehlen von Dolomit- und Kalkgeröllen und von krystallinen Gesteinsarten, sowie durch das Vorwiegen vollständig gerundeter Milchquarze neben weissem Glimmer sich ohne Schwierigkeit unterscheiden.

Den Liasbreccien Bündens und des Chablais analoge Bildungen sind bekanntlich auch in den französischen Westalpen entwickelt. Die Brèche du Télégraphe, eine kalkige Breccie des Lias, ist von KILIAN² in weiter Verbreitung in der zweiten, dritten und vierten Zone nachgewiesen worden.

Ihre Mächtigkeit nimmt dort in umgekehrter Richtung, wie in Bünden, nämlich von Westen nach Osten zu. Auch dort erscheint sie an Triasbildungen von ostalpiner Facies mit *Diploporen* und entwickeltem Rhät geknüpft, und was ihre Aehnlichkeit mit den Vorkommnissen am Falknis noch erhöht, ist das Auftreten von *Korallen* in der Breccie.

Nach Allem, was wir bis jetzt über die Verbreitung mächtiger brecciöser Bildungen im Lias der Alpen wissen, sind sie an solche Gebiete geknüpft, in welchen die Trias zum mindesten in ihrer obern Hälfte (Hauptdolomit und Rhät) als Liegendes auftritt. Am weitesten verbreitet erscheinen Kalkbreccien, die sich vorwiegend von der triadischen Unterlage herleiten. An der Grenze

¹ ESCHER (Vorarlberg, p. 52) war dieses Gestein schon früh als eine sehr abweichende Bildung aufgefallen. Er verglich es nicht unpassend mit den Anthracitschiefern des Wallis, konnte sich aber aus Mangel an Versteinerungen über das Alter nicht entscheiden. Ich fand mit meinen Studenten darin: *Belemniten*, *Ammonites* sp., Gruppe des *Parkinsoni*, *Astarte* cf. *excavata* Sow. und andere weniger sicher zu bestimmende Zweischaler.

² KILIAN, Bull. soc. géol. France, 3^e sér., tome XIX, 1891, p. 603 ff.

der Ostalpen gegen das rheinische Flyschgebiet — vom Rhätikon bis in die Splügener Kalkberge — tritt uns die Breccie aber als polygene entgegen und es liegt daher die Vermuthung nahe, dass auf dieser Strecke zu Beginn der Jurazeit ein von Sedimenten wenig oder gar nicht bedecktes Urgebirge die Küste des Trias-Lias-Meeres gebildet hat. Diese krystalline Küstenregion liegt jetzt unter mächtigen Massen jüngerer Sedimente (Flysch) begraben, und letztere werden an ihrem Rande, wie wir weiterhin darlegen werden, von den ostalpinen mesozoischen Sedimenten und ihrer zerstückelten Unterlage in der Form überschobener Lappen bedeckt.

3. Die Breccien der oberen Kreide.

Als jüngste mesozoische Bildungen kennt man z. Z. aus Bünden oberjurassische Schichten wesentlich in der Form der tithonischen, *Radiolarien* führenden Hornsteine mit den sie begleitenden bunten Mergeln in meist schiefziger Ausbildung. GUEMBEL¹ hat ihr Vorkommen zuerst aus dem Val Trupchun bei Scans bekannt gemacht. Ich habe sie in weiter Verbreitung besonders im Plessurgebirge, aber auch im Unterengadin (Piz Lischanna) verfolgen können; auch Böse² hat sie im Engadin angetroffen. Die Liste der Fossilien, welche das tithonische Alter der Hornsteine sicherstellen (Aptychen), kann ich noch durch den Fund einer *Pygope diphya* bereichern, welche ich in einem grossen Hornsteinblocke zusammen mit *Aptychen* von *Oppelia* und *Aspidoceras*, *Belemniten* und einem *Nautilus*-Schnabel unterhalb Chans im Val Trupchun auf der rechten Thal-seite beobachtet habe, ohne sie herausklopfen zu können. Wie im Algäu und in der Iberger Klippenregion findet man in Bünden neben den *Radiolarien* führenden Hornsteinschichten aber auch Kalke bezw. Mergelkalke, welche durch ihre bunte (rothe, grüne, graue) Farbe und ihren ungeheuren Reichthum an *Globigerinen* sich auszeichnen und die man, bei der Unsicherheit, die über ihr genaues Alter existirt, am zweckmässigsten als bunte *Foraminiferen*-kalke (= couches rouges) bezeichnet. Dass sie am Falknis in typischer Ausbildung vorhanden sind, habe ich früher schon erwähnt. Ich traf sie ferner am Piz Lischanna bei Tarasp, sowie an den Felsen von Capetsch am Viehwege von der Urdenalp zum Carmennapass im Plessurgebirge.

¹ N. J. f. Min. 1892, II, p. 162.

² Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin (Zeitsch. d. deutsch. geol. Ges. 1896, p. 577, 585, 615.

Sowohl die *Radiolarien*-Hornsteine, als auch die bunten *Foraminiferen*kalke sind von älteren Autoren offenbar öfters beobachtet und dann zumeist als Algäuschiefer, rothe Bündner Schiefer, auch wohl als metamorphe Bildungen, die gern mit Serpentin und verwandten Gesteinen vergesellschaftet auftreten, bezeichnet worden¹. Jetzt wo man ihr Alter z. Th. genau kennt (die *Foraminiferen*kalke werden von den Schweizer und französischen Geologen als obere Kreide aufgefasst) bieten sie für die Feststellung der Lagerungsverhältnisse einen bequemen Anhalt. In gleicher Weise ist das bei einer Bildung der Fall, die meines Wissens aus Bünden noch nie erwähnt worden ist, trotzdem sie sich in einem klassischen Gebiete des Landes, im Plessurgebirge, mehrfach, wenn auch meist nur in geringer Ausdehnung, findet.

Während eines längeren Aufenthalts in Arosa traf ich im Bereiche der Churer Alpen, namentlich in der Umgebung von Maran, mehrfach sehr auffällige Breccien, die stets in enger stratigraphischer Verknüpfung mit oberer Trias oder Jura stehen. Das Auffallende an diesen Breccien liegt in der reichlichen, zuweilen vorwiegenden Bethheiligung von Bruchstücken des titlonischen *Radiolarien*-Hornsteins neben solchen von Kalk und Dolomit, untergeordnet auch älteren Schiefergesteinen. Dadurch wird die meist intensiv-tiefrothe Färbung bedingt. Da ferner die *Radiolarien*-Hornsteine eine unverwitterbare Gesteinsart sind, die damit gemischten Dolomite und Kalke dagegen bei der Verwitterung tiefe Löcher zurücklassen, so wird die Breccie an der eckigen rauhen Verwitterungsfläche ebenfalls leicht kenntlich.

In der nächsten Umgebung von Maran traf ich drei getrennte Vorkommnisse: 1. Hart nördlich der westlichen Häuser von Maran, die den Namen Wassali führen, im Osten des nach Pretsch führenden Weges in einer Meereshöhe von ca. 1980 m. Hier befindet sich das ausgedehnteste Vorkommen. Blöcke der Breccie sind zu einem Viehzaun zusammengehäuft. Triasdolomit befindet sich in nächster Nähe. Als Komponenten der Breccie beobachtete ich nur Dolomit, Kalk und *Radiolarien*-Hornstein. 2. An dem von Arosa durch das Wäldli nach Maran führenden Fusswege, etwa 500 m südlich Maran im Wäldli; Meereshöhe ca. 1830 m. Die Ablagerung lässt sich vom Fusswege etwa 200 m gegen Osten zu verfolgen. In der Nähe Dolomit und (?) Raibler Mergel. Komponenten Dolomit, Kalk,

¹ THEOBALD, Beitr. II, p. 27, III, p. 16; STUDER, Davos, p. 54, 56.

Radiolarien-Hornstein. 3. Nordost-Ecke des Maraner Aelple in ca. 2160 m Meereshöhe, nur wenige Quadratmeter umfassend. Hauptdolomit und Liasschiefer in unmittelbarer Nähe und wohl das Liegende der Breccie bildend. Komponenten wie oben.

Ausserdem wird die Breccie an dem Fusswege, welcher von der „Mittleren Hütte“ nach dem Aroser Weisshorn führt, in einer Meereshöhe von ca. 2190 m sichtbar. Liaskalk und Schiefer stehen dicht daneben an, ebenso auch Serpentin, der den Lias gangförmig durchsetzt und auch in der Breccie, wie ich annehme, nicht als Gerölle, sondern als Injektion auftritt. Unter den Komponenten herrscht *Radiolarien*-Hornstein vor; daneben fand ich weisse und grüne Quarzite, die dem älteren Schiefergebirge oder dem Verrucano entstammen dürften, vereinzelt auch Glimmerschiefer. Das Vorkommen scheint nur ganz geringe Ausdehnung zu besitzen.

Das Alter der Breccie ist durch die Betheiligung des tithonischen *Radiolarien*-Hornsteins allein schon als postjurassisch bestimmt und da tertiäre Bildungen über dem Mesozoicum des Plessurgebirges nicht vorkommen, kann es sich nur um Kreide handeln. Nach Versteinerungen habe ich lange vergeblich darin gesucht; dennoch kann über das genauere Alter kein Zweifel aufkommen, da eine ganz gleiche Bildung aus den bayerischen Alpen bekannt ist. GUEMBEL¹ beschreibt als eine in den Hohenschwangauer Alpen, im Inn- und Traungebiete und an andern Orten verbreitete Bildung, *Orbitulinen* führende Dolomitreccien, spitzsplitterigen Hornsteinkalk und breccienartig zertrümmerte Hornsteinmassen, die stets dem Hauptdolomit auflagern. ROTHPLETZ² beobachtete die gleichen Gesteine ebenfalls fossilführend und auf Hauptdolomit lagernd in den Vilser Alpen und nach BÖSE³ besteht die Basis des Cenomans in den Hohenschwangauer Alpen aus Breccien, welche im Süden des Gebiets auf Hauptdolomit, im Norden auf Gault lagern.

Durch das Vorkommen dieser obercretacischen Breccien im Plessurgebirge tritt die facielle Uebereinstimmung zwischen dem Bündner Mesozoicum und demjenigen der bayerischen Alpen noch deutlicher hervor, als sie durch die vielfach ähnliche Ausbildungsweise von Trias und Jura bisher schon bekannt war. In dem Gebiete der helvetischen Entwicklung hat man etwas Aehnliches nicht beobachtet.

¹ Bayer. Alpengeb. p. 548—550, 553, 556, 559.

² Vilser Alpen, Palaeont. XXXIII, p. 44.

³ Geolog. Monogr. d. Hohenschwang. Alpen (Geogn. Jahresh. VI) p. 24.

Betreffs der Unterscheidung der beiden hauptsächlichlichen Breccienhorizonte, welche wir aus dem Bündner Mesozoicum jetzt kennen, möchte ich noch Folgendes bemerken.

Die Liasbreccien enthalten nicht nur Elemente der Trias, sondern auch solche des älteren krystallinen Gebirges, besonders in der Nähe der Grenze der Kalkberge gegen die Flyschregion. Die Kreidebreccien sind im Allgemeinen frei von krystallinen Gesteinen. Da sie ja aber offenbar aus der Zertrümmerung triadischer und jurassischer Gesteine hervorgegangen sind, so kann das gelegentliche Vorkommen älterer Gesteine, wie ich sie an der Mittelalp mehrfach beobachtet habe, nicht überraschen, denn solche müssen bei der Zerstörung der Liasbreccie aus dieser mit herausgearbeitet worden sein. Es liegt desshalb aber noch kein Grund vor für die Annahme, dass der Boden und die Küste des Kreidemeeres aus älteren Gesteinen als Trias bestanden haben.

Bei der noch immer zweifelhaften Altersstellung der bunten *Foraminiferenkalke* würde es von Bedeutung sein, das Lagerungsverhältniss der Breccie zu denselben festzustellen. Dafür bietet die Gegend, in der ich bis jetzt die obercretacische Breccie beobachtet habe, kein günstiges Feld, einerseits weil hier die Lagerungsverhältnisse ausserordentlich stark gestörte sind, andererseits weil in der Nähe der Breccie die *Foraminiferenkalke*, in der Nähe des letzteren die Breccien zu fehlen scheinen, oder wenigstens bis jetzt noch nicht gefunden wurden.

Nachdem wir die Ausbildung der mesozoischen Schichtenfolge im Bündner Kalkgebirge kennen gelernt haben, können wir auch mit Aussicht auf ein einigermaassen wahrscheinliches Resultat einen Vergleich derselben mit den fraglichen einförmigen Bündner Schiefern des westlichen Bündens unternehmen. Es wurde schon früher ausgeführt, dass dieser ausgedehnte Schieferkomplex bisher nur Flyschalgen und Kriechspuren, aber keine mesozoischen Fossilreste geliefert hat, dass sich aber an der Grenze gegen das Kalkgebirge Schollen von mesozoischen und älteren Gesteinsarten damit verknüpfen. Die Verknüpfung ist jedoch keine normale, sondern durch Ueber- und Einschiebung verursacht. Wenn die Algäuschiefer, die allein unter den mesozoischen Sedimenten bei einem Vergleiche in Frage kommen können, aus dem Kalkgebirge in das Schiefergebiet fortsetzen würden, so sollte man erwarten, dass sich auch irgend eine der zahlreichen charakteristischen Gesteinsarten des Bündner Mesozoicums in

dem Schiefergebiete wiederfinden liesse. Allein weder die Liasbreccien, noch die im Hangenden der Algäuschiefer auftretenden Radiolarien-Hornsteine, die auch in den geringsten Vorkommnissen nicht übersehen werden können, sind bis jetzt gefunden worden. Ebenso wenig taucht irgend ein Glied der Bündner Trias, als Kern der Schieferantiklinalen, auch nicht in den tiefsten Thaleinschnitten auf. Wem daher das Schiefergebiet für Lias oder Jura überhaupt gilt, der statuirt damit eine sonst nirgends in den Alpen beobachtete Ausbildungsweise des Jura, die sich inselförmig zwischen helvetischer Juraentwicklung im Westen und Nordwesten und ostalpinen im Norden, Osten, Süden und Südwesten ausbreitet. Wer dagegen in den Schiefermassen Oligocänflysch erblickt, darf sowohl bezüglich der Gesteinsausbildung und Fossilführung, als auch der durch Zusammenschub wesentlich vergrößerten Mächtigkeit als Analogon auf die nicht minder ausgedehnten Flyschgebiete der Freiburger Alpen, im Besonderen auf das Gebiet des Niesenflysch verweisen. Auch dort tritt trotz der bedeutenden Höhe der aus Flysch bestehenden Bergzüge das Liegende in dem Flyschgebiete selbst nicht zu Tage.

C. Der paläozoische Antheil der Bündner Schiefer.

Nach meinen eigenen Beobachtungen allein würde ich die Frage nicht zu erörtern brauchen, ob in den sog. Bündner Schiefern paläozoische Sedimente enthalten sind, da ich in normalen Profilen niemals etwas Anderes als die sog. Casanaschiefer zwischen Gneiss und Glimmerschiefer einerseits, permischem Verrucano oder Trias andererseits eingeschaltet gefunden habe. Die Casanaschiefer sind aber von THEOBALD u. A. stets getrennt gehalten worden von den Bündner Schiefern. Da aber DIENER, GUEMBEL und ROTHPLETZ erhebliche Theile der Bündner Schiefer für paläozoisch oder archaisch erklärt haben, so sehe ich mich zu einer Besprechung dieser Möglichkeit genöthigt. Zunächst mögen einige Bemerkungen vorausgehen über den

Verrucano.

Während im Rhätikon und in Vorarlberg unter dem Muschelkalk vielfach rothe Sandsteine und Konglomerate folgen, welche unbedenklich als Vertreter des Buntsandstein angesprochen werden dürfen, scheinen derartige Gesteine in Bünden zu fehlen. Hier sind vielmehr bunte Schiefer, Arkosen, Konglomerate mit eingeschalteten Quarzporphyrdecken sowie Rauhacken entwickelt, in denen wir ebenso unbedenklich eine Vertretung des Rothliegenden erblicken dürfen.

Diese Verschiedenheit hat auch THEOBALD ganz klar erkannt und deutlich in Worten, aber nur unvollkommen auf der Karte zum Ausdruck gebracht¹. Was ich im Oberengadin, im Oberhalbstein, im Plessurgebirge und in der Strela-Sandhubel-Kette von derartigen Gesteinen beobachtet habe, stimmt petrographisch mit dem Rothliegenden, nicht mit dem Buntsandstein überein. Im Besonderen konnte ich eingeschaltete Quarzporphyre sowohl an den von THEOBALD angegebenen Stellen als auch noch an anderen, z. B. am Piz Bardella² konstatiren. Damit dürfte aber wohl für diese Gebiete der Bezeichnung „Buntsandstein“, welche neuerdings von BÖSE eingeführt ist³, die Berechtigung entzogen sein.

Es ist ebenfalls schon von THEOBALD beobachtet worden, dass die Mächtigkeit des Rothliegenden sehr schwankt und dass es zuweilen ganz aussetzt, wenigstens die sandig-konglomeratisehe und porphyrische Ausbildung desselben. In der Gegend des Hinterrhein und im Avers scheint es fast ausschliesslich durch Rauhwacken und dolomitische Gesteine vertreten zu werden, zwischen welche am Julier Konglomerate und Porphyre sich einzuschalten beginnen. Während nach den meisten Angaben die Rauhwacken über den detritogenen Gesteinsarten liegen, schieben sich im Hintergrunde des Val d'Agnelli Porphyre und Konglomerate in diese ein und zwar derart, dass die Hauptmasse der Rauhwacken und Dolomite darunter zu liegen kommt (vergl. Fig. 2, S. 37).

Casanaschiefer und „Kalkphyllite“.

THEOBALD⁴ hat als Casanaschiefer die kalkfreien Glimmerphyllite von vorwiegend dunkler Farbe zusammengefasst, welche in normalen Profilen sich in der Regel, aber nicht ausnahmslos zwischen das krystalline Schiefergebirge und den permischen Verrucano einschieben. Ich sage ausdrücklich in normalen Profilen, weil bei komplizirten Lagerungsverhältnissen, wie sie namentlich in der durch ophiolitische Injektionen bezeichneten Aufbruchszone des westlichen Bündens und des Unterengadins auftreten, Sicherheit über die Schichtenfolge nur schwer und jedenfalls erst durch systematische Kartirung zu erzielen ist. Daher dürften die Angaben über das Vorkommen anderer paläozoischer Sedimente als des Casana-

¹ l. c. II, S. 43—45. Auf der Karte hat THEOBALD zwischen Verrucano und Verrucano-Konglomerat unterschieden.

² Vgl. S. 37.

³ l. c. S. 609.

⁴ l. c. II, S. 45—47, III, S. 27, 28.

Schiefers zwischen dem altkrystallinen Schiefergebirge und dem Verrucano zunächst mit einer gewissen Vorsicht aufzunehmen sein, und auf jeden Fall ist im Auge zu behalten, dass durch ganz Bünden vertheilt eine grosse Anzahl normaler Profile von verschiedenen Beobachtern festgestellt worden sind, in denen andere Gesteine als Casanaschiefer, im Besonderen Kalkphyllite, an dem bezeichneten Platze der Schichtenfolge absolut fehlen. Die Bedeutung dieser unbestreitbaren Thatsache scheint von Seiten DIENER's, GUÉMBEL's und ROTHPLETZ's nicht hinreichend gewürdigt worden zu sein. Ehe man sich dazu entschliesst, ein ausserordentlich mächtiges Schichtensystem, in welchem entscheidende Fossilien gänzlich fehlen, einer bestimmten Formation oder Formationsgruppe zuzuweisen, wie jene Autoren es gethan haben, sollte doch zuvor nachgewiesen sein, dass dasselbe irgendwo im normalen Schichtenverbande wirklich die beanspruchte Stellung einnimmt. Das ist aber bis jetzt an keiner Stelle einwurfsfrei möglich gewesen. Vielmehr sind stets andere, durchaus nicht beweisende Momente für die Aufstellung einer paläolithischen oder archaischen Kalkphyllitgruppe in Bünden maassgebend gewesen. Diese will ich hier kurz besprechen.

1. Der sog. paläozoische Habitus. Dass dem Grade der dynamometamorphen oder kontaktmetamorphen Umbildung, die ein Gestein erlitten hat, ohne Weiteres keine Beweiskraft für das Alter desselben innewohnt, und dass man in den Alpen ganz besonders vorsichtig in dieser Hinsicht sein muss, bedarf keiner weiteren Erörterung.

2. Die Verknüpfung mit basischen Eruptivgesteinen. Ich glaube in dem Abschnitte über die grünen Bündner Schiefer zeigen zu können, dass eine Unterscheidung paläozoischer und mesozoischer Sedimente auf Grund der Assoziation mit basischen Eruptivgesteinen unstatthaft ist, da letztere überhaupt jünger als die jüngsten mesozoischen Sedimente Bündens sind und daher mit Gesteinen jeden Alters (bis zum Flysch) vergesellschaftet auftreten können.

3. Die Ueberlagerung durch permische oder mesozoische Schichten. Eine solche ist, wie ich schon ausführte, in normalen Profilen nicht sichtbar. Wo sie anscheinend vorhanden ist, mahnen die komplizirten Lagerungsverhältnisse zur äussersten Vorsicht. Am Aussenrande der Aufbruchzone, im Plessurgebirge, Oberhalbstein, Schams und in den Splügener Kalkbergen, bildet der fragliche Schiefer thatsächlich die Unterlage der verschiedenartigsten mesozoischen Gesteine, des Perms, aber auch aller älteren Gesteinsarten, wie Gneiss, Granit etc. Sofern hier ein ungestörtes

Lagerungsverhältniss vorausgesetzt wird, muss der Bündner Kalkphyllit für das älteste aller vorhandenen Formationen aufgefasst werden, eine Annahme, die von den meisten Autoren als unzutreffend verworfen wird. Wollte man auch, wie J. BÖHM es andeutet¹, das Auftreten kleinerer Linsen von Gneiss im Bündner Schiefer durch Einschwemmung zur Zeit der Ablagerung der Schiefer erklären, so könnte diese Erklärung doch nicht als ausreichend für die kilometerlangen Gneissmassen betrachtet werden, welche schollenartig rings von mesozoischen Sedimenten und ophiolitischen Gesteinen umgeben und losgelöst von den zusammenhängenden Gneisszügen z. B. im Plessurgebirge auftreten. Aber auch wenn wir von den altkrystallinen Gesteinen zunächst absehen, setzen die Lagerungsverhältnisse der Annahme einer normalen Auflagerung unübersteigbare Hindernisse entgegen. Daher sahen sich DIENER und ROTHPLETZ genöthigt, die Ueberlagerung der paläozoischen Schiefer durch Sedimente von verschiedenem Alter dadurch zu erklären, dass sie sich alle möglichen Glieder des Mesozoicums über die älteren transgredirend denken. So sagt DIENER²: „Die Transgression der Trias über ältere Sedimente vollzieht sich in der Weise, dass jedes höhere Schichtglied über das nächst tiefere hinweggreift . . .“ Wenn eine Transgression im südwestlichen Graubünden für die obere Trias (Raibler Schichten oder Hauptdolomit) angenommen wird, so entspricht das durchaus den Beobachtungen anderer Forscher, wenn aber behauptet wird, dass „am Piz Curvér die rhätische Stufe ohne Zwischenbildungen auf den Kalkphylliten liegt“, so widerspricht das allen sonstigen Erfahrungen nicht nur in Bünden, sondern in den Alpen überhaupt³. Dasselbe gilt aber auch für die von DIENER und ROTHPLETZ angenommene Transgression des Lias. Wo wir am Aussenrande des Bündner Kalkgebirges eine dieser beiden Stufen in Ueberlagerung des fraglichen Schiefers vorfinden, handelt es sich wohl in allen Fällen um Uberschiebungen.

4. Die Diskordanz zwischen Kalkphyllit und Mesozoicum. Nach DIENER⁴ ist zwischen den paläozoischen Kalkphylliten und den Gesteinen der Verrucano-Gruppe keine Diskordanz, wohl aber eine solche zwischen Verrucano und Trias vorhanden. Nach ROTHPLETZ⁵ sind die paläozoischen Schiefer im Norden des

¹ l. c. S. 549.

² l. c. S. 41.

³ Meines Wissens liegen weder die rhätische Stufe noch auch der Lias irgendwo in den Alpen vorpermischen Gesteinen ohne Zwischenglieder auf.

⁴ l. c. p. 41.

⁵ l. c. p. 31.

Hinterrheins in vortriadischer Zeit stark gefaltet in einer vorherrschend nordsüdlichen Streichrichtung; diskordant darüber liegt die Trias, welche mit westöstlicher bis nordöstlicher Streichrichtung gefaltet ist.

Gegenüber der DIENER'schen Auffassung muss ich betonen, dass in allen normalen Profilen Verrucano und Trias tektonisch konkordant zu einander liegen. Ich habe sowohl in der Julierregion als im Plessurgebirge mehrfach Gelegenheit gehabt, mich davon zu überzeugen. Damit möchte ich nicht leugnen, dass eine stratigraphische Diskordanz, wie wir sie zwischen einem älteren und einem jüngeren darüber transgredirenden Sedimente nicht selten antreffen, zwischen beiden vorhanden ist. Aber eine nachpermische und vortriadische Faltung existirt in Bünden meiner Erfahrung nach sicher nicht¹. Wohl aber habe ich dort, wo ich die Casanaschiefer in einigermaassen klaren Lagerungsverhältnissen zum Verrucano oder zur Trias beobachten konnte, den Eindruck erhalten, als ob eine Diskordanz vorläge. Im Uebrigen halte ich die diskordante Auflagerung, welche in DIENER's Profilen die Trias zu den „Kalkphyliten“ zeigt, für das Erzeugniss von Ueberschiebungen. Ganz besonders überzeugend hierfür scheint mir das Profil zu sein, welches dieser Autor vom Aela-Passe quer über das Oberhalbstein nach dem Piz Curvér zeichnet². Machen doch in diesem Profile die Raibler Schichten mit den Rhätischen Schichten Winkel von 20° bis 30°. Das sind Lagerungsverhältnisse, wie man sie in Ueberschiebungsgebieten an ausgequetschten Schollen zu sehen gewohnt ist.

Die Behauptung ROTHPLETZ's, dass die Streichrichtung der paläozoischen Schiefer (d. h. der kalkführenden, nicht der Casanaschiefer) nahezu senkrecht zu derjenigen der Trias stehe, würde eine wesentliche Stütze für seine Auffassung von dem höheren Alter der grauen und schwarzen Bündner Schiefer liefern, wenn sie in der Allgemeinheit, in der sie ausgesprochen wird, richtig wäre. Dass dieses nicht der Fall ist, geht aus ROTHPLETZ's eigenen Worten und aus seinen Profilen hervor. Wie ist es bei einer angeblich so stark ausgeprägten Diskordanz möglich, dass dieselbe am Abhange des Teurihorns gegen das Hinterrheinthal und jenseits desselben

¹ Es würde auch schwerlich BÖSE in den Sinn gekommen sein, die Verrucano-Gruppe mit dem Buntsandstein zu parallelisiren, wenn er zwischen ihr und dem Muschelkalke eine Diskordanz beobachtet hätte.

² l. c. Taf. III, Fig. 2.

plötzlich ganz verschwunden ist¹, und dass die Trias dort, wo sie in einzelnen Resten über den Hinterrhein hinübergreift, normal auf Bündner Schiefer aufrucht?² Wie lässt es sich ferner erklären, dass auf der ganzen Nordwest-Seite des Piz Aul, nach den Einzeichnungen von ROTHPLETZ selbst³, die „paläozoischen“ Schiefer durchgehends die gleiche Streichrichtung (NO—SW) aufweisen, wie die mesozoischen Sedimente? Auch hätte ROTHPLETZ aus den vorliegenden Schweizer Karten, falls er den Autoren derselben die Fähigkeit zutraute, die Streichrichtungen richtig auf der Karte einzutragen, entnehmen können, dass ähnliche Abweichungen des Streichens, wie die von ihm beobachteten, auch in anderen Theilen Bündens vorkommen⁴ und dass in solchen Fällen gerade Trias und Jura, bezw. Flysch meridional d. h. also in der Richtung streichen, welche ROTHPLETZ als bezeichnend für die paläozoischen Bündner Schiefer angiebt. (Vgl. die Kartenskizze Taf. I.)

Derartige Schwierigkeiten finden meiner Ansicht nach eine verhältnissmässig einfache Lösung, wenn wir die Lagerungsverhältnisse der Bündner Aufbruchzone, zu welcher auch die Splügener Kalkberge gehören, in anderer Weise zu deuten versuchen, als das von THEOBALD, HEIM, GUEMBEL, DIENER und ROTHPLETZ geschehen ist, wenn wir sie im Rahmen der Erfahrungen betrachten, welche anderwärts in der Grenzregion zwischen ostalpinen und helvetischer Entwicklung gewonnen worden sind.

D. Die grünen Bündner Schiefer.

Die meisten sog. grünen Schiefer in Bünden sind, wie wir namentlich durch die neueren Untersuchungen SCHMIDT's⁵ wissen, dynamometamorph veränderte Eruptivgesteine vom Typus der Diabase und Spilite (Variolite). Daraus erklärt sich auch ihre innige Vergesellschaftung mit Serpentin und Gabbro. Oft lässt sich die ursprüngliche Natur der grünen Schiefer auch schon makroskopisch erkennen. So kann man an der angewitterten Oberfläche eines grünen Schiefers vom Staller Berge noch deutlich die Variolit-

¹ l. c. Taf. II, Fig. 1.

² l. c. S. 27. Es ist das dieselbe Stelle, welche auf S. (41) besprochen wurde.

³ Vgl. die Karte.

⁴ So im östlichen Prätigau, nördlich des Landquarthals, ferner am Westabhange des Plessurgebirges gegen die Lenzer Haide zu.

⁵ Beitr. XXV, Anhang S. 56—64.

Struktur erkennen, während das Innere als eine dichte, homogene Masse mit deutlich hervortretender Schieferstruktur erscheint. Im nördlichen Bünden (Plessurgebirge, Todtenalpegebirge), wo die dynamometamorphen Umwandlungen bei allem Gesteine geringer sind, als im Oberhalbstein und in den lepontinischen Alpen, fehlen eigentliche grüne Schiefer vom genannten Charakter; sie werden hier durch echte Diabase, Spilite und Variolite ersetzt, welche ebenfalls mit Serpentin innig verknüpft sind. Sie zeigen sich hier wohl oft stark gepresst und zertrümmert, aber eine deutliche Schieferung ist nicht entwickelt, so dass man über ihre Natur von vornherein nicht im Zweifel bleibt.

Darf somit die Frage nach der ursprünglichen Natur der grünen Bündner Schiefer (im eigentlichen Sinne des Wortes) als gelöst betrachtet werden, so lässt sich nicht das Gleiche von ihrem Alter und ihrem Verhältniss zu den mesozoischen Sedimenten sagen.

THEOBALD, dem die Durchforschung der nördlichen Gegenden zugefallen war, wo die Verhältnisse klarer liegen als im Süden, war der Ansicht, dass die Serpentine und die sonstigen basischen Eruptiva jünger seien als alle vorhandenen Sedimente. Er spricht in Uebereinstimmung mit STUDER¹ mehrfach davon, dass die mesozoischen Sedimente des Plessurgebirges von Serpentin und Spilit durchbrochen seien und dass sich an den Berührungsstellen auffällig gefärbte Umwandlungsprodukte gebildet hätten. Doch hat er den Nachweis für das Vorhandensein von Kontaktbildungen nicht geführt; man ersieht vielmehr aus seinen Angaben, dass er zumeist normale, bunt gefärbte Sedimente des Jura (*Radiolarienschiefer* und -hornstein des Malm) dafür hielt².

Nach DIENER³ ist die paläozoische Gruppe der Kalkphyllite durch Einschaltung von Gabbro, Dioriten und Serpentinien ausgezeichnet.

HEIM⁴ betrachtet die grünen Schiefer ebenfalls als eruptive

¹ Gebirgsmasse v. Davos p. 56 erwähnt, dass mit dem Serpentin kirschrother körniger Kalk vorkommt und dass Blöcke davon im Serpentin eingeschlossen sind. „Rother Jaspis in Blöcken und vielfach gewundenen Lagen mit Serpentin so sehr verwachsen, dass es unmöglich wird, zu entscheiden, welche Steinart die umhüllte, welche die umhüllende ist.“ Die kirschrothen Kalke und (*Radiolarien*)-Jaspisse gehören, wie wir jetzt wissen, dem Malm an.

² l. c. p. 30.

³ Nur wo er davon spricht, dass Kalkstein in der Nähe des Serpentin krystallinisch geworden sei, dürften ihm vielleicht Kontaktprodukte vorgelegen haben.

⁴ l. c. p. 501.

Massen, lässt aber die Frage offen, ob sie ein mesozoisches, spez. jurassisches oder ein eocänes Alter besitzen. Für die von ihm angedeutete Möglichkeit, dass die grünen Schiefer submarin gebildete Tuffe (der Jurazeit) seien, hat SCHMIDT keinen Anhaltspunkt in der Struktur der betr. Gesteine finden können¹.

ROTHPLETZ behauptet, dass die (von ihm ebenfalls für eruptiv gehaltenen) grünen Schiefer in ihrem Auftreten an die „paläozoischen“ Bündner Schiefer und zwar an die „ältere Abtheilung“ derselben gebunden seien²; sie werden also geradezu als maassgebend für die Altersbestimmung der sie umschliessenden Schiefer erklärt.

Bei einer so weitgehenden Differenz in Bezug auf das Alter der basischen Eruptiva habe ich mein Augenmerk bei der Untersuchung des Plessurgebirges in erster Linie auf eine möglichst genaue Altersbestimmung derselben gerichtet. Hier lässt sich die schwebende Frage desshalb am sichersten lösen, weil der ursprüngliche Verband zwischen Sediment und Massengestein vielfach gar nicht oder nur wenig gestört sichtbar ist und weil die dynamometamorphe Umwandlung der Gesteine nicht soweit vorgeschritten ist, dass die bei den ophiolithischen Gesteinen im Allgemeinen schwachen Kontaktprodukte durch jene verdeckt worden wären.

Bevor wir die Vorkommnisse des Plessurgebirges kennen lernen, möge noch an zwei Thatsachen erinnert werden, die zwar allein für die Altersbestimmung nicht entscheidend sein können, die aber doch eine erhebliche Stütze für die Auffassung bilden, dass die ophiolithischen Gesteine in Bünden jünger als alle dort vorhandenen Sedimente sind.

Man hat bis jetzt noch nirgends in Bünden zweifelloose Effusivprodukte der basischen Eruptiva, weder in der Form von Decken noch in der Form von Tuffen, gefunden. Bezüglich dieses Punktes stimmen die mikroskopischen Untersuchungen SCHMIDT's durchaus mit den von mir in der Natur gemachten Beobachtungen überein. Vielmehr lässt sich das Vorkommen der Serpentine und grünen Schiefer am besten mit der Auffassung von Stöcken, Gängen und Lagergängen in Einklang bringen. Die andere bedeutungsvolle Thatsache habe ich schon mehrfach erwähnt: das vollständige Fehlen von Bruchstücken dieser Gesteine in den paläozoischen und mesozoischen

¹ Auch ich habe in Bünden nirgends Gesteine getroffen, die ich mit den submarinen Tuffen der Jura- und Kreidezeit vergleichen möchte, wie sie mir in ausserordentlicher Mannigfaltigkeit aus der chilenischen Cordillere bekannt sind.

² l. c. p. 29.

Breccien, die doch Gerölle aller möglichen anderen Massengesteine (Granit, Diorit, Quarzporphyr) enthalten. Gegenüber dem von den verschiedensten Autoren konstatierten Fehlen solcher Gerölle — ich selbst habe überall besonders darauf geachtet — glaube ich die Angaben TARNUZZERS¹, wonach in der Falknisbreccie Spilit-Diorit, Spilitschiefer und Gabbro, die auf das Oberhalbstein als Ursprungsort zurückgeführt werden, so lange unberücksichtigt lassen zu können, bis eine anderweitige Bestätigung dafür vorliegt. Eine Verwechslung kann um so leichter vorliegen, als das vorpermische krystalline Gebirge Graubündens ja Gesteinsarten enthält (hornblendereiche Diorite, Hornblendeschiefer), welche den ophiolithischen Eruptivgesteinen, zumal wenn dieselben wie im Oberhalbstein stark dynamometamorph verändert sind, makroskopisch nicht unähnlich sind.

Einen guten Einblick in das Verhältniss zwischen den ophiolithischen Gesteinen und den Sedimenten bietet das Urdenthal im Westen von Arosa. Eine aus Trias- und Juragesteinen gebildete Felsenschwelle durchzieht das Thal in der Höhe zwischen 2160 und 2200 m und trennt den Kessel der Inner Urden-Alp von demjenigen des Urdener Augstberges². Die Sedimente fallen ca. 30° südsüdöstlich und werden im untern Theile der Schwelle von Triasdolomit gebildet, von dem es zunächst unentschieden bleiben muss, ob er einer vorraibler Stufe oder dem Hauptdolomit zuzuzählen ist. Er wird von geschichteten Kalken unterlagert. Ein mächtiger Spilitgang, nahezu senkrecht stehend, durchsetzt in nordöstlicher Richtung, also annähernd im Streichen die Sedimente. Während er gegen Nordwesten an den genannten Dolomit stösst, wird er gegen Südosten vom Jura begrenzt, der hier wie sonst in der Gegend aus grauem und rothem Schiefer besteht. Steigt man vom Wege, welcher die Schwelle hinauf führt, rechts den Berg hinan, so kann man den Kontakt an dem steilen Felsen sehr gut beobachten. Die rothen Schiefer, welche in unmittelbare Berührung mit dem Spilit treten, gehören dem Malm an, sie sind z. Th. kalkig, z. Th. *Radiolarien*-Hornstein. Es hält nicht schwer, Stücke zu schlagen, welche die Durchdringung von Sediment und Spilit erkennen lassen. Der Spilit zeigt hier Variolit-Struktur, die feinen Apophysen, welche er in's Nebengestein sendet, bestehen

¹ Jahrb. nat. Ges. Graub. XXXVII, p. 55, 56.

² Eine kurze Schilderung dieser Gegend hat THEOBALD (Bd. II S. 160) geliefert.

aus blauer Hornblende, die wahrscheinlich Krokydolith ist. Auf der Höhe der Schwelle trifft man über dem Jura ungeschichtete Kalke, in dem ich Lithodendron fand.

Die Schichtenfolge ist hier also umgekehrt, womit auch die Ueberlagerung des oberjurassischen *Radiolarien*hornsteins durch die liasischen Algäuschiefer übereinstimmt. Der Spilitgang füllt an dieser Stelle eine Dislokationsfläche, scheint aber in seiner Fortsetzung an den unersteigbaren Wänden der rechten Thalseite die nicht gestörten Triassedimente zu durchqueren.

Hier erweist sich also der Spilit-Variolit als zweifellos jünger als die oberjurassischen Sedimente. Eine Kontakteinwirkung auf das Nebengestein selbst ist nicht ersichtlich, aber der endomorphe Kontakt kommt in der Variolitbildung zum Ausdruck.

Ein anderes bedeutsames Vorkommniss liegt zwischen Arosa und dem Aroser Weisshorn. Ein mächtiger Serpentinzug verläuft von der Nordseite des Weisshorns in OSO-Richtung gegen die Mittlere Hütte auf Tschuggen¹. Schon am Nordfusse des Weisshornkegels tritt er mit Lias in Berührung, aber ich sah hier keine günstigen Aufschlüsse. Am Südfusse des Brüggerhorns dagegen, in einer Meereshöhe von etwa 2150 m, sieht man in der nächsten Umgebung des aus mehreren parallelen Pfaden bestehenden Viehweges² den Serpentin in innigster Verquickung mit Sedimenten hervortreten. Einerseits sind es graue bis schwärzliche Mergel und Kalke, die ganz den *Belemniten* führenden Liasgesteinen am Nordabhang des benachbarten Weisshorns gleichen, welche von Serpentin durchsetzt und deren Bruchstücke vom Serpentin eingeschlossen werden; daneben findet man rothe Kalke und *Radiolarien*hornstein des Malm in gleicher Verquickung mit dem Massengestein und schliesslich gelang es mir auch, die früher geschilderte³ Hornsteinbreccie der oberen Kreide vom Serpentin injicirt aufzufinden. Die Kontakterscheinungen verdienen eine ausführlichere Besprechung.

Man sieht den Serpentin vielfach in der Form von Schnüren und Flasern in den Jurakalk eingedrungen, wobei das Material offenbar auf den Schichtenfugen (bei den schiefrigen Gesteinen) oder auch auf Bruchablösungen (bei den kalkigen Gesteinen) eingewandert ist. Eine offenbar zuweilen sehr weitgehende Zertrümmerung des kalkigen

¹ Von THEOBALD l. c. p. 164—165 ebenfalls kurz erwähnt.

² Es ist dies gleichzeitig der gebräuchlichste Touristenweg auf das Weisshorn.

³ Vgl. S. (48)—(50).

Materials scheint eine innige Vermischung der beiden Gesteine besonders befördert zu haben.

Durch die mehr oder minder starke dynamometamorphe Einwirkung, welcher die Gesteine nach der Injektion ausgesetzt gewesen sind, haben die derartig injizierten Sedimente stellenweise eine deutlich flasrige Struktur erhalten, wobei das Serpentinmaterial oft bis zu ganz dünnen Häuten ausgewalzt wurde. In vielen Fällen weisen die injizierten Sedimente keine andere Aenderung auf, als eine Erhöhung ihrer krystallinen Struktur, die dort, wo sie nur wenig ausgeprägt ist, sogar auf dynamometamorpher Umbildung beruhen könnte. Kalksilikate sind nicht vorhanden. Vielmehr besteht das zwischen die rothen Malmkalke der Mittelalp eingedrungene Material meist nur aus Serpentin, seltener aus Strahlstein und Krokydolith mit wenig weissem Glimmer an der Grenze gegen den Kalk.

Häufig durchzieht der Serpentin den Kalk in mehr oder weniger zusammenhängenden Fasern, so dass er nur als die Ausfüllungsmasse der im Kalk vorher gebildeten Kluft und Schichtflächen erscheint. Mehrfach sieht man aber auch kompakte Kalkstücke, die rings von Serpentin umschlossen oder von Adern desselben durchsetzt sind, mit isolierten welligen Serpentinbutzen der verschiedensten Grösse von mikroskopisch kleinen Körnchen und Fetzen bis zu centimetergrossen Brocken durchspickt, ohne dass ersichtlich wäre, welchen Weg das eingedrungene Eruptivmaterial genommen hätte. Die Erscheinung wird dadurch noch auffallender, dass der davon betroffene Kalkstein, in einem Falle grauschwarzer Liaskalk, im andern rother Malmkalk, nur sehr geringe Veränderungen der ursprünglichen Beschaffenheit aufweist, er hat seine Farbe behalten und ist nur schwach krystallin umgewandelt, so dass man ihn bei makroskopischer Betrachtung nicht als Marmor bezeichnen würde. Unter dem Mikroskop erweist er sich allerdings als marmorisirt unter Konzentration seines Pigmentes auf die Grenzen der Kalkspathkrystalle.

Die Hornblende bietet folgende Erscheinungen. Sie tritt als im auffallenden Lichte blauschwarzes Mineral, randlich von Glimmerblättchen begleitet, in der Form schmaler zusammenhängender Adern im rothen Malmkalke auf, welcher ebenfalls nur schwach marmorisirt ist. Der kompakte Malmkalk zeigt bei Betrachtung mit der Lupe feine blauschwarze Nadelchen, die vereinzelt oder auch als dünne Lagen darin vertheilt liegen. Durch Auflösen des Kalkes in Salz-

säure erhält man ein blauschwarzes Pulver, welches aus idiomorphen, wesentlich von den Prismenflächen begrenzten Hornblendekristallen besteht. Herr Professor C. SCHMIDT in Basel, welcher die Freundlichkeit gehabt hat, diese Mineralbildungen näher zu untersuchen, theilte mir darüber Folgendes mit:

„Die von Eisenoxydhydraten imprägnirten dichten Kalke sind häufig durchzogen von Schnüren grünlicher serpentinartiger Mineralaggregate. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der Hauptbestandtheil derselben grünliche und farblose, faserige *Hornblendemineralien* sind. Vorherrschend ist eine farblose oder nur ganz schwach grünlich gefärbte Hornblende, welche die charakteristischen Eigenschaften des *Tremolites* oder des *Aktinolithes* zeigt. Auf Schnitten, welche die unter 124° sich kreuzenden Spaltrisse nach ∞P zeigen, erkennt man deutliche Absorption $b > a$. Mit dem fast farblosen Aktinolith verwachsen findet sich eine zweite blaugrüne Hornblende, welche nach ihren optischen Eigenschaften zum *Krokydolith* gehört. Der optische Charakter der Hauptzone ist immer negativ; die Doppelbrechung der parallel auslöschenden Schnitte ($\gamma - \beta$) ist sehr gering, die der $15^{\circ} - 17^{\circ}$ schief auslöschenden ($\gamma - \alpha$) etwas stärker, aber immerhin noch merklich schwächer, als die der analogen Schnitte des Tremolites. Der Pleochroismus ist kräftig und zwar erscheint $a =$ blaugrün, $b =$ blauviolett und $c =$ grünlichgelb. Beide Hornblendevarietäten sind meist parallel mit einander verwachsen, der Krokydolith umsäumt die grösseren Tremolitindividuen oder zieht in Form schmaler Bänder quer durch dieselben hindurch; immer zeigen die grünen pleochroitischen Hornblendepartieen graue Interferenzfarben I. Ordnung und negativen Charakter der Hauptzone, während die farblosen gelb und roth I. Ordnung liefern und positiven Charakter der Hauptzone erkennen lassen. — Ausser den beschriebenen Hornblenden enthalten die „Serpentinadern“ reichlich grobkrySTALLINEN Calcit, Körner von Epidot und ausserdem ein an einzelnen Stellen sich anhäufendes, farbloses Mineral, das wohl zur Penningruppe gehören dürfte. Sein Brechungsvermögen ist das des Kanadabalsams, die Doppelbrechung ist oft nur bei Anwendung des Gypsblättchens Roth I. Ordnung erkennbar, Spaltbarkeit zeigt sich deutlich nach einer Richtung; die Zone ist negativ. Man beobachtet auch vollständig isotrope Partieen, welche ein einaxiges positives Axenbild zeigen.

Ausser zu Schnüren vereinigt treffen wir diese Silikate auch vereinzelt in dichten Malm- und Liaskalken eingesprengt. Blättchen von Chlorit und Faserbündel von Serpentin sind häufig, ausserdem aber namentlich Kryställchen der beschriebenen Hornblenden, wiederum eigenthümliche Verwachsungen von Krokydolith mit Tremolit darstellend. Die Länge der Hornblendekryställchen beträgt im Mittel 0,01 mm; zum grössten Theil bestehen sie aus blaugrünem Krokydolith, der fast ausnahmslos einen Kern von Tremolit umschliesst.

Alle diese den Kalk durchsetzenden Silikate, Tremolit, Krokydolith, Epidot, Chlorit und Serpentin sind wohl zu deuten als dynamometamorphe Umwandlungsprodukte eines basischen Eruptivgesteins, das den Kalk durchdrungen hatte.“

Es handelt sich in diesem Falle offenbar um eine Verquickung von Injection und Dynamometamorphose, aber zu einer normalen Kontaktbildung im Besonderen zur Bildung von Kalkhornfelsen und Kalksilikaten ist es nicht gekommen.

Diese sowie eine Reihe anderer, minder deutlich ausgeprägter Vorkommnisse im Plessurgebirge weisen meiner Ansicht nach mit Bestimmtheit darauf hin, dass sowohl der vorwiegend stockförmig auftretende Serpentin als auch die ihn begleitenden spilitisch-variolitischen und diabasischen gangförmig auftretenden Eruptivmassen, welche den Serpentin in Bündeln wie anderwärts zu begleiten pflegen und mit demselben die ophiolithische Gesteinsserie bilden, jünger sind, als die jüngsten Sedimente der Bündener Aufbruchzone, als welche wir die obercretacischen, wahrscheinlich cenomanen Hornsteinbreccien kennen gelernt haben. Als ein weiterer Anhaltspunkt für die Altersbestimmung dieser Massengesteine kommt die Thatsache in Betracht, dass sie nirgends als ursprünglich intrusive Massen im Oligocänförsch beobachtet werden. Es meiden die ophiolithischen Gesteine das Flyschgebiet des westlichen Bündens durchaus und wo sie an der Grenze desselben gegen das Kalkgebirge damit in Berührung treten, geschieht es in derselben Form, wie bei den mesozoischen und paläozoischen Sedimenten und dem älteren krystallinen Gebirge, d. h. durch Ueberschiebung oder Einpressung und stets unter Begleitung von Gesteinen der Aufbruchzone selbst. Das Gleiche trifft meiner Erfahrung nach aber auch für benachbarte Gebiete, wie das Algäu, die Iberger Klippenregion und die Freiburger Alpen zu, in denen angeblich solche Gesteine den Flysch selbst durch-

setzen oder mit demselben in ursprüngliche Berührung treten sollen¹.

Ich habe mich bei Besichtigung der von REISER² beschriebenen Lokalitäten der Umgebung von Oberstdorf nicht davon überzeugen können, dass die Diabasse und Diabasporphyrite gangförmig im Flysch auftreten, vielmehr entspricht ihr Auftreten ganz der Regel, welche ich für Bünden aufgestellt habe, sie greifen von der Ueberschiebungslinie nicht auf das Gebiet des Oligocänflyschs über. Für die Iberger Gegend hat QUEREAU³ die Sachlage ebenso präzisirt, wie ich es für das westliche Bünden thun konnte: auch hier steht das postjurassische Alter der Eruptiva fest, ebenso ihre ausnahmslose Verknüpfung mit Gesteinsarten der ostalpinen Facies; für eine andere als tektonische Verknüpfung mit dem Oligocänflysch oder mit Gesteinen der helvetischen Facies lassen sich keinerlei thatsächliche Anhaltspunkte finden⁴!

Eine genauere zeitliche Präzisierung der Eruptionsperiode der ophiolithischen Eruptiva als die hier gegebene, ist nicht möglich, solange wir nur die Vorkommnisse Bündens, der lepontinischen Alpen oder der Westalpen allein in's Auge fassen, da in diesen Gebieten, soweit bisher bekannt, weder Gesteine der jüngsten Kreide noch solche des Eocäns mit ihnen in Verbindung treten⁵. Dagegen besitzen wir über das Verhältniss der offenbar ganz gleichen ophiolithischen Gesteinsfolge des Apennins und anderer Gebirge Südeuropas zu den jüngeren Sedimenten sehr ausgedehnte, wenn auch keineswegs übereinstimmende Beobachtungen. Wenn ich die An-

¹ Während des Druckes geht mir die Arbeit von BALL (*The Serpentine and associated rocks of Davos*, Inauguralschrift, Zürich 1897) zu. Der Verf. kommt für die Serpentine von Davos zu wesentlich dem gleichen Ergebnisse, welches ich im Plessurgebirge erhalten habe, dass sie nämlich jünger als die liasischen Sedimente, aber nicht jünger als Eocän seien. Hätte derselbe die *Radiolarien* in den rothen tithonischen Schiefer, welche er beschrieben und auf Taf. 3, Fig. 3 ganz kenntlich abbildet, als solche erkannt, so würde seine Altersbestimmung genauer ausgefallen sein. Auch seine Beschreibung der Kontakterscheinungen stimmt vielfach mit meinen Beobachtungen überein. Nur Krokyolith scheint er nicht getroffen zu haben.

² Min. u. petr. Mitth. X, 1889, S. 500—548.

³ Beitr. d. g. K. d. Schweiz XXXIII, 1893, S. 96—99.

⁴ Die vereinzelt Vorkommnisse der Chablais-Region eignen sich am allerwenigsten zur Lösung der Frage; sie widersprechen obigem Ergebnisse aber nicht.

⁵ In den lepontinischen und walliser Alpen sind jüngere Horizonte als Lias überhaupt noch nicht nachgewiesen worden.

gaben, welche für den Apennin¹ die Balkanhalbinsel und den griechischen Archipel vorliegen, mit einander vergleiche, so ergibt sich als wahrscheinlichstes Alter der Hauptmasse derselben ein alttertiäres, eocänes. Erst aus oligocänen Schichten werden mit Bestimmtheit detritogene Produkte von Serpentin und verwandten Gesteinen namhaft gemacht, während eocäne Ablagerungen sicher noch vielfach von ihnen durchbrochen sind. Dagegen möchte ich der Vorstellung entgegentreten, nach welcher die ophiolithischen Gesteine dieser Gebiete zu sehr verschiedenen Zeiten (etwa vom Jura bis zum Oligocän) hervorgetreten wären. Dagegen spricht die Uebereinstimmung in der petrographischen Beschaffenheit, in der Form ihres Auftretens und der Assoziierung mit den jüngeren Sedimenten. Es hat vielmehr den Anschein, als ob in den Gegenden, welche jetzt von den Gebirgen des alpinen Systems eingenommen werden, gegen das Ende der Eocänzeit oder auch noch zur älteren Oligocänzeit eine eruptive Periode eingetreten wäre, während welcher peridotitische Magmen in ungeheurer Verbreitung in die — jedenfalls in Dislokation begriffenen — Sedimentmassen injicirt wurden. Ob und in welchem Umfange Effusivgebilde während dieser Injektionsphase entstanden, ist schwer zu sagen. Es liegt nahe, die eocänen und oligocänen Basalte des Vicentin und der Euganeen als solche zu deuten, aber Gewissheit haben wir darüber nicht. Manches, was von italienischen Geologen als zu den ophiolithischen Gesteinen gehörige „Tuffe“ beschrieben worden ist, dürfte meiner Erfahrung nach mit grösserer Berechtigung als gang- oder schlotförmige Eruptivbreccie aufzufassen sein; die überwiegende Masse der ophiolithischen Gesteine aber lässt sich einwurfsfrei nur als Stöcke, Gänge und Lagergänge deuten. Im nördlichen Bünden kann gar kein Zweifel darüber aufkommen. Im Oberhalbstein und in den lepontinischen Alpen ist der ursprüngliche Verband zwischen Massen- und Sedimentgestein zumeist durch den intensiven Zusammenschub verdeckt, in Folge der hochgradigen Pressung und Streckung begegnen wir den gangförmigen Spiliten und Diabasen vorwiegend in der Form von Grünschiefern², die den Sedimenten häufig konkordant eingeschaltet zu sein scheinen. Aber der mikroskopische Befund³, zuweilen

¹ Das Auftreten der Serpentine, Gabbros und ihre Begleitgesteine in Ligurien und bei Florenz ist mir aus eigener Anschauung bekannt.

² Zwischen Campsut und Canicül im Averser Thal wird der Glimmerschiefer noch von zahlreichen Gängen, die auch Bruchstücke des Nebengesteins einschliessen, durchsetzt.

³ Vgl. SCHMIDT, l. c.

auch das makroskopische Verhalten, wie das Hervortreten der Variolitstruktur an den Verwitterungsflächen der Grünschiefer¹, weiterhin die häufige Assoziation der Grünschiefer mit Serpentin, deuten mit Bestimmtheit auf ursprünglich ähnliche Verhältnisse hin, wie wir sie aus der Aufbruchzone des Plessurgebirges kennen. Nach diesem allen liegt kein Grund dafür vor, den Grünschiefern eine andere geologische Stellung und ein anderes Alter zuzuweisen, als den diabasisch-spilitischen Gängen des nördlichen Bündens.

Aus der Fixirung der geologischen Stellung und des Alters der ophiolithischen Gesteinsarten Bündens ergeben sich einige nicht unwichtige Folgerungen.

Zunächst erscheint es nicht angängig, wie ROTHPLETZ es versucht hat², die grünen Schiefer der Hinterrheingegend als bezeichnende Gesteine einer älteren Abtheilung sog. grauer paläozoischer Schiefer hinzustellen, wo doch ein nachcenomanes Alter und die häufige Assoziation dieser Eruptiva mit Liasschiefern feststeht.

Weiterhin erhebt sich die Frage, ob nicht zur Zeit der Injektion der ophiolithischen Eruptiva in Bünden eine viel mächtigere Sedimentdecke vorhanden gewesen ist, als jetzt. Wenn die jüngsten der jetzt vorhandenen Sedimente, die oberjurassischen Tiefseeabsätze (einschliesslich der *Foraminiferenkalke*) und die obercretacische Hornsteinbreccie, zur Zeit der Injektion die Oberfläche des Landes gebildet hätten, so dürften wir wohl erwarten, dass die Massengesteine, welche mit ihnen auftreten, Serpentin und Spilit, einen angenähert effusiven Charakter trügen. Das Gegentheil ist aber der Fall. Wir finden nicht nur keine Tuffe und keine Effusivdecken, sondern wir sehen auch den Serpentin, der hier wie in vielen anderen Gegenden als ein umgewandeltes Tiefengestein von peridotitischem Charakter aufgefasst werden muss, gerade in die allerjüngsten Sedimente, die Hornsteinbreccien eingedrungen.

Das legt den Gedanken nahe, dass in Bünden noch jüngere Sedimente, seien es solche der oberen Kreide, seien es solche des Eocäns, von denen wir jetzt keine Spuren mehr kennen, vorhanden gewesen und während der älteren Tertiärzeit (jedenfalls bis zu der in der Oberoligocän- oder Miocänzeit erfolgten Hauptdislocationsphase) wieder abgetragen worden sind.

¹ Die homogenen dichten Grünschiefer des Stallerberges lassen auf Verwitterungsflächen die Variolitstruktur zuweilen noch sehr deutlich erkennen. Die Variolen erscheinen hier linsenförmig plattgedrückt.

² l. c. p. 27—32.

Schliesslich dürfte die hier gewonnene Altersbestimmung der basischen Eruptiva nicht ohne Bedeutung für die Erklärung des sog. Taveyannaz-Sandsteins der helvetischen Region sein. Nach den jüngsten Untersuchungen von DUPARC und RITTER¹ betheiligen sich an der Zusammensetzung dieses Sedimentes, welches Einschaltungen im Oligocänflysch bildet, gerollte Elemente dreier verschiedener Gesteinskategorien:

1. von voroligocänen Sedimenten (Kreide, Nummulitenkalk),
2. von alten Massengesteinen und krystallinen Schiefern (Granit, Pegmatit, Glimmerschiefer, Amphibolit),
3. von jüngeren basischen Eruptivgesteinen mit Fluidalstruktur, ohne Quarz, Orthoklas und ohne Olivin (Andesit),

Fraglich bleibt die Herkunft des basischen Eruptivmaterials. In der helvetischen Region fehlen jüngere Eruptiva, welche das Material zu dem Taveyannaz-Sandstein geliefert haben könnten und darum glauben die Autoren, die Basalte des Vicentin als Ursprungsort herbeiziehen zu sollen. Das scheint mir unnöthig weit ausgegriffen und auch nicht ganz zutreffend, da, wie die Verfasser selbst hervorheben, der in den vicentiner Basalten weit verbreitete Olivin unter den Komponenten des Taveyannaz-Sandsteins gänzlich fehlt. Da liegt es doch viel näher, wie SCHMIDT es versucht hat, an die jüngeren basischen Eruptiva zu denken, welche der helvetischen Region zunächst auftreten. Wir kennen sie anstehend nur als Gänge und Stöcke, erstere aber an manchen Orten, wie bei Iberg, in deutlich porphyrischer Ausbildung, wie die Andesite des Taveyannaz-Sandsteins. Wenn wir die, wie mir scheint einwurfsfreie, Voraussetzung machen, dass zu den gangförmigen Diabasen, Diabasporphyriten und Spiliten auch eine olivinfreie Effusivfacies existirt hätte, und weiterhin bedenken, dass die fraglichen basischen Eruptiva fast rings um das helvetische Gebiet herum, in den Freiburger Alpen, in der vindelicischen Region (Iberg), ferner vom Rhätikon an durch die lepontinischen Alpen bis zu den französischen Westalpen hin auftreten, so verdient dieser Versuch zur Ableitung des basischen Effusivmaterials des Taveyannaz-Sandsteins unter Allen wohl die grösste Beachtung. Zur Erklärung des Transportes dieses Materials in das helvetische Flyschbecken blieben dann zwei Möglichkeiten: entweder durch direkten Auswurf von Aschen und

¹ Le Grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch (Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève, 3^e per. t. XXXIII, 1895).

Bomben oder durch fließendes Wasser. Die letztere Erklärung ist mir die wahrscheinlichere. Der Taveyannaz-Sandstein wäre dann aber nicht als eigentlicher Tuff, sondern nur als ein arkoseartiges Sediment zu bezeichnen. Das Fehlen eines derartigen Sedimentes in den Eruptionsgebieten der basischen Gesteine selbst mag dabei auffallend erscheinen; es erklärt sich aber für die Hauptvorkommnisse in Bünden und den lepontinischen Alpen durch die Voraussetzung, dass diese Gebiete vom Flyschmeere überhaupt nicht bedeckt wurden oder dass, wenn derartige Absätze gebildet wurden, die Abtragung sie hier völlig zerstört hat, wie wir das auch von der Sedimentdecke annehmen müssen, unter welcher die Serpentine erstarrten.

Ausser den grünen Schiefern, welche ursprünglich basische Massengesteine waren, treten in Bünden auch noch ähnlich gefärbte Sedimente auf, welche hier und da wohl mit Unrecht zu den eigentlichen grünen Schiefern gestellt worden sind.

Vielfach führt die dynamometamorphe Umbildung thoniger oder mergeliger Sedimente zur Entstehung von Strahlstein, Epidot, Chlorit oder grün gefärbtem Glimmer, die, wenn sie reichlich auftreten, dem Gesteine eine grünliche Farbe verleihen. SCHMIDT¹ hat eine Reihe derartiger Vorkommnisse aus den mesozoischen, speziell jurassischen Schiefern beschrieben. Der meist minimale Gehalt an Magnesia sowie die ganze sedimentär-schiefrige Erscheinungsweise beugen einer Verwechselung vor.

Ursprünglich grün gefärbte Sedimente thoniger oder sandiger Natur kenne ich

1. aus dem oberen Jura, wo sie in Begleitung roth gefärbter Schiefer, Kalke und *Radiolarien*hornsteine auftreten; auch sind die *Radiolarien*hornsteine selbst zuweilen grün gefärbt (Umgebung des Urdenthals im Plessurgebirge);
2. aus den Raibler Schichten und aus dem Verrucano. Zu letzterem gehören auch wohl, wenn nicht zum vorpermischen Grundgebirge, die grünen, kalk- und magnesiaarmen, quarzreichen Schiefer, welche besonders im Oberhalbstein neben echten grünen Schiefern unter sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen erscheinen. THEOBALD hat beide Kategorien als ältere grüne Schiefer zusammengefasst. Will man aber diesen Namen zunächst beibehalten, so empfiehlt es sich, ihn auf die kieselsäurereichen, zweifellos sedimentären Schiefer

¹ l. c. p. 41, 49, 51, 53.

zu beschränken, nachdem die Diabasschiefer als jünger erkannt sind.

Im Allgemeinen hält eine Trennung der ursprünglich massigen grünen Schiefer von den sedimentären meiner Erfahrung nach nicht schwer. Die ersteren sind durchgehends massiger, nie feinschiefrig oder sericitisch, lassen oft auch makroskopisch Variolit- oder Diabasstruktur erkennen; die in ihnen häufig auftretenden Adern enthalten neben nicht seltenem Quarz wohl ausnahmslos Albit, Epidot und Chlorit, wie die Adern im Gabbro des Oberhalbsteins.

Vielleicht empfiehlt es sich, die Bezeichnung Grünschiefer für die geschieferten Massengesteine Bündens im Allgemeinen zu verwenden und in denjenigen Fällen, wo das ursprüngliche Gestein mit Sicherheit erkannt ist, von Diabas-, Spilit-, Variolit-, Gabbro- und Serpentschiefer zu sprechen.

E. Die Bündner Schiefer des Unterengadin.

Das mandelförmig gestaltete Schiefergebiet des Unterengadins, welches sich in einer Längserstreckung von fast 50 km von Ardez bis über Pfadlatz hinaus und in einer Breitenausdehnung von etwa 20 km zwischen Bergzügen von altkrystallinen, paläozoischen und mesozoischen Gesteinen ausdehnt, fordert in jeder Beziehung zu einem Vergleiche mit dem westlichen Bünden heraus. Die Hauptmasse des Schiefers ist mit dem Gestein der Viamala und des Schyn ident, wie STUDER, ESCHER und THEOBALD schon lange erkannt und Andere nach ihnen bestätigt haben¹. Die als mesozoisch erweisbaren Sedimente, welche theils auf dem Schiefer, theils als Umrandung desselben auftreten, gehören der ostalpinen Schichtfolge an und mit ihnen auf's Innigste verknüpft treffen wir auch hier die verschiedenen Glieder der ophiolithischen Gesteinsgruppe, unter denen sich auch Gabbro befindet. Bezüglich der normalen Unterlage des Schiefers bleibt man ebenso im Ungewissen, wie im Flyschgebiet des Westen. In der Tiefe der das Schiefergebiet durchschneidenden Thäler sucht man vergebens nach anderen Gesteinen und auch dort, wo die Spitzen 3000 m hoher Schiefer-Berge aus ophiolithischen Eruptivgesteinen gebildet werden, wie am Piz Mondin und am Muttler, gelingt es nicht, in der Schieferunterlage die Spuren von Zufuhrskanälen für die Eruptiva nachzuweisen: die Eruptiva stehen dem

¹ G. A. KOCH (Abgrenz. u. Glieder. d. Selvretta Gr. 16) sagt: „Bündnerschiefer (des Prätigau) und Kalkthonphyllite (des Unterengadin) sind in geologischer Hinsicht theilweise gleichwerthig.“

Schiefer hier gerade so fremdartig gegenüber, wie im westlichen Bünden dem Flysch; es hat nicht den Anschein, als ob irgendwo ein normaler Eruptivverband mit dem Schiefer vorhanden wäre, vielfach spielen die Ophiolithe dem Schiefer gegenüber keine andere Rolle, als irgend ein mesozoisches oder älteres Sediment-, Massen- oder Schiefergestein.

Geht man nun von einem Punkte des Schiefergebiets, wo sich die einförmigen, vielfach kalkhaltigen, durchgehend stark gefalteten Schiefer bis zu Mächtigkeiten von 1000 m und darüber über die Thalsohle erheben — ich denke z. B. an die Gabelungsstelle des Val Sinestra unterhalb Griosch — gegen die periphere Region, so erscheinen andere Gesteine in bunter Vergesellschaftung entweder auf den Höhen der Schieferberge, als eine meist schon von Weitem scharf sich abhebende Decke oder in der Tiefe des Innthals neben dem Schiefer. Wir treffen auf Algäuschiefer, mit rothen tithonischen *Radiolarien*hornsteinen vergesellschaftet, an dem Nordrande gegen das Samnaun zu auch *Ammoniten* und *Belemniten* führend, auf Dolomite, Rauhbacken, Gypse und Sandsteine der Trias, auf Casanaschiefer, Gneiss und Granit und auf ophiolithische Gesteinsarten, letztere vorwiegend in der Form von grünen Schiefen und Serpentin. In auffallend gesetzmässiger Weise schiesst der Schiefer unter diese Gesteine ein, gegen Westen mit westlichem, im Innthale mit südöstlichem, an der Nordwestgrenze mit nordwestlichem Einfallen. In seltenen Fällen grenzen sie an die senkrecht stehenden Sedimente. THEOBALD hat die Allgemeinheit dieser Erscheinung für den schweizerischen Antheil des unterengadiner Schiefergebiets festgestellt. In dem tiroler Antheile liegen die Verhältnisse ähnlich, wie aus den spärlichen Angaben von STACHE¹ und G. A. KOCH², sowie aus meinen eigenen Beobachtungen hervorgeht. Hat man von Landeck aus, das Innthal aufwärts gehend, die fast 10 km breite Kette von altkrystallinen Gesteinen durchquert, welche der Inn als Querthal durchbricht, und betritt man oberhalb der Pfadlatzer Brücke die Weitung des Längsthals von Prutz, so sieht man auf beiden Thalseiten den „Kalkphyllit“ unter dem krystallinen Schiefer in sanftem Anstieg sich erheben und weiterhin die krystalline Decke abwerfen. Unter der Voraussetzung einer normalen Lagerung müsste der Schiefer für älter als Gneiss und Glimmerschiefer gelten. Untersucht man die Grenz-

¹ Verh. k. k. geol. R. 1872, 253; 1873, 221.

² Verh. 1875, 123; Jahrb. k. k. geol. R. 1875, 247.

region an den Felsparthien, welche sich aus Matten und Wald auf der linken Thalseite, etwa 150 m über dem Thal herausheben, so findet man, dass sich zwischen dem krystallinen Schiefer und dem „Kalkphyllit“ ein Kalkband von etwa 4 m Mächtigkeit einschiebt, welches aus einem mässig stark cipolinisirten Kalk und dolomitischen Kalk besteht, als Vertreter der nach Art des Lochseitenkalks ausgewalzten Trias. Hier, wie an den übrigen Punkten des tiroler Unterengadins fällt der „Kalkphyllit“ unter die mesozoischen und krystallinen Gesteine ein, mit denen er auch zuweilen in fingerförmiger Verzahnung verknüpft erscheint.

Besonders typisch ausgeprägt erscheint auf schweizerischem Gebiete eine Aufbruchs- oder Klippenzone, welche sich zwischen den Schiefer einerseits, die krystalline Masse der Selvretta im Westen und die Dolomitregion im Süden des Inn andererseits einschiebt. Bald sind es Granit und Gneiss, bald mesozoische Sedimente, bald aber ophiolithische Gesteine, die deckenförmig, aber meist in schwer übersehbarem Verbande über dem Schiefer lagern oder seitlich hart an ihn herantreten. Von einer Anlagerung des Schiefers an die altkrystallinen Gesteine oder gar von einer normalen Auflagerung auf denselben kann hier keine Rede sein; davon überzeugt man sich leicht durch aufmerksame Begehung des Kontakt. Die THEOBALD'sche Karte (Bl. XV) liefert hier insofern kein richtiges Bild von der Ausdehnung der unterscheidbaren Gesteinsglieder, als etwa nur die Hälfte der fraglichen Schiefer mit *LA*, die andern mit *LAK* ausgezeichnet ist, unter letztere Bezeichnung aber auch die zweifellosen Algäuschiefer, deren Ausdehnung ziemlich beschränkt ist, mit einbegriffen sind. Zu dieser Ansicht bin ich wenigstens auf meinen Touren in der weiteren Umgebung von Schuls und des Val Sinestra gelangt. Eine genaue Karte würde den Charakter der klippenartigen Ueberschiebung viel deutlicher zum Ausdruck bringen, als das auf Blatt XV der Fall ist.

Immerhin tritt auch auf der THEOBALD'schen Karte die Analogie der unterengadiner Aufbruchszone mit der westbündnerischen in die Augen.

Im Innthale zwischen Ardetz und Martinsbruck schiebt sich eine schmale, aber sehr typisch ausgeprägte Aufbruchszone zwischen das Bündnerschiefer-Gebiet im Nordwesten und das aus der normalen Gesteinsfolge vom Gneiss bis zu den oberjurassischen Aptychenschiefen aufgebaute Lischanna-Gebirge. Die einzelnen Gesteinsarten der Aufbruchszone erscheinen als schmale Bänder oder Schollen, ohne dass

die Karte den Grad der Komplikation voll zum Ausdruck bringt. Bei Remüs, bei Sins und zwischen Schuls und Tarasp sieht man die Schiefer deutlich bald unter Granit, bald unter Trias, bald unter ophiolithische Gesteine einfallen¹, die stellenweise hochgradig verdrückt erscheinen, wie z. B. der dünn geschieferte Serpentin in den Innanlagen unterhalb Vulpera. Die Ueberschiebung ist hier unverkennbar. Wie im Westen geht ein Kalkthonschieferkomplex, der dem Bündner Schiefer irgendwie vergleichbar wäre, nicht in die normalen Profile des Lischannagebirges ein, die Schiefer schneiden vielmehr scharf mit der Aufbruchszone ab. In diesem Punkte kann ich GUEMBEL² durchaus beistimmen, während mir die Zusammenfassung der altkrystallinen Gesteine der Aufbruchszone mit den ophiolithischen Gesteinen und mit den doch offenbar triadischen Gypsen, Rauhacken und Dolomiten zu einer einheitlichen, altpaläozoischen Gruppe genau so gewagt erscheint, wie die Zusammenfassung der heterogensten Gesteine der Schamser-Berge unter den Begriff der Bündner Schiefer durch HEIM.

Im Westen des Schiefergebiets gewinnt die Aufbruchszone grössere Ausdehnung und die Ueberschiebungsklippen kommen deutlich zum Vorschein. Hier schneidet das Val Tasna auf eine lange Strecke in Kalkschiefer ein und trennt die aus Granit, Gneiss, krystallinem Schiefer, Casannaschiefer und Verrucano bestehenden Höhen des Piz Minschun und von Laret von dem krystallinen Gebirge der Selvretta. Die älteren Gesteine schwimmen hier auf dem Schiefer, wie am Piz Minschun deutlich zu sehen ist. Nördlich davon dehnt sich ein mächtiges Serpentinegebiet aus, mit welchem jurassische Gesteine auf's Innigste verknüpft erscheinen. Leider bin ich durch schlechtes Wetter verhindert worden, dieses Gebiet zu besuchen und festzustellen, ob auch hier, wie im Westen, Kontakterscheinungen zwischen beiden Gesteinen vorhanden sind. Wenn es aber bei der Gleichartigkeit der Gesteinsarten schon an und für sich im hohen Grade wahrscheinlich ist, dass hier die ophiolithischen zu den mesozoischen in die gleiche Beziehung treten, wie im Westen, so wird die Vermuthung durch THEOBALD's Angaben fast zur Gewissheit. Derselbe sagt (l. c. p. 255): „Meist berührt der Serpentin den Gneiss und dringt in denselben und die darüber liegenden For-

¹ GUEMBEL (Jahrb. d. n. G. Gr. XXXI, 53) sagt, dass die Gesteine der Serpentinzone (= Aufbruchszone) älter sind als die Bündner Schiefer und „ungleichförmig von ihnen abstossen“.

² Jahrb. n. G. Graub. XXXI, 14.

mationen gangartig ein“ und weiter (p. 256): „Plötzlich ist er (der Kalk) durch einen breiten, aufsteigenden Serpentinegang zerrissen, aber jenseits setzt er fort und dringt als keilförmige Masse in den Serpentin ein, so dass es augenscheinlich ist, wie dieser beim Aufsteigen den Kalkkeil losgerissen und umhüllt hat.“

Ueber die Fortsetzung der Aufbruchszone am Nordwestrande des Schiefergebiets besitze ich keine eigene Erfahrungen und kann nur auf die kartographische Darstellung und die Erläuterungen THEOBALD's verweisen. Nur einen Punkt möchte ich dabei betonen. Auch wenn man, wie GUEMBEL und BÖSE, die Serpentinzone für älter als den Bündner Schiefer und letzteren für paläozoisch hält, kann man nicht umhin, für dieses Gebiet ungewöhnlich weit reichende und fast schwebend erfolgte Ueberschiebungen anzunehmen, denn die ophiolithischen Gesteine sowohl wie die Gypse und Rauhwaeken bilden zwischen Samnau, Fimber-Thal und Val Clozza ausgedehnte, wurzellose Decken über dem Schiefer¹.

Wenn auch unsere Kenntnisse über das Schiefergebiet des Unterengadin im Vergleich zu denen des westlichen Bündens nur dürftig sind, im Besonderen über den österreichischen Antheil nur einige kurze Notizen und Beobachtungen vorliegen, so dürfte doch folgende Zusammenfassung den thatsächlichen Verhältnissen annähernd entsprechen.

Die Bündner Schiefer bilden eine langgestreckte, in der Richtung NO—SW streichende, intensiv zusammengeschobene und zu bedeutender Mächtigkeit aufgestaute Masse, die nach Art der Eocän-Flyschzone der Glarner Doppelfalte gegen NW und SO, an den beiden Enden auch gegen SW und NO unter die Gesteine einer älteren Schichtenfolge einfällt. In letzterer ist ein derartiger Schieferkomplex nicht nachweisbar, es sei denn, dass man die Schiefer für die normale Unterlage nicht nur aller mesozoischer

¹ Ich darf nicht unterlassen, zu bemerken, dass zwischen Finsternünz und Nauders grüne „Diabasschiefer“ anscheinend gangförmig in dem Bündner Schiefer auftreten und dass nach THEOBALD die grünen Schiefer durch die Tiefe des Innthals gegen den Abhang des Piz Mondin hin fortsetzen sollen. Die Art des Verbandes zwischen den grünen und den Bündner Schiefern, wie man sie an der Strasse zwischen Hochfinsternünz und Nauders beobachten kann, schliesst aber meiner Ansicht nach eine mechanische Einpressung der ersten in die letzten keineswegs aus, sondern spricht eher dafür. Ob die Angabe THEOBALD's richtig ist, kann ich nicht sagen; sollte sie sich, was ich nicht für wahrscheinlich halte, bestätigen, so würde doch noch der Nachweis zu erbringen sein, dass hier ein intrusiver Verband vorliegt.

und paläozoischer Gesteine, sondern auch der krystallinen Schiefer, des Granits und Gneiss erklärte. Die Berührungslinie zwischen dem Schiefer und der normalen Schichtenfolge ist eine ebenso unregelmässige, im Einzelnen gesetzlose, wie die Grenze zwischen Flysch und ostalpiner Schichtfolge im Algäu, in der Umrandung des Rhätikon und im westlichen Bünden. Decken-, lappen- und inselförmig greifen die Gesteine der Schieferumrandung allseitig auf den Schiefer über, oder stehen senkrecht neben ihm. Durch ihren schollen- und klippenartigen Bau, ebenso durch die Betheiligung ophiolithischer Eruptiva wird die Umrandungszone zu einem Homologen der Aufbruchs- und Klippenzone des westlichen Bünden gestempelt. Auch die Homologie der Schiefer beider Gebiete tritt klar hervor: bei gleicher petrographischer Ausbildung werden sie hier wie dort von Gesteinen jeglichen Alters überdeckt, ihre eigene Unterlage bleibt aber in der Tiefe verborgen.

F. Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse Bündens.

Wie die Schichtenfolge der mesozoischen Formationen, so fügt sich auch der Bau des Gebirges in Bünden zwanglos in den ostalpinen Rahmen ein; das gilt wenigstens für das östliche Bünden bis zum Oberhalbstein. Im Gegensatze zu THEOBALD und HEIM, welche die in der Mittelschweiz gemachten Erfahrungen auf Bünden ohne Weiteres zu übertragen versuchten, haben alle neueren Forscher Graubündens, welche mit den Verhältnissen in den Ostalpen vertraut waren, die Ueberschiebung als die maassgebende Dislokation erkannt, wenn sie auch die Grossartigkeit dieser Art der Dislokation zumeist noch bedeutend unterschätzten.

Zwischen dem nördlichen Theile der Mittelschweiz und dem östlichen Bünden existiren dieselben tektonischen Unterschiede, wie sie durch die Untersuchungen GUÉMBEL's, v. RICHTHOFEN's, MOJSISOVICS' u. A. zwischen dem nach helvetischem Vorbilde zusammengesetzten Kreide-Tertiärketten der Aussenzone und der triadojurassischen Kalkzone des nördlichen Bayern und Vorarlbergs festgestellt worden sind: dort continuirlicher Faltenwurf, hier unterbrochene Faltung, die durch Schollen- und Schuppenstruktur zum Ausdruck gelangt. Selbst dort, wo die horizontale Verschiebung sich ins Extrem steigert, bleibt dieser Unterschied gewahrt. In der Glarner Doppelfalte verfolgt das Auge die gleichmässige, nur durch untergeordnete Abweichungen gestörte Ueberfaltung an

dem langgezogenen Bande des Lochseitenkalks und der darüber befindlichen Verrucano-Platte ohne Schwierigkeit auf lange Strecken hin; denkt man sich die durch die Erosion getrennten Stücke der Ueberschiebungsdecke zusammenschliessend, so erhält man den Eindruck einer gleichmässigen und glatten Ueberfaltung des Jüngeren durch das Aeltere. Selbst in dem nur wenige Meter mächtigen Lochseitenkalk unterscheidet man zumeist ohne Schwierigkeit den ursprünglich liegenden gelblichen Rhöthidolomit als die obere an den Verrucano grenzende, den dunklen Jurakalk als die untere Lage. Ebenso zeigt uns die BALTZER'sche Karte ganz deutlich die Kontinuität der Ueberfaltung an dem fortlaufenden Bande der Zwischenbildungen, unbeschadet der gegenseitigen Verkeilungen zwischen dem Krystallinen und dem Sediment, wie sie am Gestellhorn auftreten. Wie verschieden gestaltet sich dagegen das Bild der Ueberschiebungsdecke am Rande der Bündner Aufbruchszone, einerlei ob wir sie vom Schams, Oberhalbstein, von der Lenzer Haide oder vom Urdenenthal aus betrachten. Was man auch gegen die kartographischen und profilistischen Darstellungen dieser Gebiete durch THEOBALD und HEIM einwenden mag¹, das Eine kann auch der mit der Gegend nicht Vertraute doch daraus entnehmen, dass hier nicht die einfache Ueberfaltung nach helvetischem Typus herrscht, sondern dass schuppenartige Ueberschiebung den Grundzug der Dislokationen bildet. Besonders überzeugend wirken die zahlreichen Schollen und Fetzen zweifellos älterer Gesteinsarten (Granit, Gneiss, Casanaschiefer), die man mitten zwischen den mesozoischen Sedimenten findet und die besonders von THEOBALD annähernd richtig, wenn auch oft unter Zusammenziehung mehrerer durch jüngere Sedimente getrennter Parteen dargestellt sind. Am deutlichsten kommt der Grad der Komplikation Demjenigen zum Bewusstsein, welcher irgend ein Stück des Aufbruchgebietes systematisch zu kartiren beginnt; er findet dann, dass, selbst wenn es ihm gelingt, die einzelnen Glieder zu trennen, der Maassstab der Siegfriedkarten (1:50000) oft zur Eintragung nicht entfernt ausreicht. Unter den mir genauer bekannten Gebieten der Alpen vermag ich allein die Klippenberge der Nordschweiz, auch wohl noch manche Theile der Freiburger Alpen in Bezug auf die Hochgradigkeit der Zerstückelung mit der Bündner Aufbruchs-

¹ So weit meine Beobachtungen im Plessurgebirge mich zu einer Kritik berechtigen, kann ich erklären, dass die Komplikation und der schroffe Wechsel verschiedenaltiger Gesteine in Wirklichkeit noch viel ausgeprägter sind, als sie auf den Karten erscheinen.

zone in Parallele zu stellen; die Klippenregion von Iberg zeigt die grösste Uebereinstimmung, weil sich hier noch die Verquickung von postjurassischen Eruptivgesteinen (Gabbro, Serpentin, Spilit-Variolit, Diabasporphyrit) mit den Sedimenten dazu gesellt¹.

Es ist gelegentlich von STUDER², GUEMBEL³ und HEIM⁴ vermuthet oder direkt ausgesprochen worden, dass in Bünden Ueberschiebungen und Einkeilungen, mit denen der Glarner Doppelfalte und des Gestellihorns vergleichbar, vorhanden seien, auch DIENER, ROTHPLETZ, BÖSE und BÖHM haben mehrfach Ueberschiebungen festgestellt oder vermuthet.

Wenn dennoch die wichtige Rolle, welche Ueberschiebungen vom Typus der nordschweizer Klippen in Bünden, speziell in der Aufbruchzone, spielen, bisher verkannt und damit eine Lösung der Bündner Schieferfrage verzögert worden ist, so erklärt sich das wohl wesentlich aus dem Umstande, dass dieser Typus der Dislokation erst in jüngster Zeit an einem klaren Beispiele aus den Nordalpen durch QUEREAU vorgeführt worden ist. HEIM bekannte sich gegenüber der Schwierigkeit, welche in einer Zergliederung des Bündner Schiefers zumal ohne hinreichende Herbeiziehung der ostalpinen Verhältnisse liegt, in frommer Ergebenheit zu dem Ausspruch: „Was der Herrgott zusammengegeben hat, das soll der Mensch nicht trennen“ und er wollte bei der Unmöglichkeit, die Verwickelungen der Schamser Kalkberge in kurzer Zeit zu entwirren, „lieber zweifeln als irren“; dennoch schälte er gerade im Schams den Kernpunkt der Frage heraus mit der zutreffenden Beobachtung „die Kalkberge sind eine ganz auf dem Bündner Schiefer schwimmende Masse“ (S. 396). Da er aber nichts fand, „was etwa dem Range nach mit der Glarner Doppelfalte oder den Silbernfalten vergleichbar wäre“ und er sich nicht entschliessen konnte, „seine Zuflucht zu höchst komplizierten Lagerungsstörungen, Ueberschiebungen bis zu gabelförmigem Ineinanderstossen verschiedener Schichtkomplexe, zu nehmen“ (S. 405), so hieb er den gordischen Knoten durch und subsummirte nicht nur Trias und Jura, sondern auch altkrystalline Gesteine und die ophiolithischen Eruptiva unter den Begriff der Bündner Schiefer, wie in

¹ Doch fehlen bei Iberg grössere Schollen von vormesozoischen Gesteinen, die in Bünden die Komplikation der Lagerungsverhältnisse wesentlich vermehren helfen.

² Geologie v. Mittel-Bünden 117.

³ Jahresb. nat. G. Graub. XXXI, 1888.

⁴ l. c.

ganz ähnlicher Weise seiner Zeit KAUFMANN Trias, Jura und die genannten Eruptiva bei Iberg für Faziesbildungen der oberen Kreide erklärt hatte.

Da mir der geringe Umfang meiner bisherigen Begehungen und Aufnahmen in der Bündner Aufbruchszone noch nicht gestattet hat, ein vollständiges Querprofil und die kartographische Darstellung irgend eines Theiles derselben zu geben, so will ich wenigstens versuchen, durch Zusammenstellung einer Anzahl von Einzelbeobachtungen und durch Hinweis auf die Ergebnisse anderer Forscher den Charakter der Dislokation in Graubünden zu veranschaulichen; dabei wird die Herbeiziehung der Lagerungsverhältnisse in Vorarlberg, Tirol und im Algäu, deren Kenntniss auch mir das Verständniss der Tektonik Bündens wesentlich erleichtert hat, nicht ohne Nutzen sein. Denn es ergibt sich daraus, dass die Verwickelungen in der Bündner Aufbruchszone nur eine Steigerung der Dislokationen darstellen, welche wir am Rande der nordalpinen Kalkzone gegen die Flyschzone vorfinden.

Wenn wir den Verlauf des Aussenrandes der nordalpinen Kalkzone vom Austritte des Wertachthals im nördlichen Algäu aus den Dolomitbergen über Hindelang, Oberstdorf, Mittelberg, über das Thal der Bregenzer Ach hinweg, am Walser Thal entlang bis nach Ludesch im Illerthal verfolgen¹, so finden wir folgende charakteristische Züge heraus (vgl. hierzu Taf. I):

1. Die NO—SW laufende Grenzlinie des mesozoischen Kalkgebirges gegen den Flysch besitzt nicht den regelmässig geschwungenen Verlauf, den wir bei normaler Auflagerung des Oligocänflyschs auf den älteren Schichten im Gebiete der helvetischen Region vorfinden. Sie zeigt vielmehr ausser einigen grösseren Ein- und Ausbiegungen zahlreiche kleinere, unregelmässige Buchten und Zacken. Diese kommen hauptsächlich dadurch zu Stande, dass der Flysch an den Austritts- oder Eintrittsstellen der Querthäler buchtenförmig in das Kalkgebirge eindringt, eine Erscheinung, die an folgenden Stellen besonders deutlich auftritt: Im Ostrachthale bei Hindelang, im Retten schwang (Bsonderachthal), im Oy- und Trettachthale im Süden von Oberstdorf, im Warmgrundsbach zwischen Stillach- und Breitachthal, im Wildenbachthale bei Mittelberg, im Thale der Bregenzer Ach, im Marouler Thale und im Illerthale bei Ludesch.

¹ Vgl. hierzu die Karten von: GUEMBEL, Geol. Karte d. bayer. Alpengeb. Bl. Sonthofen; v. HAUER, Geol. Uebersichtsk. d. öster. Mon. Bl. V; Geologische Karte d. Schweiz, 1 : 100 000, Bl. X; STUDER u. ESCHER, Carte géol. de la Suisse, 2^e. édit.

2. Es herrscht keine Regel bezüglich der Stufe des Kalkgebirges, welche mit dem Flysch in unmittelbare Berührung tritt. Aus dem geologischen Kartenmateriale gewinnt man zwar den Eindruck, als ob auf grössere Strecken der Hauptdolomit das Grenzglied bilde. Das ist aber an vielen Stellen wohl nur scheinbar so, weil der reichliche Schutt, den dieses Gestein liefert, die Grenze sehr häufig verdeckt und weil bei geeigneten Aufschlüssen andere Glieder des Kalkgebirges sich, oft nur in der Form kleiner verdrückter Schollen, dazwischen schieben¹. Aber selbst ohne jene Unterstellung ist die Unregelmässigkeit gross genug. Im Norden von Hindelang treffen wir auf Lias und Malm, sowie auf die verdrückte Scholle des cephalopodenreichen Gault, gegen Rettenschwang zu auf Malm und Rhät, im Rettenschwang selbst das altkrystalline Gestein, welches GUEMBEL beschrieben hat, an der Geisalpe im Reichenbachthal Diabasporphyr und Malm, am Rossbühl bei Oberstdorf auf die Rauhwacken der Raibler Schichten, bei Ebnat am Stillachthal auf Diabasporphyr und Malm. Für den österreichischen Antheil der Grenzzone stehen keine veröffentlichten Spezialkarten zur Verfügung und aus eigener Anschauung kenne ich die Gegend nur an der Grenze des Algäus, aber aus der v. HAUER'schen Uebersichtskarte und aus den Angaben und Profilen v. RICHTHOFEN's geht mit Sicherheit hervor, dass hier ähnliche Verhältnisse vorliegen; bald sind es triadische, bald jurassische Gesteine, die an den Flysch grenzen.

3. Im Flyschgebiete treten isolirte Parteen und Schollen von Gesteinen des Kalkgebirges auf, die sich nicht als Auffaltungen erklären lassen. Auf der GUEMBEL'schen Karte finden sich zwei derartige Stellen verzeichnet, bei Liebenstein zwischen Sonthofen und Hindelang und im Reichenbachthale, nordnordöstlich Oberstdorf; an einer dritten Stelle, am Rosskopf, nördlich von Hindelang ist ein langer spornartiger Vorsprung des Kalkgebirges verzeichnet. Das leicht zugängliche Liebensteiner Vorkommen kenne ich aus eigener Anschauung; es ist thatsächlich eine rings von Flysch umgebene, 2 km vom Gebirgsstrande entfernte Scholle oder Klippe eines echt ostalpinen Gesteins, des bekannten roth, weiss oder grünlich gefärbten *Foraminiferenkalks*, der nach den Auffassungen GUEMBEL's u. A. dem Aptychenkalk angehört. (Couches rouges.) Gegen die Auffassung dieses Vorkommnisses als einer Auffaltung des Untergrundes spricht

¹ Sowohl an der Gaisalpe als bei Ebnat, wo die Karte nur Hauptdolomit und Diabasporphyr verzeichnet, fand ich rothe, zweifellos jurassische Kalke.

vor allen Dingen die Thatsache, dass dort, wo solche Auffaltungen selbst in nächster Nähe des Randes der Kalkalpen auftreten, sie ausnahmslos der helvetischen Schichtenfolge der oberen Kreide angehören, wie man das z. B. in den jüngst durch Wege erschlossenen Trettachanlagen bei Oberstdorf beobachten kann. Dort tritt der Seewenmergel als Liegendes des Flyschs in einer Entfernung von weniger als 1 km vom Rande des aus Hauptdolomit bestehenden Schattenberges zu Tage.

Wenn auch das Streichen sowohl im Kalkgebirge als im Flyschgebiete allgemein der sigmoiden Krümmung der Grenzlinie folgt, so zeigen sich doch gerade in nächster Nähe derselben auffällige Abweichungen, indem dasselbe sich vielfach den untergeordneten Aus- und Einbuchtungen der Grenzlinie anschmiegt, oft aber zu beiden Seiten derselben verschieden ist. So herrscht im Osten von Oberstdorf N—S-Streichen sowohl in der Kalk- wie in der Flyschzone, im Süden des Ortes dagegen O—W-Streichen im Flysch, NW—SO-Streichen im Kalkgebirge. Wo im Rettenschwang die Grenzlinie eine N—S-Richtung einhält, dreht der Flysch in diese Richtung um, das angrenzende Kalkgebirge zeigt neben N—S- auch O—W-Streichen. Ferner kann man trotz der meist wenig günstigen Aufschlüsse beobachten, dass der Flysch unter das Kalkgebirge nicht nur mit einer veränderten Streichrichtung, sondern auch mit viel stärkerem Einfallswinkel untertaucht, als ihn die überlagernden, oft ganz flachgeneigten mesozoischen Sedimente besitzen. Stünde nicht das jüngere Alter des Flyschs unbezweifelt fest, so könnte man hier wohl zu der Auffassung gelangen, dass eine ältere Schieferformation, nachdem sie gefaltet worden war, von jüngeren Sedimenten discordant und transgredierend derart überdeckt worden sei, dass die jüngeren Stufen des Deckgebirges (Jura) weiter übergriffen als die älteren (Trias) und dass später die Decke in einer anderen Richtung gefaltet worden sei, als die Schieferunterlage. Ich erwähne diese Möglichkeit desshalb, weil sie uns die Erklärung für die ganz ähnliche, meiner Ansicht nach aber irrige Deutung liefert, welche besonders von DIENER und ROTHPLETZ im Gebiet der Schamser Kalkberge versucht worden ist. Man braucht nur den Flysch durch „Kalkphyllit“ zu ersetzen, um die Uebereinstimmung evident erscheinen zu lassen.

5. In deutlicher Verknüpfung mit den Gesteinen der ostalpinen Entwicklung treten, dem Rande des Kalkgebirges genähert und dasselbe gangförmig durchsetzend, Gesteine der ophiolithischen Gruppe hervor. Man kennt sie auf der in Rede stehenden Strecke bis jetzt

nur von den durch REISER eingehend beschriebenen Stellen, die sämtlich an der hier NNO—SSW verlaufenden Grenzlinie zwischen Kalkgebirge und Flyschregion liegen. Im Innern des Kalkgebirges scheinen sie gerade so zu fehlen, wie in der Flyschzone und in den helvetisch ausgebildeten Kreideketten Vorarlbergs. Dass sie meiner Auffassung nach nicht den Flysch durchsetzen, sondern mit ihm nur dislokativ verknüpft sind, wurde bereits erwähnt (S. 64). Auf der zwischen Breitach und Ill gelegenen, ONO—WSW verlaufenden Strecke der Grenzregion scheinen sie ebenso zu fehlen, wie die isolirten Schollen des Kalkgebirges.

Die unter 1—3 aufgeführten Erscheinungen lassen sich nur dann ungezwungen erklären, wenn wir annehmen, dass das ostalpine Kalkgebirge über die helvetische Flyschregion auf im Allgemeinen schwach gegen das Kalkgebirge geneigten Flächen überschoben ist, wie dieses ja für den österreichischen Antheil von v. RICHTHOFEN schon Ende der fünfziger Jahre, für den bayerischen von GUEMBEL ausgesprochen ist. Die Ueberschiebungszone ist auch hier eine Aufbruchszzone, insofern häufig nicht nur ältere Glieder der Trias, sondern im Rettenschwang auch altkrystalline Gesteine an den Flysch herantreten, die wir erst nach Durchquerung der Kalkalpen in der krystallinen Centralkette des Arlberges wieder finden. Als ein nicht sehr in die Augen fallendes, aber doch recht bedeutungsvolles Merkmal der Aufbruchszzone verzeichnen wir das Vorkommen der ophiolithischen Gesteine.

Für die Umrandung des Rhätikon hat v. RICHTHOFEN das durchgängige Uebergreifen des ostalpinen Kalkgebirges über den Flysch in ungewöhnlich klarer und überzeugender Weise geschildert. Er hat gezeigt, wie die Flyschunterlage im Lichtensteinschen und a. a. O. relativ steil unter die fast schwebende Ueberschiebungsdecke einfällt und wie die letztere sich häufig aus einer liegenden Jura-Schuppe und einer hangenden Trias-(Verrucano-)Schuppe zusammensetzt. Basische Eruptiva und vorgeschobene Posten der Ueberschiebungsdecke treten, wie es scheint, auf der Nord- und Westseite des Rhätikon sehr zurück; letzteres erklärt sich wohl aus der starken Abtragung, die das vorgelagerte Flyschgebiet durch die Erosion der Ill und des früher zwischen Fläscherberg und Rhätikon fließenden Rheins erfuhr. Das zungenförmige Eingreifen des Flyschs in das Kalkgebirge tritt an der Ausmündung des Gampertonthales in typischer Ausbildung auf. Der Flysch kommt bald mit älterer, bald mit jüngerer Trias, bald mit Verrucano, bald mit Jura in Berührung.

Eine zungenartige Apophyse der Ueberschiebungsdecke, vielleicht gar eine Insel, stellt meiner Erfahrung nach die Rothspitze zwischen dem Wildhaustobel und dem Hochthal von Guscha dar.

Die noch wenig genau bekannte Falknis-Ecke fasse ich ebenfalls als eine zungenartig den Flysch bedeckende, durch Erosion isolirte Ueberschiebungsapophyse des Kalkgebirges auf. Auf keinen Fall schliesst hier das Mesozoicum der helvetischen Region, wie es am Fläscherberg in der Form von Jura und Neocom entblösst ist, an die Sedimentzone der ostalpinen Region unmittelbar an, was ich gegenüber den unrichtigen Darstellungen auf den geologischen Karten bemerken will. Vielmehr streicht zwischen beiden Regionen ein Flyschstreif hindurch, welcher die helvetische Kalkzone überlagert¹ und der von der ostalpinen überschoben ist.

Vom Falknis² bis zum Cavelljoch an der Ostecke der Scesaplana zeigt der Ueberschiebungsrand nur schwache Ausbuchtungen; überall schiesst hier der Flysch mit ausgesprochenem OW-Streichen unter die Mauer des ostalpinen Kalkgebirges ein. Dann folgt die bemerkenswerthe Strecke der Drusenfluh-Sulzfluh. Schon v. RICHTHOFEN hat treffend hervorgehoben, dass diese Bergmassen nur scheinbar eine Fortsetzung der Scesaplana bilden. Nach der kartographischen Darstellung THEOBALD's auf Bl. X könnte man vermuthen, dass der Flysch des Prätigaus am Cavelljoch in das ostalpine Kalkgebirge eindringt und die Gebirgsmasse der Drusen-, Sulz- und Mittelflüh bis zum Plasseggengpass hin zungenförmig umschliesst. Diese Auffassung vertritt auch v. RICHTHOFEN, dessen Untersuchungen dieses Gebiet eben noch berührten. Eine solche Deutung ist aber entschieden unhaltbar. Ebenso zweifellos, wie das Schiefergebiet des Prätigau echter Flysch ist, muss der erwähnte Schieferstreifen, der in das Kalkgebirge eindringt, als Algäuschiefer angesprochen werden; denn ich fand darin im Norden der Drusenfluh die für den Liasschiefer so bezeichnenden, aus triadischen Gesteinen bestehenden Kalkbreccien, die dem Flysch fremd sind. Die gegen Norden fallende und die Schichtenköpfe gegen den Prätigau hinaus streckende Schuppe der Drusenfluh, als deren jüngstes Glied die erwähnten

¹ Der Flysch scheint hier transgredirend auf Neocom zu lagern, denn von Schrattenkalk oder irgend welchen jüngeren Kreidestufen habe ich am Westabfall des Falknis nichts entdecken können.

² Für die Strecke Falknis-Klosters ist ausser den Werken von ESCHER (Vorarlberg), RICHTHOFEN und THEOBALD auch TARNUZZER, Der geologische Bau des Rhätikongebirges (Jahrb. n. G. Graub. XXXV, 1892, 1—124) zu vergleichen.

Algäuschiefer anzusehen sind, wird nun ihrerseits von Norden her durch eine zweite Schuppe überdeckt, deren tiefstes Glied der „Gneisskeil“ der Gaisspitz ist. In Uebereinstimmung mit v. RICHTHOFEN betrachte ich diesen Gneissaufbruch¹ als die Fortsetzung der Scesaplana-Ueberschiebung, durch welche nach THEOBALD's Kartirung Muschelkalk über Lias geschoben erscheint. Die Masse der Drusen- und Sulzfluh würde dann, sofern man in einem klippenartig dislocirten Gebiete ohne die detaillirteste Kartirung von zusammenhängenden Zonen überhaupt reden darf, als Fortsetzung des Jura-bandes aufzufassen sein, welches vom Falknis her kommend den äussersten Rand des überschobenen Kalkgebirges bildet und unterhalb des Triasbandes am Südfusse der Scesaplana bis zum Cavelljoch fortstreicht.

Ich habe diese Verhältnisse etwas eingehender behandelt, weil sie Veranlassung zu unzutreffenden Auffassungen gegeben haben. Die irrige Deutung des Streifens von Algäuschiefer im Norden der Drusenfluh als Flysch verleitete auch v. RICHTHOFEN zu der Auffassung, dass der Zug der Drusen-Sulzfluh eine Auffaltung (Hebungswelle) im Flyschgebiete selbst sei, woraus sich dann weiterhin der Schluss ergab, dass das Flyschmeer hier die ostalpine Region überdeckt hätte. Nach meiner Auffassung, die auch durch die Angaben THEOBALD's über das einseitige Fallen der Sedimente der Drusen- und Sulzfluh gestützt wird², liegen für diese Gegend keine abnormen Verhältnisse vor; es handelt sich vielmehr, wie auch sonst am Rande des Rhätikon um Ueberschiebungen der ostalpinen Kalkzone über den Flysch und letzterer geht nicht in die Zusammensetzung des Kalkgebirges ein.

Der Klippencharakter der hier vorhandenen Dislokationen wird weiterhin noch deutlich illustriert durch das mehrfach konstatierte Vorkommen kleiner Gneisschollen inmitten der Sedimente, mit welchen sie nicht in normalen Verband gebracht werden können. THEOBALD³ fand im Osten der Sulzfluh am Grubenpasse eine schmale und im Streichen nur kurz anhaltende Scholle von Gneissgranit. Sie wird von Flysch unterlagert, von Kalk überlagert, der

¹ Nach meinen Beobachtungen wird der Gneisskeil im Süden von Algäuschiefen, im Norden von jüngerer Trias (Raibler-Schichten und Hauptdolomit) begrenzt, was auch mit THEOBALD's Angaben stimmt.

² Geol. Beschreibung der Sulzfluh (Jahrb. nat. Ges. Graub. 1865, 157—172).

³ Geol. Beschr. d. Sulzfluh 164; TARNUZZER, Rhätikon, S. 68.

zum Jura und zur Trias gehört. Neuerdings berichtet G. A. KOCH¹ über die Auffindung einer zweiten derartigen Gneissinsel in dieser Gegend. Sie liegt 400 m südlich der Dilisunahütte, eingeschlossen von tithonischen Sulzfluhkalken einerseits, von Flysch — den KOCH für cretacisch zu halten geneigt ist — andererseits. Des vielfach in der Literatur erwähnten Gneissstreifens der Gaisspitze wurde schon oben gedacht.

Auf der Südseite des Rhätikon erscheinen auch die ophiolithischen Gesteine wieder, die bisher nur aus der Gegend von Oberstdorf im Algäu erwähnt werden konnten. Sie werden im Norden der Grauspitz (Falkniskette) durch Spilit, am Schwarzhorn nördlich der Sulzfluh durch Serpentin und Spilit vertreten. Es scheinen aber noch weitere, bis jetzt unentdeckt gebliebene Vorkommnisse zwischen den beiden genannten vorhanden zu sein. So traf ich unterhalb Brand im Alvierthale, also im Norden der Scesaplana, an der Strasse einen erratischen Block, der aus rothem, von Serpentin oder Spilit injicirtem Jurakalk bestand, wie wir ihn in gleicher Ausbildung von Arosa her kennen. Das Anstehende kann sich nur im Bereiche der Scesaplana oder, was mir aber weniger wahrscheinlich ist, der Zimbaspitze befinden. Alle diese Vorkommnisse liegen wie im Algäu hart am Ueberschiebungsrande des ostalpinen Gebirges.

Der Vorarlberger Theil des Gebirgsabfalls gegen den Prätigau zeigt trotz der Schmalheit der Sedimentzone doch einen auffallend buchtigen Verlauf der Grenzlinie. Aus THEOBALD's Schilderungen² geht hervor, dass in dem stellenweise auf 500 m verschmälerten Sedimentstreifen durchgängig überstürzte Lagerung herrscht, dass mächtige Glieder der Schichtfolge, wie Hauptdolomit und Rhät auf längere Strecken ganz aussetzen, während andere, wie Jura, in der Form ausgedehnter Lappen von schwächerer Schichtenneigung apophysenartig auf den Flysch übergreifen (Gafier-Platten bei St. Antönien). Schon THEOBALD führte diese Erscheinungen auf mechanische Vorgänge zurück, indem er annahm, dass die fehlenden Glieder der Trias in der Tiefe zurückgeblieben und der Jura an ihnen vorbeigeschoben sei.

Im Süden des Mädriser Horns biegt das Streichen aus NS in SO um und die Grenzlinie greift bis über Klosters hinaus tief in das krystalline Gebirge zwischen Selvretta und Pischä ein. Am

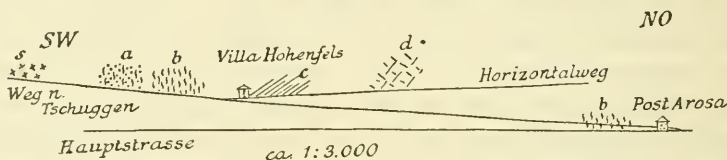
¹ Verh. k. k. g. R. 1894, 346.

² II, 96—104.

Ausgange des Schlappiner Thals bei Klosters Dörfli wird der Flysch vom vormaligen Gebirg durch eine ganz unvollständige und ganz schmale Zone mesozoischer Sedimente getrennt; letztere „sind auf dem Wege, von den krystallinischen Bildungen ganz verdrängt zu werden“ (THEOBALD). Der Flysch fällt unter das Mesozoicum und dieses mit etwa 30° unter die krystallinen Schiefer ein.

Die lang ausgezogene Flyschbucht des Landquartthals bildet die Grenze zwischen der Vorarlberger und Bündner Ausgestaltung der Aufbruchs- oder Ueberschiebungszone. Die Verwickelungen der letzteren gehen Hand in Hand mit dem Auftreten mächtiger Massen ophiolithischer Gesteinsarten und stehen mit denselben wohl insofern in kausaler Verknüpfung, als der Injektion der basischen Eruptiva zur Eocänzeit eine weitgehende Zerstückelung

Fig. 4.



Ansicht des südöstlichen Abhanges von Tschuggen,
oberhalb der Hauptstrasse von Arosa.

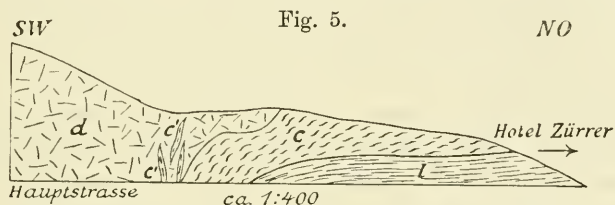
a Eruptiv-Augengneiss; b grüner Glimmerschiefer; c Lias; d Dolomit
(wahrscheinlich Hauptdolomit); s Serpentin.

vorausgegangen war, so dass sich die Ueberschiebung über den Flysch zur jüngeren Oligocänzeit an einer schollenartig zertheilten und vielfach injizierten Masse vollzog. Dadurch erklärt es sich wenigstens, dass der altkrystalline Untergrund aus den jüngeren Sedimenten so vielfach in der Form längerer Bänder oder kleinerer Schollen auftaucht und dass die jüngsten und ältesten Glieder des Bündner Kalkgebirges oft in unmittelbarer Berührung angetroffen werden. Da es mir nicht möglich ist, schon jetzt ein einwurfsfreies Profil durch die Aufbruchszone des Plessurgebirges zu liefern, so will ich wenigstens einige Beispiele vorführen, welche den letzterwähnten Punkt illustriren. Die Kunststrasse, welche Arosa durchzieht, und mannigfache Anbrüche, welche namentlich zur Gewinnung von Baumaterial für den rasch aufblühenden Kurort angelegt sind, gestatten einen guten Einblick in solche Details der Tektonik.

Dicht neben dem Postgebäude von Arosa (Fig. 4) ist ein Steinbruch in einem grünen Glimmerschiefer (b) angelegt, welcher zu den ältesten

Gesteinen Bündens gehört, da er vielfach von Granit durchbrochen wird und als Schollen in denselben eingeschlossen ist. Verfolgt man von der Post aus den Fahrweg nach Tschuggen aufwärts, so trifft man in nächster Nähe der neuen Villa Hohenfels an dem hinter dem Hause durchführenden Horizontalwege schwarze Liasschiefer (*c*) mit zahlreichen *Fucoiden*, etwas weiter gegen Norden an demselben Wege Dolomit (wahrscheinlich Hauptdolomit) (*d*). Am Wege nach Tschuggen steht dicht hinter der Villa Hohenfels aber wieder der grüne Schiefer (*b*) und weiterhin stark gepresster Augengneiss (*a*) an, der den Schiefer durchbrochen und Bruchstücke desselben eingeschlossen hat. Wenige Schritte weiter folgt Serpentin (*s*).

Hier stossen also die jüngsten mesozoischen Sedimente hart an die ältesten krystallinen Schiefer und liegen diesen scheinbar auf.



Strassenanschnitt oberhalb Hotel Zürrer, Arosa.

l Liasschiefer; *c* Casanaschiefer; *c'* in den Hauptdolomit (*d*) eingepresste Schollen desselben.

An der Hauptstrasse befindet sich oberhalb des Hotel Zürrer (Fig. 5) ein Anschnitt, in welchem sichtbar sind: *Fucoiden* führende Liasschiefer, fast horizontal liegend (*l*); darüber Casanaschiefer (*c*), fast gangartig sich zwischen den Lias und Hauptdolomit (*d*) einkeilend und apophysenartig in denselben eingepresst (*c'*). Hier liegt umgekehrt paläozoischer Schiefer auf Lias und wird von Hauptdolomit bedeckt.

Derartige Lagerungsverhältnisse, die in der Aufbruchzone keineswegs zu den Seltenheiten gehören, lassen sich nicht auf einfache Faltenbildung oder Verwerfung zurückführen und es bedarf keiner weiteren Ausführung, um zu verstehen, dass die kartographische und profilistische Darstellung eines solchen Gebietes zu den schwierigsten Aufgaben der Alpenforschung gehört.

Trotz der vermehrten Komplikation finden sich doch die wesentlichen Züge der Uberschiebungszone, wie wir sie vom Allgäu an bis zum Landquarthale festgestellt haben, im Plessurgebirge wieder. Ein Blick auf die THEOBALD'sche Karte, die doch

die ungefähre Ausdehnung der wesentlichen Gesteinsgruppen, soweit das bei einem Maassstabe von 1 : 100 000 möglich ist, wiedergibt, genügt, um zu zeigen, wie der Flysch buchtenförmig in das Kalkgebirge eingreift, nämlich dort, wo die Erosion die Ueberschiebungsdecke abgetragen hat und wie das Streichen des Flyschs entsprechend den Wellungen der Grenzzone wechselt.

Die vorgeschobenen Posten der Ueberschiebungsdecke reichen weit auf das Flyschvorland hinaus und gehören, wie solches auch im Norden des Landquarthals (Gafier-Platten) der Fall, vorwiegend dem Jura an¹. Gürgaletsch und Alpstein sind die auffallendsten Ueberschiebungssporne, der erstere hängt nur durch eine schmale Brücke mit der Aufbruchzone zusammen, wenn er nicht, wie ich vermuthen möchte, ganz davon getrennt ist.

Der Meridian von Chur, oder eine etwas östlich desselben verlaufende Linie bildet beiläufig die Grenze zwischen einer mehr oder weniger normalen Ausbildung des Flyschs und seiner kalkphyllitischen Ausbildungsweise, die im Westen der Linie herrschend wird. Es wurde schon eingangs auf die Zunahme der Krystallinität des Flyschs mit der Annäherung an das Plessurgebirge, ebenso später auf die Thatsache hingewiesen, dass auch die mesozoischen Sedimente im Westen des Oberhalbsteins einen erheblich stärkeren Grad der dynamischen Umwandlung aufweisen. Diese Umstände erschweren die Unterscheidung der beiden Komponenten der Bündner Schiefer, des Flyschs und des Lias, noch mehr als das schon an und für sich der Fall ist und es lässt sich daher auch das vorhandene Kartenmaterial für die nun folgende Strecke der Aufbruchzone mit Hülfe weniger Kontrollbegehungen weniger gut verwerthen, als im nördlichen Bünden. Das gilt besonders für Blatt XIV, auf welchem die liasischen Schiefer von HEIM als solche nicht vom Flysch unterschieden worden sind, wie es THEOBALD in seinem Gebiete versucht hatte. Ich muss es deshalb dahin gestellt sein lassen, ob meine Deutungen hier immer richtig sind.

Ich vermthe, dass der Flysch als tiefe Bucht in das Oberhalbstein eindringt² und dass die älteren Gesteine des Piz Toissa

¹ Bei der Bepützung der THEOBALD'schen Karten ist vor Allem im Auge zu behalten, dass seine sog. kalkigen Bündner Schiefer zum weitaus grössten Theile nur Flysch und nur zum kleinen Theile jurassische Gesteine sind (vgl. S. 7).

² Vgl. für die folgenden Bemerkungen die Blätter XIV, XV, XIX und XX der geologischen Karte der Schweiz (1 : 100 000).

und Piz Curvér theils inselartig, theils apophysenartig auf ihm schwimmen. Sie wären als die Reste einer Ueberschiebungsdecke aufzufassen, welche von Osten, Süden und Westen her auf den Flysch hinausgeschoben wurde. Eine zweite weniger tiefe Bucht wäre die Flyschunterlage des nördlichen Theils der Splügener Kalkberge. Der Sporn der Rofnamasse schiebt sich zwischen beide ein. HEIM's Profile¹ geben ein typisches, wenn auch nicht beabsichtigtes Bild der Ueberschiebung auf den beiden Seiten des Schamser Thals, ohne (schon wegen des Maassstabes) allen Verwickelungen gerecht zu werden.

Die von HEIM betonte Rückfälligkeit des „Röthidolomits“ kann nur als der Ausdruck der schuppenartigen Ueberdeckung einzelner Schollen erklärt werden. Ausgedehnte, lappig zertheilte Schollen triadischer Dolomite und Rauhwacken liegen in den Splügener Kalkbergen im Norden des Annarosa-Thals als Ueberschiebungsinseln auf dem Bündner Schiefer; doch liefert die geologische Karte nur ein unvollständiges Bild von der vorhandenen Komplikation, da die Juraschichten, welche hier wie überall die Trias in der Ueberschiebungsdecke begleiten, vom liegenden Viamala-Schiefer (Flysch) nicht oder nur unvollständig getrennt sind. Im Norden des Piz Curvér bei den Silbergruben der Alp Taspin tritt mitten zwischen mesozoischen Sedimenten eine Scholle (oder mehrere?) des Taspinit, eines stark gepressten, porphyrisch ausgebildeten Granits auf, an welchen augenscheinlich die Erzvorkommnisse geknüpft sind. Aehnliche Verhältnisse scheinen auf der Westseite von Schams vorzuliegen. STUDER² hat hier, wie so oft, vorahnend die richtige Erklärung angedeutet, indem er die Gneisskeile des Berner Oberlandes zum Vergleich herbeizog und betonte, dass hier die Einkeilung ein weit höheres Maass erreiche, als dort. HEIM³, der die STUDER'sche Deutung als irrig verwirft, kann doch nicht umhin zu erklären: „Das Vorkommen eines vollkrystallinischen Gesteines (Taspinites) innerhalb sedimentärer jüngerer Schiefer und Kalke, einerseits in Form grosser anscheinend anstehender Linsen, andererseits als deutlich umgelagerte Konglomerate, erinnert an die Phänomene der Klippen und exotischen Blöcke im Flysch am Alpennordrande“ und ich füge hinzu: und beruht auf dem gleichen Vorgange der Ueberschiebung. Wer nach durchaus analogen Vorkommnissen im an-

¹ l. c. Taf. II, Prof. 9 und 13.

² Geologie v. Mittel-Bünden, p. 117. Geol. d. Schweiz I, p. 251.

³ l. c. p. 404.

stehenden Gebirge fragt, den kann man auf die mächtigen Schollen altkrystalliner Gesteine im Plessur- und Todtenalpgebirge oder auf die Gneisssscholle des Gaisspitz im Rhätikon verweisen, die zwischen Lias und Hauptdolomit eingeklemmt liegt.

Nunmehr lernen wir auch das Auftauchen des Adulagneisses zwischen mesozoischen Sedimenten in der Nähe des Ortes Splügen einigermassen verstehen, welches so widersprechende Deutungen erfahren hat (vgl. S. [41]): es ist eine von der Muttermasse losgelöste Scholle, die nicht mehr im normalen Zusammenhang mit dem Hangenden und Liegenden steht.

Die ophiolithischen Gesteine, welche im Oberhalbstein und in der Aufbruchsregion im Osten von Schams eine so hervorragende Rolle spielen und hier durch ungewöhnlich grosse Massen des sonst nur sporadisch erscheinenden Gabbro vervollständigt werden, scheinen in den Splügener Kalkbergen gänzlich zu fehlen; sie setzen aber im Westen derselben wieder ein, eben dort, wo die Bündner Aufbruchszone am Adulamassiv ihr Ende erreicht. Die Splügener Kalkberge stellen die letzte der wurzellosen Klippenmassen dar, welche von der Aufbruchszone ausgehen, aber das Gebiet, welches sich zwischen sie und die Adulamasse einschiebt, die Umgebung des Bärenhorns, zeigt noch sehr verwickelte und gleichzeitig sehr instruktive Verhältnisse, die sich sehr bequem vom Passübergange des Valser Berges aus studiren lassen (vgl. Fig. 6, S. 89).

Nach HEIM¹ und ROLLE lagern hier auf den altkrystallinen Gesteinen des nordöstlichen Ausläufers der Fanellagruppe, dem Kirchalphorn, die Bündner Schiefer in einer Gesamtmächtigkeit von 2,5—3 km mit östlichem Einfallen zwischen 15° und 35°. Nach HEIM ist hier eine normale, ungestörte Schichtenfolge vorhanden, die erst gegen das Safienthal zu möglicher Weise eine „Ueberfaltung“ erfährt. Ueber dem liegenden Dolomitmarmor und Zellendolomit der Röthigruppe folgen graue und schwarze Bündner Schiefer, welche fünf Einschaltungen von grünem Diabas-Schiefer enthalten, die sich als fortlaufende, aber in ihrer Mächtigkeit wechselnde Bänder mehrere Kilometer weit verfolgen lassen. In einem Spezialprofile, welches SCHMIDT² beobachtete, schiebt sich zwischen die grauen Kalkphyllite, welche zwei Lagen von grünem Schiefer enthalten, 7 m mächtige Rauhwacke ein. Das wäre eine Komplikation, die sich mit der einfachen Schichtenfolge Trias-Lias nicht in Ein-

¹ l. c. p. 339—342.

² l. c. p. 61.

klang bringen und den Verdacht aufkommen lässt, dass eine Wiederholung durch schuppenartige Ueberschiebung vorliegt. ROTHPLETZ¹ hat gegen die HEIM'sche Deutung eingeworfen, dass die zwischen dem Röthidolomit eingelagerten Schiefer, die HEIM als Quartenschiefer auffasst, granatführende Glimmerschiefer seien; allein das ist kein Grund, die Schichtenfolge für paläozoisch zu halten, da solche Gesteine ebenso wie Marmor in der mesozoischen Schichtenfolge der lepontinischen Alpen nicht nur keine Seltenheit sind, sondern wie bei Airolo und am Nufenen geradezu zu den bezeichnenden Gesteinsarten des Mesozoicums gehören. Wohl aber ist die Angabe von ROTHPLETZ beachtenswerth, dass HEIM ein hangendes Lager von Augengneiss übersehen hat. Dieses ist in der That vorhanden. Ich selbst habe auf dem Valser Berg vom Pass bis zu den altkrystallinen Schiefern der Wenglispiße folgendes Profil aufgenommen, dessen untergeordnete Komplikationen ich nicht einmal genau verfolgen konnte (Fig. 6).

In diesem Profile, welches nur den tieferen Theilen des HEIM'schen Gesamtprofils entspricht, ist mindestens eine Ueberschiebung vorhanden. Ueber dem Gneiss liegt zunächst Trias, auf dieser jurassische Phyllite mit zwei Einschaltungen von grünen (Diabas-) Schiefern. Hierauf folgt nun aber eine Lage von unzweideutigem Augengneiss, welcher von Dolomiten und Rauhwacken der Trias und Schiefern des Jura gleich denen im unteren Theile des Profils überlagert wird. Alle Gesteine sind hochgradig dynamometamorph verändert; sie unterscheiden sich in nichts von den veränderten Trias- und Jurasedimenten, wie wir sie vom Averser Thal an bis in's südliche Wallis kennen. Wer wie ROTHPLETZ den Augengneiss, dessen eruptive Natur nicht wohl bestritten werden kann, als eine „Decke“ in paläozoischen Schiefern auffasst, dem sollte es auch möglich sein,

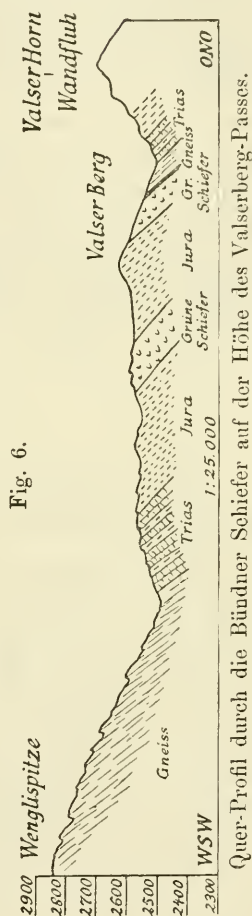


Fig. 6.

Quer-Profil durch die Bündner Schiefer auf der Höhe des Valserberg-Passes.

¹ l. c. p. 10, 11.

Kontaktmetamorphose an den umgebenden Dolomiten und Schiefen nachzuweisen. Das ist aber bisher noch nirgends möglich gewesen. Vielmehr reiht sich auch dieses Vorkommen eines altkrystallinen Massengesteins inmitten mesozoischer Sedimente zwanglos den oben erörterten Erscheinungen an. Es beruht aber in diesem Falle auf einer regelmässig schuppenartigen Wiederholung der Schichtenfolge, während andere Vorkommnisse, wie dasjenige des Taspinit in den Schamser Kalkbergen, die von Arosa angeführten Beispiele und auch wohl der Gneisskeil der Gaisspitze den Charakter von klippenartig eingepressten Schollen besitzen, die sich ausserhalb des normalen Verbandes nicht nur mit den liegenden, sondern auch mit den hangenden Schichten befinden. In diese letztere Klasse von Erscheinungen dürfte auch das Gneiss-Vorkommen der Burgruine von Splügen gehören, welches, wie wir oben (S. [41]) sahen, zu so verschiedenen Auffassungen geführt hat.

Das Adulamassiv setzt der Bündner Klippenzone im Westen eine Grenze. Mit den Splügener Kalkbergen hören die wurzellosen Klippenberge auf und in der Umrandung des Adulamassivs scheinen nur noch schuppenartige Aufschiebungen vorzukommen, wie ich sie vom Valserberge beschrieben habe. HEIM's Profile No. 9 und 13 einerseits, No. 6 und 7 andererseits illustriren diese Verschiedenheit der Tektonik auf's Deutlichste. Es erhebt sich nun aber die Frage, in welcher Weise sind die Flyschschiefer, welche unserer Auffassung nach die Unterlage des westlichen Theils der Splügener Klippenberge bilden, mit den mesozoischen Bündner Schiefen verknüpft, welche das Adulamassiv im Nordwesten und Norden umgeben? Wir können als feststehend annehmen, dass in letzterem Trias und Lias vertreten sind, ob auch höhere Jurahorizonte und Kreide darin einbegriffen werden, wissen wir nicht, da jüngere als liasische Fossilien noch nicht darin gefunden sind¹ und die bezeichnenden Gesteinsarten des Bündner Malm, wie wir sie als *Radiolarien-Hornsteine* aus dem östlichen Bünden kennen, im Westen der Oberhalbstein-Linie ebenso wenig beobachtet zu sein scheinen, wie die obercretacischen Hornstein-Breccien, die ich im Plessur-

¹ Nach ROTHPLETZ (l. c. p. 39, 40) kennt man daraus nur Formen des unteren und mittleren Lias.

gebirge gefunden habe. Als brauchbare Merkmale zur Trennung der mesozoischen und oligocänen Bündner Schiefer können wir nach dem früher Gesagten gelten lassen

- a) die Vergesellschaftung der mesozoischen Schiefer mit dolomitischen und salinaren Gesteinen, die wir nur aus der Trias oder dem Perm, nicht aber aus dem Flysch kennen;
- b) das Vorkommen basischer Eruptiva, die wir als voroligocäne, mit besonderer Vorliebe in mesozoische Sedimente injizierte Gesteine erkannt haben;
- c) das Vorkommen mesozoischer Fossilien.

Halten wir uns an diese Kennzeichen, so dürfen wir mit einem gewissen Grade von Wahrscheinlichkeit die Grenzlinie folgendermaassen ziehen¹. Von der Westseite der Splügener Kalkberge, etwa vom Gelbhorn aus, läuft sie östlich von Thal im Safienthal, wo die basischen Eruptiva aufhören, und östlich von Peiden im Valsertal, wo die Trias-Antiklinale ihr Nordost-Ende erreicht², gegen das Vorderrheinthal zu. Im Osten dieser nordnordwestlich gerichteten Linie hat sich das Schiefergebiet bis jetzt als frei von irgendwelchen sicher mesozoischen Gesteinsarten erwiesen, wobei natürlich abzu-sehen ist von der Unterlage der Schiefer, in der Gegend des Rheinthal's (Versam, Bonaduz) und dem Ueberschiebungsrande der Bündner Kalkberge im Süden.

Es ist zu vermuthen, dass längs dieser Linie³, die natürlich nicht gerade, sondern vielfach gebuchtet zu denken ist, der Flysch dem ihm petrographisch sehr ähnlichen Liasschiefer oder gar dem Röthidolomit aufliegt und mit ihm gefaltet ist. Ebenso betrachte ich die im Rheinthal bei Versam und Bonaduz auftretenden Jura-schichten als das Liegende des Flyschs. Diese letztere Auffassung bedarf einer besonderen Begründung, da neuerdings von ROTHPLETZ den dortigen Verhältnissen eine ganz abweichende Deutung gegeben ist. Es ist ein Verdienst dieses Autors⁴, die von HEIM in seinen kartographischen Darstellungen ganz vernachlässigten Auf-ragungen mesozoischer Gesteinsarten jener Gegend in das rechte

¹ Ich habe die in Frage stehende Gegend nur einmal durchquert und halte mich daher hauptsächlich an die kartographischen Darstellungen von HEIM und ROTHPLETZ.

² Ueber den Verlauf derselben vergleiche die geologische Uebersichtskarte von HEIM und SCHMIDT (1 : 500 000).

³ Sie ist auf Tafel I mit Strichpunkten angedeutet.

⁴ l. c. p. 39—53, Fig. 9.

Licht gerückt zu haben. Darnach kann es wohl keinem Zweifel mehr unterliegen, dass wir es bei Versam mit einer anstehenden Falte jurassischer Gesteine zu thun haben, deren Kern aus Dogger, deren Schale aus Malm, beide in helvetischer Facies ausgebildet, bestehen. Ueber dem Malm folgen nun gegen Süden die Bündner Schiefer, welche ich für Flysch halte, ROTHPLETZ für Lias in algäuer Entwicklung erklärt. Nach meiner Auffassung würde Auflagerung des Flyschs auf dem Malm stattfinden, nach ROTHPLETZ wären die Algäuschiefer über den Malm hinübergeschoben. Es ist aus ROTHPLETZ's Darstellungen aber nicht ersichtlich, nach welchen Merkmalen er die Schiefer als liasisch bestimmt hat. Wenn sich in dem Schiefergebiete, welches sich im Osten der bezeichneten Linien Gelbhorn-Ilanz ausdehnt, irgendwelche Spuren liasischer Fossilien gefunden hätten, so würde er einen solchen wichtigen Fund der Wissenschaft doch nicht vorenthalten haben, zumal er seine Fossilfunde aus dem Zuge des Piz Aul, in welchem HEIM schon solche entdeckt hatte, sehr eingehend bespricht. Die Ueberschiebung kann aber nur unter der Voraussetzung als sichergestellt betrachtet werden, dass der hangende Schiefer Lias und nicht Flysch ist, wofür der Beweis erst erbracht werden müsste.

Es ist nämlich durchaus wahrscheinlich, dass der Flysch, sofern man die Schiefer im Süden des Plessurthals als solchen auffasst, bei Versam und Reichenau ohne Zwischenschaltung von Kreide oder Nummulitenkalk direkt auf Jura lagert. Denn bekanntlich transgredirt in den Alpen der Mittelschweiz das ältere Tertiär gegen das Innere des Gebirges zu über immer ältere Glieder der mesozoischen Serie. In den nördlichsten Ketten (Fälmern, Sihlthal etc.) liegt der Nummulitenkalk auf Seewen- und Wangschichten, weiter südlich wie in den Glarner Bergen auf Seewenschichten (Cenoman und Turon), am Nord-Rande des Aarmassivs bekanntlich auf Malm. Eine ähnliche Aenderung vollzieht sich aber auch in der Richtung von Westen nach Osten, d. h. gegen das ostalpine Gebiet hin. Soweit wir wissen, fehlen die Wangschichten am Westrande des Rheinthaies von Buchs bis zum Fläscherberg. Untersucht man aber die Profile, welche von diesem aus gegen das Flyschgebiet des Würznerhorns und der Rothspitz im Norden des Falknis hinaufführen, so trifft man schon keinen Schrattenkalk mehr, vielmehr liegt das Alttertiär hier höchstens noch neocomen Schichten auf. Hiernach darf man es nur als naturgemäss voraussetzen, dass in der südlichen Fortsetzung auch das Neocom noch ausbleibt und der Flysch dem Malm aufliegt.

Am Falknis gesellt sich noch eine weitere bemerkenswerthe Erscheinung dazu. Der Nummulitenkalk, der sowohl in der Flyschmulde von Wildhaus als auch in der Umgegend von Ragatz mit dem Flysch verknüpft ist, fehlt im Osten des Rheins. Weder THEOBALD, noch v. RICHTHOFEN, noch MOESCH haben dieses Glied im Falknisgebiet oder im Liechtensteinschen angetroffen, und ich selbst habe vergeblich nach Spuren dieses nicht leicht zu übersehenden Gesteins gesucht. Ebenso darf seine Abwesenheit im Prätigau mit Sicherheit als festgestellt gelten. Es kann daher in keiner Weise befremdend erscheinen, wenn wir bei Reichenau und Versam den Oligocän-Flysch unmittelbar auf oberen Jura und noch weiter im Südwesten bei Ilanz oder Peiden auf Lias oder gar auf Röthidolomit aufliegen finden.

Kurz zusammengefasst würde meine Deutung der Lagerungsverhältnisse lauten:

Die Kurfürstenketten tauchen am Falknis gegen Osten, die Glarner Doppelfalte am Rheinthale gegen Osten und Südosten unter eine ausgedehnte, einförmige, vielfach zusammengestauchte Decke von Oligocänflysch, deren Unterlage nur an ihrem Westrande sichtbar wird. Die Flyschregion ist von Osten, Norden und Süden her durch das Bündner Kalkgebirge und den Rhätikon überschoben unter klippenartiger Ausgestaltung des Ueberschiebungsrandes. Dabei erweist sich die Richtung der Ueberschiebung sowie das Streichen und Fallen der Sedimente in der Nähe der Ueberschiebung als unabhängig von dem allgemeinen Streichen des Alpengebirges, scheint vielmehr in direkter Beziehung zu stehen zu dem ursprünglichen Verlaufe der Faziesgrenze zwischen ostalpinen und helvetischen Ausbildungsweisen der mesozoischen Sedimente.

G. Rückblick.

Seit Ende der dreissiger Jahre, als ESCHER und STUDER ihre Untersuchungen in Mittelbünden begannen, hat die Frage nach dem Alter der Bündner Schiefer die Forschung beschäftigt. Wenn die Auffassungen bis auf den heutigen Tag sich widersprechen, so erklärt sich das aus der Häufung mehrerer wichtiger Probleme der Alpengeologie gerade in dem Gebiete der Bündner Schiefer, sowie aus der Fossilarmuth der meisten schiefrigen Gesteine. Anderer-

seits ist es doch überraschend zu sehen, dass die sichere Basis, welche durch v. RICHTHOFEN im Vorarlberg und Rhätikon schon Ende der fünfziger Jahre geschaffen wurde, von den späteren Autoren nicht ausgiebiger als der gegebene Ausgangspunkt für die Erforschung der Bündner Schiefer benutzt wurde. v. RICHTHOFEN hatte nur zwei grosse Schieferhorizonte in seinem Gebiete gefunden, den Flysch und die Algäuschiefer, und da ihm das mittlere Bünden mit Recht als die natürliche Fortsetzung von Vorarlberg und Rhätikon erschien, so formulirte er seine Meinung über das Alter der Bündner Schiefer folgendermaassen¹: „Weiter gegen Westen werden wir noch mehr Thatfachen finden, welche es wahrscheinlich machen, dass die Bündner Schiefer wesentlich aus Lias- und Flysch-Gesteinen bestehen“. Er lieferte ferner den Schlüssel für die Erklärung der Lagerungsverhältnisse am Rande des Bündner Kalkgebirges durch den Nachweis, dass überall am Rande des ostalpinen Trias-Jura-Gebirges dieses über den Flysch hinübergeschoben sei. THEOBALD hat den Bündner Schiefer zwar wesentlich im v. RICHTHOFEN'schen Sinne zu deuten gesucht, aber er kam über den Zweifel, nach welchen Merkmalen die beiden Schiefer getrennt werden könnten, ebensowenig hinaus, wie ESCHER und STUDER. Hinderlich erweist sich für ihn die irrige Deutung, welche v. RICHTHOFEN vom Sulzfluh-Drusenfluh-Zuge als einer Aufaltungszone gegeben hatte, weil er dadurch in seiner Neigung, den kontinuierlichen Faltenbau der helvetischen Region auf Bünden zu übertragen, bestärkt wurde und ihm somit der Grundzug der Bündner Tektonik, die klippenartige Ueberschiebung unbekannt blieb.

Als ein Rückschritt in der Forschung erscheint die Einführung der mysteriösen „Kalkphyllit-Gruppe“ durch VACEK, DIENER, GUEMBEL und ROTHPLETZ, die sich wie ein Phantom unseren Blicken entzieht, sobald wir sie in normalen Profilen festzuhalten versuchen. Schwer glaubliche Transgressionen innerhalb der mesozoischen Schichtenfolge und eine an's Wunderbare grenzende Uebereinstimmung in der Ausbildung mesozoischer und vormesozoischer Sedimente ergeben sich als die nothwendige Folgerung aus dieser Annahme. Weiterhin wurde eine Klärung der ganzen Frage durch die Vernachlässigung der von STUDER, ESCHER und THEOBALD bereits angebahnten Altersbestimmung der ophiolithischen Eruptiva erschwert,

¹ l. c. 1859, S. 116.

die als jüngste Glieder des Kalkgebirges zur Charakteristik bestimmter Formationen innerhalb desselben unbrauchbar sind.

Dass endlich die Einbeziehung der ganzen mesozoischen Schichtfolge sowie vormesozoischer Gesteinsarten in den Komplex der Bündner Schiefer, wie sie von HEIM versucht wurde, die wünschenswerthe Klarheit nicht zu schaffen vermochte, liegt auf der Hand.

Ich selbst bin mir vollkommen bewusst, dass auch die hier vertretenen Deutungen nicht in allen Punkten einwurfsfrei sind und dass noch zahlreiche Probleme in Bündeln der Lösung harren. Als solche möchte ich bezeichnen:

1. Eine genauere stratigraphische Gliederung und Untersuchung der mesozoischen Sedimente, namentlich der lepontinischen Fazies von Trias und Jura. Wir wissen noch nicht, wie weit die rhätische Stufe und der Horizont der Raibler Schichten sich in die lepontinischen Alpen hinein erstreckt; ebenso wenig ist bekannt, ob ausser dem Lias auch jüngere Glieder des Jura in diesem Gebiete vertreten und in welcher Fazies sie ausgebildet sind. Ueber die Verbreitung der Kreideformation sind wir bis auf die vereinzelt Vorkommnisse, von denen ich berichtete, noch im Unklaren. Namentlich wäre eine sichere Altersbestimmung der grau und roth gefärbten Foraminiferenkalke (Couches rouges) wünschenswerth, da sie in den bayerischen Kalkalpen ganz allgemein als mit dem Ap-tychenkalke enge verknüpft betrachtet werden, während sie in den Freiburger Alpen zweifellos obercretacische Fossilien führen.

Für alle stratigraphischen Untersuchungen aber ist im Auge zu behalten, dass nur ausserhalb der Aufbruchszone sichere Anhaltspunkte über die Schichtenfolge gewonnen werden können.

2. Ein zweites wichtiges Problem ist in der Feststellung der früheren Verbreitung des Flyschmeeres gegeben. Zunächst ist zu ermitteln, wie weit der Oligocänflysch gegen Westen reicht, ob bis zum Lugnetz oder darüber hinaus und ob, wie es scheint, hier Algäuschiefer, Röthidolomit und Verrucano sein Liegendes ausmachen. Weiterhin wäre die Stellung der Schiefer des Unterengadin mit grösserer Schärfe festzustellen, als es bisher geschehen ist. Ich habe zu zeigen versucht, dass sie nicht nur bezüglich der petrographischen Merkmale sich dem metamorphen Oligocänflysch der Viamala zur Seite stellen, sondern dass auch ihr Verhältniss zum angrenzenden Kalkgebirge dasselbe ist, wie in Mittelbünden. Erweist sich diese Gleichstellung als richtig, dann kämen wir zu einer anderen Auffassung von der Ausdehnung des Oligocänmeeres, als

wir sie jetzt besitzen. Wir würden uns grosse Theile des ostalpinen Gebirges vom Oligocänmeere bedeckt zu denken haben, während bis jetzt noch keine besonders zwingenden Gründe dafür vorliegen¹. Ueberraschen könnte ein solches Ergebniss kaum, da wir in der Chablais-Region bereits ein Gebiet von ostalpiner (rectius vindelizischer) Ausbildung kennen, auf welches sich die Transgression des Flyschmeeres ohne vorausgehende Transgression des Eocänmeeres erstreckte.

3. Die Tektonik der Aufbruchszone ist bis jetzt noch gänzlich unverstanden. Ehe wir nicht geologische Spezialaufnahmen verschiedener Theile derselben besitzen, werden wir uns kein klares Bild des Vorganges machen können. Was uns jetzt als ein buntes Chaos verschieden gelagerter Schollen und Schuppen erscheint, dürfte wahrscheinlich doch im Grunde sich auf ein einfacheres Lagerungsverhältniss zurückführen lassen. Dafür sprechen wenigstens gewisse Gesetzmässigkeiten, die hier, wie in ähnlich gebauten Gebieten — ich denke dabei an die Ueberschiebungszone des nordschweizerischen Jura — erkennbar sind. Es ist gewiss kein Zufall, dass bei grösserer Breite, d. h. bei relativ vollständiger Erhaltung der Ueberdeckungszone die jüngsten Sedimente, in unserem Falle die jurassischen, ein äusserstes Band bilden, in welchem triadische oder vortriadische Gesteine gar nicht oder nur sehr spärlich vertreten sind. Letztere dominiren dagegen in den weiter zurückliegenden Theilen. Wo Schollen älterer Gesteine scheinbar unberechtigt inmitten sehr junger Sedimente erscheinen, wie an der Gaisspitze im Rhätikon, bei Arosa und bei Splügen, gewinnt man den Eindruck, als sei in einem Systeme nach aussen übergelegter Falten nicht der liegende (oder Mittelschenkel), sondern der hangende Schenkel zerrissen oder ausgedehnt. Ob es aber überhaupt angängig ist, den Faltenbau als Ausgangspunkt für die klippenartige Lagerung zu wählen, muss dahin gestellt bleiben. Auf keinen Fall reichen wir mit dem Schema der liegenden Falte mit ausgequetschtem Mittelschenkel aus.

Für Denjenigen, welcher die Lagerungsverhältnisse in Bünden in dem hier vorgebrachten Sinne deutet, die Thatsächlichkeit der Ueberschiebung des ostalpinen Kalkgebirges über die Flyschregion

¹ Ich möchte an dieser Stelle bemerken, dass das Alter des Schiefervorkommnisses im Val Trupchun, welches ich früher [I, 262 (18)] mit Bestimmtheit als Flysch deuten zu müssen glaubte, mir jetzt doch weniger sichergestellt zu sein scheint.

als Fortsetzung der Verhältnisse im Algäu und im Rhätikon anerkennt, ergibt sich eine Bestätigung der Gesetzmässigkeit, welche durch die grundlegenden Arbeiten v. RICHTHOFFEN's und QUEREAU's zum ersten Male für ein grösseres Gebiet gefunden wurde. Diese Regel lässt sich folgendermaassen fassen: Wo das Gebiet der ostalpinen (oder vindelizischen) Fazies mit dem der helvetischen zusammenstösst, hat eine Ueberdeckung des letzteren durch das erstere in der Form klippenartiger Ueberschiebung stattgefunden und zwar unabhängig von der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges; vielmehr wird die Richtung der Ueberschiebung, wie es scheint, ausschliesslich bedingt durch den Verlauf der Faziesgrenzen bezw. der Meeresbedeckung zur Zeit des Mesozoicums und des Alttertiärs. Das Grenz- oder Uebergangsgebiet zwischen den beiden faziell verschiedenen Regionen wird durch die Ueberschiebung verdeckt.

Ich zweifle nicht daran, dass eine volle Würdigung der Faziesverhältnisse der vindelizischen Region, der Chablaiszone und der nordschweizerischen Klippenregion, den Gedanken an eine von Süden nach Norden gerichtete Ueberschiebung für diese Gebiete ausschliessen wird. Ehe nicht der Nachweis erbracht ist, dass in der Zone des Briançonnais oder im Süden derselben, von wo verschiedene Autoren die vindelizischen Massen herleiten wollen, die bezeichnenden Stufen dieses Gebiets, wie die Couches rouges, die Mischfazies zwischen jurassischem und ostalpinem Jura thatsächlich vorhanden sind, kommt die Erörterung über diese Frage kaum über das Niveau einer geistreichen Unterhaltung hinaus.

Auch für die Erklärung des herrschenden Dislokationstypus der helvetischen Region, der kontinuierlichen Faltung, wie ich sie im Gegensatz zur Schollenfaltung der ostalpinen Region nennen möchte, scheint mir die Ueberdeckung der Ränder durch die ostalpine Ueberschiebungsdecke bedeutungsvoll zu sein. Denn wir können gewisse Eigenthümlichkeiten der helvetischen Region, wie die schwer erklärliche, aber darum doch nicht fortzuleugnende Faltenkomplikation in den mittelschweizer Alpen, die keilförmigen Einfaltungen am Nordrande des Aarmassivs und die doppelseitige Ueberfaltung (nicht schuppenartige Ueberschiebung) der Glarner Berge am ehesten verstehen, wenn wir uns den Faltungsvorgang unter einer starken Belastung sich vollziehen denken, die zum mindesten auf die Randzonen drückt und ein Ausweichen der Falten gegen aussen ver-

hindert. Wer in Uebereinstimmung mit QUEREAU und dem Verfasser sich die helvetische Region längs ihres ganzen Nordwestrandes von den vindelizischen Alpen, an ihrem Südostrande mit v. RICHTHOFEN von den bayerischen vorarlberger Kalkalpen, weiterhin, wie ich wahrscheinlich zu machen versuchte, vom Rhätikon und von den Bündner Kalkbergen überschoben und somit von fast drei Seiten wie in einen von oben und den Seiten her fassenden Schraubstock eingezwängt vorstellt, dem wird sowohl der hohe Grad der Faltenkomplikation als auch der erhebliche Betrag der seitlichen Schrumpfung in der Mittelschweiz verständlich erscheinen; dabei ist natürlich nicht zu vergessen, dass die Ueberschiebung der frühere, die Stauchung der helvetischen Region der spätere Vorgang gewesen ist. Vielleicht verliert auch die Nordüberschiebung der Glarner Doppelfalte an Fremdartigkeit, wenn wir bedenken, dass ihr NW—SO streichendes Scharnier gerade vor dem halbinselförmig vortretenden Rhätikon liegt.

Inhalt.

	Bd. IX Heft 3.
	Seite
I. Das Alter der Bündner Schiefer	245 (1)
A. Der Oligocänförmig im Gebiete der Bündner Schiefer	247 (3)
	Bd. X Heft 2.
	Seite
B. Der mesozoische Antheil der Bündner Schiefer	215 (21)
1. Trias	218 (24)
2. Jura	222 (28)
Die brecciöse Fazies des Lias	224 (30)
3. Die Breccien der oberen Kreide	241 (47)
C. Der paläozoische Antheil der Bündner Schiefer	245 (51)
Verrucano	245 (51)
Casanaschiefer und Kalkphyllite	246 (52)
D. Die grünen Bündner Schiefer	250 (56)
E. Die Bündner Schiefer des Unterengadin	263 (69)
F. Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse Bündens . .	268 (74)
G. Rückblick	287 (93)