

lich der Kirche von Stanz—Oberes Dorf. Hier bilden Zweiglimmergneise und quarzitische Gneise ihr Liegendes.

Die als Ergebnis unserer Aufnahmen erscheinende Tatsache, daß in einem Profile vom Sonnberg über die Südeinänge des Stanzer-tales gegen den Zug des Breitenauer Karbons am Serkogels zu keinerlei Gesteine mehr beobachtet werden, denen eine Zugehörigkeit zum Graschnitzer Karbonzuge zugemutet werden könnte, stützt unsere Annahme, daß der Graschnitzerzug unmittelbar vor der Einmündung des Edelsdorfergrabens in den Stanzbach endgiltig aushebt.

Bruck a. d. M., Ende Juli 1913.

Robert Jaeger. Ein Gerölle von eocänem Nummulitenkalk im Miocän bei Leutschach.

Auf einer mit Herrn A. Winkler unternommenen Exkursion im Gebiet, der Windischen Büheln in Steiermark fand ich im miocänen Strandkonglomerat am Hoheneck bei Leutschach ein Gerölle von Nummulitenkalk. Das Konglomerat besteht zum größten Teil aus Quarz und kristallinen Gesteinen; ferner fanden sich paläozoische Kalke und dichte Foraminiferenkalke, welche wohl als Alttertiär zu betrachten sein dürften.

Das Nummulitenkalkgerölle enthält folgende Fossilien: einige ziemlich große mikrosphärische Nummuliten aus der Gruppe der *Nummulina perforata de Montf.*, zahlreiche megasphärische Exemplare, welche ebenfalls Granulationen zeigen und vielleicht die Begleitformen der ersteren darstellen, ferner *Assilina sp.*, *Alveolina sp.*, verschiedene kleine Foraminiferen und Lithothamnien. Aus dem Vorkommen von *Nummulina perforata de Montf.* geht hervor, daß es sich sicher um Eocän, und zwar um Mitteleocän handelt. Offenbar war der Nummulitenkalk noch im Miocän in der Gegend von Leutschach anstehend und stand vielleicht einmal mit dem Eocän von Guttaring einerseits mit den ungarischen Eocänvorkommnissen anderseits in Verbindung.

Vorträge.

Albrecht Spitz und Günter Dyhrenfurth. Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). Kurze Mitteilung.

Schon seit längerer Zeit waren wir mit geologischen Untersuchungen östlich der Linie Scans—Pontresina—Puschlav beschäftigt, als über dasselbe Gebiet eine Studie von D. Trümpy¹⁾ erschien. Da wir mit dieser in vielen Punkten nicht übereinstimmen und da wir ferner für die Fertigstellung unserer Detailkarte voraussichtlich noch geraume Zeit brauchen werden, so seien inzwischen einige vorläufige Ergebnisse mitgeteilt, die natürlich durch den Fortgang der Arbeiten bestätigt und ergänzt werden müssen.

¹⁾ Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich, 1912.

Zur Orientierung diene Blatt XX (Bormio—Sondrio) der geologischen Karte der Schweiz sowie die Siegfriedblätter Bevers (427), Scanfs (428), St. Moritz (518), Val Chamuera (519), Bernina (521), Poschiavo (522) und Brusio (524).

Trümpy gliedert unser Gebiet auf Grund der Arbeiten von Rothpletz, Böse, Blösch, Zyndel und einiger neuer Beobachtungen wie folgt: Unten liegt die Bernina—Julierdecke mit der Trias des Piz Alv auf ihrem Rücken; darüber folgt die Languarddecke mit der Trias von Gessi—P. Stretta und zuoberst die Decke des Corno di Campo (wir nennen sie kurz Campodecke), die wahrscheinlich der Silvretta (= obere ostalpine Decke) homolog ist. In der Errgruppe wurde die Languarddecke (= Errdecke) lokal nicht unbedeutend unter die Bernina-Julierdecke eingewickelt. Sekundäre Ost-Westbewegungen erzeugten in dem O—W- (oder NO-?, jedenfalls längs-)streichenden Deckenland die kleinen auf Trümpys Prof. 1 dargestellten Knickungen.

Beginnen wir mit dem **Piz Alv**.

Sein Bau ist in großen Zügen ziemlich einfach; schon aus den Darstellungen von Theobald, Diener, Böse und Rothpletz geht hervor, daß er eine etwa gegen Westen geöffnete, liegende Triasmulde mit stark reduziertem Liegendflügel darstellt, deren Kern von Rhät und Lias gefüllt wird. In der Tat beschreiben die Dolomite auf der großen Terrasse der Südseite eine deutliche, ungefähr NNO streichende Muldenbiegung (Prof. 2), die sich tiefer im Rhät wiederholt; das Streichen ist auch hier etwa NO, nur die Biegung der tieferen Teilmulde öffnet sich lokal gegen N. Derartige windschiefe Knickungen im Streichen sind in der ganzen Zone häufig¹⁾ und haben frühere Beobachter am Piz Alv zu der Annahme eines in Wirklichkeit nicht existierenden Bruches oder einer Querverschiebung (zwischen Hangend- und Liegendflügel) veranlaßt. Im allgemeinen hält sich das Streichen ziemlich konstant zwischen NO und N—S; fast genau N—S streicht eine kleine Dolomitstirn im Rhät-Lias von Val del Fain, ebenso die große Muldenbiegung im Rhät-Lias unter dem Piz Tschüffer.

Am Piz Alv liegt auch der Schlüssel für die Entwirrung der Stratigraphie. Auf der Scharte P. 2751 zwischen ihm und dem Piz Minor (Prof. 2) folgt über dem Kristallinen ein wenig Verrucano, darauf etwas brauner Buntsandstein-Quarzitschiefer, höher oben eine braune Rauchwacke.

Unter dieser folgt, nun invers gelagert²⁾, die mächtige Dolomitmasse des Gipfelaufbaues. Sie wurde bisher immer als Hauptdolomit bezeichnet, nur von Rothpletz als Rötidolomit. In Wirklichkeit unterscheidet sie sich vom Hauptdolomit recht deutlich durch den großen Reichtum an kieseligen Adern, Krusten und Drusen, was gleichfalls Rothpletz hervorgehoben hat, sowie durch die Einschaltung

¹⁾ Auf den Profilen können sie natürlich nicht entsprechend zum Ausdruck gebracht werden.

²⁾ Bereits ein wenig nördlich unter der Scharte liegt alles regelmäßig invers unter dem Kristallinen (vgl. Prof. 1).

von dünner gebankten gelben Dolomiten in Verbindung mit gelben, roten und schwarzen Schiefen und Schiefer-Dolomit-Brekzien, ganz vom Aussehen gewisser Typen der „rötidolomitischen“ Fazies der Bündner Schieferregion, aber auch der Raibler Schichten in ostalpiner Bündner Entwicklung. Doch sind sie keineswegs in einer den letzteren entsprechenden Position in der Mitte des Dolomits lokalisiert, vielmehr wahllos durch die ganze Masse verstreut, mit einer gewissen Häufung an der Ober- und vielleicht auch Untergrenze. Innerhalb der tieferen Hälfte des beschriebenen Dolomitkomplexes (etwa am Gipfel des Piz Alv und in analoger Position im Liegendflügel) hebt sich ein sehr sandiger, rötlichgrauer Dolomit ein wenig heraus, der reich an kieseligen Drusen und tonigen Roteisenüberzügen ist und auch häufig lithodendron- und diploporenähnliche Durchschnitte führt; er dürfte sich bei der Kartierung weiter verfolgen lassen.

Auf die Schiefer-Brekzienanhäufung an der oberen Grenze des Dolomits folgt in beiden Flügeln Rhät; es sind schwarze und rötliche fossilreiche Kalke und Kalkschiefer (ähnlich der Fraele-Fazies¹⁾). Auf der Südseite des Berges führen sie neben Pentacrinen schlechterhaltene Bivalven und Brachiopoden; am Piz Tschüffer lieferten sie: *Cardita austriaca* Hau., *Avicula contorta* Portl., *Mytilus minutus* Goldf., *Gervillia inflata* Schafh., *Pecten* sp.

Die tieferen Partien sind stark dolomitisch; aber auch noch hoch oben trifft man Einschaltungen von mächtigen grauen Dolomitbänken; anderseits sind auf der Terrasse der Südseite dem liegenden Dolomit an seiner Obergrenze rötliche Kalke eingelagert.

Auf der Südseite des Piz Alv, in einem kleinen Vorkommnis auch auf der Westseite (Val del Fain) findet man die altbekannten roten und gelben Liasbrekzien. Bald folgen sie auf das Rhät, bald entwickeln sie sich direkt aus den bunten Schiefer-Dolomit-Brekzien beider Triasflügel durch Zurücktreten des schiefrigen Zements. Wie Rothpletz betont hat, sind ihre Komponenten fast ausnahmslos Dolomite von roter, grauer und grünlicher Farbe, nur selten schwarze Kalke. Doch auch ihr Zement ist, was bisher übersehen wurde, ganz überwiegend nicht Kalk, sondern roter und grauer Dolomit, und inmitten der Brekzie liegen sogar ganz mächtige, gar nicht brekziöse Bänke dieses Dolomits, offenbar als normale Interstratifikationen; namentlich die graugefärbten sind reich an schwarzen Hornsteinbändern. In ganz übereinstimmenden roten Dolomiten und Dolomitbrekzien, die durch etwas grauen Dolomit von Rhätkalken (mit *Avicula contorta*) getrennt sind, fanden sich östlich unter dem Passo l'Everone (Livigno) ganz schön erhaltene Belemniten, nebst zahlreichen unbestimmbaren Crinoiden- und Brachiopodenresten. Mag es sich hier um primären oder um regenerierten Dolomit oder endlich um nachträgliche Dolomitierung roter und grauer Liaskalke handeln — soviel ist unbestreitbar: Es gibt hier wirklich einen Liasdolomit! Und so wird unter Umständen die Entscheidung fast unmöglich, ob gewisse graue

¹⁾ Vgl. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stülferjoch. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 44.

Dolomite, wenn sie, wie gewöhnlich, fossilleer sind, als Lias oder als eingefaltete Trias zu deuten sind.

Annähernd im Kern der Liasmulde liegen schwarze, rote und graue, schlierige Kalkschiefer, die allmählich aus dem Dolomit hervorgehen und vielfach noch Dolomitbrocken einschließen; sie dürften das jüngste Glied der Serie sein. Angesichts der transgressiven Natur des Lias¹⁾ erscheint es nicht ausgeschlossen, daß die schwarzen fossilleeren (bzw. Pentacrinen führenden) Kalkschiefer der Alvzone dort, wo sie durch dunkle Brekzienlagen direkt aus dem Triasdolomit hervorgehen, nicht Rhät, sondern Lias sind.

Die Sedimente der Alvzone zeigen häufig eine ziemlich bedeutende Metamorphose. Die Schieferzwischenlagen der Triasdolomite sind dann durch Serizit grüngefärbt. Im Lias sind außerdem noch die Kalke und auch die Dolomite marmorisiert; letztere sehen dann äußerlich zum Verwechseln wie Kalk aus, und so erklärt es sich, daß ihre dolomitische Beschaffenheit bis heute unbekannt geblieben ist.

Gehen wir vom Piz Alv gegen N und NW, so sehen wir, daß die rhätisch-liassischen Kalkschiefer tief nach Val del Fain eingreifen (Prof. 1) und dann unter dem Piz Tschüffer hindurch, wo sie die erwähnte Muldenbiegung beschreiben, gegen den Languardgletscher weiter ziehen. Die Überlagerung durch die Languarddecke ist allenthalben überaus deutlich. Verrucano fehlt, beide Triasflügel sind stark reduziert, der liegende stellenweise bis zum Verschwinden, und mit scharfer Diskordanz überlagern auf der Westseite von Val del Fain die flach Ost fallenden Sedimente den Granitgneis, wie schon Diener und Rothpletz erkannt haben. Ohne jede Spur eines Bruches (Rothpletz) setzt sich die kristalline Basis zum Piz Albris weiter fort; gerade südlich des Gletschers läßt sich die diskordante flache Auflagerung der Kalkschiefer prächtig beobachten. Nicht als Transgressionszeichen sind diese und ähnliche Diskordanzen zu deuten (Diener), sondern als die aus Nordost-Graubünden wohlbekannte basale Gleitfläche, welche auch schon am Alv (SW-Ecke, Prof. 2) bis zum Rhät einschneidet.

Nördlich des Languardgletschers tauchen aus der Schutterfüllung von Val Languard kleine Sedimentreste auf, welche die Fortsetzung der Mulde gegen NW sicherstellen. In ihrer Verlängerung stößt man auf den grauen Dolomit des Statzersees, unter dem im Süden noch etwas Lias hervorschaut; der Kontakt mit dem Kristallinen ist verhüllt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Fortsetzung dieser Zone am Piz Padella zu suchen ist. Das primäre Streichen läßt sich leider hier nicht sicher feststellen; jedenfalls aber schwanken die kristallinen Schiefer zwischen Samaden und St. Moritz in ihrem Streichen bei steiler Stellung auffallend um N—S. Fraglich erscheinen uns vorläufig die Beziehungen zwischen Padella und Mezzaun. Ebenso ist noch unsicher, ob die schon Theobald bekannten Triasvorkommnisse im Kristallinen der oberen Val Chamuera der Alvzone angehören; auch ihren Zusammenhang mit dem Mezzaun halten wir für zweifelhaft. Es sind, wie Trümpy erkannt hat, kleine Fenster; der ebenfalls fensterförmig

¹⁾ Die Brekzie ist ebensowenig tektonisch (Diener) wie die Lischannabrekzien.

aufgewölbte Dolomit von Paraid Chavagl scheint uns eine Verbindung zu dem Triaskeile östlich von Timun (Val Lavirum¹⁾) herzustellen und damit zu der vermutlich zusammengehörigen Zone Mt. Müssella-Corn, die höher liegt als der Mezzaun.

Verfolgen wir die Alvzone nach Süden: Der nördlich der Scharte 2751 (zwischen Piz Alv und Piz Minor) noch deutlich auf der Trias liegende und vom Gneis bedeckte Verrucano (Prof. 1) wird auf der Scharte selbst vom Kristallinen unterlagert und geht westlich unter die Rauchwacke hinein. (Prof. 2.) Gegen Val Minor senkt sich der Kontakt von Trias und Kristallin, einer Runse folgend, steil in die Tiefe, so daß man an einen senkrechten Bruch denken könnte. In der Tat erkennt man bei Verfolgung der einzelnen kristallinen Züge trotz der starken Schuttbedeckung, daß sie mit Nordfallen an der Trias diskordant abstoßen. Tiefer unten streicht ein markantes Quarzporphyrlager aus dem Hintergrunde von Val Minor ohne jede Störung über den vermuteten Bruch hinweg und liegt am Ausgange der erwähnten Runse deutlich unter dem liegenden Dolomit; der Kontakt ist also kein Bruch, sondern eine steilstehende, diskordante Überschiebungs-, beziehungsweise Gleitfläche.

Weiter südwärts ist der Kontakt verhüllt, das Kristalline in Val Minor fällt aber beständig gegen die Trias (Prof. 3). Wahrscheinlich ist hier der hangende Flügel der Falte größtenteils denudiert; der liegende setzt gegen Val d'Arlas fort, wo im Lias und Dolomit (und auch im benachbarten Kristallinen) ganz konkordante Einlagerungen (oder Einfaltungen?) eines in Chlorit- und Strahlsteinschiefer umgewandelten leukoxenreichen Diabases (?) auffallen. Auf der Ostseite des Tales sieht man den Dolomit, von etwas Rauchwacke und Verrucano überlagert, steil gegen SO unter das Kristalline einschließen. Aber auch auf der Westseite dreht sich hoch oben am Hange die Trias flach muldenförmig unter den Berninagneiß hinein (Prof. 4), von dem sie eben noch unter Zwischenschaltung von Verrucano (Alp di Bregaglia — früher auf der Dufourkarte Alp da Bondo) flach abfiel. Es hat also eine kleine Einwicklung von Alvtrias unter ihre kristalline Basis stattgefunden.

Südlich von Val d'Arlas, in der Rinne, welche nördlich von P. 2920 den NO-Grat des Piz d'Arlas erreicht, setzt sich die Trias als schmales Band fort; hier sieht man, daß auch die überlagernde Languarddecke von der Verbiegung betroffen worden ist (Prof. 5). Das Streichen schwankt um N—S, das Ausmaß der Einwicklung dürfte kaum 100 m betragen. Am NO-Grate des Piz d'Arlas liegt die Trias — bereits merklich westlich der Einwicklung — wieder normal auf dem Kristallinen der Berninadecke. Der ostwärts gekehrte Muldenschluß ist gegen Süden in die Höhe gestiegen, der hangende Flügel denudiert und die Trias hat sich in drei isolierte, teilweise diskordant auf dem Kristallinen sitzende Schollen aufgelöst (Prof. 6), die es gestatten, rings um sie herum die kristallinen Schiefer aus der Berninadecke ohne Unterbrechung in die Languarddecke zu verfolgen.

¹⁾ Geolog. Karte in den Bergen zwischen Scansf, Livigno und dem Albulapas von Zoeppritz.

Bernina- und Languarddecke hängen also unter der Alvzone miteinander zusammen.

Südlich der tiefen Einmündung des Cambrenagletschers findet man auf der Fuorcla Carale, inmitten der kristallinen Schiefer, wieder etwas Rauchwacke (nach Rothpletz auch Dolomit). Die Schiefer fallen am Pizzo Carale flach ostwärts, am Sassel Masone steil westlich; tiefer unten biegen sie wieder gegen Osten zurück. Sie beschreiben also eine prachtvolle, genau N—S streichende und gegen die Rauchwacke gerichtete Stirn (Prof. 7); vergleicht man die Rauchwacke mit der Alvtrias am Arlasgrat, womit auch ihre Höhenlage gut übereinstimmt, so kann man in der Wölbung die Antiklinalstirn der Languarddecke erblicken. Die Alvmulde scheint sich hier zu schließen, die kristallinen Schiefer beiderseits der Rauchwacke (höher Schiefergneis mit Quarzporphyrgängen, tiefer Granitgneis) scheinen sich genau zu entsprechen. Freilich trifft man tiefer unten gegen Alp Grüm (Prof. 7) mitten im Kristallinen nochmals Rauchwacke und Verrucano, die beiderseits rasch verschwinden; doch bleibt es vorläufig unentschieden, ob sie die abgeschnürte Fortsetzung der Carale-Rauchwacke darstellen oder vielleicht eine tiefere Triaslamelle im Kristallinen. Eine solche, in einzelne Dolomitblöcke aufgelöst und von etwas dunklem (Lias-) Kalk begleitet, liegt auf der Südseite des Arlasgrates mitten im Kristallinen, tief unter den Resten der Alvmulde (Prof. 5); vielleicht ist sie der Rauchwacke von Alp Grüm homolog. Ob hier eine Abspaltung der Alvtrias vorliegt oder ob die tiefere kristalline Masse regionale Selbständigkeit erlangt (und vielleicht gar mit der Errdecke zusammenhängt), müssen die Arbeiten von R. Staub im Berninamassiv zeigen¹⁾. Weiter südlich im Puschlav kennt man weder Spuren der einen noch der anderen Triaszone mehr.

Auf dem Kristallin der Languarddecke liegt die Triaszone Sasselbo—Gessi—P. Stretta. Am **Sasselbo** ist sie in ähnlicher Weise angeschoppt wie am Piz Alv, und wie dort bildet sie eine westwärts gekehrte Mulde mit einem Liaskern, mächtigem Hangend- und schwächlichem Liegendflügel.

Auch die Schichtentwicklung gleicht jener des Alv. Auf dem Verrucano folgt eine ganz ähnlich ausgebildete, nicht weiter zu gliedernde Dolomitmasse. Östlich des Gipfels gehen ihre tiefsten Lagen durch Wechsellagerung — nicht zu verwechseln mit den gleichfalls vorhandenen Einfaltungen! — in die serizitischen Schiefer des Buntsandsteins über, wobei sie bräunliche Farbe annehmen und dann dem Trigonelladolomit des Unterengadins außerordentlich gleichen; man darf sie wohl als Muschelkalk ansprechen. An der oberen Grenze des Dolomitkomplexes häufen sich wieder die bunten Schiefer-Dolomit-Brekzien (z. B. am NW-Grate).

Die roten Lias-Dolomitmarmore und -Brekzien sind etwas spärlicher verbreitet; reichlich trifft man sie dann wieder in Valle Abrie

¹⁾ Während des Druckes erschien ein Bericht von Staub (Zur Tektonik des Berninagebirges, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1913; demnach käme außer der Errdecke, die Staub bis zum P. Roseg verfolgen konnte, noch die Selladecke in Betracht.

(Livigno). Meist folgen unmittelbar über den Dolomiten, noch mit einzelnen Dolomitbänken wechselnd und durch Dolomitbrekzien mit ihnen verbunden, schwarze Kalkschiefer; manche klotzige helle Kalkbänke sehen aus der Ferne wie Dolomit aus. Nach oben werden die Schiefer plattig und enthalten zahlreiche Crinoiden; wir konnten jedoch am Sasselbo bisher weder Pentacrinen noch Belemniten darin finden. Auch hier ist es nicht sicher, wie weit sie dem Rhät zuzuweisen sind.

In Valle Abrie liegen diese Kalkschiefer, stark kieselig-sandig und mit feiner Dolomitbrekzie untermischt, über der roten Liasbrekzie; sie führen deutliche Belemniten und sind zum Teil noch ziemlich weitgehend dolomitisiert.

Am Sasselbo werden sie gegen die Mitte der Mulde dünntaflig, klingend und sandig, zwischen Crinoidendurchschnitten erscheinen Dolomitstückchen, Quarzkörner und kristalline Komponenten; häufig bedecken limonitisierte Pyrite die Schichtflächen. Von den schwarzen und grauen Dolomitbrekzien, wie sie so oft in den Liasschiefern liegen, dürften sich diese polygenen Brekzien getrennt halten lassen. Die dolomitischen und kristallinen Fragmente erreichen bisweilen Kopfgröße und mehr; manchmal findet man sogar große Blöcke von Dolomit und meterlange schmale Keile von zerdrücktem Kristallin¹⁾. Über ihre Deutung — ob stratigraphisch, ob tektonisch, und in letzterem Falle ob von oben oder von unten herzuleiten — möchten wir uns vorläufig nicht äußern; dagegen sind die feinen bis sandigen Brekzien mit crinoidenreichem Zement zweifellos stratigraphischer Natur.

Ähnliche, sicher stratigraphische Brekzien befinden sich unter den von Zoeppritz als tektonisch gedeuteten Brekzien bei Scans; es sind das teils grobe, graue Dolomitbrekzien mit prächtig gerundeten Geröllen von Dolomit, Verrucano und Quarzporphyr (Murtiröl), teils rötliche und grünlichgelbe, Couches rouges-ähnliche Kalkschiefer (Alp Vaügli), gleichfalls mit größeren kristallinen und Dolomit-Brocken, die durch allmähliches Kleinerwerden dem Muttergestein den Charakter feinsandiger Kalkschiefer verleihen können. Sie erinnern zum Teil außerordentlich an die Roz-Minschunbrekzie der Bündner Schiefer, zum Teil an brekziöse Inoceramengesteine der Gosau²⁾, und wir können die Vermutung nicht abweisen, daß sie kretazischen oder noch jüngeren Alters sind. Das Vorkommen von Aptychenfragmenten in den Brekzien von Alp Vaügli würde noch nicht dagegen sprechen, da diese sich auch auf sekundärer Lagerstätte befinden könnten.

Bemerkenswert ist schließlich innerhalb der ganzen Sasselbozone die starke Verbreitung einer unteren Rauchwacke, wie wir sie schon in der Alvtrias angedeutet fanden. Sie ist gewöhnlich mit tonbelegtem, dünnbankigem Dolomit von Muschelkalktypus vergesellschaftet; bei Gessi enthält sie Gips. Trümpy (l. c. pag. 5) bezeichnet sie mit Unrecht als tektonisches Produkt am Kontakt mit dem Kristallinen; vielmehr ist sie infolge häufiger Unterlagerung durch Buntsandstein

¹⁾ Auf den Profilen nicht dargestellt.

²⁾ beziehungsweise des Cenoman der östlichsten Nordalpen und nach Einsichtnahme in das freundlichst zur Verfügung gestellte Material von Herrn Dr. Ampferer — auch der Lechtaler Alpen.

und engster Grenzwechsellagerung mit ihm recht gut als tiefste Trias charakterisiert. Daneben mag es natürlich auch manche tektonische Rauchwacke geben.

Betrachten wir nun die Tektonik der Sassalbozone.

Am Sassalbo selbst ist die erwähnte große Mulde mehrfach gegliedert, wie am besten die Profile 8 und 9¹⁾ zeigen. Auch im Hangendflügel beobachtet man mehrere Einschaltungen von Kalkschiefern; daneben allerhand kleine Falten im Dolomit, besonders gut am Ostgrate nördlich unter dem Gipfel, den eine kleine Deckscholle von Verrucano und Kristallin bildet. Der liegende Flügel ist durch Schutt verdeckt, kann aber nicht sehr mächtig sein. Das Streichen ist annähernd SO.

Ein wenig weiter südlich, am Wege zur Fuorcla di Sassiglione, ist von der ganzen mächtigen Sassalbozone nur etwas Rauchwacke und Verrucano übriggeblieben, die mit geknicktem NO-Streichen²⁾ sehr steil unter die kristallinen Schiefer einschließen (Prof. 9). Von hier läßt sich eine schmale Zone von Dolomit, Rauchwacke und gelegentlich etwas marmorisiertem Kalkschiefer bis über Alp Canale nach Süden verfolgen; sie erreicht aber nicht mehr den Bachlauf von Valle Trevisina. Die kristallinen Schiefer im Hangenden stellen sich fast saiger und vereinigen sich mit denen des Liegenden (Prof. 9); eine deutliche Muldenbiegung ist — wohl infolge der unzusammenhängenden Aufschlüsse — nicht zu beobachten. Weiter südwärts ist eine Fortsetzung der Zone nicht mehr bekannt, man trifft nur eine konkordante Folge von kristallinen Schiefen.

Auch nördlich vom Sassalbo wird die Mulde bedeutend schmaler. Bei Alp di Rosso (Prof. 8) ist auch der liegende Dolomit mit viel Verrucano aufgeschlossen; der Verrucano enthält hier zahlreiche Gerölle von bereits (vorpermisch!) geschiefertem Granitgneis, ähnlich wie bei Alp Vaüglia (Scanfs). Immer schmaler werdend, überschreitet die Mulde, wie es Theobald zeichnete, die Valle del Teo. In einer kleinen Runse, die sich nördlich dieses Tales gegen Motta di Scelbez hinaufzieht, sieht man einen Muldenschluß in den Kalkschiefern, die hier nur durch ganz wenig Dolomit (mit Kalk wechsellagernd) von dem Gneis getrennt sind (Prof. 7). In klarster Weise schwenken die Gneise des Hangenden um die Mulde herum in das Liegende, Languard- und Campodecke hängen also unter der Sassalbotrias hindurch zusammen. Die Biegung selbst öffnet sich gegen S³⁾, die Zone muß aber sofort wieder zu dem bisherigen N—S (oder NNW) Streichen zurückschwenken, denn nördlich, auf der Höhe von Motta di Scelbez, findet man noch einen Rest von Kalk und Dolomit, zweimal übereinander wiederholt und flach ostwärts unter das Kristalline einsinkend.

Nördlich hat der tiefe Einschnitt von Valle di Campo und Valle Agone alle Triasspuren entfernt; erst bei Gessi liegt wieder in der

¹⁾ Der rasche Wechsel in der Kleintektonik zwingt zu starker Schematisierung der Profile.

²⁾ Die Profile wurden daher schematisch O—W gelegt.

³⁾ Konnte auf dem Profile natürlich nicht berücksichtigt werden.

nordnordwestlichen Fortsetzung der Sassalbmulde eine große Masse von Gips und Rauchwacke, von Vernucano über- und unterlagert und von kleinen Diskordanzen begleitet (Prof. 3 und 4), zwischen dem Kristallin. Nach kurzer Unterbrechung findet man an der Forcola di Livigno wieder etwas Verrucano (?) im Kristallin (Prof. 2), dann nach einer neuerlichen Lücke auf der Ostseite des Livignotales Verrucano und Rauchwacke, deren Fortsetzung nördlich des Colle di Fieno auf die Westseite des Tales getreten ist (Prof. 1). Sie zieht dann über den Piz Stretta nach Valle Abrie und in den Hintergrund von Valle Federia weiter. In Valle Abrie nimmt sie wieder in größeren Massen roten Lias auf. Das Streichen ist hier noch immer etwa N—S (mit Neigung zu NO), wie zwei schöne Muldenbiegungen im Lias der Südseite von Valle Abrie zeigen. Man befindet sich also in der Nähe des Muldenschlusses und bedarf keineswegs großer Ausquetschungen (Trümpe), um das häufige Aussetzen der Mulde zu verstehen; es genügt hierzu die Erosionswirkung der tiefen Taleinschnitte.

Am P. Campaccio (Valle Abrie) dreht sich der Gneis der Campodecke, welcher unten im Tal flach ostwärts von der Trias abfiel, zu saigerer Stellung bis steilem Westfallen herum; man könnte diese schon auf Profil 1 angedeutete Biegung als Stirnfalte der Campodecke deuten, analog der Stirn am Sassal Masone.

Südlich von Valle di Campo treten in den Schiefeln der Campodecke zahlreiche Pegmatitadern auf, in deren Gefolgschaft die Schiefer — wie an so vielen Stellen zwischen Vintschgau und Comersee — den Habitus sehr hoch kristalliner, sillimanitführender Biotitgneise annehmen. In Val d'Orezza und am Sassalbo gesellen sich Marmore dazu (Prof. 8¹⁾, 9), die mit Biotitischeiefer durchwachsen und von Pegmatit durchhärdert sind; die Ähnlichkeit der ganzen Gruppe mit der Tonaleserie (Hammers, nicht Salomons!) ist eine außerordentliche. Das hohe Alter der Pegmatite tritt gerade hier, wo sie sich in nächster Nähe der sicheren Trias befinden, ohne je in sie einzudringen, recht deutlich in die Erscheinung. Die Marmore ziehen nach Valle di Pedrona weiter, wo sie auffallend dolomitreich sind; die pegmatitische Durchhärdung hat hier nachgelassen und fehlt den Schiefeln fast vollständig, die auf diese Weise den normalen Charakter der Grosina-Perlgneise und -Phyllite wieder erlangt haben.

In der östlichen Fortsetzung liegen die von Theobald auf der Karte als Trias, im Text als Marmor bezeichneten Vorkommnisse von Valle Malghera. Das Streichen ist hier bei mittelsteilem Nordfallen nach Osten umgebogen; liegt darin ein Hinweis, daß auch die Sassalbmuldenachse in dieser Richtung abschnellen würde, wenn sie nicht denudiert wäre? Im Taleinschnitt des Puschlav erhält sich südlich des Sassalbo NW-Streichen (mit den bekannten Knickungen) bis gegen Campocologno hinaus. Auch die Tonalesone, die hier in Form typischer Biotitaderngneise für eine kurze Strecke auf Schweizer Territorium übertritt, nimmt daran teil. Sie wechselt mehrfach mit Gesteinen vom Typus der Campodecke, von deren Hauptmasse sie überlagert wird.

¹⁾ Auf Profil 8 sind sie versehentlich ausgeblieben!

Fassen wir unsere Beobachtungen zusammen:

In stratigraphischer Hinsicht gehören Piz Alv und Sassalbo zur selben Einheit. Beide unterscheiden sich von der Entwicklung des Mesozoikums in ostalpinen Bündner Fazies nicht unwesentlich (Provinz Samaden Böses!) durch: Geringere Gesamtmächtigkeit, Unmöglichkeit einer genaueren Triasgliederung, Kieselreichtum und Schiefer-Brekzien-Zwischenlagen in der ganzen Trias, starke Verbreitung der unteren Rauchwacke, Dolomitmarmore und -Brekzien des Lias, vielleicht auch die kristallinen Brekzien. Viele dieser Züge erinnern sehr an lepontinische Trias, besonders an die Splügener Kalkberge und den Piz Gurschus¹⁾. Andererseits bedeutet das Vorhandensein von echtem Verrucano und Buntsandstein, von wahrscheinlich gut abtrennbarem Muschelkalk und von transgressiver roter Liasbrekzie ebenso wichtige ostalpine Züge. Die oberrhätischen und liassischen Dolomite erinnern sogar an die Südalpen²⁾. Man kann also von einer Mischung lepontinischer und ostalpiner Charaktere sprechen. Die Trennung von der ostalpinen Bündner Fazies ist keine scharfe. In der Aela-Uertschgruppe bahnen sich im rhätisch-norischen Grenzniveau und im obersten Hauptdolomit (dessen Alter wir durch Funde von *Worthenia solitaria* am Piz d'Aela und Tinzenhorn sicherstellen konnten) ganz ähnliche Verhältnisse an, durch Einschaltung gelber und roter Dolomite, Schiefer und Brekzien sowie durch einen gewissen Kieselgehalt.

In tektonischer Hinsicht ist die Reduktion der liegenden Flügel bemerkenswert. Wir sehen darin eine Bestätigung der von uns im Albulaa- und Ofengebiet³⁾ registrierten Regel der basalen Gleitflächen. Diese muß man konsequenterweise auch dort suchen, wo sie auf kurze Strecken durch vollständige Schichtfolgen maskiert sind (z. B. bei Alp da Bondo in der Alv-, bei Gessi in der Sassalbo-Zone). Auch die scharfen Diskordanzen an der Basis des Verrucano bei Livigno (z. B. Prof. 1) möchten wir nach Analogie zu ähnlichen Flächen innerhalb der Permo-Trias (z. B. Gessi, Prof. 3) ebenfalls als Gleitflächen ansprechen. Ob bei den auffallenden Schichtlücken, welche die Muldenschlüsse begleiten (Valle del Teo, Prof. 7; ähnliches kann man für Alp Canale, Fuorcla Carale und Piz d'Arlas erschließen), zwei verschiedene Störungen zusammentreffen oder bloß eine später gefaltete basale Gleitfläche vorliegt, wollen wir vorläufig nicht entscheiden.

Hervorzuheben ist ferner die Häufigkeit jäher Knickungen im Streichen, wie wir sie in geringerem Ausmaße auch im Plessurgebirge und der Ducankette kennen; doch wird das generelle Streichen dadurch wenig beeinflusst. Auch im Kristallin trifft man recht häufig bei steiler Stellung windschiefe Verbiegungen im Streichen. Sie

¹⁾ Vgl. Zyndel, *Eclog. Geol. Helv.* 1913.

²⁾ Man vergleiche die Angaben Kroneckers (*Zentralblatt f. Min. etc.* 1910) über das teilweise liassische Alter des lombardischen Conchodondolomits. Ähnliche Verhältnisse trifft man nach einer liebenswürdigen Mitteilung von Herrn Dr. Trener auch in der Etschbucht.

³⁾ Vgl. „Monographie der Engadiner Dolomiten usw.“, *Beitr. geolog. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. 44 und „Ducan-Gruppe, Plessur-Gebirge und die Rhätischen Bogen“, *Ecl. Geol. Helv.* 1913, pag. 476 ff.

erstrecken sich über ein sehr ausgedehntes Gebiet: Hammer hat sie aus den Ultentaler Alpen beschrieben; wir kennen sie aus der Gaviagruppe, aus Valle di Campo und dem Livignotale (z. B. Valle Abrie), aus der Kesch- und Nunagruppe; Gramann beobachtete Ähnliches im Scaletta- und Flüelagebiet. Hammer hat sie auf zweifache Gebirgsbildung bezogen, eine Deutung, zu deren Gunsten sich manches anführen ließe.

Wie wir gesehen haben, hängt die Bernina-Julierdecke (bzw. ihr oberstes Teilelement) unter der Alvtrias mit der Languarddecke zusammen, und diese ebenso unter der Sassalbo-Mulde hindurch mit der Campodecke. Sehr wahrscheinlich besteht auch zwischen Julier-Berninadecke und Errdecke ein ähnlicher Zusammenhang unter der Padellazone hindurch¹⁾. Aus den südlichsten Vorkommnissen des Errgranits bei Samaden gelangt man über kleine, schon Theobald bekannte kristalline Reste beim Orte Samaden und südlich davon ganz allmählich in die kristallinen Gesteine von St. Moritz und Campfèr, die wohl sicher in die Julierdecke zuzurechnen sind; über dem Postamt Samaden, in Val Saluver und bei Blais (zwischen Celerina und St. Moritz) werden sie deutlich (z. T. an diskordanter Gleitfläche) von der Padellatrias überlagert. Solange man nicht — etwa bei Campfèr — eine Störungslinie in der Verlängerung der Padellamulde durch das Kristalline zu ziehen berechtigt ist, hat man also keine Ursache, diese Lagerungsverhältnisse im Sinne von Trümpys eingangs erwähnter Einwicklungshypothese umzudeuten. Ist doch auch der Zusammenhang von Err- und Languarddecke bei Zuoz (Trümpy) zum mindesten fraglich²⁾!

Es hängen also alle Oberengadiner Elemente (= „Unterostalpin“ Zyn del) engstens miteinander zusammen. Eine Bestätigung kann man auch in der Zusammensetzung des Kristallinien sehen, das sich in allen Decken als sehr nahe verwandt erweist. Den Sedimentgneisen der Languard- und Campodecke ganz analoge Gesteine treten am Pizzo Carale, in Val d'Arlas, bei St. Moritz und Campfèr in die Julier-Berninadecke ein. Auch die in der Languarddecke so verbreiteten vortriadischen³⁾ Quarzporphyrgänge und -lager findet man in der Berninadecke (Val d'Arlas) und in der Campogruppe wieder. Der Diorit des Corno di Campo dürfte sich mit dem Berninadiorit vergleichen lassen. Granite sind in allen Decken sehr verbreitet. Allerdings ist der grüne und massige Julier-Albulagranit auf die beiden tiefsten Decken beschränkt; doch nimmt er, einmal geschiefert, häufig einen ganz ähnlichen Habitus an wie die hellen Augengneise der Languard- und Campodecke (was man zum Beispiel am Piz Albris und bei Samaden beobachten kann). Nur in Val Languard ist der Kontrast zwischen Bernina- und Languarddecke ein so scharfer, daß man hier an eine größere Überschiebung denken könnte; damit würde auch die Reduktion der Alvtrias gut übereinstimmen.

¹⁾ Wie es zuerst Cornelius und Zyn del ausgesprochen haben.

²⁾ Vgl. Referat über Cornelius, Trümpy und Zyn del, Verhandl. k. k. geol. R. A. 1913.

³⁾ Sie fehlen der Trias vollständig; vielleicht sind es die Schlotte für die Quarzporphyrdecken des Verrucano?

Große Einwicklungen im Sinne Trümpys lassen sich also vorläufig nicht nachweisen. Dagegen kennen wir dasselbe Phänomen ganz im kleinen — Val d'Arlas, östlichster Triaskeil auf der Nordseite von Valle Abrie, Triaskeil von Val di Forno in Valle Federia, Überschiebungsfläche südlich des Murtiröl bei Scansf usw.; es erscheint uns als untergeordnete Stauchung im Gefolge des Decken erzeugenden Schubes. Diese Stauchungen bezeichnet Trümpy, wie aus seinen Profilen 1 und 2 und dem Texte (pag. 9) hervorgeht, als Querfaltung. Nun, Querfaltungen von Bedeutung haben wir nicht gefunden, dafür aber um so deutlichere Längsschübe¹⁾. Sie erzeugten die N—S streichenden Falten, deren Umbiegungen gegen NW, W und SW gerichtet sind. Weder schwenken sie in den tiefen Taleinschnitten (Val Livigno, Puschlav und seine Nebentäler) nach Osten, wie es nordwärts bewegte Decken notwendig tun müßten, noch sind sie etwa gegen Osten verquetscht, vielmehr in dieser Richtung muldenförmig abgeschlossen. Wir haben also innerhalb des betrachteten Gebietes vorläufig gar keinen Anlaß, mit N—S-Schüben zu operieren²⁾. Nachweisbar und zum tektonischen Verständnis hinreichend sind O—W-Bewegungen. Als lang hinstreichendes, westwärts gekehrtes Doppelknie, möglicherweise als leicht gegen Westen konvexer Doppelbogen³⁾ steigen Alv und Salsalbo treppenförmig von Westen gegen Osten übereinander auf, ähnlich wie Plessurgebirge, Ducangruppe und Unterengadiner Dolomiten. So schließen sich diese vermuteten **Puschlav - Livignobogen** als südliche Teilregion an die rhätischen Bogen des nördlicheren Graubündens an. Lokale Ursachen, zum Beispiel das (übrigens durch tatsächliche Beobachtungen erst noch zu erhärtende) Vordringen der Dinariden bei Bozen (Trümpy) oder der stauende Einfluß des Aarmassivs (Arbenz⁴⁾) mögen lokale Wirkungen hervorbringen, wie es vielleicht (?) das anormale Streichen der helvetischen Decken ist. Die Längsbewegungen im Norden aber können durch das eine, die im Süden durch das andere nicht erklärt werden. Diese Erscheinung ist, wie die große Verbreitung des abgelenkten Streichens in der Bündner Trias und im Kristallin zeigt, einheitlich und allgemeinerer Natur. An der Grenze von Ost- und Westalpen machen sich deckenbildende Längsschübe fast durch die ganze Breite der Alpen bemerkbar.

¹⁾ Vgl. die Rechtfertigung des Wortes „Längsschub“ Ecl. Geol. Helv. 1913, pag. 493, Anm. 2.

Es ist aus Trümpys Arbeit nicht zu entnehmen, ob er mit den vom Salsalbo Masone, Colle di Fieno, Salsalbo etc. angegebenen „Querfaltungen“ Phänomene meint, die den erwähnten Stauchungen gleichen, oder unseren Längsschüben.

²⁾ Selbstverständlich kann das Gebiet als Ganzes von solchen betroffen worden sein!

³⁾ Der sich aus dem SO streichenden Salsalbo und den gegen NO strebenden Ketten des Piz Alv und von Livigno (?) zusammenfügen läßt.

⁴⁾ Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. Nat.-Ges. Zürich 1913.