

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, II. Lieferung
DES GANZEN WERKES 79. LIEFERUNG

Geologie von Mittelbünden

Bearbeitet auf Veranlassung von Prof. Dr. P. Arbenz, in Bern

Mit einer geologischen Karte (Spez. K. Nr. 94) in 1 : 25,000, in 6 Blättern

VI. Abteilung

Geologie der östlichen Bergünnerstöcke

(Piz d'Aela und Tinzenhorn, Graubünden)

Mit 4 Figuren und 1 Tafel

Von

Friedrich Frei

(Ausgegeben im Dezember 1925)

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.
1925

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 6. Januar 1919 legte Herr Prof. Dr. *P. Arbenz*, Bern, der Geologischen Kommission den Plan vor, unter Mithilfe einiger seiner Spezialschüler das Gebiet von Mittelbünden (Plessur- und Landwassergebiet) detailliert aufzunehmen und in Text, Karte und Profilen monographisch darzustellen. Damals hatten er selbst und die Herren Dr. *Joos Cadisch*, Dr. *Herm. Eugster* und Dr. *Wolfgang Leupold* schon einige Sommer dort gearbeitet, und die schönen Resultate lagen in der Sitzung vor.

Am 11. Mai 1919 schloss sodann die Kommission mit den Genannten, zu denen später noch die Herren Dr. *Rud. Brauchli*, Dr. *Friedr. Frei*, Dr. *Emil Ott* und *Th. Glaser* kamen, ein Übereinkommen, durch das ihnen der Auftrag erteilt wurde, diese monographische Untersuchung im angefangenen Sinn zu Ende zu führen und besonders die einzelnen Aufnahmegebiete aneinander anzuschliessen.

Alle oben Genannten betrachteten auf Grundlage seiner Publikation in Band 41, neue Folge, der «Beiträge» *F. Zyndel* als den fruchtbarsten Vorgänger ihrer Untersuchungen, der zuerst mit merkwürdigem Scharfblick die Hauptzüge im Bau von Mittelbünden richtig erfasst hatte. Die Kartenblätter Zynfels mit seinen Einträgen wurden der Geologischen Kommission leider erst Mitte Sommer 1918 herausgegeben, so dass sich für eine Verwertung bei der Aufnahme der neuen Karten gar keine Gelegenheit oder Möglichkeit mehr ergab, indem die jungen Forscher der Bernerschule mit ihren eigenen Aufnahmen bereits weit über diese Vorarbeiten Zynfels hinausgekommen waren. Ähnlich ging es mit den noch exakteren Karteneinträgen von *R. Helbling*, die erst Ende 1921 ans Tageslicht gekommen sind. Die beiden Namen konnten also nicht als an der Kartenaufnahme beteiligt im Kartentitel genannt werden. Die Texte aber werden in ihren geschichtlichen Teilen nicht versäumen, die Hochachtung einflössenden und bahnbrechenden Erkenntnisse, welche wir diesen beiden Forschern verdanken und auf welchen wir zum Teil aufbauen, hervorzuheben. Wir verweisen bei dieser Gelegenheit auf «Dr. Fortunat Zyndel», Nekrolog von A. Buxtorf in den Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges. Zürich 1917.

Für den Druck wurde folgender Plan angenommen:

1. Die Texte der verschiedenen Autoren werden getrennt als ebensoviele Abteilungen in *Lieferung* 49, neue Folge, der «Beiträge» publiziert.
2. Die *kartographischen* Darstellungen bilden zusammen die «*Geologische Karte von Mittelbünden*» (Spezialkarte Nr. 94) in 1 : 25 000, erscheinend in 6 einzelnen Blättern A—F.

Im März 1921 konnte mit dem Drucke begonnen werden; Blatt A der Karte ist 1922, Blatt C 1924 erschienen.

* * *

Die vorliegende sechste Abteilung der Texte wurde von Herrn Dr. *Friedrich Frei* der Kommission am 22. März 1924 vorgelegt und von dieser zum Druck angenommen. Das Manuskript ist am 15. Februar 1924 eingegangen.

Die gesammelten Handstücke und Fossilien sowie die Dünnschliffe sind dem Geologischen Institut der Universität Bern übergeben worden.

Für den Inhalt von Text, Profilen und Karte ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, den 12. Oktober 1925.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort.

Das Thema zu vorliegender Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. *Arbenz* im Sommer 1918.

Meine Studienfreunde *Cadisch*, *Leupold*, *Eugster* und *Brauchli* waren bereits tief in der Enträtselung der Geologie von Mittelbünden begriffen, als ich als fünfter «Berner» ins schöne Bünden ziehen durfte. Bis Mitte September 1918 im Grenzdienste, verblieben mir für den ersten Sommer nur wenige Tage der Orientierung. Die eigentlichen Feldaufnahmen fallen auf die Sommer 1919, 1920 und 1921.

Als ich meine Arbeit begann, waren Stratigraphie und Tektonik im N und E meines Gebietes durch die Untersuchungen von *Leupold* und *Eugster* erschlossen. Meine Aufgabe, eine geologische Kartierung der Aelagruppe vorzunehmen und die tektonischen Zusammenhänge innerhalb meines Gebietes und die Beziehungen desselben zu der Umgebung festzustellen, wurde dadurch wesentlich erleichtert. Gleichzeitig mit mir arbeitete im westlichen Abschnitt der Bergünerstöcke *E. Ott*.

Als topographische Unterlage diente bei den Terrainaufnahmen eine von der schweizerischen Landestopographie hergestellte Vergrößerung der Siegfriedkarte im Massstab 1 : 25,000.

Es gereicht mir zur angenehmen Pflicht, allen denen zu danken, die durch ihr Mitwirken meiner Arbeit förderlich waren. Ich gedenke in diesem Sinne dankend meiner lieben Studienfreunde *Leupold*, *Eugster* und *Ott*, die, bald durch Begleitschaft, bald durch freundschaftlichen Gedankenaustausch fruchtbringendes, frohes Arbeiten erspriesen liessen.

Herzlich danken möchte ich vor allem auch meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. *Arbenz*. Die Art und Weise, wie er die Arbeit unterstützte und gedeihen liess, bleiben mir in dankbarem Gedenken.

Friedrich Frei.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort	II	III. Regionaltektonische Zusammenhänge	15
I. Allgemeiner Teil	1	A. Aeladecke	15
a) Rückblick auf die bisherige geologische Er- forschung des Gebietes	1	B. Silvrettadecke	17
b) Geologisch-orographischer Überblick	2	IV. Stratigraphie	20
II. Lokaltektonik	3	A. Aeladecke	20
A. Aeladecke	3	1. Carnien	20
1. Aeladecke östlich von Val Spadlatscha	3	2. Norien (Hauptdolomit)	20
a) Piz d'Aela, Rugnux dadains und Rugnux dador, Piz Spadlatscha	3	3. Rhät	21
b) Bergünerstein	5	4. Lias	22
2. Aeladecke westlich von Val Spadlatscha	6	B. Silvrettadecke	23
a) Tinzenhorn-Seidier-Piz Cuolmet	6	1. Perm	23
b) Foppa-Cuolmatsch-Schaftobel	7	2. Skythien	23
B. Silvrettadecke	7	3. Anisien	24
1. Chavagl grond-Foppas	7	4. Ladinien	24
a) Zinols, Urmina und Uglix	7	5. Carnien	25
b) Chavagliet-Chavagl grond	8	V. Oberflächengestaltung	26
c) Gipsquelle-Lavinèr Trigt	10	a) Diluvium	26
d) Chavagl pitschen-Foppas	10	1. Albulagletscher	26
2. Plan da Pei-Albulatal	12	2. Die Lokalgletscher	27
a) Botta dil Uors-Schaftobel	12	b) Terrassensysteme und alte Talböden	28
b) Foppa-sot und Foppa sura	13	c) Bergstürze	29
C. Tektonische Resultate im Untersuchungsgebiet	14	d) Quellen	30

Literaturverzeichnis.

1. (H. C. Escher v. d. Linth. Tagebücher.)
2. 1839. A. Escher und B. Studer. Geologie von Mittelbünden. Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Natf. Ges., Bd. III, p. 146—160.
3. 1864. G. Theobald. Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. B. g. K. S.
4. 1903. (Rob. Helbling. Unveröffentlichte Profile und Notizen aus dem Err-Aelagebiet.)
5. 1912. F. Zyndel. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLI, p. 1—40.
6. 1913. Spitz und Dyhrenfurth. Ducangruppe, Plessurgebirge und rhätische Bogen. Eclogae geol. Helv., Bd. XII, Nr. 4, p. 476—498.
7. 1916. R. Staub. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLVI, 1. Abteilung.
8. 1916. H. Mylius. Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. XLI, p. 296—316.
9. 1919. J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (vorläufige Mitteilung). Heimfestschrift. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. LXIV, p. 360—417.
10. 1919. R. Staub. Über das Längsprofil Graubündens. Ebenda.
11. 1920. P. Arbenz. Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Eclogae geol. Helv., Bd. XVI, Nr. 1, p. 116—120.
12. 1921. Alb. Heim. Geologie der Schweiz, Bd. II.
13. 1921. W. Leupold. Der Gebirgsbau des untern Landwassertales in Mittelbünden. Jahrb. d. Phil. Fak. II der Univ. Bern, Bd. II, p. 145—166. (Dissertationsauszug.)
14. 1922. Friedrich Frei. Geologische Untersuchung der östlichen Bergünerstöcke. Jahrb. d. Phil. Fak. II der Univ. Bern, Bd. II, p. 167—173. (Dissertationsauszug.)

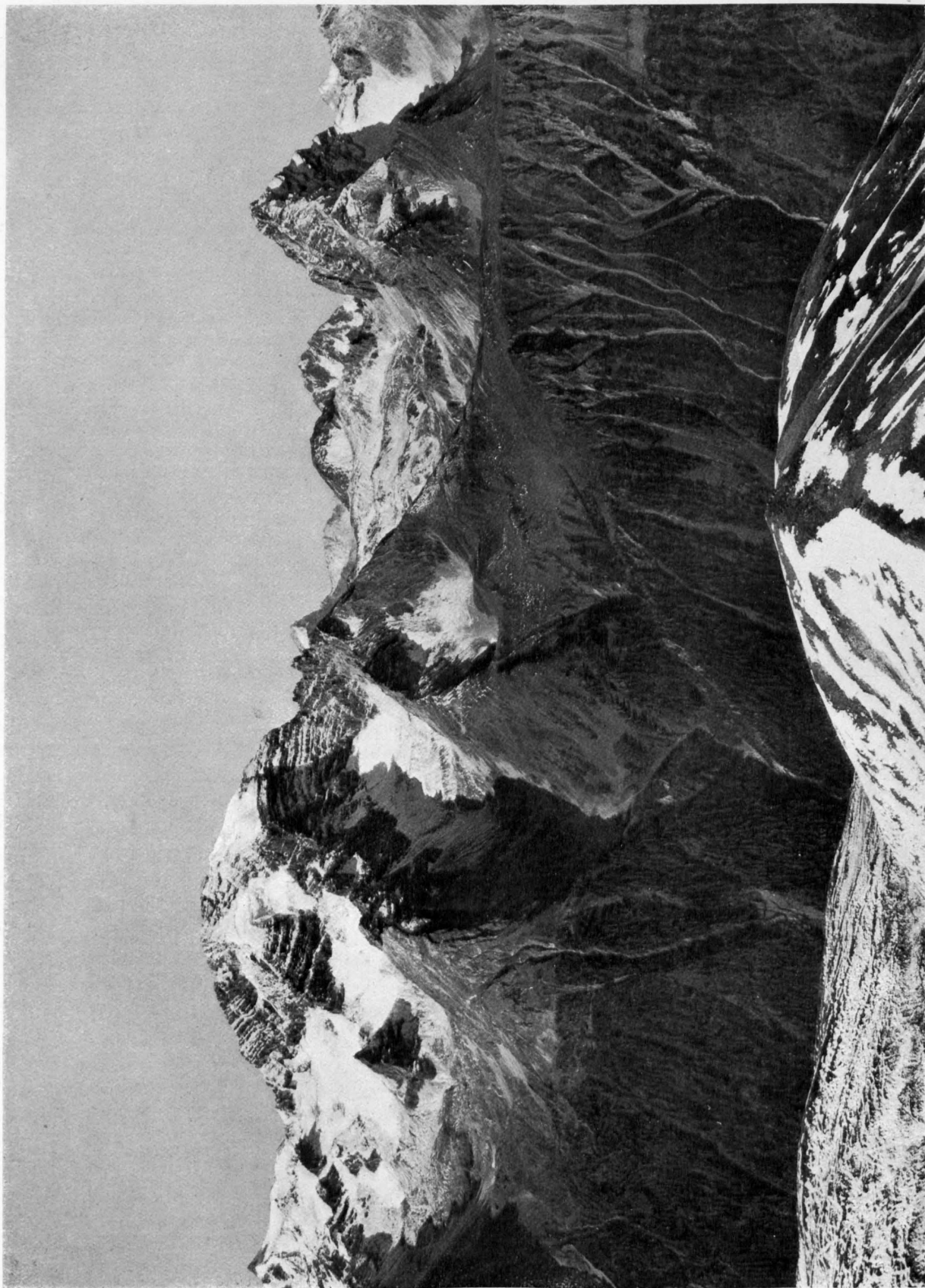


Fig. 1. Piz d'Aela und Tinzenhorn, vom Bühlenhorn (NE gesehen).

I. Allgemeiner Teil.

a) Rückblick auf die bisherige geologische Erforschung des Gebietes.

Die ersten geologischen Daten über die Bergünerstöcke reichen schon früh ins 19. Jahrhundert zurück.

Hans Conrad Escher v. d. Linth bereits berichtet in einem seiner Tagebücher von den intensiv gefalteten Rhätschichten am E-Abfall des Rugnux dadains.

Arnold Escher v. d. Linth und *Bernhard Studer* bereisten die Gegend der Bergünerstöcke schon in den dreissiger Jahren des 19. Jahrhunderts. In ihrer 1839 erschienenen «Geologie von Mittelländern» finden wir unter Abschnitt «Gruppe des Tinzenhorns», p. 147, eine Fülle bemerkenswerter Beobachtungen. Während die stratigraphischen Bezeichnungen nur noch zum geringsten Teil mit den heutigen vereinbar sind, behalten viele tektonische Beobachtungen auch heute noch ihren Wert. So heisst es von einem Aufstieg nach der Tischalp über die Aelagruppe, p. 153: «Das NE-Fallen der höheren Stöcke sowohl als der Felsmassen unmittelbar über Bergün zeigte sich sehr deutlich; an den mittleren Gehängen ging aber das Fallen, in einer langsamen Krümmung, ganz ins Vertikale über, und noch tiefer sah man die Schichten in den Berg hinein, nach SW, fallen. Das ganze Kalkgebirge bildet demnach, wenn wir recht gesehen haben, ein gegen NE gekehrtes Knie...»

Für die damalige Auffassung interessant ist die anschliessende Betrachtung, die darin gipfelt, dass sich diese Umbiegungen kaum anders erklären lassen als durch einen ungeheuren Druck von unten, «durch den die Kalkdecke aufgebrochen und rückwärts überstürzt sein muss».

Aber gleich darauf (p. 155) wird diese Annahme in Zweifel gezogen: «Es wird nämlich, unter der Voraussetzung, dass die höheren gegen SW aufgerichteten Schichten unserer Gruppe überkippte seien, schwer, sich von den Lagerungsverhältnissen auf der Seite von Oberhalbstein, von der Auflagerung des Kalkes nämlich auf den Flysch, Rechenschaft zu geben. Man findet sich beinahe zur Annahme einer neuen, muldenartigen Umbiegung im untern Schenkel des Knies genötigt.»

G. Theobald. Dieser erstaunlich fruchtbare Bündnergeologe durchforschte unsere Gegend anfangs der sechziger Jahre.

Er erkennt die Gruppe der Bergünerstöcke bereits als ein Verbindungsglied zwischen den Kalkgebirgen der Albulagruppe und derjenigen der Strela- und Rothornkette. Im einzelnen überrascht er durch eine Unmenge von zuerst beobachteten Tatsachen, ganz besonders aus der Stratigraphie. Gegenüber *Escher* und *Studer* ist hierin ein ausserordentlicher Fortschritt zu verzeichnen.

Während *Theobald* den Überschiebungsrand des ostalpinen Mesozoikums durch das Kristallin der Silvrettadecke in der Gegend von Bergün schon richtig kartierte, blieb er aber selbst, gleich *Escher* und *Studer*, bei der alten Erklärung des Durchbruches von unten. Als wichtigster Faktor der Erhebung spielt auch noch bei *Theobald* der Bellalunaporphyr die grösste Rolle. Nach *Theobald* ruhte die geologische Forscherarbeit durch volle 40 Jahre nicht nur in unserem Gebiete, sondern auch in anderen Teilen des östlichen Graubündens fast gänzlich. Bis vor kurzem glaubte man, *F. Zyndel* sei der erste Geologe, welcher nach *Theobald* in den Bergünerstöcken gearbeitet hat. Erst in allerjüngster Zeit ist durch *R. Staub* bekannt geworden, dass bereits 1903 *R. Helbling* daselbst bedeutende Beobachtungen gemacht hat. (Vgl. *Alb. Heim*, Geologie der Schweiz, II, p. 683, 1921.) *R. Staub* gab mir Gelegenheit in die Originalaufzeichnungen von *Helbling* Einblick zu erhalten.

Robert Helbling arbeitete damals über Erzvorkommnisse in Mittelländern (Oberhalbstein, Bergün, usw.). Seine Beobachtungen trug er in Kartenblätter ein und konstruierte Profile dazu. Später, im Jahre 1908, sandte er aus Südamerika einen Text: «Einige Bemerkungen zum Profil Speer-Piz d'Err von Prof. C. Schmidt», welcher von Prof. *Schmidt* in Basel sorgfältigst verwahrt, aber leider nicht bekannt-

gegeben wurde. *Helbling* war es in diesem Schreiben in erster Linie darum zu tun, zu obigem Profil Stellung zu nehmen. Dabei gab er eine Reihe sehr wichtiger Beobachtungen und Ansichten bekannt.

So unterscheidet *Helbling* schon Aeladecke und ostalpine Decke (= Silvretta-D.), und betont dabei, dass sie faziell recht verschieden seien. Die Deckengrenzen hat er richtig eingetragen. Er beobachtete die Entwicklung der Silvrettadecke unter die Aeladecke westlich Bergün, erkannte daselbst die Entwicklungsknie der Silvrettadecke, beobachtete ferner weiter westlich im Oberhalbstein die Einstülpung der Bündnerschiefer in die Aeladecke. Südlich der Aelagruppe fand *Helbling* an der Fuorela Tschitta eine weitere Decke, die er schon als Errdecke bezeichnete.

F. Zyndel. Dieser so früh dahingegangene Bündner Geologe hat als erster ein eingehenderes Studium der Bergünstöcke unternommen. Die Ergebnisse der Forschungen hat er neben anderen Darlegungen in seinem «Gebirgsbau von Mittelbünden» zusammengefasst. Ausser diesem Text und den beigelegten Profilen existiert noch ein Entwurf zu einer geologischen Karte 1 : 50,000. Wie ich gesehen habe, enthält die Karte an Detail nicht mehr, als was auch aus den Profilen ersichtlich ist. Im Vergleich mit den Originalblättern von *Helbling* weisen die *Zyndelschen* Kartenskizzen, die im Bureau der Schweizerischen Geologischen Kommission aufbewahrt werden, eine weniger präzise Kartierung auf ¹⁾.

Zyndel hat ungemein viel und scharf beobachtet, Text und Profile lassen uns eine grosse Fülle feststehender Tatsachen erkennen. Vor allem gab er die Verhältnisse in der Aeladecke im allgemeinen richtig wieder, im Gebiet der Silvrettadecke entgingen ihm die wichtigsten Fragen, da er deren stratigraphische Schichtreihe mit ihren verschiedenen Rauhwacken und Dolomiten noch nicht genügend kannte. *Zyndel* war auf alle Fälle ein grosser Beobachter und wusste Beobachtetes zu einem Ganzen zu fügen.

Erwähnung verdient schliesslich *Mylius*, welcher die Aela-Chavagl-Tektonik «ergründet» hat und 1916 in seinem «Geologischen Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen» an *Zyndel* Kritik geübt und dabei allerlei festgestellt und verstellt hat. Näher auf seine Darlegungen einzugehen, lohnt sich wohl kaum. Die Konstruktion seiner Pilzfalten entbehrt jeder tatsächlichen Basis. Seine Profile gehören zum Merkwürdigsten, was über Mittelbünden publiziert wurde.

Cadisch, Leupold, Eugster, Brauchli, 1919. (Geologische Untersuchungen in Mittelbünden.) In dieser «Vorläufigen Mitteilung» finden sich die jüngsten Ergebnisse, welche direkte Beziehung haben zur Geologie der Aelagruppe. Im besondern sind es die Funde meiner Studienfreunde *Leupold* und *Eugster*, die meinen Untersuchungen stratigraphisch wie tektonisch eine solide Basis gaben. Im Verlaufe dieser Arbeit werde ich bei Gelegenheit darauf zurückkommen.

b) Geologisch-orographischer Überblick.

Das Gebiet meiner Aufnahmetätigkeit liegt innerhalb folgender Grenzen:

Von der Einmündung des Val Rots ins Albulatal — der Albula entlang über Bergün-Filisur nach Alvaneu-Bad, Alvaneu-Bad-Schaftobel — zwischen Piz Michèl und Tinzenhorn durch zu den Lajets und von dort über Fuorela Tschitta durch Val Rots bis zur Albula. Wir finden das Gebiet auf den Siegfriedblättern Nr. 422 und 426 und im Überdruck Albula. Die topographische Unterlage ist ausgezeichnet (*Held!*). Zur Aufnahme wurde eine Vergrösserung von 1 : 25,000 verwendet.

Dieser herrliche Fleck Bündnererde, dessen geologische Bearbeitung ich anhand nehmen durfte, wird vornehmlich von zwei Giganten der Gebirgswelt beherrscht, vom Piz d'Aela, 3340 m, und vom Tinzenhorn, 3179 m. Wohl in allen Panoramen Mittelbündens fallen sie durch ihre kühne Gestalt und ihre ansehnliche Höhe in unser Auge (Fig. 1).

Den schönsten und weitesten Überblick des oben umschriebenen Gebietes erhalten wir, wenn wir die Muchetta, den Niesen Mittelbündens, ersteigen und unsern Blick gegen S richten.

In vollendeter Form steht der prachtvolle Aela vor uns, breit und mächtig, ihm zu Füssen die beiden Flügeladjutanten Rugnux dator und Rugnux dadains. Zur Rechten erschauen wir das Tinzenhorn, kühn und schlank, nach allen Seiten in jähren Wänden zur Tiefe stürzend.

¹⁾ Ein vollständigeres Kartenoriginal, das, wie ich höre, vorhanden war, ist leider nach dem Tode *Zyndels* nicht mehr zum Vorschein gekommen.

Aela und Tinzenhorn entsenden beide nach N je eine zusammenhängende Kette. Die erstere wird durch den Piz Spadlatscha und den allmählich sich gegen Filisur abdachenden breiten Chavagl grond, die letztere durch den Piz Cuolmet und Botta dil Uors gebildet, gleich ersterer langsam gegen N absteigend. Zwischen beiden Ketten liegt Val Spadlatscha. Im obern Teil eine weite Schüssel, verengert es sich nach unten mehr und mehr. Während das imposante Gebirge der Bergünerstöcke nach N allmählich durch Ausläufer ausklingt, bricht es gegen S unvermittelt in schroffen Steilhängen ab, im SE durch Val Rots, im S durch die Seenterrasse der Lajets begrenzt. Im E und N wird das ganze Gebiet vom Haupttal, dem tiefliegenden Albulatal, im W vom engen und wilden Schaftobel umrandet.

Piz d'Aela mit Rugnux dadains und Rugnux dator wie auch das Tinzenhorn sind aus dickgebanktem Hauptdolomit aufgebaut. Mantelförmig legen sich Rhät und Lias an, wobei der schiefrig tonige, durch viele Kleinfaltungen ausgezeichnete Lias besonders ins Auge fällt. Im S der Bergünerstöcke ist von aufliegendem Rhät und Lias nichts mehr zu bemerken, ein Rhät-Lias-Mantel ist nicht mehr vorhanden.

Dolomit, Rhät und Lias sind die stratigraphischen Glieder der Aeladecke, die den Hauptdolomit unterlagernde Rauhwacke ist nur von untergeordneter Bedeutung. Die Aeladecke gehört zum Mesozoikum der Campodecke (= mittelostalpine Decke). Die mächtig ausholenden Gewölbe des Rugnux dadains und dator, die nach N schauenden Gewölbe des Tinzenhorn-Cuolmet, sie sind nichts anderes, als Biegungen nahe der Stirn der Campodecke. Weit unten im Unterengadin beginnt dieser grossartige Stirnfaltenzug, und erst westlich der Bergünerstöcke, im Piz Toissa, klingt er aus.

Gehen wir von der Aelagruppe nordwärts, untersuchen wir also die Ausläufer des Piz d'Aela und des Tinzenhorns, so gelangen wir in einen Gesteinskomplex, der durch Facies und Aufbau ganz wesentlich von demjenigen der Aeladecke verschieden ist. Wir finden die ganze, von *Eugster* und *Leupold* aufgestellte Schichtreihe der Silvrettadecke hier auf kleinem Raume wieder. Im Chavaglgebirge wie im unteren Schaftobel erkennen wir Porphyry, Buntsandstein, Campiler, Recoarokalk, mittlere Rauhwacke, Arlbergkalk, Arlbergdolomit und Raibler.

Wir haben es hier bekanntlich mit einer zweiten tektonischen Einheit, mit der Silvrettadecke zu tun. Beide Decken werden noch von südlich der Aeladecke anschliessenden tieferen Decken unterlagert (unterostalpine Decken).

Aela- und Silvrettadecke stehen nicht in einfacher, normaler Lagerung zueinander, die höhere Silvrettadecke ist vielmehr in die tiefere Aeladecke eingewickelt.

II. Lokaltektonik.

A. Aeladecke.

(Siehe Fig. 1 und 2.)

1. Aeladecke östlich von Val Spadlatscha.

a) Piz d'Aela, Rugnux dadains und Rugnux dator, Piz Spadlatscha.

Der Aela und die beiden Rugnuxgipfel bilden einen zusammenhängenden Hauptdolomitkomplex von grosser Mächtigkeit. Rugnux dadains und Rugnux dator sind orographisch durch die weite Karschüssel des Tranter Aela getrennt. Das Augenfälligste dieser imposanten Dolomitmassen ist das allgemeine, flache NE-Fallen. Sowohl am Aela selbst wie besonders aber an den beiden Rugnuxrücken ist diese Tatsache zu beobachten.

Betrachten wir zunächst den südlichsten Ausläufer des Piz d'Aela, den Rugnux dadains.

Aus südöstlicher Richtung, z. B. von Preda, lässt sich das flache NE-Fallen besonders schön beobachten. Steigen wir auf den Munt Falò oder, noch besser, auf den gegenüberliegenden, durch seine Lawinenverbauungen bekannten Muot, so erhalten wir einen guten, umfassenden Einblick in den Aufbau des Berges.

Wir sehen die Dolomitmassen von der Gipfelkrone des Rugnux dadains gegen N und NE bis auf zirka 2000 m absteigen, dann umbiegen und im SE bis auf die Talsohle niedersteigen. Oben fallen die Schichten flach nach NE und streichen ungefähr N 60° E, hier fallen sie sehr steil bis senkrecht nach S und streichen N 70—80° E. Das ungleich gerichtete Streichen über und unter der Biegung ist sehr auffallend. Des weiteren beobachten wir südwestlich der Terrasse, im Dolomit, über dem Rugnuxtunnel der Albulabahn nach NE offene Schichtbiegungen und nordöstlich davon, im Talgrund, steil abschießende, stark gefaltete Schichtkomplexe. Wir erkennen die von *Zyndel* beschriebene mächtige liegende Falte, an welcher sich die ganze Aelatrias und der Lias beteiligen, mit dem Aela-Rugnuxgewölbe oben und der Bergünermulde unten. Letztere lässt sich mit ihrem Lias ohne Unterbruch über God d'Isas und God Zinols bis an den Ovel d'Urina verfolgen.

Die dem Hauptdolomit folgenden Rhätschichten ziehen, gleich dem Lias, in verkehrter Lagerung den Steilabstürzen über God d'Isas entlang nach S, bis wenig nördlich des Rugnuxtunnels, um dann in gedrungenen, sehr schön sichtbaren Falten in die Talsohle zu steigen. Der ganze untere Teil der Kalkwände von God d'Isas besteht somit aus Liaskalkschiefern und gehört zum Muldenkern von Bergün.

Betrachten wir den SE-Hang des Rugnux dadains etwas näher, so fallen uns einzelne Punkte auf, die durch ihre gelbe Farbe vom Grau des Dolomits abweichen.

Auf einem oberen Schuttband, das sich von der Fuorela Tschitta den steilen S-Wänden des Rugnux entlang zieht und bis auf die nordöstlichsten, diesseits der Bergkante gelegenen Terrassen hinunterzieht, finden wir zunächst nordöstlich des Rugnuxgipfels einen gelblichen, hervorstechenden Komplex. Die Begehung dieses Schuttbandes hat ergeben, dass es sich um Rauhwaacke handelt, und zwar um die gleiche, wie wir sie auf Fuorela Tschitta finden.

Tiefer unten, auf einem nächsten, kleineren Schuttband über dem Wiesenkessel von Rots (über P. 2250) hebt sich ein dunkelgrauer Flecken vom Dolomit ab. Dort fand ich unter wenig Rauhwaacke vor allem verschiedenartige, dunkelbraune bis schwarze, grünliche und rötliche (oft radiolaritähnliche) Tonschiefer, bis 8 m mächtig, wie sie in der Unterlage der Aeladecke zwischen Rots und Tschitta anzutreffen sind. Sie erinnern aber auch an die bunten Schiefer der Raiblerschichten, wie sie z. B. mit Rauhwaacke zusammen an der Fuorela da Tschitta anstehen.

Weitere Fetzen dieser Schieferserie finden sich am Fusse des gegen Val Rots gerichteten Absturzes.

Das Auftreten dieser Einlagerungen inmitten der grossen einheitlichen Dolomitmasse erklärt sich wohl aus dem tektonischen Zusammenhang zwischen Aeladecke und dem ihr südlich vorgelagerten Gebirge zwischen Rots und Tschitta. Die Gesteine liegen in Gewölbekernen, die zur Hauptsache nordwärts gerichteten Falten der unterostalpinen Decken, zum Teil der Aeladecke angehören dürften.

Orographisch tritt deutlich ein den Talkessel von Rots abschliessendes Dolomitband hervor, welches als Synklinale einen oberen von einem unteren Gewölbekern mit Rauhwaacke trennt. Im oberen ist die Rauhwaacke von der Fuorela Tschitta in der Fortsetzung nach NE der Schuttbedeckung wegen nicht zu verfolgen, im unteren dagegen sehen wir dem Dolomitband entlang die Schiefer des Kerns der Biegung da und dort auf dem Schutt auftauchen.

Betrachten wir nun den Rugnux dadains von NW, z. B. von Tranter Aela aus, so sehen wir (was an den flachgelagerten Schichten über God d'Isas nicht zu erkennen ist) die allmählich absteigenden Dolomitplatten umbiegen und schliesslich bergwärts fallen (Rugnuxgewölbe). Von Val Tisch aus ist diese Umbiegung — wie ja schon *Escher* und *Studer* gesehen — auch am Rugnux dadain sehr gut zu sehen.

In prachtvoller Weise aber offenbart sich dieses gewaltige Dolomitgewölbe auf der W-Seite des Rugnux dadain. (Siehe Fig. 2.) In mächtigem Schwunge schiessen die Schichtplatten vom Gipfel des Berges gegen NE, biegen rasch um und verschwinden im Schutte des Murtèl d'Uglix. Der höhere Teil dieses grossartigen Gewölbes ist um ein gutes Stück nach N verfrachtet, die Umbiegung wiederholt sich, eine vom Rugnuxgipfel bis ins Tälchen reichende, glatte Gleitfläche, mit der Schichtfläche zusammenfallend, dokumentiert uns das Geschehnis.

Dass diese Abschiebung ihre Wirkung gehabt hat, zeigt sich, wenn wir das Rhätband von Tranter Aela nach W verfolgen. Dasselbst noch mächtig, keilt es nach W mehr und mehr aus; etwas über der

Schäferhütte (P. 1997), finden wir den Dolomit in direktem Kontakt mit dem Lias. Das Rhät ist hier ausgequetscht worden. Die Grenze zwischen Dolomit und Lias ist in scharfer Linie sehr gut sichtbar.

Auf der Crête zwischen Murtèl d'Uglix und Uglix setzt das Rhätband wieder ein. Während aber die Schichten über God d'Isas mehr oder weniger horizontal liegen, von Tranter Aela bis zur Schäferhütte bergwärts fallen, stehen sie auf obiger Crête senkrecht, am Piz Spadlatscha fallen sie gleich den Dolomitplatten des Rugnux nach NE. Steigen wir von Bergün auf die Höhe des Sattels von Uglix, so gelangen wir somit vom Mittelschenkel der grossen Rugnux-Aelaantiklinale in den hangenden Schenkel derselben. Analog verhält sich der Lias. Am Wasserfall des Urminabaches und am God Zinols noch ziemlich horizontal gelagert, sehen wir ihn am Piz Spadlatscha gleich dem Rhät nach N fallen, am Gipfel flacher, am Fusse steiler.

Das am Piz Spadlatscha beidseitig steilabsteigende Rhät besitzt auffallend geringe Mächtigkeit, besonders im oberen Teil. Es ist tektonisch reduziert.

Wir erhalten dafür Anhaltspunkte, wenn wir den Piz Spadlatscha von W, z. B. von der Aelahütte aus, betrachten: das Rhätband fällt nicht gleich den Liasschiefern in einer Flucht nach N ab, es bildet östlich der Aelahütte plötzlich ein bis zum Weg hinunterstreichendes,

nach S gekehrtes Lokalgewölbe. In den Rhätschichten selbst erkennen wir in mittlerer Höhe eine Anzahl querulanter Kleinfalten, dazu fällt uns ferner die kleine Diskordanz auf, die zwischen Rhät und Hauptdolomit nicht zu verkennen ist.

Als ich erstmals an obiger Rhätbank die Grenze gegen den Lias feststellen wollte, fand ich hier die mehrere Meter (oft bis 10 m) mächtige Quarzitbank, die in der Folge das sichere Trennungsmittel von Rhät und Lias wurde. Ich konnte sie durchgehend feststellen.



Fig. 2. Aela-Rugnuxgewölbe von Chavagliet aus.

L = Lias. Rh = Rhät. H-D = Hauptdolomit.

b) Bergünenstein.

Die unter dem Rhät, also in verkehrter Lagerung, folgende Liaszone reicht nordwärts von God d'Isas über Zinols und Urmina bis an den unteren Teil des Lavinèr Trigt. Er ist überall flach gelagert und von grosser Mächtigkeit. Der ganze Talkessel von Bergün ist in Lias eingebettet. Im N aber erhebt sich von neuem eine Dolomitschwelle, die den Talkessel abschliesst.

Es ist dies der aus Hauptdolomit bestehende Bergünenstein oder Crap, welcher aus dem Lias auftaucht und einen ausgesprochenen Talriegel bildet. Die Rhätbedeckung finden wir nur teilweise erhalten; sie ist zum Teil stratigraphisch, zum Teil tektonisch reduziert.

Dass der Bergünenstein ein weiteres nach NE gerichtetes Gewölbe ist, offenbart sich deutlich, wenn wir die Strasse von Ava lungia gegen Bergün zu wandern. Die junge Albula hat in schluchtartiger Eintiefung den ganzen Dolomitriegel durchschnitten und somit einen tiefen Einblick in den Bau des Crap ermöglicht.

Im N beginnend, sehen wir die Dolomitplatten zunächst steil aus der Tiefe aufsteigen, dann sich flacher legen und gegen Arzetta wieder etwas absenken. Südlich anschliessend steigen die Schichten

aufs neue, um bei der Einmündung des Baches von Zinols in die Albula endgültig unter die Liasschiefer zu verschwinden. Der Crap stellt somit ein grosses Gewölbe dar, das durch eine kleine Mulde, die zu beiden Seiten des Flusses Lias aufgenommen hat, in zwei Teilgewölbe getrennt ist. Das nördlichere, grössere, ist von der Strasse selbst gut sichtbar, das südliche, kleinere, lässt sich in der östlichen Fortsetzung als Gewölbe, beim Tunnel südlich des Crap, erkennen. *Zyndel* scheint die Doppelung dieses Gewölbes entgangen zu sein.

Wie *Zyndel* schon gezeigt hat, steht der Bergünstein — durch die grosse Liasmulde von Bergün getrennt — mit dem Aelagewölbe in Zusammenhang. Das Streichen stimmt überein, wir finden auch hier das allgemeine WNW-ESE-Streichen der Aeladecke.

Die Falte des Bergünsteins, die sogenannte Latscherstirn (*Eugster*) ist eine tiefere Falte der Aeladecke und gehört mit dieser in die Stirnregion der Campodecke.

2. Aeladecke westlich von Val Spadlatscha.

a) Tinzenhorn—Scidier—Piz Cuolmet.

(Siehe Fig. 1.)

Das Tinzenhorn, 3179 m, mit seinen nördlichen Ausläufern Scidier und P. Cuolmet ist vom Aela durch den weiten schutt- und moränebedeckten obersten Talkessel der Val Spadlatscha getrennt und hängt nur im S durch den Dolomit- und Rauhwackengrat Sil Cotschen mit demselben zusammen.

Das Tinzenhorn ist gleich dem Aela aus bankigem Hauptdolomit von imponierender Masse aufgebaut. Die Dolomitplatten fallen gleichfalls flach nach NE ein, und das Streichen stimmt mit jenem des Aela ziemlich genau überein.

Verfolgen wir zunächst wiederum unser Rhätband, so sehen wir dasselbe in der Fortsetzung von Piz Spadlatscha zu den Quellen unter der neuen Aelahütte und weiterhin gegen den Scidier (P. 2599) übersetzen. Der letztere Punkt wird durch die hier 8—10 m dicke, orographisch hervortretende Quarzitbank des Lias gebildet. Dieser folgen, südlich anschliessend, die sehr steil nach NE fallenden Rhätschichten, die hier in diesem überaus anschaulichen Profil zu besonders grosser Mächtigkeit gelangen. Wie ein aufgestelltes Kartenspiel stehen die zum Teil sehr fossilreichen, von Tonschiefern getrennten Kalkplatten nebeneinander, legen sich in schönem Bogen rasch flacher, um mit geringem NE-Fallen bis auf den Grat Fil da Scidier zu klettern.

Vom Weg Aelahütte-Chavagl oder vom Chavagl selbst erhalten wir davon sehr schönen Einblick. Deutlich hebt sich die in mehreren Stockwerken aufgebaute, flachgelagerte Rhäthaube des Fil da Scidier ab. Gegen das Tälchen Scidier, welches den Fil da Scidier in einen östlichen und einen westlichen Ausläufer trennt, sind die den Dolomit überschalenden Rhätplatten in immer geringerer Mächtigkeit erhalten, zuletzt sind sie von der Erosion nicht mehr verschont geblieben, so dass der Hauptdolomit in einem ausgesprochenen Fenster zutage tritt.

Von der Aelahütte aus können wir am östlichen Ausläufer des Fil da Scidier eine flach nach NE fallende Scherfläche konstatieren. Die Rhätschichten liegen diskordant auf dem weit nach NE reichenden Hauptdolomit; die übergreifende Rhätbedeckung des Fil da Scidier dürfte wohl dadurch eine lokal-tektonische Verstärkung ihrer Mächtigkeit erhalten haben.

Am Piz Cuolmet finden wir ein gleiches geologisches Bild, wie am Scidier. Das Rhätband setzt sich vom Scidier (P. 2599) unter dem Schuttkessel von Gravaratschas weiter nach W fort, steigt zunächst senkrecht auf, um sich plötzlich flach zu legen und somit den schmalen Grat Tinzenhorn-Cuolmet in gleicher Weise überdacht, wie dies am Scidier geschehen. Der überlagernde Lias, stets mit Quarzit beginnend, schliesst sich, den Lagerungsverhältnissen angepasst, in analoger Weise an. Auch er hält gleich dem Dolomit und Rhät des Piz Spadlatscha, Scidier und Piz Cuolmet das allgemein WNW-ESE-Streichen inne. Während wir aber am N-Fuss des Piz Spadlatscha noch N-Fallen konstatieren, finden wir in den nördlichen Liaskomplexen des Scidier und des Piz Cuolmet bereits steiles bis flaches, bergwärts gerichtetes Fallen.

Wir sind im Bereiche der Stirnbiegung und nähern uns dem Mittelschenkel der Aelafalte.

b) Foppa—Cuolmatsch—Schaftobel.

Nordöstlich des Piz Cuolmet gelangen wir bei Foppa (Foppa sot und Foppa sura) in einen Komplex von Silvrettagesteinen, welcher ringsum von Lias umgeben ist. Es handelt sich um ein Stück der eingezwickten Silvrettadecke; wir werden später noch darauf zurückkommen.

Auf Foppa liegt der Lias ziemlich flach, auf dem Grat nördlich P. 2550 fällt er bergwärts, nördlich Cuolmatsch gegen Plan da Pei haben wir wieder NE-Fallen (siehe Profil 2). Die Streichrichtung ist im grossen und ganzen überall WNW-ESE. Von Plan da Pei führt eine Trockenrinne ins Schaftobel hinunter. Der Sattel von Plan da Pei und diese Trockenrinne bilden ziemlich genau die Deckengrenze zwischen Aeladecke im S und Silvrettadecke im N.

Steigen wir im Schaftobel aufwärts, so gelangen wir südöstlich von P. 1750 (Schäferhütte) zu einem gut ausgeprägten, kleinen Gewölbe. Über wenig aus dem Schutt hervorragendem Hauptdolomit liegt Rhät und Lias. Es handelt sich somit um Gesteine der Aeladecke. An der W-Seite des Schaftobels erweitert sich das Gewölbe rasch, man ersieht deutlich, dass diese Antiklinale axial ziemlich stark gegen WNW ansteigt. Die Faltenaxe streicht im Sinne der Aeladecke. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse sprechen dafür, dass dieses Gewölbe mit dem Bergünnersteingewölbe identisch sein muss. Wir werden später im Zusammenhang der Dinge leicht erkennen, dass an dieser Gleichsetzung kaum gezweifelt werden darf.

Weiter aufwärts im Schaftobel sehen wir im Steilhang westlich P. 2550 zerstreut im Lias steckende Dolomitklötze. Das Auftauchen dieser seltsamen Einklemmungen hat offenbar den umgebenden Lias tektonisch stark beeinflusst, wir beobachten südlich in den steilen Liasabstürzen eine ganze Anzahl wirrer Kleinfalten.

Eine tektonische Deutung dieser isolierten Blöcke ist nicht an Ort und Stelle, sondern nur im Zusammenhang mit der westlichen Fortsetzung möglich.

Zyndel hat diesen Komplex einer eigenen geologischen Einheit, der sogenannten Suraverzischendecke, zugestellt. Dass diese Zwischendecke nicht mehr zu Recht bestehen darf, wird in einem späteren Abschnitt dargetan werden.

B. Silvrettadecke.

1. Chavagl grond—Foppas (Prof. 1).

(Linker Hang des Albulatales.)

a) Zinols, Urmina und Uglix.

Nördlich des Piz d'Aela bezeichnen der Sattel von Uglix und das Tälchen von Urmina ziemlich genau die Grenze zwischen Aela- und Silvrettadecke.

Zyndel zeichnet an der Basis der Silvrettadecke Rauhwacke, die er als «Untere Rauhwacke» aufgefasst hat. In der Tat finden wir am Kontakt mit dem Lias der Aeladecke auf dem ganzen Aufstieg von Zinols bis Uglix längs des Weges Rauhwacke. Die trennende Schubfläche sehen wir überall steil, gegen Zinols fast senkrecht nach S einfallen.

Steigen wir durch eine der steilen Runsen (z. B. von der Quelle unterhalb der Schäferhütte) hinunter ins Tälchen des Ovel d'Urmia, oder gehen wir auf dem Sattel von Uglix von der durch Versickerungstrichter gekennzeichneten Überschiebungs- und Rauhwackezone gegen N zu, so sehen wir die Rauhwacke durch Aufnahme von Dolomitbänken und gelben Mergelschiefern in einen Komplex von wohlgebankten Dolomiten übergehen. Sie fallen steil, fast senkrecht gegen S, d. h. gegen die Überschiebung zu. Wir erkennen in diesen Dolomiten unzweifelhaften untercarnischen Alteindolomit der Silvrettadecke. Die Übergangszone gegen die Rauhwacke (also gegen S) besteht aus hellen, dünngebankten Dolomiten in Wechsellagerung mit gelben Mergeln, dürfte somit dem Niveau der oberen Alteinschichten, den Bactryllentonien entsprechen. Die gegen die Überschiebung sich anschliessende Rauhwacke ist folglich das höchste und jüngste Glied der Serie, Raiblerrauhwacke.

Weiter gegen N, im Grunde des Urminatälchens, gehen die Alteindolomite in dunkelgraue, massige Dolomite vom Typus der Arlbergdolomite über. Ein schiefriges und kalkiges Zwischenglied von der Art der Prosantoschiefer fehlt hier vollständig. Es muss stratigraphisch durch wettersteinartige Dolomite ersetzt sein.

Die Arlbergdolomite steigen rasch gegen N zum Chavagliet (P. 2357) auf und bilden, ziemlich flach gelagert, die grosse Hochfläche zwischen Uglix und Chavagl grond.

Am N-Hang des Urminatälchens schliessen sich dem Arlbergdolomit etwas weniger steil süd-fallende Platten von Arlbergkalk an, welcher, nur wenig mächtig, gegen die Tiefe bald in einen mächtigen Komplex von mittlerer Rauhwacke übergeht. Die phantastischen Rauhwackentürme, welche wir vom Weg nach der Aelalhütte am N-Hang des Tälchens des Ovel d'Urmina bemerken, bestehen aus mittlerer Rauhwacke und werden von Recoarokalk und Buntsandstein unterlagert.

Das Urminatälchen abwärts gehend, erreicht man bei zirka 1630 m die Basis des flach gelagerten Bunstandsteins. Weiter abwärts gelangt man wieder plötzlich in Aelalias, über welchen der Urminabach in einem Wasserfall zur Tiefe fällt. Die basale Überschiebungsfläche der Silvrettadecke liegt hier deutlich flach und verbindet sich mit dem steil S-fallenden oberen Teil der Überschiebung, unter den Raiblerrauhwackeköpfen von Zinols hindurch, mit einer gegen S schauenden wohl scharfen Biegung. Diese Biegung der basalen Überschiebung der Silvrettadecke ist die gegen N offene Einwicklungsmulde von Bergün, wir nannten sie oben Bergünermulde. In ihr ist die Silvrettadecke um mindestens 300 m unter die Aelaantiklinale hineingefaltet.

Der bis jetzt geschilderte Teil der Silvrettadecke, die steil S-fallende Schichtserie Raibler-Buntsandstein, liegt in dieser Mulde konkordant eingebettet; aber mit der jüngsten Schicht, der Raiblerauhwacke an der Basis, zunächst der Überschiebung. Die Silvrettadecke endet also an dieser Stelle gegen die Aeladecke zu mit einer Art gegen S gerichteten Antiklinalbiegung, welche in die gegen N offene Einwicklungsmulde unter der Aelafalte genau hineinpasst.

Zwischen den Raiblerschichten als jüngstem Schichtglied dieser S-schauenden Silvrettabiegung und dem Aelalias ist seltsamerweise nichts von einem älteren Gestein, Buntsandstein, Recoarokalk oder Ähnlichem zu finden, welches als Fortsetzung des Buntsandsteins der unteren Urmina und als gegen S sich fortsetzenden Deckenteil etwa gedeutet werden könnte, sondern die Raibler berühren unmittelbar den Lias. Dadurch bekommt dieser S-Teil der Silvrettadecke direkt den Charakter einer gegen die Aelagruppe zu gerichteten Stirnfalte. Wir nennen diese Biegung in der Silvrettadecke Urminaantiklinale.

Dass *Zyndel* bei diesen seltsamen Verhältnissen und bei der damals noch unvollkommenen Kenntnis der Silvrettaserie diese Rauhwacke an der Schubfläche als tiefstes Glied, d. h. als «untere Rauhwacke» gedeutet hat, ist somit leicht verständlich. Diese Verwechslung zog aber sofort eine falsche Deutung der ganzen Chavagltektone nach sich.

b) Chavagliet (P. 2357)—Chavagl grond.

Die ganze Hochfläche vom Chavagliet gegen den Chavaglgipfel hin besteht aus den Schichtplatten des Arlbergdolomits, welcher sich in der S-N-Richtung immer flacher legt. Gleichzeitig aber mit dem Aufsteigen aus Urmina zum Chavaglrücken dreht sich das Streichen des Arlbergdolomites allmählich derart um, dass er auf der Hochfläche völlig gegen W, gegen Val Spadlatscha einfällt. Am W-Rand des breiten Chavaglrückens konstatieren wir nur flaches Einfallen, gegen Val Spadlatscha aber wird es immer stärker, so dass die steil gegen W in die Tiefe schiessenden Arlbergdolomitplatten gegenüber Prosutt auf längerer Strecke direkt den östlichen Talhang bilden.

Harmonisch damit drehen auch die südlich anschliessenden, steilstehenden Alteindolomitplatten aus ihrer, der Aeladecke völlig angepassten Stellung (Streichen N 70° W), in der Fortsetzung gegen W allmählich im Streichen um, so dass sie in der dort vom Uglixsattel gegen Pradatsch abfallenden Runse N 25° W stehen und deshalb ebenfalls eine Strecke weit dem rechten Hang des Tales entlang schleifen, bevor sie über den Arlbergdolomitplatten austreichen. Die Alteindolomite entfernen sich folglich gegen W unter grossem Winkel von der basalen Deckengrenze, welche weiter N 70° W streicht; die zwischen-

liegende Raiblerrauhackenmasse wird dementsprechend von Zinols bis ins Val Spadlatscha immer mächtiger.

Die in Urmina auf der Seite gegen das Albulatal deutlich gegen S, d. h. gegen die Aelafalte schauende Abbiegung der Schichten, die sich als S-Schenkel einer Antiklinale erkennen lässt und zunächst gleich der Aelafalte zirka N 70° W streicht, ist in der westlichen Fortsetzung in Val Spadlatscha gegen WSW gerichtet. Jenseits von Val Spadlatscha erheben sich die Schichten wieder. Daraus ergibt sich, dass durch Val Spadlatscha in N-S-Richtung eine Depressions- oder «Quer»-Mulde verläuft, die das ganze breite Chavaglgewölbe auf dieser Linie bedeutend herabsetzt. Die grosse Anhäufung von Raiblern östlich der Alp Spadlatscha liegt ungefähr in der Axe dieser Depression, die dort von der steilstehenden Deckengrenze schief, nach Art eines Bruches, abgeschnitten werden.

Nur in der eingezwickten, spitzen Endigung nach Urmina und in der noch zu besprechenden Linse von Foppa hat sich das Faltenstreichen der Aeladecke den basalen Randregionen der Silvrettadecke aufgeprägt, im übrigen aber hat letztere mit ihrer Innenstruktur volle Selbständigkeit bewahrt und liegt als ein nach anderem Plane gebauter Fremdkörper vor der Aelastirn.

Vom Chavagliet gegen den Chavagl grond, dem Rande des Absturzes zum Albulatal entlang gehend, finden wir bis zum S-Fuss des Chavaglgipfels nur Arlbergdolomit. Grosse Abrisspalten einer gegen das Albulatal gerichteten Sackung durchziehen ihn parallel dem Rande des Abgrundes.

Etwas südlich P. 2416 der Karte erscheint plötzlich an der Oberkante des Absturzes ein wenig mächtiges Kalkniveau, welches der Arlbergdolomit deutlich überlagert und das gegen N durch den Steilhang absteigt. Der Chavagl grond-Gipfel ist ihm aufgelagert und besteht wieder aus Arlbergdolomit. Das Kalkband, das ich erstmals für Prosantoschiefer hielt, entpuppte sich unzweifelhaft als Arlbergkalk, welcher die normale Basis des Arlbergdolomites des Chavaglgipfels bildet, dagegen auf den tieferen, diskordant liegenden Arlbergdolomit der Urminaaantiklinale tektonisch aufgeschoben sein muss.

Die beiden Arlbergdolomite sind facieell stark verschieden. Während der Arlbergdolomit der Urmiaserie massig, weniger gut gebankt ist, zeigt sich jener des Chavaglgipfels feingeschichtet und fast ausschliesslich plattig. Die Schuppung hat offenbar ein bedeutendes Ausmass.

Eine mühsame Kletterei durch den E-Absturz des Chavagl hinunter lässt diese Überschiebung weiter verfolgen. Unterer Arlbergdolomit des Chavagliet, Überschiebungsfläche und auflagernder Arlbergkalk des Chavagl grond beschreiben harmonisch miteinander einige gegen N absteigende Falten. Es sind zwei Schuppen, die deutlich intensiv miteinander verfaltet sind (vgl. Profil 1).

Wir nennen die liegende vorläufig die Urmiaschuppe, die hangende die Chavaglschuppe (siehe tektonische Karte in Lieferung 49, V).

Bei zirka 2200 m über Lavinèr Trigt, an einer Stelle, die vom Chavagl pitschen aus gut zugänglich ist, schneidet die Überschiebung auf ihrem Abstieg gegen N den Arlbergdolomit der Chavaglschuppe endgültig quer ab und stösst dabei auf den Arlbergkalk der Urmiaserie, so dass wir eine Strecke weit zu beiden Seiten der trennenden Überschiebung Arlbergkalk vorfinden. Der liegende Arlbergkalk ist in seltsamer Weise an der Überschiebung gegen S emporgeschleppt, wie wenn die Bewegung auf dieser Schubfläche von N nach S gegangen wäre. Wenig tiefer in der Wand wird auch der Arlbergkalk der tieferen Schuppe abgeschnitten und die Überschiebung gelangt auf die mittlere Rauhwacke der tieferen Serie. Wir finden also Arlbergkalk der oberen Schuppe auf mittlerer Rauhwacke der unteren; ein scheinbar normales Profil!

Diese scheinbare normale Serie Buntsandstein, Recoarokalk, mittlere Rauhwacke, Arlbergkalk und Arlbergdolomit baut, stark bergeinwärts fallend und zugleich allmählich gegen N absteigend, den ganzen linken Talhang des Albulatales auf, von den Abstürzen über Bellaluna bis hinunter nach Filisur.

Es muss angenommen werden, dass die Überschiebung auf dem ganzen Abstieg dieses Schichtkomplexes stets in der mittleren Rauhwacke verläuft. Reste einer Verdoppelung des Arlbergkalkes oder des Recoarokalkes, welche zu einer Abklärung des weiteren Verlaufes der Schuppungsfläche hätten beitragen können, wurden nicht gefunden. Ein Ausweichen der Schubfläche aus der mittleren Rauhwacke nach unten oder oben konnte nirgends beobachtet werden. Es kann deshalb nur ange-

nommen werden, dass die oberen Glieder dieser Schichtreihe der hangenden, die der unteren, Recoarokalk und Buntsandstein, der liegenden Schuppe angehören.

Noch eine besondere Beachtung verdient der Bau des Albulasteilhanges zwischen Chavagliet und Chavagl grond (Profil 3).

Steigen wir den ersten Lawinenzug nördlich des Ovel d'Urmina aufwärts, so beobachten wir im unteren Teil des Buntsandsteins zunächst ziemlich flaches SW-Fallen, die Schichten fallen bergewärts. Weiter oben wird das Bild anders. Bei zirka 1950 m sehen wir in ziemlich unvermitteltem Übergang die ganze Serie Buntsandstein, Campilerschichten und Recoarokalk steil nach NE fallen, die Schichtglieder fallen talwärts. Traversiert man, nach NW ansteigend, einige steile Lawinenzüge und Runsen, so klärt sich dieses entgegengesetzte Einfallen in der Weise, als sich an einigen Stellen direkt eine ostwärts schauende, NW-SE-streichende Biegung wahrnehmen lässt, welche augenscheinlich die Verbindung der verschiedenen fallenden Schichtglieder darstellt. Noch weiter nördlich, auf einer Höhe von zirka 2150 m über Lavinèr Trigt, sehen wir den hangenden Teil der Biegung in der auf Profil 3 gezeichneten Weise gefaltet. Dem Recoarokalk aufgelagert, in den Muldenkernen eingebettet, liegen die Campilerschichten, welche sich in der angegebenen Weise verbinden lassen, so dass der tiefere Buntsandstein weiterhin als Kern einer SW-schauenden, also NW-SE-streichenden Antiklinale gedeutet werden muss.

c) Gipsquelle—Lavinèr Trigt.

(Siehe Figur 3 a und b.)

Steigen wir von der Talsohle des Albulatales in das wilde Lavinèr Trigt ein, so gelangen wir plötzlich in einen Gesteinskomplex, welcher faciell von der Umgebung vollständig abweicht. Mitten zwischen Bellalunaporphyr, Buntsandstein der Silvrettadecke im NW und Lias im SE steckt ein grosses Nest von carnischem Dolomit, Rauhwaacke und Gips.

Ansteigend finden wir in der Bachrunse zunächst kleine Fenster von Bellalunaporphyr. Weiter oben gelangen wir zur sogenannten Gipsquelle, welche über anstehendem Porphyr aus einem mächtig entwickelten Gipskomplex austritt. In verkehrter Lagerung konstatieren wir über der Quelle von unten nach oben Gips, Rauhwaacke, Schiefer und Dolomite. Der ganze Komplex ist tektonisch stark gestört, ein einheitliches Streichen findet sich nicht vor, nur in der Gipswand über der Quelle lässt sich steil S-E-gestellte und schwach nach NE streichende Schichtung erkennen. Zwischen Porphyr und Gips beobachten wir kleine Fetzen von Arlbergdolomit, darüber, im tief eingeschnittenen Bachbett, in einem Fenster des Gipses etwas Lias. Über dem typisch ausgebildeten Gipshorizont folgen Rauhwaacke, Schiefer und Dolomite, welche ihrerseits vom bergwärts höher liegenden Buntsandstein durch flach überlagernden Bellalunaporphyr getrennt werden.

Die ganze Ausbildung dieser Schichtglieder erinnert in grossem Masse an unsere carnischen Rauhwaacken und Dolomite, welche wir auf dem Sattel von Uglix und längs der Hauptüberschiebung kennengelernt haben. Diese stratigraphische Übereinstimmung und die geologischen Verhältnisse an sich, lassen das Carnien des Lavinèr Trigt als nördliche Fortsetzung der Raibler unserer Urminaaantiklinale, und zwar als verkehrten Mittelschenkel, erkennen.

Auf weitere tektonische Zusammenhänge wird später noch eingegangen.

d) Chavagl pitschen—Foppas.

Der Grat zwischen Albulatal und Val Spadlatscha besteht vom Gipfel des Chavagl grond über den Chavagl pitschen bis nach Foppas aus dem langsam nach N absteigenden Arlbergdolomit der oberen Schuppe. Auf der Seite gegen das Albulatal fällt er flach bergewärts, auf dem Bergrücken und dem W-Abhang desselben schwach nach NW.

Verfolgen wir nun den ganzen absteigenden Schichtkomplex von der gegenüberliegenden Seite des Albulatales, z. B. von Falein aus, so sehen wir die Gleichförmigkeit des Absturzes in dem auffallenden Kessel bei P. 1672 deutlich unterbrochen. Wir vermuten wohl einen grossen Bruch oder die Reste einer Verdoppelung des Arlberg- oder Recoarokalkes. Keines von beiden ist der Fall. Die Untersuchung dieses schwierigen zu begehenden Felskessels hat ergeben, dass wir es lediglich mit einer verdrehten

Flexur zu tun haben. Ein eigentlicher Bruch findet sich dagegen wenig südlich dieses Kessels, er reicht vom Arlbergdolomit bis in den Buntsandstein. In unserer Felsnische aber gelangen die unvermittelt steil abschiessenden Schichten zu keinem Bruch, nach einem scharfen Knick und einer gleichzeitigen Torsion verlaufen sie wieder in gleicher Weise wie vom Chavagl bis hierher.

Nördlich, im Kessel von Cloters, ist ein weiterer Bruch zu konstatieren. In diesem Einschnitt reicht der Arlbergkalk bis an den Rand des Absturzes. Verfolgen wir ihn absteigend gegen N zu, so sehen wir ihn gleich der Rauhwacke im Schutt verschwinden. Dagegen lässt sich der Recoarokalk in der Richtung gegen Filisur immer wieder feststellen. Fallen und Streichen haben wesentlich geändert. Er fällt steil bergwärts ein, das ursprünglich SE-NW-Streichen hat umgedreht in N 20–30° E-Streichen.

Wir finden den Recoarokalk in dem Felsrücken über der zweiten Kehre des Fahrsträsschens Filisur-Sela. Zwischen dieser zweiten und der ersten Kehre ist er von Moräne bedeckt; dann tritt er wieder zutage. Die ganze Serie: Recoaro, Campiler und Buntsandstein, lässt sich in der gegen Filisur absteigenden Crête verfolgen. Besonders gut aufgeschlossen erkennen wir sie hart an der Albula, nordwestlich der Brücke (P. 1000), wo Buntsandstein, Campiler und Recoarokalk, steil nach NE fallend, nebeneinander zu finden sind. Die deutliche Fortsetzung dieser unteren Schichtglieder stellt der Felsklotz des Filisurer Kirchleins dar.

Wie wir gesehen haben, verläuft die Überschiebung im Niveau der mittleren Rauhwacke. Nördlich Cloters können wir letztere des Schuttes wegen nicht mehr augenscheinlich feststellen. Den Verhältnissen entsprechend aber müssen wir annehmen, dass die Überschiebung in der Rinne nordwestlich der Strassen-

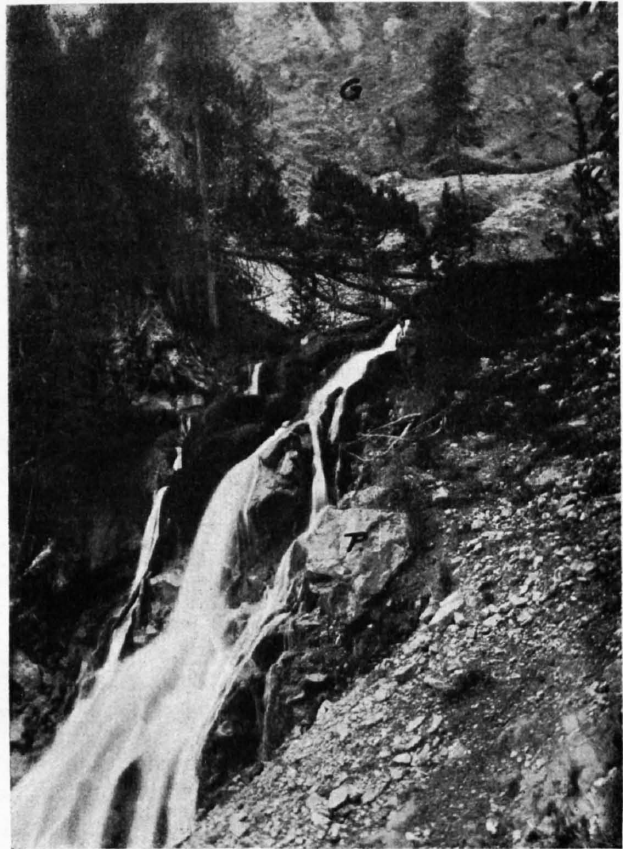


Fig. 3 a. Gipsquelle.

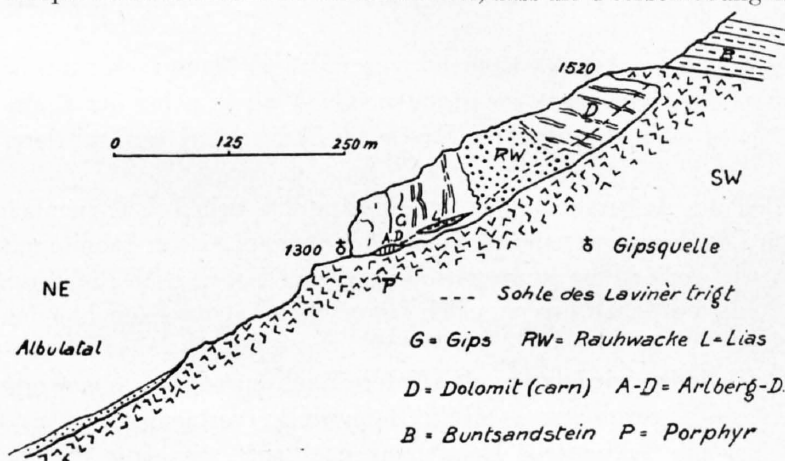


Fig. 3 b. Profil Gipsquelle-Lavinèr Trigt.

kehren (Filisur-Sela) steil zur Sohle des Albulatales abfällt. Somit gehören die Arlbergdolomite von Foppas und die Crête südlich des Sela-einschnittes der höheren Schuppe, der Chavaglschuppe an.

Der Arlbergdolomitkomplex von Foppas besitzt eine auffallende Eigenart: sehr grosse Veränderlichkeit der Schichtenlage. Es hat wohl den Anschein, wie wenn alles von Brüchen durchsetzt, das Ganze in weitgehendem Masse tektonisch gestört sei. Die Schichten sind sehr oft lokal ver-

bogen, von kleineren Brüchen zerhackt. Das Streichen wechselt in mannigfacher Weise, fast alle Richtungen sind vertreten. Einige Einheitlichkeit lässt sich an der NE- und an der NW-Seite des Felskopfes erkennen.

Im NE, beim Strasseneinschnitt von Sela, haben wir bis in die Gegend der sogenannten Marienkrone, wo einst Kupfererze geschürft wurden, NW-SE-Streichen. Doch während zunächst, der südlichen Fortsetzung entsprechend, SW-Einfallen herrscht, geht dieses wenig nördlich schon in sehr steiles NE-Fallen über. Eine Strecke weit stehen die Schichtplatten senkrecht, nördlich der Marienkrone aber konstatieren wir plötzlich NE-SW-Streichen mit SE-Fallen. Wir haben es hier augenscheinlich mit einem Bruch (Marienkrone) zu tun, welcher auch von Filisur aus zu erkennen sein dürfte. Der tiefere NE-Hang von Foppas wie seine Fortsetzung westlich des Spadlatschabaches bis zum Schaftobel zeigen das obige Streichen und Fallen. Wir dürften wohl nicht fehlgehen, diesen Schichtkomplex als den N-Schenkel der in das Schaftobel hineingehenden Filisurer-Antiklinale zu deuten (siehe tektonische Karte). Ferner dürften wir vielleicht auch annehmen, dass in den tektonischen Störungen des NE-Absturzes der Foppas Spuren der in die Luft ausklingenden Jennisberger Antiklinalen zu suchen sind.

Steigt man von N her, ungefähr dem Spadlatschabach entlang kletternd, über die Steilabstürze hinauf, so findet man das einheitliche NE-SW-Streichen des unteren Talhanges nicht mehr vor. Auf beiden Seiten des Spadlatschabaches lassen sich die verschiedensten Streichrichtungen konstatieren, eine Menge kleinerer Brüche ist vorhanden. Eine eindeutige Tektonik lässt sich schwerlich feststellen. Immerhin deutet die Mehrzahl der Streich- und Fallrichtungen auf eine ungefähr NW-SE-streichende Quermulde. Die Annahme einer solchen drängt sich einem besonders auf, wenn man, ungefähr auf der Höhe des Bahntracé der Rhätischen Bahn stehend, nach S blickt. Wir haben es offenbar mit einer Art Axendepression der Filisurer Antiklinale zu tun. Eine solche bedingt wohl auch, vielleicht noch durch anderweitige tektonische Kräfte verstärkt, diesen ausserordentlichen, verwirrenden Wechsel von Streichen und Fallen.

2. Plan da Pei—Albulatal.

a) Botta dil Uors—Schaftobel.

Die Fortsetzung des NW-Absturzes von Foppas bis zum Schaftobel hat ein einheitliches SW-NE- (zirka N 35° W) Streichen, also dasjenige der Filisurer Antiklinale.

Dass es sich um eine Antiklinale handelt, erkennen wir bald, wenn wir die Verhältnisse südwärts verfolgen. Gleich bei der schluchtartigen Eintiefung des vordersten Schaftobels sehen wir die Schichtplatten des Arlbergdolomites aus früherem SE-Fallen in NW-Fallen übergehen. Die Biegung selbst ist sichtbar. Steigen wir weiter ins wilde Schaftobel ein, so können wir bis zu P. 1534 die ganze Silvretta-trias von Arlbergdolomit bis Buntsandstein beobachten.

Zunächst finden wir den sich nach S fortsetzenden, in ausserordentlicher Mächtigkeit auftretenden Arlbergdolomit. Anschliessend folgen: Arlbergkalk, mittlere Rauhwanke, Recoarokalk, Campilerschichten und Buntsandstein.

Auffallend ist vor allem der ungewöhnlich mächtige Komplex von mittlerer Rauhwanke, welche sich auf Kosten des Arlbergkalkes ausgebildet hat; denn im letzteren finden wir je näher der Rauhwanke, desto mehr rauhwankeisierte Partien oder abwechselnde Lagen von Arlbergkalk und mittlerer Rauhwanke.

Während nun die höheren Partien des Arlbergdolomites am Eingang des Schaftobels ziemlich flach nach N fallen, weisen die älteren Lagen immer steilerwerdendes S-Fallen auf. Beim Schnitt mit der Talrinne streichen Arlbergdolomit wie auch die nachfolgenden Triasglieder fast in E-W-Richtung, die Schichten schießen steil auf die Sohle des Schaftales, was sich besonders bei der gelbleuchtenden mittleren Rauhwanke gut erkennen lässt.

Im *Zyndelschen* Schaftobelprofil finden wir letztere als «Untere Rauhwanke» bezeichnet und mit der dem Alteindolomit anschliessenden carnischen «Oberen Rauhwanke» verbunden.

Diese Auffassung zog eine entsprechende tektonische Darstellung nach sich, die heute für das Schaftobel nicht mehr zu Recht bestehen kann (vgl. Profil 2).

Verlassen wir nun den Schaftobelbach und steigen die Trockenrinne östlich gegen Plan da Pei hinan, so haben wir zur Rechten Aela-Lias, zur Linken die Triasgesteine der Silvrettadecke. Wir befinden uns an der — schon von *Zyndel* bezeichneten — Deckengrenze.

Im unteren Teil der Überschiebungszone treffen wir zwischen Verrukano der Silvrettadecke und Liasschiefer der Aeladecke verschleppte Fetzen von Rauhwaacke, Hauptdolomit und Campilerschichten. Bei der Kreuzungsstelle des Fussweges mit der Trockenrinne sehen wir den Recoarokalk schwach gegen die Überschiebung zu fallen, desgleichen die Campilerschichten und die mittlere Rauhwaacke. Die ganze tiefere Schichtserie steigt in steilem Bogen von der Talsohle gegen die Hauptüberschiebung.

Der Trockenrinne weiter aufwärts folgend, gelangen wir von der mittleren Rauhwaacke direkt zum Arlbergdolomit. Arlbergkalk findet sich keiner vor. Das gleiche ist der Fall, wenn wir von Plan da Pei gegen Prosutt absteigen, auch hier direkter Kontakt von Arlbergdolomit auf mittlerer Rauhwaacke.

Das Fehlen des Arlbergkalkes beruht auf einer sekundären Überschiebung in der Silvrettadecke.

Nördlich von P. 1721, etwas über dem Fussweg Schafstobel-Sela, beobachten wir eine plötzliche Veränderung von Streichen und Fallen. Die Felsgrate bei P. 1721, dem Arlbergdolomit angehörend, weisen gleich den südlich anschliessenden tiefen Schichtgliedern starkes NW-Streichen mit steilem S-Fallen auf, nördlich P. 1721 stellen wir plötzlich NE-Fallen fest. Ein deutlicher Bruch dokumentiert uns diese Komplikation. Der Bruch verlängert sich zu einer Überschiebung, die ziemlich genau N-S verläuft und stets NE-fallenden Arlbergdolomit von steil S-fallenden, tieferen Schichtgliedern der Silvrettadecke trennt. Nach N dürfte die Überschiebung im Bereiche des Arlbergdolomites steil gegen das nördlichste Teilstück des Schafstobels abfallen. Das Ganze bildet einen grossen, God Nair und Botta dil Uors umfassenden Deckel von Arlbergdolomit, welcher gegen die Überschiebungsgrenze auf tiefere Schichtglieder der Silvrettadecke überschoben ist.

Dieses Phänomen, die gesamten geologischen Verhältnisse an sich, erinnern in solchem Masse an unsere Chavaglschuppe, dass wir wohl nicht fehlgehen dürften, diesen Deckel als der Chavaglschuppe entsprechende Überschiebung zu deuten.

Wir hätten somit auch auf der linken Seite des Val Spadlatscha eine Trennung der Silvrettadecke in zwei Schuppen, eine tiefere, der Urminaschuppe, und eine höhere, der Chavaglschuppe zugehörend. Diese Auffassung erfährt noch darin eine Bestärkung, als auch hier zwischen dem Arlbergdolomit der tieferen und demjenigen der höheren Schuppe ein gleicher facieller Unterschied vorhanden ist, wie wir ihn bei Chavagl- und Urminaschuppe konstatieren konnten. Der tiefere ist massig, der höhere meistens plattig, oft ganz an den Prosantoschiefer erinnernd.

Prosantoschiefer findet sich in der zur Chavaglschuppe nördlich von Botta dil Uors in einer bei P. 1556 ostwestwärts verlaufenden Mulde.

b) Foppa sot und Foppa sura (siehe Figur 4).

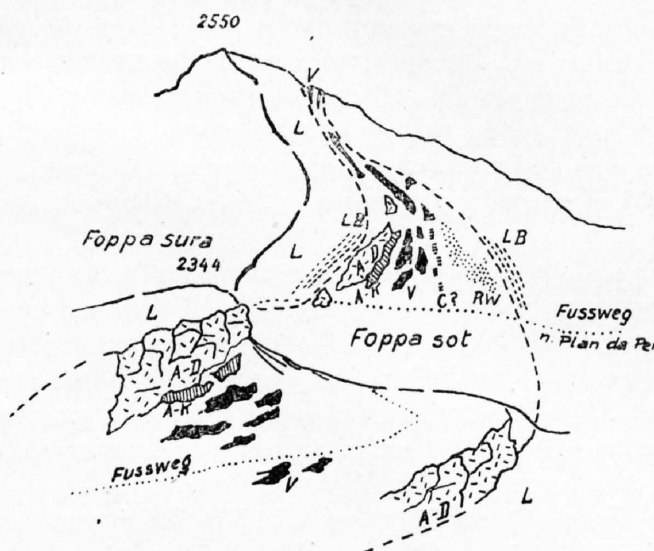


Fig. 4. Foppa sot und Foppa sura (von Chavagl grond aus).
L = Lias. LB = Liasbreccie. A-D = Arlbergdolomit. A-K = Arlbergkalk.
V = Verrucano. C = Campiler. RW = Rauhwaacke.

Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, n. F., Liefg. IL (VI).

Südlich der Hauptüberschiebung Plan da Pei-Schaftobel liegt, mitten im Lias eingebettet, ein seltsamer Komplex von Gesteinen der Silvrettadecke.

In bunter Reihenfolge und zum Teil tektonisch stark gequetscht, findet sich die Triasserie Arlbergdolomit-Verrukano. Von P. 2076 gegen Foppa sot aufwärts steigend, haben wir zur Linken und zur Rechten je einen Zug von steil südstehendem Arlbergdolomit. Letzteren bestimmte ich erstmals als Hauptdolomit; erst später erkannte ich ihn als Arlbergdolomit; er ist massig, fast ohne Bankung und muss dem Arlbergdolomit der Urminaschuppe zugewiesen werden, da er die gleichen Merkmale erkennen lässt wie jener. Der von ihm eingeschlossene Raum ist zur Hauptsache von Verrukano erfüllt. Zwischen

Dolomit und Verrukano finden sich schiefrige, kalkige, liasähnliche Einlagen, die dem Arlbergkalk zugestellt werden dürften. Das kleine Becken von Foppa sot gibt uns der Moräne- und Schuttbedeckung wegen keinen Aufschluss; erst westlich, über dem nach Plan da Pei führenden Fussweg, treten die Triasgesteine wieder zutage. Sie stecken, steil nach S fallend, in dem flach bergwärts gelagerten Lias der Aeladecke. Neben Verrukano, Arlbergdolomit und dem geschieferten Äquivalent des Arlbergkalkes, konstatieren wir noch Rauhwaacke, die jedenfalls der oberen Rauhwaacke zugewiesen werden darf. Der von den jüngeren Schichtgliedern eingeschlossene Verrukano keilt nach W aus.

Schon Zyndel hat das Ganze als ein eingewickeltes Stück der Silvrettadecke erkannt; diese Auffassung bleibt auch heute zu Recht bestehen.

Das ganze Einwicklungsstück ist nach Form und Lage eine nach W stark axial aufsteigende Linse von Silvrettatrias, die in eine Mulde der Aelafalten eingewickelt ist. Während in dem orographisch tiefer gelegenen Teil (nördlich P. 2344) noch jüngere Schichtglieder vorhanden sind, hebt sich im orographisch höher gelegenen Teil (nördlich P. 2550) der Kern der Mulde, der Verrukano, westlich in die Luft hinaus.

C. Tektonische Resultate im Untersuchungsgebiet.

Vor dem breiten, im E vollständig erhaltenen, aus zwei Schuppen bestehenden Chavaglgewölbe ist im Profil des Schaftobels nur noch die nördliche Hälfte erhalten. Die Deckengrenze hat, gleich einem schief verlaufenden Bruch, von Spadlatscha an gegen NW vorrückend, den S-Schenkel des Gewölbes abgeschnitten und ist bis in den Verrukanokern vorgerückt. Links des Schaftobels schwenkt, wie E. Ott zeigen wird, die Überschiebungsfläche wieder mehr ins Aelastreichen um, und in Val Gronda erscheint nochmals ein Rest des Porphyrs der Urmiaschuppe.

Die Struktur des Silvrettaanteils meines Untersuchungsgebietes wird somit durch folgende Faktoren bestimmt:

1. Das breite, in ostwestlicher Richtung streichende Chavaglgewölbe besteht aus zwei sich flach, nahezu den Schichtflächen parallel überlagernden, voneinander unabhängigen Schuppen:

- a) der Urmiaschuppe, unten, bestehend aus Bellalunaporphyr bis Raiblerrauhwaacke (facielle Merkmale: Arlbergdolomit massig, Prosantoschiefer fehlen);
- b) der Chavaglschuppe, oben, bestehend aus Arlbergkalk, Arlbergdolomit und Prosantoschiefern (Arlbergdolomit gut geschichtet, plattig).

2. Am E-Hang des Chavagl finden sich mehrere N-S-streichende Falten als wesentliche Elemente der unteren Schuppe.

Aus welcher Richtung die obere Schuppe über die untere gestossen wurde, lässt sich auf Grund der Verhältnisse unseres Gebietes nicht mit Sicherheit sagen. Der Annahme eines Schubes aus NE oder E, wie er von Leupold, Arbenz und Brauchli für die Schuppen des südlichen Plessurgebirges abgeleitet wurde, steht auch hier nichts im Wege. Die N-S-streichenden, nach W überschlagenen Falten am E-Hange des Chavagl geben uns einen Fingerzeig, dass derartige Bewegungen auch hier existieren.

3. Val Spadlatscha folgt ungefähr einer N-S-streichenden Depression in beiden Schuppen, das Albulatal einer Antiklinale.

4. Die alpin streichenden Muchettafalten sind westlich der Albula nur schwach entwickelt, nur am Abhang gegen Filisur und Alvaneubad zu erkennen (Filisurerantiklinale). Jennisberger und Curzinsantiklinale sind kaum nachweisbar. Die grosse, mit Raiblerrauhwaacke erfüllte Mulde von Greifenstein-Filisur erreicht erst westlich des Schaftobels, d. h. ausserhalb meines Terrains, die S-Seite des Albulatales. Durch Überkreuzung der N-S- oder NNW-SSE-streichenden Falten mit denjenigen, die ENE-WSW streichen, entstehen auch hier, besonders südwestlich über Filisur, sehr komplizierte Strukturen, die dem Silvrettateil des Gebietes einen ganz besonderen Charakter verleihen.

5. Die Überschiebungsfläche (Deckengrenze Silvretta-Aeladecke) schneidet in NW-Richtung immer tiefer in das Chavaglgewölbe ein. Im E ist der in die Bergünermulde eingefaltete S-Schenkel noch erhalten bis und mit Raiblerrauhwaacke, im W fehlt der ganze S-Schenkel, die steile Überschiebungsfläche erreicht den Verrukanokern. Die Überschiebungsfläche kümmert sich nicht um die Innenstruktur der Decke.

6. Der kleine Ausschnitt aus der Rand- und Auflagerungsregion der Silvrettadecke, der in unserem Untersuchungsgebiete enthalten ist, zeigt alle jene Eigentümlichkeiten, auf die kürzlich bereits *Arbenz* aufmerksam gemacht hat. Die Decke hebt sich nicht normal heraus, lässt an ihrem Rand nicht sukzessive die älteren Schichten heraustreten, sondern zeigt die oben geschilderte eigensinnige Struktur. Südlich des Chavagl kommen nicht die ältesten, sondern, von oben herabbiegend nach Art einer «Doppelfalte», die jüngsten Schichten der Silvrettadecke mit der Aeladecke in Kontakt. Raiblerrauhwanke berührt dort auf langem Zuge, steil S-fallend, den Aelalias. Erst tiefer unten gegen das Albulatal schneidet die Überschiebungsfläche, unterlagert von Lias, horizontal bis in den Verrukano und Quarzporphyr hinein. Hier hat die Deckengrenze den Charakter einer normalen Überschiebung einer höheren auf eine tiefere Decke; am Chavagl oben im Sattel von Uglix dagegen ist es beinahe die Deckenoberfläche, die vom Aelalias durch Einwicklung überlagert wird. Im Schaftobel fehlt von der Decke der ganze eingefaltete Zipfel von Uglix (S-Schenkel des Chavaglgewölbes). Die Deckengrenze hat im S und unten in die Silvrettadecke hinein- und hinaufgegriffen, südlichere und tiefere Teile fehlen, sind diskordant abgeschnitten worden und irgendwo zurückgeblieben. *E. Ott* kann uns zeigen, dass auf der Alp Aclas da Surava die Rauhwanke der Greifensteiner Mulde an den Boden der Decke hinabgelangt. Die Deckenoberfläche, die Muchettafalten, die Urminaschuppe, alle nähern sich westwärts mit ihrer Oberfläche bald mehr, bald weniger der basalen Schubfläche; letztere hat die Tendenz, sich gegen W herauszuheben, erstere dagegen nicht.

III. Regionaltektonische Zusammenhänge.

A. Aeladecke.

Entsprechend dem WNW-ESE-Streichen der Falten der Aeladecke haben wir regionaltektonische Zusammenhänge besonders in westlicher und östlicher Richtung zu verfolgen. Wenden wir uns zunächst gegen W. Die Fortsetzung der Aeladecke von den östlichen Bergünerstöcken gegen W wurde gleichzeitig mit meinen Untersuchungen von *E. Ott* eingehender studiert. Nach diesen Untersuchungen streicht die Aelaantiklinale in ihrer Form und Richtung ziemlich unverändert nach dem Oberhalbstein durch. Jenseits des Tales sehen wir in der Klippe des Piz Toissa den westlichsten Teil derselben, von der Erosion noch verschont.

Betrachtet man den liegenden Mittelschenkel der Aelafalte im besonderen, so zeigt sich in augenscheinlicher Weise eine von E nach W stetig zunehmende Reduzierung derselben. Während dieser Mittelschenkel in der eigentlichen Aelafalte noch vollkommen erhalten ist (Profil 1), erkennen wir im Profil des Tinzenhorns bereits eine erhebliche Verkürzung (Profil 2). In noch weitgehendem Masse ist dies der Fall in den noch mehr westlich gelegenen Teilen der Aeladecke.

Die basale Überschiebungsfläche der Aeladecke, an der Fuorcla Tschitta noch sehr steil stehend (Profil 1), legt sich gegen W immer flacher und reduziert den liegenden Schenkel der Aelafalte immer mehr. Diese Tatsache hat offenbar folgenden Grund: Die Axe der Aelaantiklinale bleibt stets in derselben tektonischen Höhe, d. h. sie steigt gegen W weder axial auf, noch sinkt sie axial ab. Die basale Überschiebungsfläche hingegen, dem Herausheben aller Decken entsprechend, steigt gegen W axial auf.

Wie oben dargetan wurde, setzt sich das Gewölbe des Bergünersteins unter starkem Axenaufstieg in die Antiklinale über der Schäferhütte im Schaftobel fort. Aus dieser Falte entwickelt sich gegen W, nach den Untersuchungen von *E. Ott*, die Einwicklungsantiklinale der Motta Palousa. Wir gelangen somit zu einer Gleichsetzung der Bergünereinfalte mit der Antiklinale der Motta Palousa. Während die Bergünereinfalte bei Bergün noch tief unter der Stirne der Aelaantiklinale liegt, befindet sie sich beim Austreten ins Oberhalbstein dank ihres starken Axenaufstieges gegen W fast auf selber Höhe vor der in ihrer tektonischen Höhe gleichgebliebenen Aelafalte.

Die letztere und die Falte des Bergünersteins zeigen das in den Bergünerstöcken allgemeine WNW-ESE-Streichen. Gegen W ändert sich dasselbe im Sinne einer deutlichen Konvergenz. (Siehe tektonische Karte.) Die Faltenachsen rücken zusammen. Die Aelafalte und die Fortsetzung des Bergün-

steingewölbes liegen einander bereits im Tinzenhornprofil um ein bedeutendes näher als im eigentlichen Aelagebiet. Gegen Motta Palousa wird die Konvergenz der beiden Falten noch viel ausgesprochener. Hier sehen wir die Distanz zwischen Aela- und Bergünsteinfalte (bzw. Motta Palousafalte) auf ein Minimum zusammenschwinden.

Entsprechend diesen Verhältnissen und dem gleichzeitigen axialen Aufsteigen der Bergünsteinfalte, zeigt sich in Beziehung des zwischen Aela- und Bergünstein-Motta Palousafalte liegenden Teiles ein von E nach W sich veränderndes geologisches Bild.

Wie bekannt, bildet dieser Teil eine bedeutende Mulde, eine Einwicklungsmulde der Aeladecke, welche mit Lias und einem Teile der eingewickelten Silvrettadecke erfüllt ist.

Gegen das Albulatal ist diese Mulde, unsere Bergünermulde, weit geöffnet, gegen W wird sie immer enger. Es ist dies eine natürliche Folge der Konvergenz der sie einschliessenden beiden Falten. Im E reicht die Mulde bis auf die Sohle des Albulatales, an der Motta Palousa steigt sie mit der Basis wohl bis auf 2000 m. Diese Tatsache muss anderseits mit dem starken axialen Aufsteigen der Bergünsteinfalte in Einklang gebracht werden.

Aelafalte und Bergünsteingewölbe sehen wir bei Bergün durch ein System nach N absteigender Tauchfalten verbunden (siehe Profil 1). Gehen wir weiter nach W, so finden wir bereits im Profil Tinzenhorn (siehe Profil 2) von den letzteren nichts mehr vor. Obwohl nicht augenscheinlich, müssen wir dies doch annehmen; denn selbst der über den Tauchfalten folgende Mittelschenkel der Aelafalte ist sehr reduziert. Dafür aber schieben sich zwischen der letzteren und der Fortsetzung des Bergünsteingewölbes steilaufrichtete Hauptdolomitmassen ein. Während diese im rechtseitigen oberen Schaf-tobel nur andeutungsweise zu erkennen sind (Dolomitklotz südlich P. 2550, siehe Profil 2), wachsen sie über Fureletta dafora und Fureletta davains zu immer grösserer Mächtigkeit an, um schliesslich südlich Motta Palousa auf der fast flachgelagerten Hauptüberschiebungsfläche das Maximum zu erreichen. Gerade hier aber ist die Konvergenz der beiden Falten am ausgesprochensten, der axiale Aufstieg der Bergünsteinfalte am grössten, die im Albulatale noch weite und tiefe Bergünermulde somit am Unbedeutendsten.

Das obige Maximum der Hauptdolomitmassen steht zur minimalen Grösse der Mulde in besonderem Gegensatz. Wir können in Anbetracht aller dieser Verhältnisse wohl nicht fehlgehen, wenn wir diese aufsteigenden Dolomite den «Handharmonikafalten» der Bergünermulde gleichsetzen. Letztere wurden, dem WNW-ESE-Streichen der Aelafalte parallel, als Folge der sich von E nach W steigernden Verengung und Hebung der Mulde zusammengestaucht, aufgerichtet und zugleich herausgehoben.

Mit diesen Dolomitaufwölbungen sind nach den Untersuchungen von *E. Ott* auch die im Lias steckenden, losgelösten Hauptdolomitklötze zu verbinden, welche *Zyndel* noch einer besondern, zwischen Aela- und Silvrettadecke einzureihenden tektonischen Einheit, der Suraverzischendecke zugewiesen hat.

In meinem Untersuchungsgebiete war es mir nicht möglich, auf Grund des Beobachtungsmaterials zu diesem Resultate zu gelangen — eine Deutung ist wohl erst westwärts des Schaf-tobels angängig — doch dürfte eine Verbindung im Sinne von *E. Ott* zu Recht bestehen, eine gemeinsame Wanderung gab mir dazu die Überzeugung. Eine Suraverzischendecke gibt es also nicht.

Wir haben gesehen, dass die Bergünermulde ausser mit Lias noch mit einem Teile der eingewickelten Silvrettadecke erfüllt ist. Wie die Mulde selbst, so steigt auch dieser Teil rasch auf und hebt sich bereits im rechten Schaf-tobelgrat, südlich Plan da Pei, in die Luft hinaus.

Im vorangegangenen ist die Falte des Bergünsteins mit derjenigen der Motta Palousa identifiziert worden. Unter und nördlich der letzteren, welche eine von unterostalpinen Gesteinen erfüllte Einwicklungsentiklinale darstellt, folgt wiederum eine tiefe Mulde. Den Verhältnissen entsprechend muss diese im E nördlich unter dem Bergünstein gesucht werden. In diese Mulde ist in der Val Gronda das westlichste Ende der Silvrettadecke tief unter der Falte der Motta Palousa eingewickelt. In derselben Mulde muss analog im E der Porphy von Bellaluna unter die Stirnfalte eingewickelt sein. Die Eintiefung des Albulatales ist jedoch nicht so weit fortgeschritten, dass eine direkte Auflagerung des Lias der Ava lungia auf dem Porphy sichtbar wäre. Der Kontakt steht im Grunde des Albulatales

noch vertikal, wir befinden uns erst an der Stirn der Motta Palousa-Bergünstein-Einwicklungsantiklinale.

Diese nördliche Einwicklung der Silvrettadecke unter die Aeladecke liegt offenbar infolge eines starken Axenfallens dieser Einwicklungsmulde gegen E im Albulatale schon sehr tief. Wir kennen aber im letzteren auch eine Einfaltung der Silvrettadecke in die Aeladecke, diejenige von Urminazinols. Es sind diese beiden Einwicklungen offenbar nicht identisch. Die Silvrettadecke ist zweimal mit nördlich absteigenden Einwicklungsfalten der Aeladecke verfaltet worden. Die Existenz dieser zwei Einwicklungen ist schon aus dem heutigen Umriss der Silvrettadecke ziemlich deutlich ersichtlich. Der Einwicklungsinhalt an Silvrettagesteinen der höheren, südlichen Mulde, der Bergünermulde, hebt sich, wie wir schon gehört, bereits zwischen Spadlatscha und Schafstobel axial in die Luft hinaus, der in der unteren, nördlichen Einwicklungsmulde enthaltene Teil der Silvrettadecke erst viel weiter westlich, jenseits der Val gronda.

Bis jetzt wurde mit *Zyndel* nur eine statt zwei Einwicklungsmulden angenommen, indem die Bergünermulde in die Mulde von Val gronda verlängert gedacht wurde. Beide Einwicklungsmulden streichen parallel zueinander, wiederum parallel zum Streichen der Aelafalte WNW-ESE.

Da wir die Bergünsteinfalte mit der Einwicklungsfalte der Motta Palousa parallelisieren, kann die sich im ersten Augenblick aufgedrängte, nur von *Zyndel* angenommene Verlängerung der Bergünsteinfalte in den Conterserstein offenbar nicht zu Recht bestehen. Die Äquivalente des Contersersteins müssen im Albulatal tief unter den Bergünstein zu liegen kommen, da sie nach den Untersuchungen von *E. Ott* schon dem N-Schenkel der Einwicklungsmulde von Val gronda angehören.

Während wir über die Tektonik der Aeladecke gegen W orientiert sind, besteht über die östliche Verlängerung noch Unklarheit. Dass die Aelafalte sich über das Quertal in den Muot fortsetzt, wie *Zyndel* gezeichnet hat, ist augenscheinlich. Eine endgültige tektonische Deutung des Dolomitklotzes von Naz ist wohl erst nach der Untersuchung der Val Zavretta und des Albulapasses zu erwarten.

B. Silvrettadecke.

Wohl schon einer ganzen Anzahl von Geologen ist die auffallende geologische Verschiedenheit der beiden Talhänge des Albula-«Quertales» zwischen Filisur und Bergün aufgefallen.

Zyndel macht schon ausdrücklich darauf aufmerksam, dass die älteren Gesteine der Silvrettadecke, Gneis und Porphyry auf der E-Seite des Albulatales zurückbleiben und nur die jüngeren Gesteine der Trias gegen W bis nach Surava hinausreichen.

In den quer zum Albulatal gestellten Profilen 3—5 kommt diese auffallende Verschiedenheit in der linken Talseite nach meinen Untersuchungen und dem nach *Eugsters* Angaben gezeichneten rechten Talhang sehr deutlich zum Ausdruck.

Während der linke Hang unter dem Chavagl grond bis hoch hinauf (2000 m) aus Buntsandstein besteht, liegt am rechten Hang über dem Lias der Ava lungia zunächst Gneis, auf welchem gegen N und oben die gewaltige Porphyrmass von Stuls und Bellaluna folgt. Dieselbe bildet ohne Zweifel die Basis des Buntsandsteins der W-Seite des Tales. Der Porphyry von Bellaluna steigt auf der linken Seite des Albulatales bis auf die Höhe der Stulserterrasse, dabei selbst eine Terrasse bildend und ungefähr von Bellaluna bis zur Gipsquelle reichend. Der Gneis der Ava lungia aber ist, wie aus dem Kontakt von Buntsandstein, Gips und Lias bei der Gipsquelle ersichtlich, westlich der Albula offenbar nicht mehr vorhanden. Schuttbedeckung verhindert hier die Feststellung auf der linken Talseite.

Der Gneis der Ava lungia und der Stulser Porphyry gehören also zur Urminaserie, sie bilden im E der Albula die Basis der Urminaschuppe. Der Stulser Porphyry und der Gneis, an dessen Basis werden etwas über der Terrasse von Stuls auf einer ziemlich flachgelagerten Überschiebung überlagert von der zusammenhängenden Gneismasse von Cuolm da Latsch. Diese Überschiebung muss gegen N in die sogenannte Pnezüberschiebung verlängert werden. Es ist dies die von *Eugster* beobachtete, von dem Maiensäss Pnez steil nach N ins Albulatal hinabschliessende Überschiebungsfläche. Diese ist besonders gut zu beobachten, wo sie das Tracé der Rhätischen Bahn kreuzt.

Dort folgt auf normal zu der Serie Stulser Porphy-Buntsandstein gehörigem Recoarokalk am N-Portal des Surmintunnels eine zweite Serie von Campilerschichten, Recoarokalk und Arlbergkalk bis hinüber zum S-Portal des grossen Cruschettatunnels. Höher oben am Hang, bei Surmin, ergänzt sich diese hangende, überschobene Serie der Curzinsantiklinale noch durch tiefere Schichtglieder, Buntsandstein und Gneis.

Die liegende Serie wurde von *Eugster* als Pnezschuppe und die trennende Schubfläche als Pnezüberschiebung bezeichnet.

Es ist die hangende Serie, welche die gegen das Landwasser absteigenden Muchettafalten, Muchettamulde, Curzinsantiklinale, Jennisbergmulde, Jennisbergerantiklinale, Greifensteinermulde und Filisurerantiklinale bildet. Der Recoarokalk der tieferen Serie aber verschwindet unterhalb der Bahntrasse unter steilem N-Fallen unter den Schutthalden des nördlichen Talhanges, und seine Fortsetzung gegen N ist auf dieser Talseite nur durch Vermutungen zu erschliessen. Hier kommt uns nun aber unsere Kenntnis des linken Talhanges zu Hilfe.

Der Recoarokalk des Chavaglhanges ist offenbar zu identifizieren mit dem Recoarokalk der Pnezschuppe, da sie beide mit demselben Buntsandstein in stratigraphischem Kontakt stehen. Auf diesen Recoarokalk folgen am linken Talhang, immer mit normalem Kontakt, noch höhere Schichtglieder der Urminaschuppe bis hinauf zu den carnischen Rauhwacken von Zinols. Der Pnezserie: Gneis-Porphyr-Buntsandstein-Recoarokalk entspricht oben die ganze, durch höhere Schichtglieder ergänzte Urminaserie.

Ferner werden den Verhältnissen entsprechend die Scherflächen, welche beide Serien gegen E und gegen N tektonisch auf beiden Seiten des Tales begrenzen, äquivalent. Die Chavaglscherfläche muss die westliche Fortsetzung der Pnezüberschiebung und somit die liegende Urminaschuppe die Fortsetzung der Pnezschuppe darstellen.

Im weiteren müssen sich auch die hangenden Schubmassen über der Pnez-Chavaglüberschiebung beiderseits des Tales entsprechen.

Die Chavaglschuppe steigt gegen N ab nach Foppas, deren Arlbergdolomite die Verlängerung des Arlbergdolomitkerns der Filisurerantiklinale darstellen. Letztere aber steht auf dem rechten Talhang des Albulatales in Zusammenhang mit den südlicheren Muchettafalten, welche augenscheinlich eine auf der Pnezüberschiebung schwimmende Schubmasse verkörpern.

Wir wissen, dass sich der Recoarokalk am Abhang des Chavagl ununterbrochen nach N fortsetzt. Wir sehen ihn immer mehr gegen den Talgrund sinken und zugleich steiler einfallen. Im Aufschluss auf der linken Seite der Albula (P. 1000 bei Filisur) finden wir Recoarokalk mit Campilerschichten und Buntsandstein fast vertikal stehend und mehr oder weniger quer zum Albulatale streichend. Gehen wir mit dem Streichen der obigen Schichtglieder, so erkennen wir im Recoarokalk-Buntsandsteinklotz, der das Filisurer Kirchlein trägt, die unzweideutige Fortsetzung des Aufschlusses auf dem linken Albulauer. Der ganze Komplex gehört infolgedessen zur Urminaschuppe.

Es muss angenommen werden, dass die Chavaglüberschiebung, die sich im Niveau der mittleren Rauhwacke unter Cloters durchzieht, in der Talrinne nördlich der Kehren des Weges Filisur-Sela steil zur Sohle des Albulatales absteigt. Die Überschiebung ist auf dieser Strecke sehr undeutlich, da sie zum grössten Teil von Schutt bedeckt ist.

Auf der rechten Albulatalseite wird die Abtrennung der Chavaglschuppe von der Urminaschuppe schon etwas deutlicher. Eine bedeutende Abschiebung trennt offenbar den Recoarokalk der Kirche Filisur (Urminaschuppe) von den nur um zirka 50 m höher am Hang anstehenden Raiblerrauhwacken der Ruine Greifenstein (Greifensteinermulde, Muchettafalten-Chavaglschuppe). Diese Abschiebung muss, wie das *Leupold* erstmals darstellt, als eine Verlängerung der Chavagl- und der Pnezüberschiebung aufgefasst werden. *Leupold* ersieht hierin ferner die südliche, wieder auftauchende Fortsetzung seiner nördlich Filisur in der Landwasserschucht gegen SE unter den Talboden einfallende Wiesenerüberschiebung, auf welcher die Muchettafalten gegen N auf eine tiefere Masse, das Schuppegebäude der Guggernell und Valbellahorn-Amselfluhplatte aufgeschoben erscheinen. *Leupold* betrachtet die Pnezserie als südliche Fortsetzung dieser liegenden Masse, welche er mit dem Gesamtnamen «Sandhubelteildecken» bezeichnet hat. Die Muchettafalten und die damit zusammenhängende Ducanmulde

sollen als bedeutende, höhere Teildecke, welche Muchetta-Ducanteildecke benannt wird, auf der zusammenhängenden Wiesener-Pnezüberschiebung und der liegenden Sandhubelteildecke-Pnezschuppe schwimmen. Dieser Auffassung nach würde gemäss unserer Parallelisierung der beiden Seiten des Albulatales die Urminaschuppe mit ihrem Porphyrr einen Teil der Sandhubelteildecke, die Chavaglschuppe aber die westliche Verlängerung der Muchetta-Ducanteildecke darstellen.

Keine tektonische Tatsache aus dem von mir untersuchten Terrain steht mit dieser grosszügigen Deutung im Widerspruch. Im Gegenteil lassen die bedeutenden Faciesunterschiede zwischen Urmina- und Chavaglschuppe auf einen bedeutenden Überschiebungsbetrag an der Chavaglüberschiebung schliessen, wenn diese Scherfläche selbst auch oft recht undeutlich ist.

Leupold hat schon darauf hingewiesen, dass sich in der Sandhubelteildecke und ihrer südlichen Verlängerung, eben in der Pnezschuppe, zwischen Gneis und Buntsandstein die gewaltigen Porphyrmassen des Sandhubels, Kummerhubels und von Stuls einschalten, während in den Muchettafalten der Buntsandstein direkt auf den Gneis transgrediert. Dieser Faciesdifferenz schliessen sich nun die neu aufgefundenen der Urminaschuppe und der Chavaglschuppe an, wie das Fehlen der Prosantoschiefer und das Übergehen des Arlbergkalkes in eine grosse Masse von mittlerer Rauhwacke in der Urminaschuppe. Wir gelangen also zu folgender Parallelisierung:

Chavaglschuppe = Muchetta-Ducanteildecke;

Urminaschuppe = Pnezschuppe-Sandhubelteildecke.

Schon *Eugster* hatte die Fortsetzung der Raiblerrauhwacke, welche einen grossen Anteil an der verkehrten Serie von Val Tisch nimmt, in den Rauhwackeköpfen von Zinolts gesucht. Diese Verbindung ist in die Augen fallend, und unsere Untersuchungen können sie nur bestätigen. Der Rauhwackeaufschluss, den ich in dieser Verbindungsrichtung in den Wiesen gegen das Chalet Belvédère gefunden habe, zeigt dieser Vereinigung den Weg über den Talgrund von Bergün. Ausserdem setzt der Hauptdolomit der «verkehrten Serie» am Ausgang von Tal Tisch ebenfalls über das Albulatal hinweg fort in den kleinen Hauptdolomitaufschluss am linken Albulaufer bei P. 1393. Vermutlich ziehen die Silvrettagesteine unter den Moränen und Schuttkegeln in einem Band, welches dem Kern der Bergünermulde entspricht, quer durch den Kessel von Bergün und trennen den Bergünenstein von der Aelamasse. Der Bergünenstein ist vermutlich ein ringsum geschlossenes Fenster in der Silvrettadecke, doch lässt sich dies wegen der starken Moränenerfüllung des Talkessels von Bergün nicht sicher feststellen.

Der Verbindung von Urminaserie mit der verkehrten Serie von Val Tisch steht nichts entgegen. Die Urminafalte zeigt übrigens ja schon westlich des Albulatales Andeutungen eines verkehrten Schenkels in der Raiblergipsmasse, bei der sogenannten Gipsquelle. Die verkehrte Serie von Val Tisch ist gewissermassen als völlig ausgebildeter «verkehrter» Schenkel der Urminafalte zu betrachten. Die Schubfläche, die *Eugster* in ihrem Hangenden festgestellt hat und welche sie abtrennt von der noch zum S-Schenkel der Ducanmulde gehörigen Gipfelpartie des Darluxgrates, ist offenbar nicht in erster Linie die Ducanscherfläche, wie dies *Eugster* vermutete, sondern die Trennungsfläche zwischen der gesamten Ducanmasse und der liegenden Urmina-Val Tisch-Serie, d. h. die südliche Verlängerung der Pnezschubfläche. Die Ducanscherfläche muss sich mit derselben bereits in Val Tuors, nach dem südlichen Auskeilen der Gneismasse des Latscherkulms, vereinigen.

Zwischen den beiden Schubflächen, welche die tiefere Teildecke der Silvrettadecke begrenzen, der basalen Schubfläche der Silvrettadecke, unten, und der Pnezschubfläche, oben, ist westlich der Albula eine mächtige normale Serie und darunter nur eine Spur einer verkehrten Serie erhalten. In der Verlängerung dieser Situation von Urmina längs der Aelafalte gegen SSE liegt zwischen denselben Schubflächen nur noch eine mächtige verkehrte Serie, die normale liegt davon abgetrennt für sich in der Pnezschuppe.

Die kritische Stelle, wo sich die normale Pnezserie und die verkehrte Serie von Val Tisch zwischen den beiden genannten Schubflächen ablösen müssen, liegt im Grunde von Val Tuors. Der Gips, welcher daselbst östlich auf dem untertauchenden Gewölbe des Bergünensteins liegt, könnte als östliche Fortsetzung des Raiblergipses der Gipsquelle und als auskeilendes N-Ende der Raiblerschichten der verkehrten Serie von Val Tisch erklärt werden.

Wie die normale Serie der Pnezschuppe und die verkehrte Serie von Val Tisch ursprünglich zu verbinden sind, dafür gibt die vollständig ausgebildete Urminafalte den Schlüssel.

Über die Entstehungsgeschichte dieser Struktur Sicheres zu sagen, ist noch schwierig. Jedenfalls ist die Urminafalte eine zufällig gerade in den Muldensack von Bergün hineingeratene Falte älterer Entstehung und ist nicht im Zusammenhang mit deren Einwicklung erst entstanden. Es scheint am wahrscheinlichsten, dass in den gegen Val Spadlatscha gerichteten Teilen der Urminafalte die ursprünglichsten Teile dieser Falte zu sehen sind, d. h., dass eigentlich die NW-streichende Albulaantiklinale durch nachträgliche Bewegungen, vielleicht längs der Aelastirlinie, zu der heute gegen SW schauenden Urminabiegung umgedreht wurde.

Bisher konnte man glauben, im Chavagl sei die normale Sedimentbrücke erhalten, die zwischen Muchetta und Bühlenhorn bzw. Ducankette fehlt, d. h. mit andern Worten, das Chavaglgewölbe sei die geschlossene Monsteinantiklinale *Eugsters*, die sich hier tief hinab gesenkt hätte. So einfach sind die Verhältnisse nicht. Durch meine Aufnahmen wurde gezeigt, dass im Chavagl zwei Schuppen vorhanden sind, die zwei Teildecken der Region zwischen Albula und Landwassertal entsprechen. Die Sedimentbrücke des Chavaglplateaus gehört grösstenteils der unteren Schuppe oder Teildecke, der Pnezschuppe an, die obere aber, die Muchetta-Ducanteildecke, ist nur durch eine Platte von Ladinien vertreten, tiefere Triasglieder und Kristallin fehlen. Die Grenzfläche zwischen beiden Teildecken fällt relativ gegen E oder NE ein, links des Albulatales liegt sie in den ladinischen Horizonten, rechts trennt sie Porphyry, unten, von Gneis, oben. Das Chavaglgewölbe als Ganzes kann schon einem Teil der Monsteinerantiklinale tektonisch bis zu einem gewissen Grade gleichgestellt werden; es besteht aber aus einem anderen Element, einer tieferen Schuppe, als die Massen der Muchetta und des Latscherkulms.

IV. Stratigraphie.

A. Aeladecke.

1. Carnien (Raiblerschichten).

In den Bergünerstöcken finden wir die Raiblerschichten als untergeordnetes Element der Aeladecke, vornehmlich den Überschiebungsflächen entlang. So an der Fuorela Tschitta und auf Sil Cotschen (Aelapass). Zwischendrin ist kein Aufschluss vorhanden, die mächtigen Schuttkegel des Aelahauptdolomites verdecken die Unterlage vollkommen.

Das Carnien der Bergünerstöcke, als Basis der Aeladecke, wird zur Hauptsache aus Rauhwacke aufgebaut. Sie fällt durch ihre rötlichgelbe Farbe von weitem ins Auge, besonders am Aelapass, wo sie zu besonders grosser Mächtigkeit gelangt. Sie zeigt poröse Struktur, ist kalkig und enthält viele Einschlüsse, wie Dolomit, leichtgraue und rötliche Schiefer, ferner Gneisfetzchen und Quarz.

Im Hangenden der Rauhwacke finden wir zwischen Bänken von kompaktem Dolomit rauhwackisierte Lagen und schieferige Dolomite, die ebenso Neigung zur Rauhwackebildung aufweisen. Eine Zusammengehörigkeit dieser Komplexe mit der Raiblerrauhwacke ist als wahrscheinlich anzunehmen.

Die von *Zyndel* zitierten Raiblersandsteine konnten, wie im nächsten Abschnitt gezeigt werden soll, als nicht solche erkannt werden.

2. Norien (Hauptdolomit).

Der Hauptdolomit ist das mächtigste Glied in der stratigraphischen Schichtreihe der Aeladecke. Die jäh abstürzenden Wände des Piz d'Aela und des Tinzenhorns bestehen ausschliesslich aus Hauptdolomit, der hier zu einer enormen Mächtigkeit von rund 1000 m anschwillt. Der Tektonik der Bergünerstöcke entsprechend nimmt die Mächtigkeit des Dolomites von E-W gesetzmässig ab.

Der Hauptdolomit ist gut gebankt und wittert vornehmlich hellgrau an; seltener auch bläulich, hellgelb bis rötlich («Rötidolomit», z. B. westlich der neuen Aelahütte gegen Fil da Scidier hinauf).

Im Bruch ist der Hauptdolomit dicht, kristallin oder sandig-körnig; unter dem Hammer zerfällt er in viele scharfkantige Stücke. Die Dolomitbänke sind hin und wieder von weissen Quarzadern durchzogen, eingelagert finden sich am Aela wie am Tinzenhorn rote Tonhäutebelage. Im mächtig entwickelten Dolomitschutt südlich unter dem Piz d'Aela findet man oft einen eigentümlichen, roten, sandig-kristallinen Dolomit, welcher bei flüchtiger Betrachtung für «Raiblersandstein» angesehen werden kann. In der Tat scheint *Zyndels* Angabe von carnischem Sandstein sich auf dieses Gestein zu beziehen. Klettert man ein Stück in die Aelawand hinauf, so trifft man diesen abnorm ausgebildeten Dolomit mitten in mächtig gebanktem Hauptdolomit in Form von Nestern, jedoch nicht als durchgehenden Horizont. Bei näherer Untersuchung erweist sich das Gestein nicht als Sandstein, sondern als kristalliner Dolomit.

Die den Hauptdolomit einleitende Basisbreccie liess sich anstehend nur stellenweise und nicht sehr typisch ausgebildet feststellen. Wir finden sie in spärlicher Entwicklung über der Rauhwacke auf dem Aelapasse. In losen Blöcken treffen wir die Breccie auf den Moränenwällen südlich der Aelahütte gegen Bot Rotond. Die Grundmasse ist rötlich, sandig, die Komponenten bestehen aus haselnuss- bis faustgrossen, eckigen, oft ausgesprochen rhomboedrischen Dolomiten, die äusserlich hellgelb anwittern, im Bruch dicht sind und dunkelgraue Farbe zeigen. Eine ähnlich ausgebildete Breccie fand ich im Schutt südöstlich des Aelapasses, mit dem Unterschiede, dass daselbst Grundmasse und Komponenten gleich gefärbt sind und das Gestein nur bei näherem Betrachten als Breccie zu erkennen ist.

Der Hauptdolomit kann wohl füglich als fossilarm, in grosser Ausdehnung sogar als fossilleer bezeichnet werden. Durch besonderen Fossilreichtum ausgezeichnete Lokalitäten konnten keine festgestellt werden. — Im Schutt östlich der neuen Aelahütte fand ich vereinzelte Megalodonten (*Megalodus triqueter*, WULF.) und einige unbestimmbare Loxonema ähnliche Gastropoden. *Worthenia solitaria*, BEN., dieses charakteristische Hauptdolomitfossil, traf ich in sehr gut erhaltenem Querschnitt auf dem Gipfel des Rugnux dator, dagegen gelang es mir nicht mit Sicherheit, Diploporen zu konstatieren.

3. Rhät.

Das Rhät lässt sich als mehr oder weniger gut charakterisierter Gürtel vom Albulatale nördlich Val Rots bis ins Schaftobel (P. 2244) verfolgen. Es beteiligt sich in weit geringerem Masse als Hauptdolomit und Lias am Aufbau der Bergünstöcke. Im Scidierprofil erreicht seine Mächtigkeit ein Maximum von zirka 200 m, im grossen und ganzen ist sie aber erheblichen Schwankungen unterworfen, die wohl zum grössten Teil auf tektonische Beeinflussung zurückzuführen sind.

Verfolgen wir das Rhät vom Tranter Aela gegen Murtèl d'Uglix (Schäferhütte), so sehen wir es von zirka 150 m Mächtigkeit bis auf wenige Meter auskeilen, um schliesslich oberhalb der Schäferhütte direkt in scharfen Kontakt von Lias und Hauptdolomit überzugehen. Durch die grosse Abschiebung am Rugnuxgewölbe ist das Rhät hier gänzlich ausgequetscht worden.

Tektonisch reduziert ist das Rhät fernerhin am Piz Spadlatscha; daselbst ist auch eine gewisse Diskordanz zwischen Hauptdolomit und Rhät zu beobachten.

Im Bergünsteingewölbe und in dem ihm entsprechenden kleinen Gewölbe im Schaftobel finden wir die Rhätbedeckung ebenfalls wenige Meter mächtig, hier wohl nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch reduziert.

Das Rhät ist in Ausbildung und Anwitterung weit weniger einheitlich als der Hauptdolomit und der Lias. Wir sehen nicht das Hellgrau des Dolomites noch das Sepiabraun des Lias, sondern eine Wechselfolge von braunen, blauen, grauen, rötlichgrauen, gelben und schwarzen Bänken und Schiefern, oft durch gestörte Schichtung und kleine Falten charakterisiert. An Ort und Stelle lässt sich das Rhät leicht an den Lumachellenbänken und den für das Rhät typischen Fossilien erkennen (siehe unten). Neben Kalken, Kalk- und Tonschiefern finden wir auch eingelagerte Dolomite, besonders an der Basis des Rhät.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Rhät ist infolgedessen nicht scharf ausgeprägt. *Spitz* und *Dyhrenfurth* beschrieben in den «Unterengadiner Dolomiten» diesen Grenzkomplex als das norisch-rhätische Grenzniveau! Wie ich am Piz Quaternals beobachten konnte, findet sich in den Bergün-

stöcken das letztere nicht in seiner typischen Ausbildung. Wohl liess sich verschiedentlich eine gewisse Wechsellagerung feststellen, im allgemeinen aber handelt es sich um gut charakterisiertes Rhät mit einigen wenigen Einlagerungen von Dolomitbänken.

Zur Charakterisierung der Rhätausbildung in den Bergünerstöcken sei das Profil des Scidier (westlich der neuen Aelahütte) wiedergegeben. In dem mächtig aufstrebenden, auffallenden Schichtkomplex kommt die Verwitterung der harten und weichen Partien orographisch prächtig zum Ausdruck.

Von unten nach oben zeigt sich zwischen Hauptdolomit und Lias folgende Sedimentationsfolge:

Der unterste Abschnitt ist durch eingeschaltete, zum Teil bräunlich anwitternde Dolomitbänke und einen Komplex von dünnbankigem, dunkelblauem Kalk mit Einlagerung der ersten Lumachellenbänke (zusammen 16 m) gekennzeichnet. Darauf folgen in mannigfaltiger Wechsellagerung Kalkbänke, Mergel und Tonschiefer. Die Kalke sind zum Teil oolithisch, zum Teil enthalten sie Lumachellen oder Querschnitte nicht näher bestimmbarer Brachiopoden. Solche erreichen zum Teil 30 m Mächtigkeit. Nach Einschaltung einer hellgelb anwitternden Dolomitbank erscheinen wieder dunkle, lumachellenführende Kalke, zum Teil oolithisch und dichter, wohl korallogener Kalk. Die Obergrenze des Rhät ist scharf und wird hier durch 8—10 m weissen Quarzsandstein der Liasbasis (P. 2599 am Scidier) bezeichnet.

Das Rhät weist in den Bergünerstöcken die meisten Fossilien auf. Zum Teil finden wir sie im Anstehenden in den Lumachellenbänken, zum Teil im Schutt. Die beste Lokalität für Fossilien ist das Schuttälchen des Scidier und das obgenannte Scidierprofil. Die Exemplare sind mit sehr wenigen Ausnahmen recht schlecht erhalten und deshalb schwer bestimmbar. Ich kann folgende festgestellte Fossilien nennen:

Avicula contorta, PORTL. (häufig in den Lumachellen).

Gervillia inflata, SCHAFH.

Cardita austriaca, v. HAUER.

Protocardium rhaeticum, MER.

Myophoria, sp.

Pecten, sp.

Terebratulina gregaria (oft massenhaft).

Spiriferina, sp.

Pholadomya, sp.

Bactryllium, sp.

Charakteristisch für die Lumachellenbänke sind besonders: *Avicula contorta*, *Gervillia inflata*, *Cardita austriaca*, *Cardium*, sp., *Pecten*, sp.

4. Lias.

Der Lias ist nächst dem Hauptdolomit das mächtigste Glied in der Aeladecke. Er erreicht in normaler Lagerung 400—500 m.

Die Liasschichten füllen zur Hauptsache die weite Bergünermulde und die dieser entsprechende engere Mulde westlich des Spadlatschatales. An beiden Orten sind die Sedimente der Silvrettaecke in den Lias eingewickelt, am Schaftobelgrät-Foppa ist der abgescherte Silvretta-Deckenteil vollkommen in den Lias eingetaucht. Die Mächtigkeit des Lias nimmt hier übernormale Dimensionen an.

Der Lias fällt vor allem durch die grösstenteils schieferig-mergelige Ausbildung, die der Allgäuer facies nahe steht, ins Auge. Dadurch sticht er deutlich vom dickgebankten Hauptdolomit und dem Rhät ab. Vereinzelt Kalkbänke finden wir in Wechsellagerung mit einer mächtigen Serie von Kalk- und Tonschiefern und Mergelbänken. Im Gestein selbst lassen sich oft zahllose Kleinfalten beobachten.

Es hält schwer, ein lokales Liasprofil als Sedimentationstypus aufzustellen, zusammenfassend für den Aelalias sei das Folgende gesagt:

1. Den Abschluss des Rhät und die Basis des Lias bildet eine durchgehende, dichte Quarzit- oder Sandsteinbank; anschliessend Kalkbänke mit quarzitischen Einlagen. Zirka 25 m.

2. Hierauf folgt eine zirka 250—300 m mächtig entwickelte Serie von dünnbankigen Kalken, Kalk- und Tonschiefern mit brecciösen Einlagen und vereinzelt Kalkbänken.

Dichte, dunkelblaue, oft sandige Kalke alternieren mit schieferig-blättrigen Ton- und Kalkschiefern. Die gebankten Kalke sind oft von Quarzadern durchsetzt, die bald parallel zur Schichtung verlaufen, bald netzartig angeordnet sind. Der Lias weist in diesem Komplex sehr oft intensive Fältelung auf. Die Breccien bilden nicht einen durchgehenden Horizont, sondern treten vertikal und horizontal sehr ungleich auf. Sie enthalten in der Regel nur Dolomitkomponenten. Im allgemeinen aber konnte ich feststellen, dass sie nach W zunehmen. Im Albulatale zwischen Preda und Bergün noch nicht auftretend, setzen sie gegen W mehr und mehr ein, um gegen den Schafftobelgrat, zwischen Foppa und P. 2384, die grösste Ausdehnung zu erreichen. Hand in Hand konstatieren wir in der Breccie auch eine Grössenzunahme der Komponenten.

3. Als oberstes Schichtglied folgt darüber eine regelmässig ausgebildete Serie von grauen und gelben, tonigen Kalkschiefern, plattig und griffelig verwitternd (Allgäufacies). Im untern Teil finden sich auch hier vereinzelt brecciöse Kalkbänke.

Der Aelalias ist sehr fossilarm, die von Ott weiter westlich gefundenen Arietiten konnte ich in meinem Gebiete nicht feststellen. Östlich der Alp Prosutt beobachtete ich in losen Blöcken Belemnitenquerschnitte. Das Gestein, das eine grobe Breccie mit roter, kalkiger Grundmasse darstellt, konnte ich anstehend nicht auffinden.

Höhere Schichtglieder der Aeladecke als Lias wurden nirgends angetroffen.

B. Silvrettadecke.

In der Behandlung der Stratigraphie der Silvrettadecke schliesse ich mich an die Einteilung von Eugster und Leupold an und erwähne nur die für die lokalen Verhältnisse wesentlichen Details.

1. Perm (Bellalunaporphy.)

Als roter und grüner, bankiger Quarzporphyr tritt er in grosser Mächtigkeit südlich Bellaluna im Albulatale auf. Er bildet die Stulserterrasse (1555 m) und auf der gegenüberliegenden linken Talseite die deutlich ausgesprochene Schulter bei P. 1554. Der Bellalunaporphyr greift wohl tief unter den Talboden und dürfte hier eine Mächtigkeit von über 500 m aufweisen.

Im W treffen wir den Quarzporphyr erst wieder im tiefeingeschnittenen Schafftobel an. Seine Ausbildung bekundet starke tektonische Beeinflussung, er ist teilweise ganz schiefrig und enthält der Deckengrenze entlang eingepresste Dolomitstücke.

In den tektonisch arg zerquetschten Sedimenten der eingewickelten Silvrettadecke bei Foppa konnte ich den Porphyr mit Sicherheit nicht feststellen.

2. Skythien.

Der Buntsandstein überlagert den Porphyr als zunächst grobes Konglomerat mit Einschlüssen von grossen, kantigen Quarzen und Quarzporphyren («Verrukano»¹⁾). Darüber folgen rote und grüne Sandsteine (Arkosesandsteine); die obersten Partien des Buntsandsteines tragen eine charakteristische rostbraune Farbe, die diesem Horizont andernorts eigenen kohleschmitzenführenden Sandsteine konnte ich nicht feststellen.

Am E-Abhang des Chavagl grond erreicht der Buntsandstein eine Mächtigkeit von 400—500 m, im Schafftobel dagegen nur eine solche von zirka 50 m.

Die sogenannten Campilerschichten (skythisch-anisisches Grenzniveau, Eugster) folgen auch hier über dem Buntsandstein als dolomitische Quarzite und serizitische Dolomitschiefer, welche zu Zellendolomitbildung neigen. Als eigentliche Rauhwacke («untere Rauhwacke» der älteren Autoren)

¹⁾ Mit Eugster rechne ich dieselben zum Buntsandstein, denn eine Grenze zwischen diesen verrukanoartigen Konglomeraten und den höheren Sandsteinlagen besteht nicht.

sind die Campilerschichten nur lokal ausgebildet. Das ganze Schichtglied fällt äusserlich durch seine gelblichbraune bis hellgelbleuchtende Farbe auf. Die sandigen Dolomite sind oft von dunkeln, bituminösen Häuten durchzogen. Ich konnte keine Fossilien beobachten.

Die Mächtigkeit schwankt am Chavagl zwischen 10 und 20 m, im Schaftobel ist sie geringer.

3. Anisien.

Das Anisien wird vornehmlich durch die Recoaroschichten in der Ausbildung der auch östlich des Albulatales typischen Knollen- oder Brachiopodenkalke und Dolomite vertreten, mit charakteristischer, welliger Schichtoberfläche.

Die Dreiteilung: Gracilisschichten, Knollenkalke und Trochitendolomite konnte ich am E-Abhang des Chavagl im grossen und ganzen bestätigen. Die diesen drei Einheiten entsprechenden Fossilien konnten ebenfalls beobachtet werden:

Gracilisschichten: Stielglieder von *Dadocrinus gracilis*, BUCH.;

Knollenkalke: *Tetractinella (Spirigera) trigonella*, SCHLOTH.;

Trochitendolomite: Stielglieder von *Encrinus liliiformis*, SCHLOTH.

Auffallend ist die überwiegend dolomitische Ausbildung der Recoaroschichten, besonders im Schaftobel.

Am E-Abhang des Chavagl sind die Recoaroschichten ungestört entwickelt und bilden ein durchgehendes, gut gebanktes, graues Felsband über dem rotschimmernden Buntsandstein. Im Schaftobel dagegen ist der ganze Komplex stark zerdrückt und tektonisch wie wohl auch stratigraphisch reduziert; die einzelnen Teilglieder auseinanderzuhalten, ist daselbst unmöglich.

Die Mächtigkeit des Anisien beträgt am Chavagl zirka 120—140 m, im Schaftobel weit weniger; weiter nach W keilt es rasch aus.

4. Ladinien.

An der Grenze zwischen Anisien und Ladinien setzt ein sehr veränderliches Schichtglied ein, die sogenannte «Mittlere Rauhwacke».

Am Chavagl wie im Schaftobel fällt sie durch ihre intensiv gelblich- bis rötlichbraune Farbe auf. Die Rauhwacke ist stark kalkig, porös und sandig, mit ihr vergesellschaftet finden sich gelbe und rötliche, gestreifte Kalk- und Dolomitschiefer.

Die Grenze zum nächst höheren Schichtglied, dem Arlbergkalk, ist nichts weniger als scharf. *Eugster* macht bereits darauf aufmerksam, dass sich die mittlere Rauhwacke teilweise auf Kosten des Arlbergkalkes ausgebildet hat; wie er hervorhebt, besonders in der SW-Facies. Diese Tatsache konnte ich auch in den Silvrettsedimenten der Bergünerstöcke bestätigen, nämlich am E-Abhang des Chavagl und weiter westlich im Schaftobel.

Besonders anschaulich tritt dies am Filisurer Schaftobelweg zutage. Bewegen wir uns von P. 1721 gegen die mittlere Rauhwacke hin, so sehen wir den Arlbergkalk nicht einheitlich ausgebildet, sondern von zwei bis drei Rauhwackenzonen durchsetzt, die als stratigraphische Einlagerungen anzusehen sind.

Am E-Abhang des Chavagl grond tritt stellenweise ausserdem eine tektonische Verschuppung von mittlerer Rauhwacke mit Recoarokalk auf.

Die mittlere Rauhwacke gelangt durch obengenannte Ausbildung zu erheblicher Mächtigkeit, welche gegen 100 m betragen dürfte.

Der Arlbergkalk (unteres Ladinien) bildet eine mächtige Serie korallogener, gut gebankter, dunkelgrauer und blauer, teilweise auch rötlicher Kalke.

Letztere finden sich besonders angrenzend an die mittlere Rauhwacke. Unter dem Chavagl grond, der Überschiebung der Chavaglschuppe entlang, sind diese rötlichen Kalke stark schiefrig und zum Teil auch tektonisch marmorisiert. Daselbst findet sich auch ein gastropoden- (*Naticopsis*) führender Horizont, welcher der Mittelladiniengruppe *Eugsters* zugestellt werden muss. Die für letztere so typische weisse Dolomitbreccie, die am Faleinweg über Filisur sehr schön zu sehen ist, konnte ich weder am Chavagl noch im Schaftobel konstatieren.

Der Arlbergkalk der Urminaschuppe ist massiver, dickbankiger als derjenige der Chavaglschuppe. Unter dem Gipfel des Chavagl grond, da wo die beiden Schichtglieder aneinanderstossen, können wir die verschiedene Ausbildung sehr gut beobachten.

Die Mächtigkeit des Arlbergkalkes ist am Chavagl bedeutend geringer als im Schaftobel, am ersten Orte 30—60 m, am letzteren 100—120 m.

Dem Arlbergkalk folgt bis an die Obergrenze der Stufe eine mächtige Serie einförmiger, grauer, zum Teil auch korallogener Dolomite: der sogenannte Arlberg- oder Wettersteindolomit.

Er ähnelt stark dem Hauptdolomit, besonders dem sandig-kristallinen, im grossen und ganzen aber ist er im Aelagebiete vom Hauptdolomit unterscheidbar. Der Arlbergdolomit ist durchwegs sandig-körnig, der Aeladolomit bis auf einige, früher genannte Ausnahmen dicht und muschelrig im Bruch. Besonders der Arlbergdolomit der eingewickelten Silvrettadecke (Foppa), welcher von kreuz und quer verlaufenden weissen Adern durchsetzt ist, dürfte nicht schwer vom Hauptdolomit zu unterscheiden sein.

Im Arlbergdolomit selbst finden wir eine ausgesprochene Faciesdifferenzierung zwischen der tieferen Urminaschuppe und der aufliegenden Chavaglschuppe. In der ersteren zeigt der Arlbergdolomit massive Struktur, ist dickbankig, in der letzteren finden wir ihn geschichtet, dünnbankig bis plattig. Diese Tatsache bestätigt sich, wie im tektonischen Teil hervorgehoben wird, am Chavagl wie im Schaftobel. Im Arlbergdolomit der Chavaglschuppe finden sich fernerhin noch vereinzelt Einschlüsse von Bleiglanzkörnern. Eine weitere Eigentümlichkeit des Dolomites dieser höheren Schuppe offenbart sich in deutlichen Sedimentationsstörungen. So beobachtete ich am Waldweg Foppas-Alvaneubad ausgesprochene submarine Rutschungen und Sedimentationsbreccien. An ein und demselben Handstück lässt sich guterhaltene, ungestörte Schichtung (feine Streifung) erkennen, während anderseits zu ersehen ist, dass submarine Rutschungen die einzelnen Lagen gestaucht, gefältelt oder gar zersplittert und zu eigentlicher Sedimentationsbreccie umgebildet haben.

Der Arlbergdolomit weist in beiden Teilschuppen lokale Rauhwackisierung auf, so im oberen Teil des Urminatälchens (Urminaschuppe) und südlich des Gipfels des Botta dil Uors (Chavaglschuppe).

Die Mächtigkeit des Arlbergdolomites dürfte durchschnittlich auf rund 200 m zu veranschlagen sein.

5. Carnien.

Die das unterste Carnien vertretenden Prosantoschichten (*Eugster*) bilden im Aelagebiete eine Schichtgruppe, die teilweise fehlt oder dann schwer vom Arlbergdolomit zu trennen ist.

Die von *Eugster* als «schwarze, glasklingende Kalkschiefer und plattige Kalke oder schwarze, dünnbankige, plattige Dolomite» beschriebenen Prosantoschichten fehlen in der Urminaschuppe gänzlich. Bewegen wir uns vom Chavagl grond südwärts über die Hochfläche gegen die Deckengrenze, so finden wir das nächst höhere Glied, den Alteindolomit, direkt anschliessend an den Arlbergdolomit.

In der Chavaglschuppe zeigen sich die Prosantoschichten hart am Fusse des Schaftobelwasserfalls südlich Alvaneubad und ferner im God verd, wo sie am Waldweg bei P. 1556 aufgeschlossen sind (schwarze Kalkplatten mit ganz glatten Schichtflächen)

Es hält ausserordentlich schwer, die Prosantoschichten der Chavaglschuppe durchgehend vom Arlbergdolomit auseinanderzuhalten, deshalb eben, weil der letztere selbst oft auf weite Strecken dünnbankig und plattig ausgebildet ist.

Die in den Prosantoschichten gelegentlich auftretenden Fischschuppen konnten hier nicht festgestellt werden.

Die Mächtigkeit der Prosantoschichten beträgt zirka 50—80 m.

Charakteristischer ausgebildet als die Prosantoschichten ist der stratigraphisch höhere Alteindolomit (*Leupold*).

Wir finden ihn sehr gut aufgeschlossen in den Anrissen östlich über Pradatsch im Spadlatschatal, teilweise auch im oberen Teile des Urminatälchens.

Der Alteindolomit zeigt sich als hellgrau bis weiss anwitternder, gutgebankter Dolomit, welcher von charakteristischen schwarzen Hornsteinbändern und einzelnen Knollen durchsetzt ist und auch kugelige Quarzaggregate und Karbonatkugeln in sich schliesst.

Er weist eine Mächtigkeit von 120—150 m auf.

Den Alteindolomiten anschliessend finden wir eine Schichtgruppe, die vornehmlich als Rauhwacke ausgebildet ist, die sogenannte Raiblerrauhwacke, auch unter dem Namen «Obere Rauhwacke» bekannt.

Wir treffen sie auf der Einsattelung (P. 2377) zwischen Spadlatscha und Uglix, wo sie durch eine ganze Reihe grösserer und kleinerer Versickerungstrichter ausgezeichnet ist: Dem Alteindolomit zunächst liegt ein wenig einheitliches Übergangsglied, bestehend aus roten und graugrünen Tonschiefern («Bactryllientone»), ferner aus Dolomitschiefern und vereinzelt Einlagerungen von Gips und Rauhwacke.

Der darauf folgende eigentliche Rauhwackekomplex bildet das höchste stratigraphische Glied der Silvrettsedimente im Aelagebiet; die noch höheren obercarnischen Dolomite fallen weg.

Der Raiblerrauhwacke ist ein ausgesprochen helles Gelb eigen. Die Verwitterung erzeugt bizarre Formen. Beide Merkmale gestatten, den ganzen Komplex selbst aus der Ferne leicht zu erkennen und auch von dem mehr rötlichgelb schimmernden Band der mittleren Rauhwacke zu unterscheiden. Gute Aufschlüsse finden sich am Aelawege Bergün-Chavagl. Das erste Anstehende findet sich, nur wenig aus dem Wiesengrunde herausstehend, zur Linken des Feldweges Bergün-Belvédère. Mit dem sogenannten «Turm» (am Aelawege) setzt die Rauhwacke ein und ist mit ihren Begleitern bis auf die Chavaglhöhe, meistens steilstehend, leicht zu verfolgen. Im Bachbett etwas unterhalb der Moränenquelle (unterhalb der Schäferhütte) sehen wir die Raibler in vertikaler Lagerung direkt in Kontakt mit dem Lias der Aeladecke. Das Carnien besteht daselbst wechsellagernd aus Dolomiten, tonigen Zwischenlagen («Bactryllientone») und Rauhwacken.

Sehr mächtig und in besonders reiner Ausbildung finden wir den Gips im untersten Teile des Lavinèr Trigt. Die dort austretende grosse Quelle, die von der Albulabahn aus sehr gut sichtbar ist, trägt mit vollem Rechte den Namen «Gipsquelle».

Der ganze Komplex der Raiblerschichten variiert in seiner Mächtigkeit, dürfte aber maximal zirka 150 m erreichen.

V. Oberflächengestaltung.

a) Diluvium.

Das diluviale Eismeer hat auch im Gebiete der Bergünerstöcke Gebirgsformen geschaffen, die ihren ursächlichen Zusammenhang mit der grossen Vergletscherung zum Ausdruck kommen lassen. Wir sehen oben die kühn aufstrebenden Gipfel des Piz d'Aela und des Tinzenhorns mit ihren zackigen Ausläufern und in den Vorbergen die mehr gerundeten, breit ausladenden Formen des Chavagl grond, Cuolmatsch und Botta dil Uors. Die Grenze der beiden Gebirgstypen bildet zugleich die Grenze der diluvialen Eisbedeckung.

Im Bereiche der östlichen Bergünerstöcke haben wir den grossen Albulagletscher und die kleineren Lokalgletscher in Betracht zu ziehen. Unter den letztern verstehen wir den Aela-, den Spadlatscha- und den Schaftobelgletscher.

1. Albulagletscher.

Sein Leiterratikum ist der charakteristische und leicht erkennbare, grünliche Albulagranit.

An der E-Mark des bearbeiteten Gebietes beginnend, finden wir am Fusse des God d'Isas bei P. 1393 die erste grössere Moränenbedeckung.

Auf den Terrassen über den steilen Felswänden des God d'Isas fand ich nur äusserst wenig Albulagranit. Talabwärts aber sehen wir die Wiesen nordwestlich von Bergün (gegen Arzetta hin) teilweise stark mit Erratika übersät. Am Crap Rescha (nördlich P. 1331) zeigen sich zudem guterhaltene Gletscherschliffe.

Vereinzelt Blöcke von Albulagranit finden sich im Urminawalde, daselbst liegt ein kleiner, ebener Fleck (über dem Urminaweg bei zirka 1600 m), der dichte Bestreuung aufweist. Weiter nördlich, bei

P. 1554, fand ich ausser einigen Moränenresten auch Gletscherschliffe im Porphyr, ebensolche finden sich über dieser Schulter auf zirka 1950 m im Buntsandstein.

Südwestlich Filisur, am Fusswege nach Sela, beobachten wir am absteigenden Recoarokalk glaziale Rundungen; auf zirka 1200 m verläuft die Fahrstrasse mitten durch zwei Moränenwälle.

Die grösste Moränenbedeckung konstatieren wir auf Cloters-Sela und angrenzend nach W. Auf Foppas findet sich Albulaerratikum bis hart an den Absturzrand gegen Filisur, eine ungefähr in der Richtung des Landwassertales verlaufende Moräne ist besonders stark entwickelt. Im untern Teile des God verd haben sich eine ganze Anzahl gleichgerichtete, ungefähr E-W-streichende Moränenwälle abgelagert. Sie sind teilweise am Filisurer Schaftobelweg zu beobachten (von Filisur herkommend zur Rechten). Bei P. 1556 zeigen Gletscherschliffe auf den Prosantoschichten dieselbe Richtung an wie die obigen Moränenwälle. Gegen Alvaneubad hin finden sich überall im Walde zerstreute Blöcke von Albulagranit, sie sitzen selbst zu äusserst auf den Felsköpfchen des Arlbergdolomitabsturzes.

Am Ausgang des Schaftobels, auf den Felsen beim Wasserfall, treffen wir nur wenig Albulagranit, der Schaftobelgletscher lagerte hier neben Buntsandstein auch Dolomit, Rhät und Lias ab. Dasselbe trifft auch für die höher gelegenen Teile des God verd zu, das Material mag hier durch den Schaftobelgletscher wie auch den Spadlatschagletscher an Ort und Stelle transportiert worden sein.

Im allgemeinen wird die Moränebedeckung des Albulagletschers in der Richtung des untern Schaftobels gegen Sela-Cloters immer dichter und mächtiger, um auf eine ansehnliche Fläche ein eigentliches, unter Moos und Niederwald begrabenes Blockmeer zu bilden. Die dichte Streuung von Albulaerratika ist auf dem Grate zwischen Cloters und Plan dil Uors bis auf eine Höhe von zirka 1700 m zu beobachten, während auf der entsprechenden E-Seite des Spadlatschatales Ablagerungen des Albulagletschers nur sehr spärlich vertreten sind, etwas mehr Erratikum findet sich erst auf einer Höhe von zirka 1850 m.

Während wir in der Gegend von Prosutt keinen Albulagranit feststellen können, finden wir die ganze Hochfläche des Chavagl grond von grösseren und kleineren Granitblöcken überstreut. Damit vergesellschaftet, sind auch Gesteine der Aeladecke vertreten, welche der Albula-gletscher wohl zum grössten Teil von SE her hierhin verfrachtet hat. Südwestlich der P. 2135 und P. 2403 konnte ich keine Ablagerung von Albulagranit beobachten, wohl aber im östlichen Teil der Hochfläche, am Chavagliet (P. 2357), und südöstlich davon, auf der Schulter von Plan Purchè (Name nicht auf der Karte).

Die höchsten in der Karte eingetragenen Erratika des Talgletschers liegen bei 2380 m.

Zwischen Chavagl grond-Gipfel und P. 2403 südlich davon haben wir eine talähnliche, den breiten Rücken transversal von SE nach NW durchquerende Mulde, in welcher Albulaerratika im Vergleich zum umliegenden Gelände stark verbreitet sind. Diese kleine Talung ist offenbar vom Albulagletscher geschaffen worden, eine tektonische Anlage ist nicht festzustellen.

Was die zeitliche Ablagerung der Moränen betrifft, so ist wohl anzunehmen, dass jene an der Strasse Filisur-Sela (zirka 1200 m) und die Erratikabestreung auf Cloters-Sela-Foppas sowie die Moränenwälle im God verd dem Gschnitzstadium entsprechen, während die Moränebedeckung auf dem Chavagl grond einer Haupteiszeit zugesprochen werden muss.

2. Die Lokalgletscher.

Als solche kommen die Gletscher des Tranter Aela, des Spadlatschatales und des Schaftobels in Betracht. Ihr Leiterratikum besteht aus Hauptdolomit, Rhät und Lias.

Der Aelagletscher hat prachtvolle Karnischen geschaffen, so im Tranter Aela, im Murtèl d'Uglix und auf der E-Seite des Piz Spadlatscha. In der Ansicht vom Cuolm da Latsch aus kommen sie in schönster Weise zur Geltung.

Das grosse Kar des Tranter Aela teilt sich im obern Teil in zwei Teilnischen, die durch den Sporn des steil aufstrebenden Piz dil Barba Peder getrennt sind. Nur ein äusserst schmales, vom Piz dil Barba Peder sich aufwärtsziehendes Felsband, bildet die ihrer Auflösung entgegengehende Schuttwand.

Zwischen den beiden Teilkaren und dem untern, ungetrennten Tranter Aela-Kar erkennen wir eine leichte Talstufe.

Ein deutlich ausgeprägter früherer Gletscherstand ist nicht zu beobachten. Ausser der Rundhöckerlandschaft des untern Tranter Aela und einer schön ausgebildeten, rezenten Moräne östlich des Piz dil Barba Peder, finden wir keine weiteren Anhaltspunkte für die Geschichte des alten Tranter Aela-Gletschers.

Im Murtèl d'Uglix konstatieren wir im oberen Teil zwei gut ausgeprägte rezente Moränen, bei der Schäferhütte eine schön erhaltene Stirnmoräne. Ein kleiner, halbkreisförmiger Wall, der in der topographischen Karte wiedergegeben ist, zeigt sich uns südlich über Uglix bei P. 2388.

Der Spadlatschagletscher hinterliess im obersten Teile eine Anzahl schön ausgeprägter Moränenwälle. Südlich Bot Rotond sehen wir einige westöstlich verlaufende Moränenzüge, welche nördlich P. 2362 scharf nach N umbiegen, um südlich der neuen Aelahütte eine ganze Reihe konzentrisch angeordneter Stirnmoränenwälle zu bilden. Nördlich der neuen Aelahütte verschwinden diese Wälle. Der frühere Gletscherstand bekundet sich zum Teil in verschwemmter Moräne, zum Teil in zungenförmiger, mächtiger Moräneablagerung, die nordwestlich der Alp Spadlatscha in steilem Blockwall abbricht.

Der Gletscher hat hier ein Meer von Blöcken (meistens Hauptdolomit) abgesetzt, die wohl einstens in kleineren Bergstürzen auf den Gletscher niedergefallen und durch ihn talauswärts verfrachtet worden sind.

Anschliessend weiter nördlich finden wir noch etwas verschwemmte Moräne, frühere Moränebedeckung können wir ferner noch an den Terrassenrändern zu beiden Seiten des Spadlatschabaches bei der Alp Prosutt beobachten.

Die Kare des Scidiertälchens und von Gravaratschas sind je durch einen schönen Endmoränenwall abgeschlossen.

Foppa sot und Foppa sura stellen zwei kleinere Karnischen dar.

Im Schaftobel lässt sich kein deutlich ausgesprochener Gletscherstand erkennen. Glaziale Beeinflussung bezeugt die Rundhöckerlandschaft des obersten Teiles, talauswärts sind jedoch keinerlei Moränen zu beobachten, ausgenommen die geringen Moräneablagerungen am Talausgange, die aber wiederum teilweise dem Albulagletscher zuzuschreiben sind.

Über die zeitliche Moränenablagerung der Lokalglletscher dürfte sich wenig Bestimmtes aussagen lassen. Wir nehmen aber an, dass die Moränenbildung der Lokalglletscher insgesamt zur Zeit des Daunstadiums stattgefunden hat. Eine Aufteilung in einzelne Phasen und eine Parallelisierung derselben ist in Anbetracht der noch wenig bekannten Glazialgeologie Graubündens nicht wohl möglich.

b) Terrassensysteme und alte Talböden.

Von der Existenz alter Talböden zeugen nur noch kleine Terrassen an den Talhängen und flache Bergrücken und Hochflächen.

Im Gebiete der östlichen Berggipfel lassen sich drei verschiedene Terrassensysteme ausscheiden. *Eugster* gelangt östlich der Albula zu ihrer vier an Zahl, es ist aber hervorzuheben, dass das erste, zweite und vierte Niveau auch westlich der Albula vorhanden und nur das dritte Niveau nicht angedeutet ist.

Erstes Niveau.

Es fällt annähernd mit der Höhe des diluvialen Eismeeress zusammen und bildet die breite Hochfläche des Chavagl grond und wohl auch die kleine Terrassierung bei P. 2384 am Schaftobelgrat.

Äquivalente östlich der Albula (*Eugster*): Terrassen oberhalb der Stulseralp (2400 m), angedeutete Terrasse bei der «Schäferhütte» südlich des Stulsergrates (2440 m) und die terrassenartige Schulter auf der SW-Seite der Muchetta (2318 m).

Der Hochfläche des Chavagl entspricht auch der nördlich des Landwassers gelegene breite Rücken des Altein wie auch die ihm äquivalenten, nach W fallenden, schönen Terrassen über den Dörfern Schmitten und Alvaneu.

Zweites Niveau.

Dieses ist das am besterhaltenste und am besten zu verfolgende Niveau in den östlichen Bergünnerstöcken.

Auf den terrassenartigen Abstufungen östlich des Rugnux dadains beginnend, zieht es sich nördlich zum P. 2128, welcher als scharfausgesprochene Kanzel von Bergün aus gut sichtbar ist. Von hier aus lässt sich die Terrassierung in nordwestlicher Richtung über folgende Punkte leicht verfolgen:

Schulter des Tranter Aelaweges nordöstlich unter Rugnux dadar,
Plan Purchè (Name nicht auf der Karte) südöstlich unter P. 2357,
Schutterraße unter dem Gipfel des Chavagl grond,
Terrassenband bei P. 2078 nordwestlich unter Chavagl grond und
Plan dil Uors, nördlich unter Botta dil Uors.

Das deutlich verfolgbare Gefälle dieses Terrassensystems beträgt rund 2,5 %.

Äquivalente östlich der Albula:

Terrassen des Muot (2375—2336 m).

die breite Hochfläche des Cuolm da Latsch,

ferner die Terrasse von Plan Grond am SW-Abhang der Muchetta (P. 2183 und P. 2140).

Drittes Niveau.

Die Terrassen dieses tiefsten Systems finden sich nur im Silvrettaanteil des Untersuchungsgebietes, in der Quarzporphyrschulter des P. 1554 südlich über Bellaluna und in der schönen Terrassierung von Cloters-Sela (1445 m).

Der erstere Punkt ist das Äquivalent der grossen Latscher- und Stulserterrasse (P. 1589 und P. 1555), der letztere dasjenige der Cruschetta (1443 m) südöstlich von Filisur.

Das Gefälle beträgt in diesem Niveau zirka 2,8 %.

Das obige dritte Niveau entspricht dem von *Eugster* östlich der Albula ausgeschiedenen vierten Niveau, das dazwischenliegende Glied ist, wie schon erwähnt, nicht erhalten geblieben. Ein Äquivalent der prachtvollen Faleinerterrasse lässt sich westlich der Albula nicht feststellen.

* * *

Was die Bildung der Täler anbetrifft, so ist hervorzuheben, dass die Tektonik vor allem für die erste Anlage bestimmend war.

Das Albulatal zwischen Filisur und Alvaneubad liegt als Längstal in der Landwassermulde; das Albulatal südlich von Filisur, als «ein typisches Quertal», ist als solches nur zwischen Preda und Bergünstein zu betrachten, muss aber von da an bis Filisur, besonders im untern Teile, als tektonisches Längstal bezeichnet werden (vgl. geologische Profile).

Das Spadlatschatal folgt in seiner Anlage in gleicher Weise der Spadlatschadepression (siehe tektonisches Kärtchen), während das Schaftobel, als ein Erosionstal, quer zum Streichen von Aela- und Silvrettadecke gerichtet ist, somit ein typisches Quertal darstellt.

Schaftobel und Spadlatschatal münden mit einer beträchtlichen Talstufe in das übertiefte Albulatal ein. Es dokumentiert sich dies in deutlichster Weise durch den jäh abstürzenden Spadlatschabach und den einen Wasserfall bildenden Schaftobelbach.

c) Bergstürze.

Bergsturzmateriel findet sich im Untersuchungsgebiet vornehmlich im Bereiche von Dolomitgestein, einerseits im Arlbergdolomit und anderseits im Hauptdolomit. Indessen handelt es sich wohl mehr um grosse Felsstürze als um eigentliche Bergstürze.

Felssturzmassen finden sich im Arlbergdolomit nördlich von Botta dil Uors zwischen den Punkten 2038 und 2209 und ungefähr auf gleicher Höhe unter P. 2238 am Chavagl pitschen.

Im Arlbergdolomit konstatieren wir ferner eine Absackungszone, die zwischen dem Gipfel des Chavagl grond und P. 2357 (Chavagliet) parallel zum E-Absturz der Chavaglhochfläche verläuft und durch tiefe Längsrisse charakterisiert ist.

Bergsturmassen begegnen uns ferner im Hauptdolomit, so im obersten Teile des Schaftobels, nördlich des Grates am Aelapass, südlich des Verbindungsgrates zwischen Piz d'Aela und Rugnux dadains und ebenso im Talbecken von Bergün.

Das Material besteht hier ausser Dolomitblöcken auch aus Rhät und Lias und ist zum Teil mit grobem, verschwemmtem Moränenschutt vergesellschaftet. Die Bergsturmassen liegen ungefähr nördlich der Punkte 1383 (beim Bergüner Schiessstand)-Kirche Bergün und Eisenbahnbrücke über den Tuorsbach und häufen sich vor allem am Fusse der Latscherterrasse an. Es erweckt uns den Eindruck, wie wenn ein von SW gekommener Bergsturz hier gebrandet wäre, dies um so mehr, als sich die Sturmassen östlich der Albula konzentriert haben.

Nach meiner Ansicht kam der Bergsturz von der NNE-Seite des Rugnux dadains. Eine Abrissnische ist deutlich erkennbar, vor allem vom Rugnux dadior aus. Eine Fliegeraufnahme von *Mittelholzer* bestärkt diese Ansicht — es «fehlt» dem Berg förmlich etwas an dieser Stelle. Ein ganzes Schichtpaket ist fort.

Wie am Rugnux dadior, ist auch hier ein Bruch vorhanden, und zwar, wie dort, an der Umbiegungsstelle der grossen Aelafalte, nur mit dem Unterschiede, dass das Ausmass der Verstellung kleiner ist. Die Bruchfläche hat den Absturz eines Teils der dislozierten Masse erleichtert, in welcher ausser Hauptdolomit auch noch Rhät und Lias vorhanden war.

d) Quellen.

Neben den vielen kleinen, temporären Schuttquellen finden sich im Untersuchungsgebiet auch mehrere grosse und konstante Quellen.

So treffen wir einen Quellhorizont im Val Rots gleich unterhalb des Moränenbodens bei P. 2250.

Anderseits verdankt der Sablunbach seine Existenz zur Hauptsache der mächtigen, bachartigen Kluftquelle im untersten Teile des Tranter Aela.

Eine sehr schöne Quelle treffen wir am Aelawege unterhalb der Schäferhütte. Es ist eine typische Moränenquelle, die dem Kontakt von Moränenmaterial (über dem Weg) und anstehendem Lias (unter dem Weg) entspringt. Die Quelle, die ungefähr auf einer Höhe von 1940 m liegt, wies am 24. September 1921 eine Temperatur von 2,4° C auf, wobei die Luft 9° C zeigte (vormittags 10 Uhr).

Im untern Teil des Lavinèr Trigt, am E-Fuss des Chavagl, findet sich bei zirka 1260 m die sogenannte «Gipsquelle». Sie bildet einen reichen Quellhorizont an der Grenzfläche des Bellalunaporphyr und des mächtig entwickelten Raiblergipses.

Eine weitere Gruppe konstanter Quellen begegnet uns westlich der neuen Aelahütte. Das Wasser tritt unter Moränen- und Schuttmaterial über dem anstehenden Hauptdolomit zutage.

Eine Temperaturmessung zeigte am 24. September 1921 bei einer Luftwärme von 14,6° C (nachmittags 1 Uhr 45) 1,8° C, Höhe zirka 2200 m.

Südlich der Alp Prosutt im Spadlatschatal, ungefähr bei P. 2104, treffen wir eine starke Quelle, die den Schichtflächen von Dolomit und Lias entspringt. Sie liefert das Wasser für die Filisurer Alp (Prosutt) und ist zu diesem Zwecke von der Alpgenossenschaft gefasst worden.

Eine fernere gute Quelle ist auf Foppa sura, etwas westlich unter P. 2344. Das Wasser tritt unter Schutt- und Moränenmaterial über dem anstehenden Lias aus.

Ausser diesen gewöhnlichen Quellen haben wir im Untersuchungsgebiet noch einige wenige Austritte von mineralischem Wasser. Es sind das die mit den Eisensulfatquellen von Alvaneubad zusammenhängenden kleinen Mineralquellen (auf der Karte angegeben) nördlich von Foppas. Über den nähern Charakter dieser Quellen gibt uns die Broschüre von Dr. *Nussberger* Auskunft: «Heilquellen und Bäder im Kanton Graubünden» (Chur 1914).



Geologische Profile durch die Aelagruppe

von
Friedrich Frei

SW.

NE.

