

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft,
subventioniert von der Eidgenossenschaft

**Neue Folge, 54. Lieferung,
I. Abteilung**

Des ganzen Werkes 84. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse

publiés par la
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles,
subventionnés par la Confédération

**Nouvelle série, 54^e livraison,
I^{re} partie**

84^e livraison de la collection entière

Geologie
des
südöstlichen Rätikon
(zwischen Klosters und St. Antönien)

Mit 1 Textfigur und 3 Tafeln

Von
Willy Häfner

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1924
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1924
Imprimé par Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 22. März 1924 legte Herr Willy Häfner in Zürich seine Untersuchung über den südöstlichen Rätikon vor und anerbote dieselbe zur Publikation in den «Beiträgen». Die Kommission beschloss den Druck, der durch einen finanziellen Beitrag des Autors an die Druckkosten sofort möglich wurde.

Handstücke und Dünnschliffe sind im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule deponiert.

Für den Inhalt von Text und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, den 29. März 1924.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>Literaturverzeichnis</i>	IV
<i>Vorwort</i>	1
<i>Einleitung und tektonische Übersicht</i>	2
<i>Historisches</i>	3
<i>Die Bündnerschiefer</i>	4
<i>a) Stratigraphie</i>	4
<i>b) Tektonik</i>	7
<i>Die unterostalpinen Decken</i>	10
<i>a) Stratigraphie</i>	10
1. Die Falknisdecke	10
2. Die Sulzfluhdecke	14
Die Schuppe des Viehcalandatälchens	15
3. Die Aroser-Schuppenzone	16
<i>b) Tektonik</i>	21
1. Die Falknisdecke	21
2. Die Sulzfluhdecke	24
3. Die Aroser-Schuppenzone und die Viehcalandaschuppe	25
<i>Allgemeine Tektonik des südöstlichen Rätikon</i>	30
<i>Moränen und Bergstürze</i>	32

Benutzte Literatur¹⁾.

1. *O. Ampferer*. Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. Verh. K. K. R. A., 1907.
2. *P. Arbenz*. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Alb.-Heim-Festschrift, 1919.
3. *J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster, R. Brauchli*. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (Vorläufige Mitteilung). Alb.-Heim-Festschrift, 1919.
4. *J. Cadisch*. Geologie der Weissfluhgruppe (zwischen Klosters und Langwies). Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, n. F. II, 1. Abt., 1921.
5. *J. Cadisch*. Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Ecl. geol. Helv. Band XVII, Heft 5, 1923.
6. *H. P. Cornelius*. Die kristallinen Schollen im Retterschwangtal (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, 1921.
7. *W. Hammer*. Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. K. K. R. A., Bd. 64, 3. Heft, 1915.
8. *Alb. Heim*. Geologie der Schweiz, Bd. II, 2. Hälfte. Leipzig 1922.
9. *Arn. Heim*. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnerngruppe) und das Problem der Kreidenummuliten. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, n. F. LII.
10. *Th. Lorenz*. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies II. Der südliche Rätikon. Ber. natf. Ges. in Freiburg im Breisgau, XII, 1901.
11. *H. Mylius*. Geologische Forschungen an der Grenze zwischen West- und Ostalpen. II. Teil. München 1913.
12. *A. Rothpletz*. Der Rätikon und die grosse rätische Überschiebung. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1899.
13. *A. Rothpletz*. Geologische Alpenforschungen. I. München 1900. II. München 1905.
14. *A. Rothpletz*. Das Gebiet der zwei grossen rätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Samml. geol. Führer durch die Alpen. Berlin 1902.
15. *W. v. Seidlitz*. Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg im Breisgau, XVI, 1906.
16. *C. Schmidt*. Über das Alter des Bündnerschiefers im nordöstlichen Graubünden. Ber. d. oberrh. geol. Ver., Freiburg im Breisgau, 1902.
17. *R. Staub*. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, n. F. XLVI, 1916.
18. *R. Staub*. Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda. Spezialkarte Nr. 78, 1916.
19. *R. Staub*. Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda, XLVI, 3. Teil, 1917.
20. *R. Staub* und *J. Cadisch*. Zur Tektonik des Unterengadiner-Fensters. Ecl. geol. Helv. Bd. XVI, Heft 2.
21. *G. Steinmann*. Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. natf. Ges. Freiburg im Breisgau, I. Teil, 1897. II. Teil, 1905.
22. *Chr. Tarnuzzer*. Der geologische Bau des Rätikongebirges. Jahrb. natf. Ges. Graubündens, XXXV, 1891.
23. *Chr. Tarnuzzer* und *A. Bodmer-Beder*. Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie des östlichen Rätikons. Jahrb. natf. Ges. Graubündens, n. F., Band XL, 1899.
24. *G. Theobald*. Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Band II, 1864.
25. *G. Theobald*. Blatt XV der geol. Karte der Schweiz 1 : 100,000. Bern 1864.
26. *D. Trümpy*. Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, n. F., XLVI, 1916.
27. *D. Trümpy*. Geologische Karte des Falknis. Ebenda. Spezialkarte 79, 1916.

¹⁾ Vollständiges Literaturverzeichnis über das Prättigauerhalbfenster siehe in Cadisch, Nr. 4.

Vorwort.

Die Anregung zur geologischen Bearbeitung des südöstlichen Rätikon verdanke ich meinem Freunde Dr. J. Cadisch. Im Sommer 1921, als ich ihn längere Zeit während seiner geologischen Aufnahmen im Plessurgebirge begleiten durfte, machte er mich auf das nahegelegene, vom neuern geologischen Standpunkt aus noch unbearbeitete Gebiet aufmerksam.

Die Aufnahme der Feldarbeiten habe ich, im Einverständnis mit Herrn Prof. Schardt, in den beiden folgenden Sommern 1922—1923 durchgeführt. Als Grenzen des Untersuchungsgebietes wurden festgesetzt: im Süden die Landquart, im Westen der Schanielenbach bis St. Antönien-Rüti, im Norden der Passweg des St. Antönierjochs und im Osten der Grenzkamm bis zum Madrisahorn, von hier durch das Schafcalandatälchen ins untere Schlappintal. Die petrographische Untersuchung der kristallinen Gesteine der Silvrettadecke musste ich, obwohl ursprünglich in meinem Plane inbegriffen, unterlassen, da die ersten Ausführungen mich bald zu der Überzeugung brachten, dass diese Untersuchungen nur auf breitester Grundlage durchgeführt werden können und so eine grosse Arbeit für sich bilden würden. Die so komplizierte Detailtektonik der unterostalpinen Decken nahm ohnehin schon alle zur Verfügung stehende Zeit in Anspruch.

Als Grundlage der ganzen Arbeit diente die geologische Aufnahme des Gebietes im Massstab 1 : 25,000 (vergrösserte Siegfriedkarte). Die Handstück- und Dünnschliffsammlung ist im geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich deponiert.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. Schardt, spreche ich für seine rege Anteilnahme an dieser Arbeit, während einer Exkursion im Prättigau, wie auch hier im Institut, meinen besten Dank aus; ebenso Herrn Prof. Dr. P. Niggli für seine wertvollen Anregungen während der ganzen Studienzeit. Meinem Freunde Dr. J. Cadisch verdanke ich sowohl seine treffliche Einführung in die Stratigraphie und Tektonik des Prättigauerhalbfensters, als auch manche klärende Diskussion über gemeinsame Probleme der Geologie Nordbündens.

Auch der Prättigauer Bevölkerung möchte ich an dieser Stelle für ihre aussergewöhnliche Gastfreundschaft unten in den Tälern, wie auf den hochgelegenen Maiensässen und Alpen, gedenken.

Und endlich bin ich der Geologischen Kommission für die Aufnahme meiner Arbeit in die Beiträge zu grossem Dank verpflichtet.

Einleitung und tektonische Übersicht.

Unter dem südöstlichen Rätikon verstehe ich die Gebirgsgruppe des Madrisahorns mit seinen Vorbergen, d. h. das Gebiet zwischen Klosters und St. Antönien. Die tiefern Partien gehören der grossen penninischen Schieferbucht des Prättigaus an, eine mittlere, durch die hellen Sulzfluhkalke schon von weitem in die Augen fallende Zone, stellt einen Teil des unterostalpinen Fensterrahmens dar. Darüber lagert sich im Osten die kristalline Platte der Silvrettadecke. Im nähern wird die Madrisa-
gruppe von folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut (siehe Tafel I und II):

- | | | |
|---|---|---------------------------|
| 1. Die Bündnerschiefer | = | penninisch (Margnadecke). |
| 2. Die Falknisdecke | } | = unterostalpine Decken. |
| 3. Die Sulzfluhdecke
Die Schuppe des Viehcalandatälchens | | |
| 4. Die Aroser-Schuppenzone | | |
| 5. Die Silvrettadecke | = | oberostalpine Decke. |

Die Bündnerschiefer des Prättigaus werden heute allgemein als Schieferhüllen penninischer Decken aufgefasst. Falknisdecke, Sulzfluhdecke und die Aroser-Schuppenzone sind die unterostalpinen Decken Nord- und Mittelbündens. Über ihre gegenseitigen Beziehungen wird weiter unten die Rede sein. Die Schuppe des Viehcalandatälchens steht sowohl stratigraphisch wie tektonisch zwischen 3 und 4 mitten drin und kann vorläufig weder der einen noch der andern Decke zugezählt werden; sie hat im ganzen nur untergeordnete Bedeutung. Die mittelostalpine Decke, die Campodecke, ist im Prättigau nicht mehr vorhanden; ihre nördliche Stirnbiegung liegt unter dem Seehorn am Davosersee. Dagegen ist die oberostalpine Silvrettadecke wieder in wesentlichem Masse am Bau des Rätikons beteiligt. Im südöstlichen Rätikon bilden ihre kristallinen Gesteine den zackigen Grenzgrat Gargellenköpfe-Madrisahorn. Sedimentäre Gesteine derselben sind hier nicht vorhanden, diese finden sich im Rätikon weiter nördlich und westlich, wo sie z. B. die mächtigen Dolomitwände der Scesaplana aufbauen.

Das ganze Prättigauerhalbfenster liegt im Bereiche der Silvrettadepression. Hier am Ostende haben wir, wie am Westende im Falknisgebiet, eine Zone besonders ausgeprägten axialen Ostfallens. Dieses rasche Einfallen aller Schichten und tektonischen Einheiten unter das Silvrettamassiv ist der dominierendste Zug des ganzen Baues dieser Gebirgsgruppe. Im weitem ist derselbe bedingt durch die axiale Aufwölbung Saasercalanda-Madrisahorn und durch eine quer durch das Gafiertal streichende grössere Falte.

In schmalem Zuge lässt sich, unter den weissen Sulzfluhkalkwänden durch, und oft durch deren mächtige Schutthalden verdeckt, die Zone der Falknisdecke verfolgen, von den liegenden Bündnerschiefern im Landschaftsbilde kaum sich abhebend. Anders die Sulzfluhdecke: ihre hellen Jurakalke lassen sich schon von weitem als fast ununterbrochene Wand von Klosters bis zur Gempiflüh erkennen. Darüber wieder, eingeklemmt zwischen die beiden starren Platten des Sulzfluhkalkes und des Silvrettakristallins, zieht sich das schmale Band der Aroser-Schuppenzone hin. Alle diese drei unterostalpinen Decken sind relativ sehr wenig mächtig. Sie tauchen östlich unter das Silvrettamassiv ein, während sie weiter westlich, über den Schiefern des Prättigaus, der Erosion anheimgefallen sind. Wir werden im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen Stratigraphie und Tektonik dieser verschiedenen übereinanderliegenden Zonen zuerst getrennt der Reihe nach behandeln, um am Schlusse nochmals ein Gesamtbild vom Bau dieser Gebirgsgruppe zu entwerfen. Vorher möchte ich noch einige kurze historische Bemerkungen über den bisherigen Stand der Untersuchungen einfügen.

Historisches.

Cadisch hat in seiner Weissfluh-Arbeit (4, 3—9) eine zusammenhängende und übersichtliche Darstellung des allgemeinen Entwicklungsganges gegeben, den die geologische Erforschung für das ganze Prättigauerhalbfenster genommen hat. Ich möchte diesen hier nicht wiederholen, da er für alle Teile des Prättigaus in seinen Hauptzügen derselbe war. Für die allgemeine Orientierung auf das betreffende Kapitel von *Cadisch* verweisend, will ich hier nur einige spezielle, den südöstlichen Rätikon betreffende Angaben machen.

Von der ältern Literatur sind in erster Linie das betreffende Kapitel in *Theobalds* Beschreibung der nordöstlichen Gebirge Graubündens (24, «östlicher Rätikon», 89—108), später die Arbeiten *Tarnuzers* (22, 23) zu erwähnen. Nachdem schon früher durch *Schardt* und *Lugeon* die Deckennatur des Rätikon erkannt worden war, ist *Seidlitz* der erste gewesen, der die Deckenlehre im östlichen Rätikon durch detailliertere Aufnahmen zu bestätigen suchte: Seine 1906 erschienene Arbeit behandelt das Gebiet zwischen Cavelljoch und Klosters. Der südliche Rätikon ist von ihm allerdings nur sehr cursorisch untersucht worden (15, 87—92). *Seidlitz* war nämlich der Ansicht, dass die ganze «Aufbruchzone» nur in dem (ihm gerade am besten bekannten) Gebiet von Tilisuna studiert werden könne, eine Auffassung, die ihm leider in mancher Hinsicht zum Verhängnis wurde. So wäre er wohl kaum auf seine verwirrende Idee der Mittagspitzenmulde gekommen, hätte er nicht versucht, die Stratigraphie der «Bänder» und des Madrisjochgrates nach den lokalen Verhältnissen bei Tilisuna zurechtzuschneiden. Andererseits wäre ihm die Existenz der Falknisdecke, die zwar im Partnungebiet vollständig fehlt, im südlichen Rätikon dagegen in weiter Verbreitung auftritt, nicht beinahe vollständig entgangen, wenn er auch hier wie in Tilisuna etwas bessere Umschau gehalten hätte. Er kennt hier von der ganzen Decke nur die Falknisbreccie der Talegg und einige Fetzen Oberkreide bei Klosters-Dörfli; die Hochstelligegegend z. B., wo alle Gesteinsserien der Falknisdecke in normaler Lage prächtig aufgeschlossen sind, bezeichnet er in seinen Abbildungen kurzweg als Flysch. Im übrigen hat die *Seidlitzsche* Arbeit wertvolle neue Resultate gebracht; ich erwähne nur die endgültige Altersbestimmung des Sulzfluhkalkes, den Schuppenbau der mächtigen Sulzfluhwände usw. — und wir müssen es *Seidlitz* hoch anrechnen, dass er, endlich von der Deckenlehre überzeugt, seine damals schon fast abgeschlossene Arbeit nochmals in diesem Sinne gründlich umformte.

Mylius' Arbeit (11, 2. Teil, 1913) ist schon von *Trümpy* richtig gewürdigt worden. Wie dieser Autor beispielsweise im hintern Gafiental, wo wir an der Talegg drei verschieden ausgebildete, gleichaltrige Jurahorizonte (Falknisbreccie, Malmriffkalk, Aptychenkalk-Radiolarit) fast unmittelbar übereinanderliegend haben, mit Schüben von höchstens 5 km auskommt, kann nur unter Annahme einer ganz oberflächlichen Behandlung aller stratigraphischen Tatsachen verstanden werden. Ich schliesse mich betreffend *Mylius* dem Urteil *Trümpys* an.

Neuere Detailuntersuchungen über den südöstlichen Rätikon lagen, von einer eben noch zu erwähnenden Ausnahme abgesehen, keine vor. Dafür konnten vorliegende Untersuchungen auf die ganz vortrefflichen Aufnahmen zweier Nachbargebiete aufgebaut werden. Die eine ist die 1916 erschienene Arbeit *Trümpys* über den westlichen Rätikon, die für die Geologie Nordbündens von grösster Bedeutung geworden ist. *Trümpy* hat die sichere und vollständige Stratigraphie der Falknisdecke geschaffen und damit die unentbehrliche Grundlage für die weitere Erforschung der unterostalpinen Decken Nordbündens gegeben. Ferner hat er den richtigen Weg gezeigt, um das schwierige Problem der Bündnerschiefer einer Lösung näher zu bringen. Die andere Arbeit ist die von *Cadisch* über die Weissfluhgruppe. Er hat als erster erkannt, dass sämtliche Gesteine zwischen Sulzfluhdecke und Aroserdolomiten einer einheitlichen Schichtserie angehören, die teils in normaler, teils in orogener Facies ausgebildet ist. Aus den beiden frühern Decken, der Brecciendecke und der rätischen Decke, deren Trennung eine ganz unnatürliche war, ist so die Aroserschuppenzone geworden. Ferner hat *Cadisch* die bisher nur lückenhaft bekannte Stratigraphie der Sulzfluhdecke vervollständigt, und endlich hat er die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen unterostalpinen Gebieten Nordbündens, im Rätikon, Schanfigg und Unter-

engadin auf eine breitere und übersichtlichere Grundlage gestellt. Seine Exkursionen führten ihn auch in den südlichen Rätikon, wo er während weniger Streiftouren eine ganze Reihe wichtiger Beobachtungen ausführte, die fast die einzigen brauchbaren Angaben für vorliegende Untersuchungen waren. Es wird auf dieselben im Texte näher eingegangen werden.

Ich hoffe, mit dieser Arbeit eine weitere Bestätigung der Resultate *Trümpys* und *Cadischs* zu geben, und dieselben für das Gebiet des südöstlichen Rätikons in einigen Punkten zu ergänzen.

Die Bündnerschiefer.

a) Stratigraphie.

Einleitung.

Die viele tausend Meter mächtigen Prättigauschiefer stellen infolge ihrer Eintönigkeit und Gleichförmigkeit eines der schwierigsten Probleme der Bündnergeologie dar. Sie wurden bald ins Tertiär, bald in den Lias gestellt; andere Forscher nahmen eine «Série compréhensive» an usw. Betreffend historische Übersicht siehe *Trümpy*, S. 80—81. *Trümpy* hat den richtigen Weg gezeigt, den die Erforschung der Prättigauerschiefer einzuschlagen hat. Infolge der gänzlichen Fossilarmut bleibt uns nichts anderes übrig, als in den im grossen so eintönigen, in der speziellen Zusammensetzung aber ausserordentlich variablen Schiefermassen lithologische Unterabteilungen herauszuschälen. Dabei wird es der langsamen Übergänge wegen nicht möglich sein, dieselben kartographisch scharf gegeneinander abzugrenzen; wichtig aber ist, dass diese Serien, da wo sie ihre charakteristische Zusammensetzung zeigen, so weit als möglich verfolgt werden. Schliesslich wird so die Tektonik der Prättigauerschiefer geschaffen werden können, und damit werden indirekt wieder Rückschlüsse auf die stratigraphische Stellung einzelner Serien möglich sein.

Ich werde im folgenden die Bündnerschieferserien, die ich im südöstlichen Rätikon unterscheiden konnte, kurz charakterisieren und sie dabei ihrer tektonischen Stellung nach von unten nach oben numerieren, um erst später auf die Parallelisation mit den *Trümpyschen* Serien einzugehen.

Die Gesteinsserien der Prättigauerschiefer im südöstlichen Rätikon.

1. Tiefste Serie. Anstehend: Schanielenbachschlucht von Küblis bis zur Fröschenei. Sie zeigt ziemlich einheitliche Facies und besteht in der Hauptsache aus dunkelblaugrauen Kieselkalken mit dünnern Zwischenlagen von schwarzen, blättrigen Tonschiefern. Die Kieselkalke bilden grau anwitternde, 20—50 cm dicke Bänke. Die Tonschiefer sind oft glimmerführend; sie treten an Masse gegenüber den Kieselkalken stark zurück. Nur untergeordnet kommen dunkelblaue Kalke und Mergelkalke vor; gegen die Fröschen hinauf erfolgt jedoch eine allmähliche Zunahme derselben auf Kosten des Kieselkalks. Breccien- und Konglomeratbänke wurden bis jetzt nicht beobachtet. Die Untersuchung dieser tiefsten Gesteinsserie in der schwer zugänglichen Schanielenbachschlucht ist noch nicht vollständig abgeschlossen.

2. Kopfwaldserie. Anstehend: Wald am Eggberghang ob St. Antönien (unterhalb P. 1853) und im Kopfwald (unterhalb P. 1815). Lithologische Ausbildung: In der Hauptsache dicke, grauweiss oder dunkelbraun anwitternde, gutgeformte Bänke von feiner Kalkbreccie bis Sandkalk. Sehr charakteristisch ist für diese Gesteinsserie ein allmählicher Übergang innerhalb ein und derselben Bank, der, immer gleichsinnig verlaufend, von unten nach oben folgende Stufen zeigt: *a)* mittel- bis feinkörnige Breccie; *b)* feinkörniger Sandkalk; *c)* kieseliger Kalk; *d)* ziemlich dichter, grauer Kalk. Fast jede Bank lässt diesen Übergang erkennen. Dabei kann er z. B. von *a* bis *c* oder von *b* bis *d* gehen usw. Die Grundmasse der basalen Breccienlagen ist ein feinkörniger, grauer Kalk, durchaus ähnlich dem Tristelkalk der Falknisdecke. Die Komponenten rekrutieren sich in überwiegender Mehrheit aus Quarz- und Dolomit-

trümmerchen. Grössere derartige Bänke sind meistens durch eine dünne, 2—4 cm mächtige, blättrige Kalktonschieferlage getrennt. Selbständige mächtigere Tonschieferlagen fehlen aber vollständig; dagegen beteiligen sich an der Zusammensetzung dieser Serie noch dünnere, hellgrauweiss anwitternde Bänke von dichtem, blaugrauem Kalk. Die Facies erinnert oft ausserordentlich an gewisse Tristelkalkvarietäten der Falknisdecke.

3. Die nächsthöhere Serie ist in ihrer typischen Ausbildung leicht kenntlich. Sie besteht in der Hauptsache aus mächtigen Lagen von einem meist schiefrigen, von Tonhäuten durchzogenen, im Bruch stets dunkelschwarzen Mergelkalk. Diese Lagen zeigen keine eigentliche Bankung. Sie sind schon von weitem kenntlich durch ihre hellgelbe oder graugelbe Anwitterung. Ferner zeigen sie eine für Bündnerschieferverhältnisse ganz auffällige Konstanz, sowohl im Kalkgehalt als hinsichtlich ihres äusseren Aussehens. Bestimmungen mit dem Scheiblerschen Apparat haben stets 69—73 % CaCO_3 ergeben, und zwar von Handstücken der verschiedensten Lokalitäten. Man wird diese hellgelben Kalkschiefer im Gelände sehr leicht wiedererkennen. Mit ihnen wechsellagern, aber meist nur in untergeordnetem Masse vorhanden, schwarze Tonschiefer, blaugraue Kieselkalke und vereinzelte Breccienbänke. Letztere zeigen in kieselig-toniger Grundmasse hauptsächlich Quarz-, Kalk- und Dolomittrümmer.

Diese Gesteinsserie geht ganz allmählich aus der Kopfwaldserie hervor, indem die dichten, muschelig brechenden Kalke derselben gegen oben zunehmen und schliesslich durch reichern Tongehalt in die dunkelschwarzen Kalkschiefer übergehen. Gleichzeitig stellen sich dünnere Lagen von schwarzen, blättrigen Tonschiefern ein, während die grauen tristelähnlichen Kalke der Kopfwaldserie mehr und mehr zurücktreten. Vorkommen: westlich Eggberg bei P. 2054 und zwischen Ischen und dem obern Bärenobel; ferner nördlich dem Jägglishorn unterhalb Aebi.

4. Die Ruchbergserie. Sie ist, im Gegensatz zu allen andern Bündnerschieferserien, sehr kalkarm und besteht fast ausschliesslich aus tonigem und quarzitischem Material. Kalkbänke fehlen ganz oder sind nur untergeordnet. Charakteristisch für die Ruchbergserie ist die Kombination von 2—3 m dicken, eckigen Sandsteinbänken mit mächtigen Lagen von feinen, dünnblättrigen Tonschiefern. Die Sandsteinbänke zeigen graue bis dunkelschwarze Anwitterung, aber stets einen hellgrauen Bruch. Bisweilen sind es Arkosesandsteine, die neben Quarz- noch feine gelbe Dolomittrümmerchen und schwarze Tonschieferschmitzen erkennen lassen. Die Tonschiefer sind durchweg dünnblättrig und treten oft in über 3 m mächtigen Lagen mitten zwischen den Sandsteinbänken auf. Sie sind tiefschwarz, manchmal auch graugelb und zeigen auf den Schichtflächen häufig rostige Überzüge und Flecken, bisweilen auch einen feinen Sericitbelag. Ferner zeichnen sie sich durch einen grossen Reichtum an *Fucoiden* aus. Von diesen Tonschiefern existieren alle Übergänge zu feinsandigen Tonschiefern und dünnblättrigen Sandkalkschiefern. An der Zusammensetzung der Ruchbergserie beteiligen sich im weitern noch harte, eckige Bänke von ölig glänzendem, grünem Glaukonitquarzit, meist in zirka 20 cm dicken Bänken mit den Tonschiefern wechsellagernd, und graue, sehr quarzreiche Kieselkalke, deren Oberfläche oft vollständig von seltsam geformten Knötchen und Wülsten überzogen wird. Diese Flyschkalke habe ich sonst in keinem Horizont wiedergefunden. Die grünen Glaukonitquarzite treten dagegen in genau gleicher Ausbildung auch im Gault der Falknisdecke auf. Seltener trifft man in der Ruchbergserie auch ganz weisse Quarzite, die dem Falknisgault im südöstlichen Rätikon vollständig fehlen.

Vorkommen: Eggberggrat, Jägglishorn.

5. Am Calandagrat wird die Ruchbergserie mit scharfer Grenze (einzige Stelle, wo zwei Bündnerschieferserien wirklich scharf abgegrenzt werden können) von einer höhern Serie überlagert, die sich aus folgenden Gesteinsarten zusammensetzt:

- a) graue, harte Kieselkalke, schmutzig gelbgrau oder graubraun anwitternd und eckig zerbröckelnd. Sie haben pseudobrecciöses Aussehen, indem sie von zahlreichen sich kreuzenden Calcitadern durchzogen werden, die tiefer hinein verwittern. Der braun anwitternde Kieselkalk scheint so eckige Trümmer in einer gelblichweissen Grundmasse zu bilden;
- b) dieselben schwarzen, schiefrigen Kalke wie in 3, auch hier mit hellgelber Anwitterungsfarbe. Durch Abnehmen des Tongehaltes entstehen Übergänge in dichte, muschelig bis splittrig brechende, blaugraue Kalke, von vereinzelten Tonhäuten durchzogen und hellgelb anwitternd.

a und *b* sind ungefähr gleich stark vertreten. Blättrige Tonschieferlagen fehlen vollständig. Diese Serie bildet die gelbbraunen Wändchen des mittlern Calandagrates und einen grossen Teil des Saaser Oberberges.

6. Die Gempiserie. Der ganze Unterbau der Gempifluh wird von einer Gesteinsserie aufgebaut, deren Facies der Kreide der Falknisdecke so nahe steht, dass ich sie auch lange Zeit als tatsächlich der Falknisdecke zugehörig betrachtete. Meine Bemühungen, sie in die verschiedenen Stufen der Falkniskreide aufzuteilen, scheiterten aber bei jedem Versuch von neuem, und endlich bin ich durch genaue Verfolgung der Schubflächen und der tektonischen Stellung der Gempiserie zur Überzeugung gekommen, dass sie nicht anders denn als Kreidefacies der Bündnerschiefer gedeutet werden kann.

Die lithologische Zusammensetzung der Gempiserie ist folgende. Es wechsellagern:

- a) dichter, grauer, muscheliger brechender Kalk, hellbläulichweiss anwitternde Bänke bildend. Durch alle Übergänge verbunden mit:
- b) mehr gelblich anwitternde Bänke von dichtem, dunkelblauem Kalk, splittrig brechend und mit mehr oder weniger Tongehalt;
- c) grauer, feinkörniger Kalk, ununterscheidbar vom Typus Tristelkalk der Falknisdecke. Er bildet wie dieser hellgrauweiss anwitternde Bänke;
- d) harte, hell- bis dunkelgraue Kieselkalke in eckig zerbröckelnden, graugelb anwitternden Bänken. *c* und *d* sind wieder durch alle Übergänge verbunden.

a, *b*, *c* und *d* zeigen kontinuierliche Wechsellagerung, aber ohne erkennbaren Rhythmus. Sehr charakteristisch ist für diese Gesteinsserie das fast völlige Fehlen von Tonschieferlagen; dagegen kommen, aber nur untergeordnet, noch Sandsteinbänke vor. Die schwarzen, mergeligen Kalkschiefer von 3 und 5 treten nicht auf.

Die prozentuale Zusammensetzung der beschriebenen Gesteinstypen weist im Profil der Gempiserie etwelche Schwankungen auf. Der Gempifluh-Südwestabhang, wo sie mindestens 300 m mächtig ist, zeigt beispielweise folgende Variationen (am besten dem westlichen Bergsturtrand entlang zu studieren): die untere Hälfte weist ziemlich gleichmässige Beteiligung der unter *a* bis *d* beschriebenen Gesteinsarten auf; dann folgt von zirka 1890 bis 1940 m (westlicher Bergsturtrand) ein Komplex, der zum grössten Teil aus den grauen, tristelkalkähnlichen Kalken besteht, während im obersten Teil, bis zur Sulzfluhkalkschubfläche, die dichten Kalke *a* und *b* überwiegen. Es sind dies aber mehr lokale Schwankungen, die sich weder scharf abgrenzen noch weiter verfolgen lassen; eine weitere Unterteilung der ganzen Gempiserie ist nicht möglich.

Die lithologische Ausbildung derselben steht der Neocom-Tristelkalkfacies der Falknisdecke ausserordentlich nahe. Die Bänke *a*, *b* und *d* kommen in derselben Ausbildung im Falknisneocom vor, *c* ist, wie bereits erwähnt, mit Tristelkalk oft identisch, und zwar sowohl im Handstück wie im Dünnschliffbild. Die Unterschiede gegenüber diesen beiden Kreidehorizonten der Falknisdecke sind nur geringfügig; es sind folgende:

a) Die regelmässigen Tonschieferzwischenlagen des Falknisneocoms fehlen der Gempiserie vollständig; tristelähnliche Kalke sind hier viel weniger häufig und zeigen gewöhnlich keine Hornsteinknollen, wie in der Falknisdecke.

b) Das Urgo-Apt der Falknisdecke besteht ausschliesslich aus Tristelkalken (teilweise etwas fein brecciös). Dichte, muscheliger brechende Kalke fehlen diesem Horizont.

Dagegen besteht keine Ähnlichkeit der Gempiserie mit mittlerer und oberer Kreide der Falknisdecke; Glaukonitquarzite und Couches rouges treten nirgends auf.

Die bis jetzt durchgeführten Dünnschliffuntersuchungen haben keine stratigraphisch verwertbaren Resultate geliefert; die wenigen erhalten gebliebenen Foraminiferen, z. B. *Orbitoides*, *Textularia*, gestatten keine Rückschlüsse auf die stratigraphische Stellung, sprechen aber auch nicht gegen die Annahme des cretacischen Alters der Gempiserie.

Vergleich mit den Trümpyschen Serien der Prättigauerschiefer und Altersfrage.

Trümpy stellt auf Grund einiger *Nummuliten*funde den grössten Teil der Prättigauschiefer des Vilangebietes ins Tertiär. Seine Einteilung ist folgende (26, 81):

- a) Schiefer unbestimmten Alters (*Schistes lustrés*), wahrscheinlich Tertiär;
- b) Prättigauflisch (Tertiär):
 1. Gandawaldserie;
 2. Ruchbergsandstein;
 3. Aebigratschichten;
 4. Ganeysschiefer.

Dabei war es ihm unmöglich, eine genaue Grenze zwischen *a* und *b* zu ziehen.

Der Vergleich mit seinen Beschreibungen ergibt ohne weiteres, dass im südöstlichen Rätikon schon wesentlich andere Verhältnisse vorliegen und die Parallelisierung nur mit grösster Vorsicht durchzuführen ist.

Sein tektonisch tiefster Horizont (= *a*), die Kieselkalke der Klus, zeigen lithologisch ähnliche Ausbildung wie die Serie 1 in der untern Schanielenbachschlucht; es ist aber wenig wahrscheinlich, dass die beiden Komplexe tektonisch äquivalent sind. Auch wage ich es nicht, irgendeine meiner Serien mit der Gandawaldserie oder den Aebigratschichten *Trümpys* zu parallelisieren, da diese gewissermassen die normale Bündnerschieferfacies repräsentieren, und in unzähligen Variationen in der Prättigauer Schieferbucht auftreten. Den hellen, fleckenmergelähnlichen Aebigratkalken bin ich im südöstlichen Rätikon nirgends begegnet; ebenso fehlen die Ganeysschiefer vollständig. Es bleibt somit für die Parallelisierung nur noch der Ruchbergsandstein übrig. Schon *Trümpy* bemerkt, dass er der vorzüglichste tektonische Leithorizont der Prättigauschiefer darstellt, und in der Tat entspricht unsere Serie 4 mit Sicherheit der Ruchbergserie *Trümpys*. Es wurde deshalb schon in der Beschreibung der betreffende Name verwendet. Die Ruchbergserie des südöstlichen Rätikon zeigt aber grösstenteils nicht die lithologische Ausbildung, wie sie an der Originallokalität, am Ruchberg selbst, vorherrscht, sondern es handelt sich um den «aufgeblättern» Ruchbergsandstein, mit mächtigen Tonschieferlagen zwischen den Sandsteinbänken. Nur ein kleinerer Komplex im oberen Teil der ganzen Serie besteht aus einer ununterbrochenen Folge von dicken Sandsteinbänken (z. B. Jägglishorn-Gipfelbau).

Die Kopfwald- und die Gempserie treten im westlichen Rätikon nicht auf. *Trümpy* bemerkt ausdrücklich, dass irgendein Gestein, das durch seine Facies an Kreide erinnert, nirgends vorhanden ist, und auch *Cadisch* wiederholt, dass cretaceische Schichten im Gebiet des Prättigauer und Schanfigger Bündnerschiefers bis jetzt nicht nachgewiesen werden konnten. Die Annahme cretaceischer Prättigauer-schiefer früherer Autoren (*Seidlitz*, *C. Schmidt* usw.) konnten von *Trümpy* ausnahmslos widerlegt werden, da es sich entweder um Falkniskreide oder um brecciöse Gesteine mit allochthonen Kreidefossilien in Urgongeröllen handelte.

Die stratigraphischen Beweise für das cretaceische Alter (wahrscheinlich Unterkreide) der Kopfwald- und Gempserie stehen zwar noch aus; die weitgehende lithologische Übereinstimmung mit den entsprechenden Falknisgesteinen haben mich aber zur Überzeugung gebracht, dass sie als Kreidehorizonte der Prättigauschiefer betrachtet werden müssen.

Über das Alter der übrigen oben unterschiedenen Gesteinsserien lässt sich infolge Fehlens von stratigraphisch verwertbaren Makro- oder Mikrofossilien sehr wenig aussagen. Die Ruchbergserie wird wahrscheinlich ins Tertiär zu stellen sein; ganz sicher ist aber die Altersbestimmung seit Auffindung der Kreiden*nummuliten* durch *Rollier* und *Arn. Heim* nicht mehr. Auch die Gesteinsserie 3 scheint am ehesten dem Tertiär anzugehören (teilweise Übereinstimmung der Breccienbänke mit denen der Gandawaldserie), ganz unsicher ist aber die Stellung von 1 und 5.

b) Tektonik.

Es ist klar, dass sich alle Aussagen über den grossen Schieferkomplex auf die Verfolgung der oben unterschiedenen Gesteinsserien im Gelände stützen müssen. Aber schon in dem kleinen Gebiet des südöstlichen Rätikons werden wir dabei auf nicht geringe Schwierigkeiten stossen, indem die

Hänge ob Mezzaselva-Klosters von denen ob St. Antönien schon bedeutende Differenzen in der Serienfolge aufweisen, und beide gut aufgeschlossenen Gebiete durch das vollständig verschüttete Moränen- und Bergsturzgelände oberhalb Saas getrennt sind. Die Ausführungen des Abschnittes *a* stützen sich im wesentlichen auf die Resultate, wie sie auf der St. Antönierseite gewonnen werden können, denn hier lassen sich die oben beschriebenen Gesteinsserien am schärfsten unterscheiden, und auch die Lagerungsverhältnisse sind eindeutig.

Die **Schichtenserie 1** nimmt die tiefsten Partien im Westen des untersuchten Schiefergebietes ein: die Schanielenbachschlucht von Küblis bis gegen die Fröschen hinauf. Streichen ziemlich konstant zirka N-60°-W; Fallen zirka NE 30°. Über den weiteren Zusammenhang kann erst die Detailuntersuchung der Nachbargebiete Aufschluss geben.

Der Verlauf der **Kopfwaldserie** ist folgender: vom Tschuggen unter dem Schollberg über Rüti nach dem Wald ob St. Antönien (westlich Eggberg, schön entwickelt namentlich unterhalb P. 1853), dann unterhalb Ascharinastaffel durch in den Kopfwald (unterhalb P. 1815). Weiter gegen Süden ist sie nicht näher zu verfolgen; wahrscheinlich tritt in den untern Partien der Jägglishorntobel ein Facieswechsel ein, der infolge der mächtigen Moränenbedeckung nicht näher studiert werden kann. Auf der Prättigauer Seite habe ich sie bis jetzt nicht gefunden.

Die **Schichtenserie 3** zieht von den Bördern unter dem Schollberg über den obersten Teil des Bärenobels zum Eggberg, von hier über P. 1989, Ascharinastaffel, nach dem Aebi (nicht zu verwechseln mit dem Aebigrat des Vilangebietes), dann in die Tobel des Jägglishorns. Sie ist meist schon von weitem an den hellgelben Kalkschiefern kenntlich. Ob der Tschuggen bei Saas dieser Gesteinsserie angehört, ist wahrscheinlich, aber nicht ganz sicher. Neben den dunkelschwarzen Kalktonschiefern sind hier blaugraue, splittrig brechende Kalke, blättrige Tonschiefer, feinkörnige Arkosesandsteine usw. am Aufbau beteiligt; man könnte hier am ehesten von Gandawaldfacies sprechen. Streichen am Tschuggen konstant: NW 20—30°; Fallen zirka 20—35° ENE.

Die **Ruchbergserie** muss von den Mädern unter dem Schollberg in ziemlich gerader Linie zum Eggberggrat hinüberstreichen (ohne im tiefen Querschnitt des Gafiertales östlich einzubiegen, siehe Tafel I). Am Eggberggrat bildet sie die direkte Unterlage der Falknisdecke, zieht dann schräg abwärts in den Hintergrund des Ascharinatales (Güllenboden) und von da zum Jägglishorn. Der kistenförmige Gipfelbau des Jägglishorns besteht aus den Ruchbergsandsteinbänken, ebenso die mächtigen Plattenschüsse des obern Horntobels. Vom Fluriboden an über den Oberberg und Planca ist das ganze Terrain verschüttet, erst beim Mattelitobel finden wir in zirka 1160 m Höhe wieder gute Aufschlüsse. Schon *Cadisch* erwähnt den Ruchbergsandstein beim Mattelitobel. Aber auch hier hat ein beträchtlicher Facieswechsel stattgefunden. Die hellgrauen Sandsteinbänke des Jägglishorns sind grösstenteils durch mächtige dunklere Sandkalkbänke vertreten, die blättrigen *Fucoidentonschiefer* wechsellagern mit Kalktonschiefern und Flyschkalkbänken. Hier wie dort treten aber die graugrünen, öligglänzenden Glaukonitquarzitbänke auf. Auch die Mächtigkeit der ganzen Serie ist bedeutend geringer geworden, eine Erscheinung, die wohl im Zusammenhang steht mit dem von *Cadisch* beschriebenen plötzlichen Aussetzen der Ruchbergfacies östlich des Fondeytales (4, 15).

Wenn die Annahme, dass die Kopfwald- und Gempserie zur Kreide, die Ruchbergserie dagegen zum Tertiär gehört, richtig ist, so ergibt sich daraus, dass das Bündnerschiefergebiet zwischen St. Antönien und Klosters-Dörfli aus zwei Schuppen oder Teildecken besteht. Die Grenzlinie muss im Hangenden des Ruchbergsandsteins verlaufen. Sie liegt fast durchwegs in einer von Moräne und Gehängeschutt verdeckten Zone; einzig am Calandagrät, wenige Meter westlich des Fürkli, lässt sich eine scharfe Grenze zwischen den Gesteinsserien 4 und 5 beobachten.

Die **Schichtenserie 5** rechne ich somit schon zur obern Schuppe. Sie baut den Calandagrät bis zur Falknis-Schubfläche auf, ebenso die untern Teile des Calmuns und einen Teil des Saaser Oberberges; im übrigen findet sie sich im südöstlichen Rätikon nirgends mehr vor.

Die **Gempserie** zeigt eine eigenartige tektonische Stellung. Sie tritt nur östlich der Linie Serneus-Haupt (Gafiertal) auf und zeigt nicht, wie alle übrigen tektonischen Einheiten unseres Gebietes, einen westlichen Erosionsrand, was namentlich im Gafiertal schön zu beobachten ist. Das ganze hintere Gafier-

tal besteht in seinen untern Partien aus der Gempiserie (Unterbau der Gempiflüh—Felsabsturz unterhalb der Talegg—untere Felsschwelle des Gafierbaches—Haupt, siehe Tafel I). Infolge des regionalen Ostfallens sämtlicher tektonischer Einheiten im ganzen südöstlichen Rätikon müsste man ohne weiteres erwarten, dass die Gempiserie, zwischen Ruchbergsandstein und Falknisdecke liegend, vom Haupt weg schräg an den Eggberggrat hinaufstreicht, ferner, dass die Ruchbergserie in ihrem Verlauf eine weite Einbiegung in den Hintergrund des Gafiertales zeigt. Der Südwestabhang des Gafiertales zeigt aber folgende Verhältnisse: unter der normal ostfallenden Falknisschubfläche liegt, vom Eggberggrat weg bis etwas südlich vom Haupt, direkt der Ruchbergsandstein. Am Haupt stösst er ganz diskordant zuoberst an die Falknisgesteine, weiter unten an die Gempiserie an. Südöstlich der senkrecht zum Gafiertal verlaufenden, geraden Linie: Haupt—Gempi—P. 1872 ist kein Ruchbergsandstein mehr vorhanden, nordwestlich dagegen keine Gesteine der Gempiserie mehr. Ein Faciesübergang Ruchberg-Gempiserie ist ganz ausgeschlossen, so dass nichts übrigbleibt, als anzunehmen, dass die Gempiserie hier ihr westliches Ende hat (siehe Deckenprofil 1).

Im ganzen Ascharinatal und am Calandagrät ist die Gempiserie nicht vorhanden; sie tritt auf der Prättigauer Seite erstmals wieder am Felszug zwischen Ragoz und Larenza auf. Von hier zieht sie schräg nach Klosters-Dörfli hinunter, auch die Felsen bei Spatlen gehören dazu. Die lithologische Ausbildung ist hier, auf der Klosterser Seite, nicht mehr genau dieselbe wie an der Gempiflüh. Die hellweiss anwitternden, dichten Kalke treten hier stark zurück und die grauen, feinkörnigen Kalke vom Typus Tristel dominieren vollständig. Ich war ebenso wie *Cadisch* lange Zeit der Ansicht, dass es sich hier noch um Gesteine der Falknisdecke handeln müsse; erst die Resultate der Untersuchungen im Gafiertal brachten mich auch hier auf die richtige Lösung.

Die Gempiserie liegt entweder direkt unter der Falknisschubfläche oder ist von ihr noch durch eine schmale Zone wahrscheinlich tertiärer Bündnerschiefer getrennt (siehe Tafel II). Diese findet sich auf der Prättigauer Seite z. B. im obersten Teil des Felsgrates zwischen Ragoz und Larenza, im Gafiertal in einem fast durchgehenden Zug rings um den Talhintergrund herum vom Haupt weg bis zu den vom Täli herabkommenden Tobeln.

Die lithologische Ausbildung der Gempiserie und ihre tektonische Stellung über der Hauptmasse der tertiären Bündnerschiefer legt ohne weiteres die Frage nahe: Haben wir dieselbe noch zu den penninischen Bündnerschiefern oder bereits zum Schuppenpaket der unterostalpinen Decken zu stellen? Die Facies würde eher für letztere Annahme sprechen. Es sind in der Hauptsache tektonische Gründe, die mich veranlassten, die Gesteine der Gempiserie als cretacische Bündnerschiefer aufzufassen. Auf der Prättigauer Seite lässt sich ein ganz allmählicher Übergang der Gempiserie in liegende Bündnerschiefer feststellen. So ist es z. B. unmöglich, am grossen Alpbach bei Mezzaselva eine sichere Abgrenzung der Gempiserie nach unten aufzufinden; währenddem bei zirka 1650 m die Schubfläche der Falknisdecke deutlich festzustellen ist. Die Gempiserie ist tektonisch überall aufs engste mit den Bündnerschiefern verknüpft; dagegen lässt sich die Falknisschubfläche, da wo sie aufgeschlossen ist, stets gut verfolgen.

Das im Prättigau bisher noch nirgends konstatierte Auftreten von der Gempiserie ähnlichen Gesteinen hat die Untersuchung der penninisch-unterostalpinen Grenze zur schwierigsten Aufgabe der geologischen Erforschung des südöstlichen Rätikon gemacht. Diese Grenzlinie hat nach meinen Aufnahmen folgenden Verlauf:

Schlappinbach bei Klosters-Dörfli (ungefähr beim «6» von P. 1126)—P. 1304—Fussweglein unter dem Soppen—grosser Alpbach 1650 m—zwischen «z» und «a» von «Larenza»—Grät südlich Geisshorn 1850 m—«C» von «Calmun»—Calandagrät zirka 200 m östlich P. 2321—zirka auf 2100 m im Ascharinatalboden—Eggberggrät zirka 400 m westlich P. 2298—P. 1999 nördlich Ammannflüh—Gafierbach zirka 2020 m—«T» von «Talegg»—zirka 1980 m am Bach östlich «n» von «Gafien».

Unter der Gempiflüh keilt die Falknisdecke nach Westen vollständig aus; hier liegen die Gesteine der Gempiserie direkt unter dem Sulzflühkalk.

Die unterostalpinen Decken.

a) Stratigraphie.

1. Die Falknisdecke.

Im südöstlichen Rätikon beteiligen sich am Aufbau der Falknisdecke oberer Jura und alle Kreidehorizonte. Ältere Formationen fehlen vollständig; an keiner Stelle bin ich auf Trias, Lias oder Dogger gestossen, und insbesondere fehlen die im Falknisgebiet mächtigen Ablagerungen des untern und mittlern Malms fast völlig. Auch tertiärer Flysch ist nicht vorhanden.

Die Oberjura- und Kreideformationen finden sich dagegen in zum Teil genau gleicher Ausbildung wie im Falknis- und Weissfluhgebiet vor. Da deren Facies in der Arbeit *Trümpys* sehr eingehend dargestellt ist, will ich die Beschreibung der im südöstlichen Rätikon in gleicher Ausbildung vorliegenden Horizonte kurzfassen und nur auf die neu gewonnenen Resultate ausführlicher eingehen.

Jura.

a) Mittlerer Malm: Falknisbreccie und Konglomerat.

Bis 10 m mächtige Breccien- und Konglomeratbänke. Die Grundmasse ist stets ein sehr dichter, hellgrauer, muscheliger brechender Kalk. Unter den Komponenten überwiegen auch hier die grünen Granite vom Juliertypus; ferner kommen Quarzdiorite, Porphyre usw. vor. Sedimentäre Gerölle (Dolomite, Kalke) sind spärlicher vorhanden. Die Trümmer sind teils vollständig gerundet, teils ganz eckig. Auch die Grösse ist sehr variabel. Es gibt Bänke voll kopfgrosser Gerölle, dann auch wieder sehr fein brecciöse Kalke.

Die Ausbildung ist genau dieselbe wie im Falknisgebiet. *Trümpy* gibt eine sehr eingehende Beschreibung derselben (26, 129—137). Er fasst sie als Brandungsprodukte einer Geantiklinalzone auf, welche Erklärung wohl die richtige ist.

Die schön ausgebildete Falknisbreccie der Talegg und der Hochstelli sind schon seit *Theobald* bekannt. All die vielen andern Vorkommnisse, z. B. an den Geisswängen, am Soppen usw., wurden in der Literatur bisher nicht erwähnt.

b) Oberer Malm.

Er besteht aus gut ausgebildeten, dünnen, stets bläulichweiss anwitternden Kalkbänken. Diese zeigen einen ganz dichten, hellgrauen, muschligen Bruch und klingen beim Zerschlagen. Häufig sind sie von vereinzelt schwarzen Tonhäuten durchzogen. Mit ihnen wechsellagern, aber selten, feine Breccienbänke. Sehr charakteristisch für den obern Malm sind die vielen dünnen Hornsteinlagen, die als blauschwarze Bänder durch die Kalke ziehen. Der Riffkalk des Falknis- und Weissfluhgebietes tritt hier nirgends auf. Im übrigen ist die Ausbildung die gleiche wie z. B. an den Kreuzplatten im Falknisgebiet.

Vorkommen: Talegg; Hochstelli; grosser Alpbach ob Mezzaselva, 1665—1740 m usw.

Mächtigkeit: bis 20 m.

Kreide.

a) Neocom.

Die unterste Kreide hat, wie im Weissfluhgebiet, durchaus bündnerschieferartige Ausbildung. Da die Jurahorizonte an der Basis der Falknisdecke sehr häufig tektonisch fehlen, kann die Auffindung der Schubfläche sehr schwierig werden; es ergibt sich daher die Notwendigkeit, die lithologische Ausbildung des Neocoms bis in alle feinen Details zu studieren, um dasselbe von den liegenden Bündnerschiefern unterscheiden zu können.

Das Neocom zeigt Wechsellagerung von:

1. 20—50 cm mächtige Bänke von grauem, feinkörnigem Kalk, oft ähnlich Tristelkalk, aber meist schmutzig gelbbraun anwitternd;
2. eckig zerbröckelnde, dunkelbraunschwarze Kieselkalkbänke. Äusseres Aussehen ähnlich Gaultbänken;
3. dichte Kalke, zirka 20 cm mächtige, hellbläulichweiss oder gelblich anwitternde Bänke bildend. Der Bruch ist entweder hellgrau, muscheliger oder dunkelblaugrau und mehr splitterig. Sie sind meist von vereinzelt, schwarzen Tonhäuten durchzogen;
4. schwarze, blätterige Tonschiefer und Kalktonschiefer.

Nur untergeordnet kommen vor:

5. 1—2 m mächtige Breccienbänke, in gleicher Ausbildung wie im Malm;
6. grauschwarze Sandsteinbänke, oft mit Kohleschmitzen und spärlichem Glaukonit, mit reichlichem CaCO_3 als Zement.

Die grauen Kalke 1 und die Kieselkalke 2 zeigen nicht selten dunkle Hornsteinkonkretionen in dünnen Bändern oder vereinzelt Linsen.

Die dichten Kalke 3 sind von Obermalmkalcken oft ununterscheidbar. Selten zeigen sie auf der hellgrauen Bruchfläche dunkle, stellenweise auch rote Flecken. Diese Fleckenkalke, die im Falknisgebiet das charakteristische Element des Neocoms bilden, kommen im südöstlichen Rätikon nur sehr spärlich vor, während sie im Weissfluhgebiet nach *Cadisch* vollständig fehlen.

Die Neocomserie ist stets sehr gut gebankt. Fast durchwegs findet sich zwischen zwei dickern Bänken von 1 bis 3 eine dünnere Tonschieferzwischenlage. Diese kontinuierliche Wechsellagerung von blätterigen Tonschiefern mit harten Bänken von Kieselkalk oder dichtem Kalk gibt der Neocomserie im Gelände ihr charakteristisches Gepräge. Dazu kommt noch die ausgesprochene Kleinfältelung aller grössern Neocomaufschlüsse.

Die geringfügigen Unterschiede gegenüber den basalen Bündnerschiefern sind hauptsächlich folgende: diesen letztern fehlen vollständig die Falknisbreccienbänke, die Fleckenkalke, die Hornsteinkonkretionen der Bänke 1 und 2; ferner ist die regelmässige Wechsellagerung mit den blättrigen Tonschiefern meist nicht so ausgeprägt wie im Neocom. Diese Unterschiede finden sich aber nicht überall vor, indem z. B. die Fleckenkalke vollständig fehlen können.

Vorkommen des Neocoms: In der ganzen Falkniszone vom Gafiertal bis ins Prättigau.

Mächtigkeit: Zirka 20—50 m.

b) Die Tristelschichten (Urgo-Apt).

Es sind, wie im Falknisgebiet, dunkelgraue, feinkörnige Kalke. Sie treten immer in gut ausgebildeten, zirka 30 cm mächtigen und stets hellgrauweiss anwitternden Bänken auf. Die basalen Lagen derselben sind oft fein brecciös, die Komponenten sind in der Hauptsache gelbe Dolomittrümmerchen. Selten finden sich auch selbständige Breccienbänke vor. Die Schiffe zeigen eine reiche *Foraminiferen*-fauna (*Milioliden*, *Textularien*, *Rotalien*). Die beiden für das Falknis- und Weissfluhgebiet charakteristischen Formen: *Orbitolina lenticularis* und *Diplopora Mühlbergi* finden sich aber in den mir zur Verfügung stehenden Schriffen aus dem südöstlichen Rätikon nicht vor.

Mächtigkeit: Zirka 10 m.

c) Der Gault.

Auch die mittlere Kreide weist im südöstlichen Rätikon genau die gleiche Ausbildung auf wie im Falknis- und Weissfluhgebiet. Der Gault wird aufgebaut von mächtigen dunkelbraun anwitternden Glaukonit-Sandsteinbänken, von schwarzen Hornsteinen, grünen, ölig glänzenden Glaukonitquarziten, harten Kieselkalcken und feinern, polygenen Breccien.

Es ist ein ausgesprochen quarzreicher und kalkarmer Horizont, der im weitem durch seine stets vorhandene Glaukonitführung ausgezeichnet ist. Schwarze blättrige Tonschiefer treten nur ganz untergeordnet auf. Die lithologische Ausbildung der verschiedenen Gesteine ist dieselbe wie sie von *Trümpy* und *Cadisch* beschrieben wurde (26, 118—123; 4, 22—23).

Der Gault ist im südöstlichen Rätikon der auffallendste und verbreitetste Horizont der Falknisdecke; er bildet überall kleinere, dunkelbraunschwarze Felswände.

Mächtigkeit: Zirka 30 m.

d) Foraminiferen-Kalkschiefer der Oberkreide (Couches rouges).

Die Grenze Gault-Oberkreide ist meist ausserordentlich scharf ausgeprägt; unmittelbar unter den weichen Foraminiferenkalken stehen noch harte, grüne Glaukonitquarzitbänke an. Nur an wenigen Stellen sind Übergänge zu beobachten: es ist meist eine grün oder rot gefärbte Sandkalkbank, die neben Glaukonit bereits massenhaft Foraminiferen enthält.

Die Couches rouges zeigen die gewöhnliche Ausbildung: es sind weiche, schiefrige Foraminiferenkalke, die meist hellgrauen, stellenweise auch roten und grünen Bruch zeigen. Sowohl auf der Anwitterungsfläche wie auf dem Bruch sind die *Foraminiferen* schon von blossem Auge als schwarze Punkte zu erkennen. Das Schliffbild zeigt fast ausschliesslich *Globigerinen*.

Die normale Mächtigkeit dieses Schichtgliedes im südöstlichen Rätikon beträgt kaum mehr als 80 cm; sehr häufig fehlt es überhaupt, was meist auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

e) Obercretacischer Wildflysch.

Die weitaus interessanteste Gesteinsserie im südöstlichen Rätikon ist eine über den Couches rouges (respektive dem Gault) auftretende typische Wildflyschserie, die, obwohl sie mächtig ist, bisher ganz unbekannt war.

Lithologische Ausbildung: Die Grundmasse der ganzen Serie wird gebildet durch etwa handgrosse, schiefrige Linsen. Sie bestehen meist aus sehr hartem, kieseligem Kalk bis Quarzit und sind von schwarzen oder grünlichen Tonhäuten durchzogen und überzogen. Sehr häufig zeigen sie rostige Limonitflecken. Mit HCl brausen sie schwach oder gar nicht. Sie zeigen oft auffallend gleichmässige Grösse (zirka $2 \times 7 \times 15$ cm) und regelmässige, parallele Lagerung, so dass eine ausgezeichnete Schichtung entsteht. An verschiedenen Lokalitäten sind diese Linsen teilweise ersetzt durch knollige oder blättrige, meist tiefschwarze, vereinzelt auch grünliche Mergel oder kieselige Tonschiefer.

In dieser Schiefergrundmasse eingebettet finden sich nun die verschiedensten Blöcke und Linsen fremdartiger Gesteine. Ein grosser Teil derselben besteht aus einem sehr harten, grauen Kieselkalk, der mit HCl nur ganz schwach braust. Er zeigt Übergänge zu reinen Quarziten, die entweder grauschwarz oder grün sind; in den letztern Fällen sind sie mit den entsprechenden Gaultquarziten identisch. Form und Grösse dieser Blöcke sind ausserordentlich schwankend. Es gibt ganz eckige, linsenförmige, aber auch vollkommen runde Blöcke (letztere überwiegen); der Durchmesser kann von wenigen Zentimetern bis über einen Meter gehen. Mehrere Kubikmeter grosse und vollständig runde Blöcke, mitten in die schwarzen Schieferlinsen eingebettet, sind keine Seltenheit; sie sind dabei so hart, dass es infolge der Rundung unmöglich ist, ein Handstück abzuschlagen.

Neben diesen Kieselkalk- und Glaukonitquarzitblöcken, die das Hauptkontingent darstellen, finden sich noch eine ganze Menge anderer. In dem schönen Wildflyschaufschluss südlich des Geishorns ist z. B. ein mehrere Kubikmeter grosser, ganz runder Couches rouges-Block vorhanden, ferner runde Blöcke einer Breccie, die mit der obern Breccie des Weissfluhgebietes (der Saluverbreccie entsprechend) identisch ist, Blöcke von grünlich-weissem Quarzit (die nichts mit den Glaukonitquarziten zu tun haben) usw. Die mikroskopische Untersuchung hat ferner noch das Vorhandensein von Quarzporphyritblöcken (Quarz- und Oligoklasalbiteinsprenglinge in einer kryptokristallinen bis sehr feinkörnigen Grundmasse) ergeben. Auch mächtige Bankbruchstücke von Sulzfluhgranit und weissen Buntsandsteinquarziten finden sich da und dort in dieser Wildflyschserie.

Die Art der Einbettung in die Schiefer ist stellenweise sehr schön zu sehen. Die Schieferlinsen zerteilen sich da, wo sie in ihrer Streichrichtung an den Block stossen, und führen, sich eng an denselben anschmiegend, rund um ihn herum. Das Bild ist dasselbe, wie wir es im kleinen an gewissen Augengneisen studieren können, wo grosse Feldspatkörner in einer fein sericitischen Grundmasse schwimmen.

Altersfrage. Die Gründe, die mich veranlassen, diesen Wildflysch zur obersten Kreide zu stellen, sind folgende:

1. Er liegt entweder direkt auf dem Gault oder, wo sie überhaupt vorhanden sind, auf den kaum 1 m mächtigen Couches rouges. Im Falknisgebiet ist die normale Mächtigkeit der Couches rouges über 100 m; es ist daher wahrscheinlich, dass die hier mächtige Wildflyschserie dem obern Teil der Couches rouges und den wenig mächtigen Senonmergeln des Falknisgebietes entspricht.

2. An manchen Stellen ist ein ganz allmählicher Übergang der Couches rouges in die schwarzen Schiefer der Wildflyschserie zu beobachten. Östlich der Ammannfluh im Gafiertal zeigt dieser Übergang z. B. folgende Stufen:

- a) Hellgraue, weiche Foraminiferenkalkschiefer, typische Couches rouges;
- b) gelbgrau anwitternde, dunklere, dichte Kalke ohne Foraminiferen;
- c) graue oder grünliche, sandige Kalktonschiefer, mit feinem Sericitbelag;
- d) schmutzibraune, schwarze Mergelschiefer;
- e) schwarze, tonig-kieselige Schiefer, linsenförmig, mit HCl nicht mehr brausend.

Es ist unmöglich, irgendwo eine sichere Grenze festzustellen.

3. Bei den Neunzigen (Ascharinatalseite, wenig unterhalb P. 2401) zeigt sich eine stratigraphische Wechsellagerung von echten Couches rouges mit Wildflyschschiefern. Es sind die typischen, hellgrauen, aber auch grün und rot gefärbten Foraminiferenkalke, die in meist dünnen (10 cm mächtigen) Zügen mitten durch die Linsen und Kieselknollen ziehen.

Damit scheint mir die unter 1 ausgesprochene Annahme bestätigt zu sein.

Über die Entstehung der Wildflyschserie. Die Frage nach der Entstehung der einzelnen blockförmigen Einlagerungen, d. h. ob stratigraphisch oder tektonisch, ist nicht leicht zu beantworten. Das Studium von Wildflyschaufschlüssen der höhern unterostalpinen Decken, die sich in sehr komplizierter Lage vorfinden (z. B. Madrisjochgrat), hat mich ganz allgemein zu folgendem Resultat geführt. Es kann in manchen Fällen unmöglich werden, nur anhand der Lagerungsweise und der Art der Einbettung eines Blockes in eine Schiefermasse zu entscheiden, ob die Blockführung sedimentärer oder tektonischer Entstehung ist (ganz ähnlich wie es in vielen Fällen auch nicht mehr möglich ist, die sedimentäre oder kristalline Herkunft eines kristallinen Schiefers zu bestimmen). Denn nehmen wir an, dass eine Schiefermasse mit sedimentär eingelagerten Blöcken in tektonisch komplizierte Verhältnisse kommt, so ist ja selbstverständlich, dass infolge innerer Verschiebungen der Schiefermassen rings um die Blöcke herum und in ihrer Verlängerung die schönsten Rutschflächen sich zeigen können und so genau dasselbe äussere Bild resultiert wie bei Blöcken, die rein tektonisch aus zerquetschten, abgerundeten und isolierten Bankbruchstücken entstanden sind. Der Endeffekt ist in beiden Fällen derselbe. Es bleibt somit nichts anderes mehr übrig, als sich die Frage vorzulegen, ob die Entstehung auf tektonische Art überhaupt möglich ist.

Für den Falkniswildflysch bin ich zum Schluss gekommen, dass beide Arten der Entstehung zur Erklärung dieser Gesteinsserie herangezogen werden müssen. Gewisse Blöcke, z. B. die polygenen, saluverähnlichen Breccien, die Quarzporphyrite usw., können unmöglich rein tektonisch in ihre jetzige Stellung gelangt sein, sie müssen daher stratigraphisch in die Oberkreideschiefer eingebettet worden sein. Andererseits ist es ziemlich sicher, dass Sulzfluhgranitblöcke und -bankbruchstücke tektonischer Entstehung sind, indem sie von der Basis der Sulzfluhkalkplatte weg in die darunterliegenden Schiefer geraten sind.

Was die vielen Kieselkalk- und Glaukonitquarzitblöcke anbetrifft, so wage ich heute noch kein abschliessendes Urteil darüber zu fällen. An einigen Stellen lässt sich nämlich eine schlierenförmige Anordnung dieser Blöcke und Linsen in den Schiefeln beobachten. Andererseits lässt die Häufigkeit von Gaultblöcken die Annahme der Entstehung derselben an einem Geantiklinalrücken in der Oberkreidezeit ohne weiteres vermuten; es können dabei Rutschungen mehr oder weniger zusammenhängender Komplexe stattgefunden haben, die die da und dort vorhandene Anordnung der Blöcke in Schlieren erklären würde.

Die Falkniswildflyschserie hat sehr wechselnde Mächtigkeit (6—100 m). Die schönsten Aufschlüsse sind die südlich des Geishorns und bei den Neunzigen; man muss sie hier gesehen haben, um eine hinreichende Vorstellung über ihre ganze Variabilität zu gewinnen.

Ich möchte zuletzt noch auf die grosse Ähnlichkeit mit andern Wildflyschaufschlüssen der Schweizeralpen hinweisen. So beschreibt z. B. *Arn. Heim* (9, 10—11) aus den obersten Kreidebildungen des Föhnergebietes, den Föhrlschichten, genau die gleichen Wildflyscheinlagerungen, wie sie im südöstlichen Rätikon vorkommen. Auch dort sind es Linsen und Blöcke von Quarzit, dunkelgrünem Ölquarzit usw., und überraschend ist es, dass in diesen Föhrlschichten im weitem Einlagerungen von rotem Mergelkalk voll *Globigerinen* vorkommen, die nach *Arnold Heim* an Couches rouges erinnern.

Wir haben demnach im helvetischen Föhnergebiet den gleichen Wildflysch wie in der unterostalpinen Falknisdecke, und an beiden Orten gehört er nicht zum Tertiär, sondern zur obern Kreide.

2. Die Sulzfluhdecke.

Obwohl die Sulzfluhdecke im südöstlichen Rätikon mächtig entwickelt ist, ist es nur ein Gestein, der Sulzfluhkalk, das sich in wesentlichem Masse am Bau derselben beteiligt; alle übrigen Schichtglieder finden sich nur ganz untergeordnet in vereinzelt und seltenen Aufschlüssen vor.

Hauptdolomit, Lias (Steinsbergerbreccie) und Dogger fehlen vollständig; auch die Kreide ist in nur ganz kümmerlicher Ausbildung vorhanden. Ich möchte bemerken, dass ich die Gesteine des Viehcalandatälchens hier nicht zur Sulzfluhdecke zähle.

a) Der Sulzfluhgranit.

Im südöstlichen Rätikon habe ich nur ganz wenige Sulzfluhgranitlinsen an der Basis der Sulzfluhkalkwand gefunden; es sind folgende:

1. ein grösserer Aufschluss an der Ostseite des Taleggkessels (Gafiental), wenig unter dem Sulzfluhkalk;
2. eine kleine Linse am Spaltenbach (Klosters-Dörfli), 1460 m;
3. die längst bekannten Granitlinsen unter dem Schliffitschuggen bei Klosters-Dörfli.

Es ist derselbe grüne, meist stark mylonitisierte Granit, wie er von *Cadisch*, *Trümper* usw. beschrieben wurde.

b) Perm und Werfénien.

Verrucano der Sulzfluhdecke war bis jetzt unbekannt, Buntsandsteinquarzite haben *Cadisch* und ich schon früher unter der Pretschkalkwand bei Langwies gefunden.

Beide Gesteine finden sich im südöstlichen Rätikon anstehend nur an einer einzigen Stelle, unter der Saaseralp (aufgeschlossen am untern Alpweg, östlich des zweiten Baches, auf zirka 1730 m). Der Verrucano ist durch rote und grüne, tonig sericitische Sandsteine und feinere rote Konglomerate (seltener) vertreten, der Buntsandstein durch weisse und rötliche Quarzite, die häufig gelbe Pyritkriställchen und Rostflecken zeigen.

Auch am Eggberggrat, in der kleinen Wasserrinne, die gegen das Haupt hinunterführt, finden sich rotviolette und grüne, feinsandige Tonschiefer, häufig rostbraune Flecken zeigend, die identisch mit den Verrucanoschiefern der «Bänder» (= Arosen-Schuppenzone) sind. Sie finden sich nur in Blöcken in der Rinne; anstehend habe ich sie nicht gesehen. Ich dachte daher erst an Gletschertransport von den Bändern her; es handelt sich aber wahrscheinlich doch um Verrucano der Sulzfluhdecke.

c) Der Sulzfluhkalk.

Das Alter des Sulzfluhkalkes ist durch die *Seidlitzschen* Fossilfunde aus dem Partnungebiet endgültig als Obermalm bestimmt worden. Er ist ein sehr dichter, im Bruch hellgrauer bis weisser Kalk, der stets helleuchtende Felswände bildet. Diese zeigen keine Spur von Schichtung. Die von *Seidlitz* beschriebenen basalen dunklern Partien kommen im südöstlichen Rätikon seltener vor (z. B. beim Spaltenobel, Klosters-Dörfli). An der Rätchenfluh bildet der Sulzfluhkalk eine 300 m hohe, senkrechte Felswand.

d) Kreide der Sulzfluhdecke.

Sie ist, mit Ausnahme des Wildflysches, recht spärlich vorhanden und meist etwas fraglicher Natur.

Das Neocom wird vielleicht durch die Kieselkalke und Tonschiefer repräsentiert, die als schwarze Klippen der Sulzfluhkalkwand nördlich des Geisshorns aufruchen. Die lithologische Ausbildung ist genau dieselbe wie die der entsprechenden Gesteine der Viehcalandaschuppe am Madrisjochgrat (siehe S. 15).

Einige mit den Tristelschichten der Falknisdecke übereinstimmende Kalkbänke liegen südöstlich von P. 2353 im Gafiertal dem Sulzfluhkalkband auf; sie werden überlagert von wenigen Glaukonitquarzitbänken, die wir wohl dem Gault zuzuzählen haben, ebenso wie einige eckige, harte Bänke von grauem Sandstein, die auf der Neocomklippe direkt nördlich des Geisshornsignals liegen.

Im mittlern Viehcalandatälchen, etwas nördlich P. 2175, stehen am Bachbett, direkt über dem Sulzfluhkalk, zirka 4 m mächtig, grüne und graugrüne, dichte Kalkschiefer an, die schon *Cadisch* zu den Couches rouges gestellt hat.

Etwas grössere Verbreitung kommt nur dem Wildflysch zu, der namentlich auf der Nordseite des Gafiertales als schmale Zone direkt über dem Sulzfluhkalk liegt und da und dort kleinere Aufschlüsse bildet. Er zeigt gleiche Ausbildung wie der Wildflysch der Viehcalandaschuppe (siehe dort), ich möchte ihn ebenfalls in die oberste Kreide stellen.

Die Schuppe des Viehcalandatälchens.

Sie wird von folgenden Gesteinen gebildet:

a) **Grünlicher Sulzfluhgranit**, in gleicher Ausbildung wie in der Sulzfluhdecke. Anstehend: Madrisjochgrat und mehrere kleine Aufschlüsse bei P. 2389, Viehcalandatälchen.

b) **Trias**. Gelblich anwitternder, im Bruch hellgrauer bis dunkelschwarzer Dolomit. Er ist stets gut gebankt und von feinen, weissen Dolomitäderchen durchzogen. Auch schiefrige oder brecciöse Varietäten kommen bisweilen vor. An einer Stelle findet sich ein Übergang der grauen in rote, orange-gelb anwitternde Dolomite.

Vorkommen: Madrisjochgrat; P. 2389.

c) **Lias?** Diese Dolomite gehen bei P. 2389 in einen schmalen Zug von grauschwarzen, zum Teil durch Druck marmorisierten Kalken über, die den Liaskalken vom Schafcalandatälchen vollkommen entsprechen.

Gesteine, die durch ihre Facies in den Dogger oder Malm gestellt werden könnten, finden sich nirgends im Bereich der Viehcalandaschuppe.

d) **Neocom?** Die mächtigste Gesteinsserie der Viehcalandaschuppe zeigt eine facielle Ausbildung, die dem Neocom der unterostalpinen Decken ziemlich nahe steht. An mehreren Orten wird sie von typischen Gaultgesteinen überlagert. Da sie, wie die meisten Gesteine im südöstlichen Rätikon, vollständig fossilieer ist, bleibt die Altersbestimmung, die sich nur auf obige Anhaltspunkte stützen konnte, noch sehr unsicher.

Diese Gesteinsserie wird im wesentlichen von Kieselkalken und Tonschiefern gebildet. Erstere zeigen braune Anwitterung und hellgrauen Bruch. Sie sind stets von Calcitadern und schwarzen Tonhäuten durchzogen. Diese Kieselkalke bilden dünne, unregelmässig geformte und beliebig verbogene Bänke; sind sie von Tonhäuten überzogen, so zeigen sie auch grüne oder schwarze Anwitterungsfarbe.

Die Tonschiefer sind schwarz oder grünschwarz, blättrig und enthalten da und dort *Fucoiden*. Sie sind meist ganz zerdrückt und zerruschelt, häufig zeigen sie auch eine schön wellig verbogene Oberfläche.

Nur untergeordnet kommen vor: schwarze Mergelschiefer, graubraune Sandkalke, hellgraue Quarzite.

Die lithologische Ausbildung ist sehr charakteristisch; man wird diese Gesteinsserie, wenn man sie einmal studiert hat, überall leicht wiedererkennen. Ich hoffe, dass durch die weitere Verfolgung der tektonischen Stellung derselben im übrigen Rätikon die Altersfrage auf etwas sicherere Grundlage gestellt werden kann.

Die Mächtigkeit dieser Gesteinsserie im Viehcalandatälchen beträgt über 100 m.

e) **Gault.** Schwarze Quarzite, graugrüne Glaukonitsandsteinbänke und grüne, ölig glänzende Glaukonitquarzite sind von den entsprechenden Gaultgesteinen der Falknisdecke nicht zu unterscheiden und vertreten zweifellos die mittlere Kreide. Sie finden sich, zirka 20 m mächtig, direkt der beschriebenen Serie aufliegend, am Osthang des Viehcalandatälchens.

f) **Obercretacischer Wildflysch.** Die oberste Schichtenserie der Viehcalandaschuppe ist ein Wildflysch, der eine dem Falkniswildflysch sehr ähnliche Ausbildung zeigt.

Die Grundmasse wird auch hier durch schwarze, linsige Schiefer gebildet, die teils tonig-kalkig, teils kieselig sind. Mit diesen schwarzen Schiefen wechsellagern grüne, blätterige, weiche Tonschiefer, die identisch sind mit den grünen Senonschiefern, wie sie beispielsweise von *Trümpy* aus dem Falknisgebiet beschrieben wurden. Diese Schiefer sind nun wieder vollgespickt von grossen und kleinen, eckigen und runden Blöcken von grünen und schwarzen Glaukonitquarziten, grünen Glaukonitsandsteinen, harten, grauen Kieselkalken usw. Auch hier lässt sich hier und da eine bankförmige Anordnung solcher linsenförmiger Blöcke beobachten. Die Unterschiede gegenüber dem Falkniswildflysch sind hauptsächlich folgende: letzterer zeigt nirgends die blätterigen, grünen Senonschiefer, während umgekehrt die Couches rouges dem Viehcalandawildflysch völlig fehlen. Dieser enthält vorwiegend echte Gault-Glaukonitquarzitblöcke, während im Falkniswildflysch hauptsächlich die harten, grauen Kieselkalke auftreten.

Die Wechsellagerung der schwarzen Schiefer mit den grünen Senonschiefern bestätigt die Annahme, dass auch dieser Wildflysch der obersten Kreide zuzurechnen ist.

Die stratigraphische Stellung der Viehcalandaschuppe.

Die Sulzfluhgranite, der Gault und der Wildflysch würden ohne weiteres erlauben, die Viehcalandaschuppe zur Sulzfluhdecke zu stellen. Die Triasdolomite und Liaskalke sprechen dagegen mehr für die Zugehörigkeit zur Aroser-Schuppenzone; auch hat *Cadisch* im Weissfluhgebiet Übergänge der beschriebenen Neocomserie in Aptychenkalk der Aroserzone festgestellt. Leider fehlt im Viehcalandatälchen gerade das Schichtglied, das uns am ehesten Auskunft über die Zugehörigkeit dieser Schuppe geben könnte: der Malm. Diese Frage kann daher vorläufig noch nicht entschieden werden.

Ich möchte es aber nicht unterlassen, hier noch auf eine andere Erklärungsmöglichkeit hinzuweisen. *Cadisch* und *Staub* sind neuerdings auf den Gedanken gekommen, dass Falknis- und Sulzfluhdecke mit samt der Aroser-Schuppenzone einer einheitlichen unterostalpinen Stammdecke angehören und dass durch Ausbildung sekundärer Gleitflächen die wurzelnahen Partien, die Gesteine der Aroser-Schuppenzone, auf die stirnwärtigen Partien (Falknis- und Sulzfluhdecke) aufgeschoben wurden. Damit wäre eine Erklärung für die vermittelnde stratigraphische Stellung der Viehcalandaschuppe zwischen Sulzfluhdecke und Aroser-Schuppenzone ohne weiteres gegeben; wir können sogar die Ausbildung und tektonische Stellung dieser Schuppe als neue Tatsache, die für die Wahrscheinlichkeit obiger Annahme spricht, hinstellen.

3. Die Aroser-Schuppenzone.

Obwohl die Aroser-Schuppenzone maximal nur 150 m mächtig ist, weist sie doch die grösste Mannigfaltigkeit an Gesteinen auf, die auch den verschiedensten Formationen, vom Karbon bis in die Kreide, angehören. Die vollständige Stratigraphie dieser Zone ist erstmals von *Cadisch* in seiner Weissfluharbeit gegeben worden (4, 29—42). Im Madrisagebiet zeigt die Aroserzone weitgehende Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Weissfluhgebiet. Die vorhandenen Unterschiede sind hauptsächlich die folgenden:

1. kristalline Gesteine der Aroserzone fehlen im südöstlichen Rätikon vollständig;
2. die mesozoischen basischen Eruptiva sind nur in einigen wenigen kleinen Linsen vorhanden;
3. die orogene Facies, der im Weissfluhgebiet eine so grosse Bedeutung zukommt, tritt im südöstlichen Rätikon ebenso stark zurück.

a) Karbon.

Karbon, das nicht in Casannaschieferfacies ausgebildet ist, war bisher aus den unterostalpinen Decken Nordbündens unbekannt; es ist merkwürdig, dass diese beispielsweise östlich der Talegg und auf den Bändern so auffallende Horizont bisher nie erwähnt wurde.

Die lithologische Ausbildung dieser Karbonserie ist sehr reichhaltig. Sie besteht aus folgenden Gesteinen:

1. tiefschwarzer Tonschiefer, oft stark kohlehaltig, mit HCl nie brausend. Er hat meist einen hohen Eisengehalt, der sich in rostbraunen Limonitflecken und buntfarbenen Überzügen zeigt. Vereinzelt finden sich mitten im kohligen Schiefer drin kleine graugelbe Sandsteinnester;
2. stark eisenschüssige, graue Glimmersandsteine, etwas schiefrig, reich an Muscovitblättern und mit limonitischem Bindemittel;
3. vereinzelt, bis 50 cm dicke, erdige Lagen von Limonit;
4. graugrüne, schiefrige Quarzite, mit schönen Pyritkriställchen;
5. graugrüne, harte, kieselige Tonschiefer, teilweise fein sericitisch (Übergänge in Verrucano bildend);
6. zirka 20 cm mächtige, gelbbraun anwitternde Bänke von schwarzem, eisenhaltigem Dolomit; vereinzelt auch grauer Dolomitschiefer;
7. hellgelb anwitternder, dünnbankiger, im Bruch hellgrauer, fast dichter Dolomit.

Die schwarzen, eisenhaltigen Tonschiefer finden sich in jedem Karbonaufschluss, die übrigen Gesteine sind mehr untergeordnet und kommen nicht überall vor. Ihre Verteilung innerhalb der ganzen Karbonstufe ist keine gesetzmässige. Die grossen Schwankungen verunmöglichen es, irgendein Normalprofil aufzunehmen.

Die facielle Ausbildung dieser Karbonserie beweist, dass sie nachhercynisch ist, da sie kaum mehr metamorph ist als die übrigen mesozoischen Gesteine; sie wird daher zum Oberkarbon gehören.

Karbonpflanzen habe ich zwar, trotz langem Suchen, nicht gefunden. Die Altersbestimmung scheint mir aber trotzdem gesichert zu sein. Sie stützt sich auf folgende Tatsachen:

- a) Diese Gesteinsserie zeigt tektonisch immer engste Verknüpfung mit Verrucano. Es bestehen auch alle Übergänge der Karbon- in die Verrucanoserie; bei einzelnen Übergangshorizonten hält es oft schwer, sie der einen oder der andern Formation zuzustellen;
- b) die facielle Ausbildung — die Wechsellagerung von eisenhaltigen Dolomiten mit kohligen Tonschiefern und grünen Quarziten — spricht sehr für Karbon und könnte wohl kaum mit irgendeiner jüngern Formation in Einklang gebracht werden;
- c) am Westrand des Tauernfensters, beim Steinacher Jöchel, tritt ein pflanzenführendes Karbon auf, das genau die gleiche Ausbildung zeigt; auch dort finden sich dieselben Eisendolomite, kohligen Schiefer usw. Ich habe von der Ostalpenexkursion der Bündnergeologen im Sommer 1922 Handstücke mitgebracht, die sich in nichts von den Karbonhandstücken des Gafiertales unterscheiden. Das Karbon des Steinacher-Jöchels tritt in ähnlicher tektonischer Stellung auf (unterostalpin).

Die älteste Gesteinsserie der Arosler-Schuppenzone im Madrisagebiet ist daher ein nicht in Casannaschieferfacies ausgebildetes, nachhercynisches Oberkarbon.

b) Perm und Werfenien.

Der Verrucano der Arosler-Schuppenzone wird gebildet durch grüne und rot-violette Tonschiefer und feine, grüne und rote Breccien. Sie enthalten hauptsächlich kleine Quarztrümmer in einer feinen tonig-sericitischen Grundmasse. Die Quarztrümmer zeigen unter dem Mikroskop auffallend gut erhaltene Ecken und Flächen; sie können nur wenig weit gerollt sein. Dagegen sind sie vollständig von Sprüngen durchsetzt. Auch die Verrucanotonschiefer zeigen häufig rostbraune Limonitflecken.

Zum Buntsandstein rechne ich weisse und rosagefärbte Quarzite, die in einigen kristallinähnlich aussehenden Felsköpfen auf den Bändern und gegen die Talegg hin anstehen. Das Schlibbild zeigt ein innig verzahntes Gefüge von Quarzkörnern mit wenig Limonit und (ganz untergeordnetem) sericitischem Bindemittel.

Der Verrucano bildet sowohl Übergänge in die Karbonschiefer (Übergangshorizonte hauptsächlich graugrüne, schiefrige Quarzite und Tonschiefer) als auch anderseits in die Buntsandstein-Quarzite. Diese zeigen noch hie und da rote Tonschieferschmitzen zwischen den einzelnen Bänken.

Karbon, Perm und Werfénién bilden östlich der Talegg und auf den Bändern eine eng zusammenhängende Gesteinsserie in verkehrter Lagerung.

Mächtigkeiten:

Karbon 10 m;

Verrucano maximal 50 m (an der Taleggecke);

Buntsandstein 20 m.

c) Trias.

Zur Trias der Aroserzone gehören Dolomite, Kalke und Rauhdecken. Eine nähere stratigraphische Einteilung ist im Madrisagebiet unmöglich, da die beiden wichtigsten Hilfsmittel zur Altersbestimmung vollständig versagen. Fossilien sind keine vorhanden, und die Verbandsverhältnisse der Gesteine zeigen einen so regellosen Schuppenbau, dass aus der Lagerung keine stratigraphischen Schlüsse gezogen werden können.

Rauhdecke findet sich sowohl auf den Bändern wie am Grat Madrisahorn-St. Jakob in weiter Verbreitung. Es handelt sich meist um wenige Meter mächtige Schuppen. Übergänge in Triasdolomit sind häufig zu beobachten. An einigen wenigen Stellen scheint es sich um tektonische Rauhdecke zu handeln, die zahlreiche Schmitzen von bunten Verrucanogeröllen enthält. Die Zugehörigkeit dieser Rauhdecke zu den Raiblerschichten lässt sich zwar in Analogie zu andern Vorkommnissen vermuten, aber nicht näher beweisen.

Dem Hauptdolomit kommt im Madrisagebiet nicht die Bedeutung zu wie an der Weissfluh; er ist aber doch auch hier der auffallendste Horizont der Aroser-Schuppenzone. Er zeigt hellbläulichweisse Anwitterung (mit einem Stich ins Rötliche) und hellgrauen, zuckerkörnigen Bruch. Man wird kaum fehlgehen, ihn wie den übrigen ostalpinen Hauptdolomit dem Norien zuzustellen.

Mit dem Hauptdolomit durch alle Übergänge verbunden, tritt ein massiger, hellbläulichweiss anwitternder Kalk auf. Er zeigt dichten, dunkelgraublauen bis grauschwarzen Bruch. Bei der Verwitterung zerfällt er häufig in scharfkantige, kleine Würfel und Quader. Häufig scheint ein Ersatz des Hauptdolomits durch diesen Kalk stattzufinden. Er wird daher wahrscheinlich der obersten Trias angehören.

Ganz unbestimmt ist dagegen die Stellung ausgezeichnet dünnplattiger Dolomite, die nur an einer Stelle, am Westabhang des St. Jakob auftreten. Sie bilden zirka 5 cm dicke, hellblaugraue Platten und zeigen dunkelgrauen, zuckerkörnigen Bruch. Es lässt sich nicht sagen, ob sie dem Hauptdolomit (der sonst vollständig massig ist) oder einem andern Triashorizont angehören.

d) Lias.

Am Verbindungsgrat Madrisahorn-St. Jakob und im obern Schafcalandatälchen findet sich in mehreren Schuppen ein stets sehr gut gebankter Kalk, der vielleicht die normale Facies des Lias darstellt. Er zeigt dichten, muscheligen Bruch von hellgrauer bis blaugrauer Farbe. Charakteristisch für diesen Kalk sind blaugraue, konkretionäre Kieselknollen. Sie bilden aus der Oberfläche hervorragende, graugelb anwitternde Wülste.

Diese Kalke unterscheiden sich von den Triaskalken oft schon von weitem durch ihre gute Bankung (25 bis 50 cm mächtig) und die gelbliche Anwitterungsfarbe; manchmal zeigen sie aber auch wie diese hellbläulichweisse Oberfläche. Sie finden sich nur am Grat zwischen Vieh- und Schafcalandatälchen.

Nördlich des Madrisjochgrates ist der Lias in Form der bekannten Liasbreccien entwickelt. Es handelt sich hier um fast reine Dolomitbreccie mit dunkelblaugrauem Kalk als Zement. Die Dolomitkomponenten zeigen gelbe, der Kalk hellblaugraue Anwitterung. Oft überwiegen die Komponenten vollständig, an andern Stellen treten sie gegenüber dem Bindemittel zurück. Kristalline Komponenten sind nur spärlich vorhanden. Der Breccienzug über den Gafierplatten (zirka 2450 m) zeigt Wechselagerung mit schwarzen Ton- und Kalkschiefern und geht auch seitwärts in diese über. Ein kleiner Aufschluss der Liasbreccien findet sich auch wenig nördlich des Gafiersees (westlich Gargellenköpfe).

e) Streifenschiefer.

Der Streifenschiefer wurde von den ältern Autoren (*Theobald, Seidlitz*) stets zum Muschelkalk gerechnet; *Cadisch* hat dann im Weissfluhgebiet einen allmählichen Übergang derselben in die oberjurassischen Aptychenkalke und -schiefer festgestellt. Er gehört daher wahrscheinlich zum Dogger.

Im Madrisagebiet nimmt der Streifenschiefer einen bedeutenden Anteil am Aufbau der Aroserschuppenzone. Er ist ein grauer oder graugelber, harter, splittriger Tonschiefer. Er enthält keine Spur von Kalk und ist stets stark gepresst. Steht die Clivage schief oder senkrecht zur Schieferung, so zerfällt er in spitze, scharfkantige Lineälchen. In diesem Falle können die Streifenschiefer vielleicht am besten, wie es *Trümpy* für die Partnachschiefer getan hat, dadurch charakterisiert werden, dass sie einem beim Klettern in die Finger stechen.

Die grauen Schiefer werden von 5—10 cm dicken, tief ockergelb anwitternden, tonig-kieseligen Kalkbänken durchzogen, die dem ganzen Komplex ein gestreiftes Aussehen geben. Sie zeigen dunkelgrauschwarzen Bruch und sind nicht selten durch Druck kristallin geworden.

Vorkommen: Z. B. Madrisjochgrat, Grat zwischen Vieh- und Schafcalandatälchen.

Mächtigkeit: 20 m.

f) Aptychenkalk und bunte Hornsteine (Radiolarit).

Der Malm der Aroserschuppenzone ist in typisch ostalpiner Facies als Aptychenkalk und Radiolarit ausgebildet. Der Aptychenkalk des südöstlichen Rätikon ist ein sehr dichter, hellgrauer, selten rot oder grün gefärbter Kalk, der hellgrau anwitternde, dünnbankig-schiefrige Bänder bildet. Meist liegt er aber nicht in dieser guten Ausbildung vor, sondern ist von schwarzen Tonhäuten durchzogen und zeigt dann kieselig-tonigen, dunkelgrauen Bruch.

Die Radiolarienhornsteine sind stets rot oder grün gefärbt. Radiolarien sind hier und da mit der Lupe als schwarze Punkte erkennbar. Meistens sind diese Hornsteine von roten und grünen Tonschiefern durchzogen. Auf der Saaseralp, über dem Obersäss, geht eine Bank von dichtem, rotem Hornstein seitwärts in ein dunkles, hauptsächlich aus Mn- und Fe-Oxyden bestehendes Erz über.

Aptychenkalk und Hornstein sind gleichaltrig. Sie ersetzen sich gegenseitig und sind durch alle Übergänge miteinander verbunden. Diese weisen oft intensive Verzahnung der beiden Gesteinsarten auf. Die Hornsteine nehmen keine bestimmte Stellung innerhalb des Aptychenkalkkomplexes ein. Dies zeigt sich namentlich schön im Gafiertal, wo wir die Hornsteine bald an der Basis, bald mehr in mittlern Partien oder auch ganz zu oberst im Aptychenkalkkomplex haben. Die Hornsteine treten gegenüber dem Aptychenkalk meist stark zurück oder fehlen ganz; sie können aber auch so zunehmen, dass sie den Aptychenkalk vollständig ersetzen (z. B. östlich der Talegg).

Namentlich in der Gegend des Gafiersees finden sich die schönsten Übergänge — sowohl horizontale wie vertikale — des Aptychenkalkes in den Hornstein. Ich beobachtete hier z. B. folgende Zwischenstufen: der hellgraue Aptychenkalk wird tiefrot und allmählich immer mehr tonig; im roten Tonschiefer treten vereinzelte Kieselschnüre auf, diese beginnen zu überwiegen, und schliesslich liegt, wenig weit vom grauen Kalk entfernt, der dichte, rote Hornstein vor.

Seidlitz erwähnt an mehreren Stellen seiner Arbeit immer wieder ein Vorkommen von Radiolarit am Ostabhang des Taleggkessels (15, Fig. 3, 11, Tafel VIII, Profil X usw.). Die anormale Lagerung unter dem Sulzfluhkalk führt er auf die Gempfluhbrüche zurück; diese können aber, da sie viel weiter nördlich liegen, keineswegs für die Erklärung herangezogen werden. In Wirklichkeit findet sich aber gar kein anstehender Radiolarit unter dem Sulzfluhkalk. Der Hang ist allerdings übersät von Hornsteinblöcken, die von der darüberliegenden Aroserschuppenzone, wo Radiolarit mächtig entwickelt ist, herabgestürzt sind. Entweder hat *Seidlitz* einen dieser Blöcke für anstehend gehalten, oder dann liegt, wie ich eher anzunehmen geneigt bin, eine Verwechslung mit dem grün und rot anwitternden Sulzfluhgranit-aufschluss vor.

Mächtigkeit des Aptychenkalk-Hornsteinkomplexes: 20—30 m.

g. Die Mandelschiefer (cretacische Tonschieferbreccien).

Die Mandelschiefer sind erstmals von *Seidlitz* so benannt und beschrieben worden; er erwähnt auch schon das einzige im südöstlichen Rätikon vorhandene Vorkommen am Madrisjochgrat (15, 44).

Es handelt sich um eine eigentümliche Tonschieferbreccie. Sedimentäre, eckige oder linsenförmige Komponenten schwimmen in grossen Abständen voneinander in einer homogenen Tonschiefermasse. Es sind in der Hauptsache hellgelb anwitternde, dunkelgraue oder hellgraue, dichte Kalke; letztere sind identisch mit Aptychenkalk. Wenn demnach *Seidlitz* die Mandelschiefer auf Grund von einigen Malmkomponenten in die Kreide stellt, so muss ich ihm auch hierin Recht geben, trotz der Entgegnung von *Mylius*.

Die Grösse der Komponenten geht von einigen Zentimetern bis einigen Dezimetern. Seltener finden sich neben diesen Kalken grüne Serpentin- und rote Ophicalcitkomponenten.

Mächtigkeit am Madrisjochgrat: zirka 7 m.

h) Mesozoische Sandsteine, Schiefer, Kalke usw. unbestimmten Alters.

Auf der Saaseralp, zwischen Unter- und Obersäss und weiter oben am Südgrat von St. Jakob finden sich die mannigfaltigsten Aufschlüsse von Kalken, Kieselkalken, Tonschiefern, Breccien usw., bei denen alle Hilfsmittel der Altersbestimmung (Fossilführung, tektonische Stellung, Faciesanalogien) vollständig versagen. Ich begnüge mich daher, einige dieser Aufschlüsse kurz zu erwähnen.

Mittlerer Alpbach, 1965 m (beim «s» von «Saaseralp»), rechte Bachseite: zwei Bänke von grauweissem, durch Sand verunreinigtem Gips mit wenigen schwarzen und graugrünen Schiefen. Tektonische Stellung ganz unbestimmt.

Gleicher Bach, 2000—2060 m. Wechsellagerung von graugelben Kalken, Mergelkalken, Tonschiefern, vereinzelt Breccienbänken usw.; bündnerschieferartiger Aufschluss. Unter den Kalken überwiegen dichte, hellgraue, gut gebankte Varietäten, die grosse Ähnlichkeit mit Aptychenkalk aufweisen. Streichen im Mittel W-E; Fallen steil südlich, parallel dem Hang.

Gleicher Bach, 2060—2240 m. Wildflyschähnliche Aufschlüsse. Graue, schwarze, zum Teil blättrige, zum Teil knollige Tonschiefer oder Kalktonschiefer, wechsellagernd mit grünen und roten, blättrigen Tonschiefern (ähnlich Senonschiefern) mit verschiedenartig ausgebildeten Kalkbänken usw. In diese Schiefer eingebettet sind Knollen und Blöcke von schwarzem Quarzit, Glaukonitsandstein, hartem Kieselkalk usw.; ferner grosse, runde Diabasblöcke.

Seidlitz beschreibt ein Profil durch dieses Tobel (15, 91); seine N. 2, grüne und rote Verrucanoschiefer entsprechen den eben erwähnten grünen und roten, blättrigen Tonschiefern. Es handelt sich aber sicherlich nicht um Verrucano — die bunten Verrucanoschiefer zeigen ganz andere Ausbildung —, der ganze Aufschluss gehört am ehesten zur obern Kreide.

Ähnliche Aufschlüsse finden sich auch an den östlichen Alpbächen, zwischen Untersäss und Obersäss. Hier treten ferner feinkörnige, dunkelschwarze Kalke auf, die grosse Ähnlichkeit mit Falknis-Tristelkalken aufweisen (sie zeigen wie diese hellgrauweisse Anwitterung).

Am St. Jakob Südgrat finden sich, mehr nach der Seite des Viehcalandatälchens hin, weitere unbestimmte Aufschlüsse; z. B. bei 2270 m eckige, hellgraue Sandsteinbänke (sie zeigen mehr Ähnlichkeit mit Ruchbergsandstein als mit Gault-Glaukonitsandsteinbänken); bei 2340 m Sandkalke, Tonschiefer, Breccienbänke, Kieselkalke usw. Die Sandkalke sind dunkelgrau und zeigen charakteristische Verwitterungsformen: sie zerfallen in bis 1 m lange Lineale.

i) Die basischen Eruptiva.

Sie treten im südöstlichen Rätikon, wie bereits erwähnt, nur in untergeordnetem Masse auf, und kommen anstehend zwischen der Saaseralp und dem Madrisjochgrat vor. Sie finden sich auch hier nur in einer ganz bestimmten Zone, nämlich der Grenze Viehcalandaschuppe-Aroserzone entlang.

Rote Ophicalcite kommen in mächtigen Blöcken in den Mandelschiefern des Madrisjochgrates und den Wildflyschaufschlüssen der Viehcalandaschuppe vor; seltener auch in der basalen Quetschzone derselben im Westteil des Talkessels.

Dunkelgrüner Serpentin tritt nur an einer einzigen Stelle, zirka 2 m mächtig, auf. Der Aufschluss liegt beim «2» von P. 2240, direkt über dem Wildflysch, an der Grenze Viehcalandaschuppe-Aroserzone.

Etwas südwestlich der Obersässhütte der Saaseralp findet sich am Bach ein mächtiger Block von blaugrünem Diabas.

Damit sind die Angaben über mesozoische basische Eruptiva im südöstlichen Rätikon erschöpft.

b) Tektonik.

1. Die Falknisdecke.

Die Falknisdecke zieht sich als schmale Zone von Klosters-Dörfli weg unter den Sulzfluhkalkwänden durch bis zur Gempiflüh im Gafiertal; dort im Norden keilt sie vollständig aus. Die normale Mächtigkeit der ganzen Decke beträgt hier im südöstlichen Rätikon nur zirka 200 m. Trotzdem zeigt sie einen eigenartigen und komplizierten Bautypus. Die ganze Zone ist reich an interessanten tektonischen Einzelheiten und bringt auf Schritt und Tritt neue Überraschungen. Leider ist gerade diese Zone durch Moränen und die oft viele 100 m hohen weissen Sulzfluhkalkschutthalden vollständig verdeckt. Selbst da, wo noch vereinzelte Aufschlüsse vorhanden sind, ist es infolge des raschen Wechsels im Bau der Decke oft unmöglich, die Kleintektonik derselben zu entziffern. Über den Verlauf der basalen Schubfläche ist das Wesentliche bereits mitgeteilt worden.

Am Schlappinbach bei Klosters-Dörfli und am Steilhang gegen die Palfernterrasse hinauf sind mehrere schöne Wildflyschaufschlüsse vorhanden. Im Liegenden derselben findet sich unten am Bach ein Wändchen von grauen Tristelkalken; es ist aber nicht einmal ganz sicher, ob diese nicht schon der Gempiserie der Bündnerschiefer angehören. Couches rouges, Gault, Falknisbreccie fehlen am Schlappinbachprofil vollständig. Bis zum Soppen hinauf sind nun mit Ausnahme einiger Couches rouges und Wildflyschbänke im Spatlentobel (zirka 1350 m) keine Aufschlüsse der Falknisdecke mehr vorhanden; der ganze Hang ist von Silvrettamoräne und abgestürzten Sulzfluhkalkblöcken bedeckt.

Die kleine Felswand unter dem Soppenboden besteht aus Falknisbreccie; am Westrand derselben ist die basale Schubfläche schön aufgeschlossen, sie liegt hier schon auf 1600 m Höhe. Interessant ist der weitere Verlauf derselben: sie muss quer über den kleinen Soppenboden führen (Kurvenbild der Karte hier total falsch) und nähert sich am jenseitigen Hang rasch der Sulzfluhkalkbasis. Am Tobel des östlichsten kleinen Alpbaches sehen wir die Falknisdecke beinahe vollständig ausgekilt. Unter dem Sulzfluhkalk finden wir hier einige Meter Verrucano-Buntsandstein, dann eine schmale Quetschzone der Falknisdecke (aus einigen Linsen von Malmkonglomerat und Gault bestehend) und darunter schon bilden die Bündnerschiefer die schmutziggrauen Anrisse im tiefeingeschnittenen Tobel.

Gegen Nordwesten nimmt die Falknisdecke rasch an Mächtigkeit zu; sie erreicht am grossen Alpbach bereits wieder 150 m. Die Folge ist, dass die basale Schubfläche gegen Nordwesten nicht parallel dem Sulzfluhkalk ansteigt, sondern sich sogar senkt (Quetschzone am östlichen kleinen Alpbach 1700 m; Schubfläche am westlichen Alpbach bei 1650 m).

Dieser Bach zeigt ein schönes Profil durch die Falknisdecke; es folgen normal übereinander Falknisbreccie, Obermalm, Neocom, Tristelkalk und Gault. Wenige Meter über dem Alpbach finden sich nochmals einige Bänke von Obermalm, die einer höhern Schuppe angehören. Diese Schuppe steht am mittlern Alpbach von 1760 bis 1785 m an und weist dort komplizierte Verbiegungen auf.

Das nun folgende Gebiet, vom Alpbach bis zum Karkessel der Rätschen, ist das best aufgeschlossene Stück der Falkniszone und zugleich das tektonisch reichhaltigste. Dies gilt namentlich vom nördlichen Teil, den steilen Wänden unter dem Geisshorn, wo wir am ehesten einen Einblick in den Bautypus der ganzen Decke gewinnen können. Diese Hänge werden von den Einheimischen als Geisswänge bezeichnet. Schon *Trümper* erwähnt von hier das Vorkommen der Falknisdecke.

Profil 1, Tafel III, gibt eine zusammenhängende Darstellung der Kleintektonik dieses Gebietes, wie sie tatsächlich beobachtet werden kann. Ich möchte diesem Profil nur wenige Worte beifügen. Im grossen ganzen bildet die Falknisdecke hier eine lang ausgestreckte, liegende Schubfalte. Der Kern derselben besteht aus Neocom mit vereinzelten zerrissenen Linsen von Falknisbreccie. Die Gewölbebiegung der Tristelschichten liegt wenig nördlich der vom Geisshornsignal herabführenden Gratecke. Die Muldenbiegung des Gault befindet sich schon zirka 200 m weiter südlich; die liegenden Tristelschichten lassen sich dagegen fast bis zum Alpbach verfolgen. Östlich Larenza wird die ganze

Falknisdecke von einem W-E-streichenden Bruch durchsetzt; der südliche Teil ist gegenüber dem nördlichen um zirka 50 m abgesunken. Dieser Bruch ist schon vom Prättigau aus sichtbar; die verschieden hohe Lage der beiden Gaultfelsen (Rot-Tschuggen und Böller) fällt sofort in die Augen. Er lässt sich auch noch weiter östlich in der Sulzfluhkalkplatte verfolgen; Streichrichtung hier ESE 110°.

Merkwürdige Verhältnisse finden sich westlich des Geisshorns. Die Falknisdecke scheint hier plötzlich wieder an Mächtigkeit abzunehmen. Das Neocom und die vereinzelt Linsen von Falknisbreccie steigen rasch in die Höhe; sie weisen intensive Kleinfältelung auf. Der Gault, der wenig südlich noch eine hohe Wand bildet, keilt gegen Norden rasch aus, zeigt aber an seinem Ende noch eine senkrechte, nach unten mitten in die Neocomschiefer eingepresste Tasche. Letztere führen in einem halbkreisförmigen Verlauf nördlich um diesen Keil herum in die Höhe und endigen, nach oben spitz auslaufend, zwischen Gault und Falkniswildflysch. Um das Mass der Komplikationen noch zu erhöhen, sehen wir einige Späne der Sulzfluhkalkplatte mitten in die Flyschschiefer eingestossen. Leider beginnt gerade nördlich dieser Stelle das grosse Trümmergebiet des Rätchenkessels, so dass der Schlüssel für die Erklärung dieser tektonisch interessantesten Partien unter dem Schutt vergraben liegt. Bei dem zwischen Gault und Wildflysch spitz nach Süden auskeilenden Neocom kann es sich aber zweifellos nur um Rückfaltung handeln.

Weiter ist die Falkniszone bis zum Calmun hin unter weissen Schutthalde vollständig verborgen. Auch der ganze Calmun kann nicht anders denn als Trümmerhaufen bezeichnet werden; bei keinem einzigen Aufschluss ist man sicher, ob es sich tatsächlich um Anstehendes oder nur um verrutschte Massen handelt. Erst der Calandagrät zeigt wieder bessere Verhältnisse. Das Grätprofil ist folgendes:

1. P. 2302 bis wenige Meter oberhalb des Fürkli = Ruchbergsschichten;
2. Fürkli bis zum Fuss des kleinen Grataufschwunges von P. 2345 ¹⁾ = Bündnerschieferserie Nr. 5. Hier Falknisschubfläche mit wenig Wildflysch an der Basis, dann:
3. vollständige Falknisserie bis zum Westgipfel des Saasercalanda (P. 2366), Neocom-Falknisbreccie-Neocom-Tristelkalk-Gault-Couches rouges-Wildflysch;
4. am Ostgipfel des Saasercalanda Überlagerung des Wildflysch durch Jura einer höhern Schuppe, deren Gesteine das letzte, allerdings verdeckte Grätstück bis zum Sulzfluhkalk hinauf aufbauen müssen.

Wundervoll ist die Schubfläche bei P. 2345 aufgeschlossen. Vom Fusse des Grataufschwunges zieht sich ein kleines, dunkles Couloir ins Ascharinatal hinunter. Es besteht aus einer schmalen Zone schwarzer Falkniswildflyschschiefer, die mitten zwischen hellgelben Wändchen von Bündnerschiefer und Neocom liegen. Die Grenze Neocom-Wildflysch lässt sich in einer Zick-Zacklinie fast senkrecht das Couloir hinunter verfolgen.

Im hintern Ascharinatal ist die Falknisdecke zirka 300 m mächtig. Sie baut im Süden die Nollenköpfe auf, ist dann eine Strecke weit durch prachtvoll erhaltene Moränenablagerungen fast vollständig verdeckt und findet sich wieder in mehreren Aufschlüssen am Steilbord unter der Galtviehalphütte (P. 2201) und gegen die Neunzigen hinauf. Es sind hier, allerdings nur unvollständig, drei übereinanderliegende Schuppen zu konstatieren.

Der Eggberggrät zeigt folgendes Profil (siehe Deckenprofil 1):

1. Eggbergssignal bis zirka «b» von «Eggberg» = Bündnerschieferserie N 3;
2. von hier bis zur Falknisschubfläche (zirka 400 m westlich P. 2298) = typische Ruchbergserie. Die Schubfläche liegt in einer kleinen Einsattelung nördlich der Alphütte;
3. Falknisgault, hauptsächlich aus dunklen, feinen Breccien bestehend;
4. eine wenige Meter mächtige Quetschzone aus Couches rouges, Obermalm, Neocom und Tristelkalk;
5. der ganze Grataufschwung bis P. 2298 hinauf besteht aus Gault der nächsthöheren Falknisschuppe. Die liegenden Tristelschichten bilden hier unter dem Grät eine kleine ENE-streichende Antiklinale;
6. die nächsten 200 m bis zum Sulzfluhkalk der Hasenfluh sind nur unvollständig aufgeschlossen; wahrscheinlich steht hier teilweise Wildflysch an.

¹⁾ Als P. 2345 möchte ich hier den kleinen Grataufschwung zwischen P. 2321 und P. 2366 bezeichnen.

Die tektonische Stellung der Hasenfluh soll bei Besprechung der Sulzfluhdecke erläutert werden.

Am Nordostabhang des Eggberggrates, in der Gegend der Ammannfluh, zeigt die Falkniszone sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse. Trotzdem hier viele Aufschlüsse vorhanden sind, ist es ihrer isolierten Stellung wegen oft unmöglich, die Kleintektonik restlos zu entziffern. Östlich der Ammannfluh finden wir z. B. viermal übereinander kleine, dunkelschwarze Gaultmauern; das zwischenliegende Gelände ist entweder ganz verschüttet oder zeigt kleine Aufschlüsse von Oberkreide, Tristelkalk usw. Ob wir es hier mit reinem Schuppenbau zu tun haben oder, was wahrscheinlicher ist, mit einer Kombination von Schuppen- und Faltentektonik, entzieht sich unserer Beobachtung. Dazu kommt noch, dass die basale Schubfläche in dieser Gegend ausgesprochene Verbiegungen aufweist. Vor allem zeigt sich ein starkes Gefälle nach Norden; wir befinden uns hier im Nordschenkel der axialen Aufwölbung Rätchenhorn-Madrisa. Diese Verbiegungen der Schubfläche spiegeln sich im Verlauf ihrer Ausstichlinie mit dem Hang wieder. Westlich der Ammannfluh zieht dieselbe fast senkrecht zur Talrichtung dem Hang entlang hinunter, hält sich dann eine Strecke weit ziemlich in gleicher Höhe (auf zirka 2000 m), um westlich P. 2049 sogar eine kleine Aufwölbung aufzuweisen. Auf die Erklärung derselben soll später eingegangen werden. Die Schubfläche kann hier überall gut verfolgt werden; im östlichen Teil, z. B. bei P. 1999, liegt Falknisbreccie über Bündnerschiefer.

Die schwarze Felsmauer bei P. 2267 zeigt ein normales Profil von Neocom bis Wildflysch. Ein Wildflyschkeil findet sich noch hoch oben in der Felswand der Plattenfluh, mitten in den Sulzfluhkalk eingestossen. Weiter östlich ist die Falknisdecke wieder eine Strecke weit durch einen mächtigen, bis ins Tal hinabreichenden Schuttstrom von Sulzfluhkalk bis auf einige kleine Inseln verdeckt; dann folgen, im Hintergrund des Gafiertales, die prächtigen Aufschlüsse der Hochstelleregion. Es ist dies eine der wenigen Stellen im südöstlichen Rätikon, wo wir alle Gesteine der Falknisdecke in normaler Lagerung studieren können. Die unterste grosse Felsbank südlich des Baches besteht aus Malmkonglomerat, darüber folgen Obermalm, Neocom, Tristelkalk, Gault, Couches rouges und Wildflysch. *Cadis* ist der einzige Geologe, der hier die ganze Falknisdecke gesehen hat; ältere Abbildungen und Beschreibungen begnügen sich mit der Angabe von Flysch (= Bündnerschiefer).

Auf der Nordseite des Gafiertales streicht die Falknisdecke durch den weiten Kessel der Talegg. Die Malmbreccienbänke dieser Örtlichkeit sind schon lange bekannt; sie bilden im Boden des Kessels einige schöne, von Karren durchfurchte Rundbuckel. Die höhern Partien sind wiederum grösstenteils verschüttet. Eine Felsrippe am Ostrand zeigt einen normalen, aber nur sehr reduzierten Verband von Neocom bis Oberkreide. Wenig weiter nördlich, auf gleicher Höhe, findet sich ein kleiner, ganz isolierter Aufschluss von Falknisbreccie. Vielleicht gehört er einer plötzlich einsetzenden höhern Schuppe an, vielleicht ist er auch nur durch regellose Durchstechungsvorgänge in diese Lage geraten. Irgendwelche Anhaltspunkte zur Lösung dieser Frage fehlen.

Unter dem Täli fällt schon von weitem ein Felsband auf, das, gegen Westen stark absinkend, dem Hang entlang zieht (siehe Fig. S. 25). Es handelt sich um Gault; die anormale Lagerung dieses Bandes (westliches statt östliches Einfallen) kann erst später, unter Berücksichtigung weiterer Zusammenhänge erklärt werden. Im Hangenden dieses Gault finden wir die grossen Wildflyschaufschlüsse des Tälibaches, im Liegenden, meist wenige Meter unter der kleinen Felsmauer, sind da und dort zerrissene Linsen von Falknisbreccie zu verfolgen. Darunter schon treten die Bündnerschiefer auf; Tristelkalk, Neocom und Malm bilden hier nur eine schmale Quetschzone über der Schubfläche.

Jenseits des Trümmergebietes des Gafierbergsturzes, unter der Gempiflüh, suchen wir die Falknisdecke vergebens. Nur noch eine Linse von Wildflysch und Couches rouges direkt unter der Sulzfluhkalkwand, kann gefunden werden. Die Falknisdecke keilt hier gegen Nordwesten vollständig aus; die Gesteine der Gempiserie liegen direkt unter der Sulzfluhkalkplatte (siehe Fig. S. 25).

Betrachten wir zum Schluss nochmals den Bautypus der ganzen Falkniszone. Er ist hier im südöstlichen Rätikon bedingt durch die geringe Mächtigkeit der ganzen Decke und durch den raschen Wechsel von verschiedenen widerstandsfähigen, im allgemeinen recht biegsamen Gesteinsserien. Schuppen-

und Faltenbildung oder die Kombination beider Dislokationsphänomene haben die Kleintektonik dieser Zone geschaffen, die, wo zusammenhängende Beobachtungen möglich sind, eine Fülle komplizierter Bauformen zeigt.

2. Die Sulzfluhdecke.

Die Tektonik der Sulzfluhdecke beschränkt sich im wesentlichen auf die Verfolgung des Sulzfluhkalkes, da die übrigen Gesteine nur vereinzelte geringmächtige Linsen bilden, deren Vorkommnisse meist schon im stratigraphischen Teil erwähnt wurden.

Der Sulzfluhkalk erwies sich allen Bewegungsvorgängen gegenüber als eine vollkommen starre Platte, die nirgends gefaltet wurde. Wo bedeutendere tektonische Komplikationen auftreten, ist sie einfach zerbrochen worden. Dadurch stellt sich die Sulzfluhdecke in scharfen Gegensatz zur liegenden Falknis- und zur hangenden Aroslerzone mit deren äusserst komplizierter Kleintektonik. Wir dürfen es als sehr willkommenen Umstand betrachten, dass die Sulzfluhdecke gerade die mittlere der drei unterostalpinen Decken darstellt; wäre sie nicht vorhanden, so würden wir heute wohl vor einer regellosen unterostalpinen Quetschzone stehen. Die Sulzfluhkalkplatte hat aber die drei Decken vollständig auseinandergehalten: wir finden im südöstlichen Rätikon nicht eine Stelle, wo die unterostalpinen Decken durcheinandergestossen wären, und *Seidlitz* ist daher sicher im Unrecht, wenn er neuerdings wieder behauptet, dass das Auseinanderhalten der verschiedenen tektonischen Einheiten «gegenstandslos» sei.

Der Sulzfluhkalk des Schliffitschuggen (P. 1273) und der des Felsbandes über der Palfernterrasse weisen eine Höhendifferenz von ungefähr 100 m auf. Sie müssen durch einen grösseren, ungefähr parallel dem Schlappintal verlaufenden Bruch getrennt sein, wobei die südlichen Partien (Schliffitschuggen, Matätsch) abgesunken sind. Von Palfern weg steigt der Sulzfluhkalk gegen Nordwesten rasch in die Höhe. Am Spatlentobel, östlich Rufenen, ist er in zwei Schuppen vorhanden. Schon bei den Schwanzmädern liegt die Basis über 1600 m. Die ganze Mauer befindet sich hier in einem Zustand langsam vorsichgehender Zertrümmerung. Unter der Saaseralp zeigt die Platte wieder eine Verwerfung von 40 m Sprunghöhe; auch hier ist der südliche Teil abgesunken.

Westlich des grossen Alpbaches nimmt der Sulzfluhkalk rasch an Mächtigkeit zu. Es folgt die breite S-N-streichende Zone Geisshorn-Rätschenfluh-Plattenfluh (siehe Deckenprofil 3). Die basale Schubfläche, die östlich Larenza auf zirka 1910 m liegt, steigt gegen Norden an bis auf 2400 m. Das östliche Axialgefälle beträgt zirka 10° . Daraus ergibt sich die eigenartige Topographie des Rätschenhorngebietes. Gegen Westen haben wir einen plötzlichen Steilabbruch der Kalkplatte, gegen Osten, schwach einfallend, weit ausgedehnte Karrenfelder, die nur mühsam zu begehen sind. Die Höhe der westlichen Erosionswand nimmt gegen Norden allmählich zu und erreicht ihr Maximum im Rätschenhorn: sie beträgt hier 300 m. Diese ungewöhnliche Höhe der Sulzfluhkalkwand ist sicherlich zum Teil auf Schuppenbildung zurückzuführen, die aber nicht leicht zu erkennen ist, da trennende Kreide-Klemmpakete fehlen. Schon *Seidlitz* hat eine Blattverschiebung in der Höhe des Madrisjochgrates festgestellt. Die so auffallenden Kreideklippen auf der Sulzfluhkalkwand nördlich des Geisshorns sind schon im stratigraphischen Teil erwähnt worden.

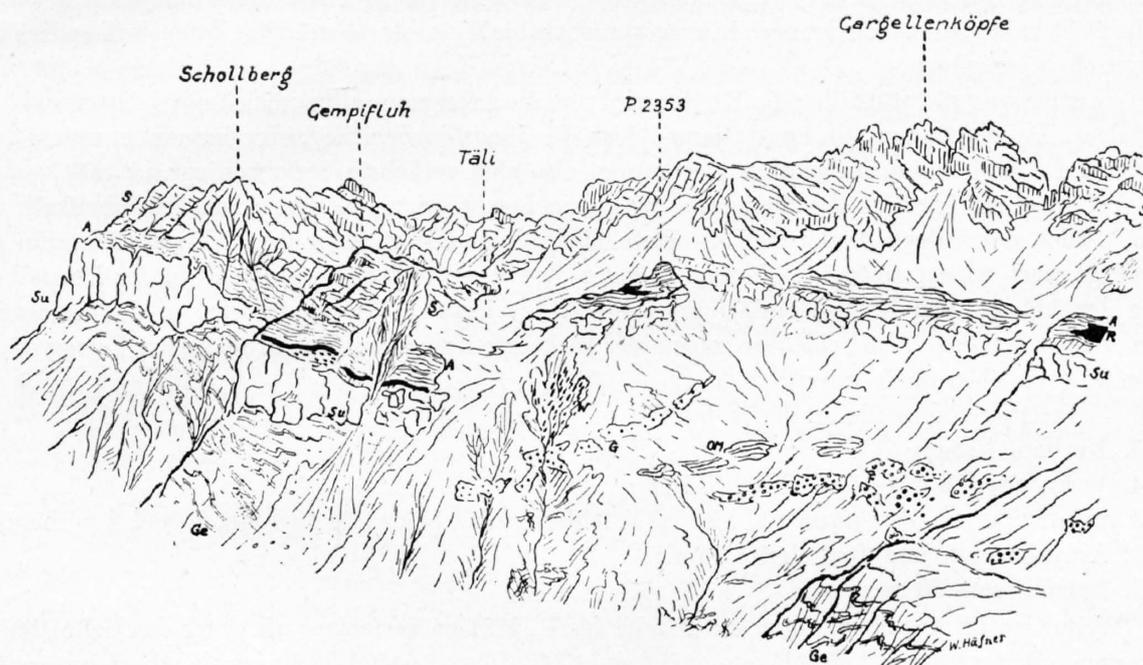
An der Hochstelli ist die Mächtigkeit der Sulzfluhkalkplatte wieder auf zirka 30—40 m zurückgegangen; sie lässt sich weiter als hellweisses Band auf der Nordseite des Gafiertales verfolgen bis P. 2353, dann unter der Gempiflüh durch zum Schollberg.

Auf beiden Seiten des Gafiertales zeigt ihr Bau eine Reihe auffälliger Anomalien, die ich hier kurz beschreiben will.

Der Ausstichpunkt der basalen Schubfläche am Eggberggrat liegt zu hinterst bei den Neunzigen auf 2400 m Höhe. Trotz des Ostfallens der ganzen Platte finden wir auf dem Grat weiter nordwestlich nochmals zwei Klippen von Sulzfluhkalk: eine kleine bei P. 2368 und eine grosse, von den Einheimischen als Hasenfluh bezeichnete, bei P. 2414. Die Basis der Hasenfluh liegt im Südostteil (auf der Ascharinatalseite gut sichtbar) bei 2300 m; am Grat oben haben wir diskordantes Anstossen von Falkniswildflysch an Sulzfluhkalk. Es ist zweifellos, dass sowohl die kleine Klippe von P. 2368 wie die Hasenfluh an SW-NE-streichenden Verwerfungslinien abgesunken sind. Nehmen wir ein östliches Axialgefälle von 10° an — was sicherlich eher zu wenig als zu viel ist —, so kommen wir bis zum Südostrand der Hasenfluh auf eine Sprunghöhe von nahezu 200 m.

Nördlich der Hasenfluh findet sich in 2100 m Höhe nochmals eine weitere Sulzfluhkalkklippe, die Ammannfluh. Sie ist von allen Geologen als abgerutschte Scholle aufgefasst worden. Ich war einige Zeit im Zweifel, ob man diese Erklärung ohne weiteres annehmen dürfe, denn infolge des starken Nordfallens der Schubflächen in dieser Gegend schien es mir gar nicht unmöglich, die Ammannfluh als «autochthone» Klippe zu erklären. Sie erweist sich aber so zerklüftet und zersplittert, dass man sie doch wohl als zusammenhängend abgerutschte Masse ansehen muss.

Auf der Nordseite des Gafiertales sehen wir die Sulzfluhkalkplatte plötzlich in Brüchen gegen Nordwesten absinken. Ein erster kleiner Bruch geht bei P. 2353 durch; Streichen der Bruchfläche S-N, Sprunghöhe 40 m. Hier stösst der Sulzfluhkalk diskordant an den Aptychenkalk von P. 2353 an. Auf beiden Seiten der Bruchlinie haben wir somit oberen Malm, auf beiden Seiten dichte, hellgraue Kalke. Und doch, welch enormer Kontrast für das Auge! Auf der einen Seite ein helleuchtendes, weisses Felsband, auf der andern Seite dunkle, graugelbe Schiefer.



Nordostseite des Gafiertales, vom Eggberggrat gesehen.

- | | | |
|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------|
| <i>S</i> = Silvrettkristallin, | <i>Su</i> = Sulzfluhkalk, | <i>OM</i> = Oberer Malm, |
| <i>A</i> = Aptychenkalk, | <i>W</i> = Falknis-Wildflysch, | <i>F</i> = Falknisbreccie, |
| <i>R</i> = Radiolarit, | <i>G</i> = Gault, | <i>Ge</i> = Gempiserie. |

Eine zweite grössere Verwerfung streicht etwa in der Gegend der Tälihütte durch, sie ist vollständig von Moränen verdeckt. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt 160 m. Im ganzen liegt die Sulzfluhkalkplatte südlich der Gempiflüh 250 m tiefer als östlich P. 2353. Unter der Gempiflüh zeigt sie wieder normales westliches Ansteigen.

Alle diese Anomalien der Sulzfluhkalkplatte im Gafiertal sind schon wiederholt beobachtet worden, denn sie fallen einem beim ersten Besuch des Tälechens sofort in die Augen. Sie sind aber noch nie richtig interpretiert worden, die meisten Forscher begnügten sich mit der blossen Feststellung derselben. Ich möchte ihre Erklärung im Schlusskapitel über Tektonik, im Zusammenhang mit einigen Bemerkungen über das Gargellenfenster geben.

3. Die Aroser-Schuppenzone und die Viehcalandaschuppe.

Für die Beschreibung der Aroserzone ist es vielleicht am besten, von Norden, vom St. Antönierjoch, auszugehen, da wir hier die weitaus einfachsten Verhältnisse vor uns haben. Gegen Süden zu, bis zum Madrisjochgrat und Viehcalandatalchen, wird die Zone immer komplizierter.

Vom St. Antönierjoch weg um die Gempiflüh herum bis ins Täli besteht die ganze Aroserzone nur aus einem 20—100 m mächtigen Aptychenkalkkomplex, der als graugelbes Band über der Sulzfluhkalkwand durchzieht, gegen Süden allmählich an Mächtigkeit zunehmend. An der Gratecke gegen das Gafiertal zu tritt an der Basis ein Radiolaritband auf, das kontinuierlich bis gegen das Täli hin zu verfolgen ist. Der Deckenbau der Gempiflüh ist schon von St. Antönien aus wundervoll klar zu sehen: die untern grünen Hänge gehören den penninischen Bündnerschiefern an; darüber türmen sich, Stufe um Stufe, die unterostalpinen Einheiten auf: zuerst die weisse Sulzfluhkalkmauer, dann der graugelbe Zug der Aroserzone und ganz oben die dunkelgrünen Gesteine des Silvrettakristallins (siehe Fig. S. 25). Noch instruktiver gestaltet sich das Bild, wenn man den messerscharf ausgebildeten Schubflächen oben in den Wänden nachklettert.

Südlich der grossen Gempiflühbrüche, von P. 2353 bis zum Gafiersee, zeigt die Aroserzone noch dieselbe einfache Zusammensetzung: sie besteht aus einem graugelben Aptychenkalkband mit vereinzelt Radiolaritpartien. Es ist eigentümlich, wie selbst hier, wo ganze Decken nur noch 20—30 m Mächtigkeit haben, dieselben dennoch in ausgesprochenster Weise als selbständige Zonen im Landschaftsbilde sich auszeichnen.

Vom See weg südwärts über die Bänder wird nun die Aroserzone allmählich komplizierter und auch mächtiger. Dabei können wir konstatieren, dass die jüngsten Schichtglieder immer zu unterst, die ältesten zu oberst liegen, im grossen und ganzen also eine verkehrte Serie vorliegt.

Schon etwas nördlich des Gafiersees tritt eine Liasbreccienbank über dem Aptychenkalk auf, dann, östlich der Talegg, findet sich die erste Hauptdolomitlinse unter dem Silvrettakristallin (die allerdings rasch wieder auskeilt). Es folgen weiter Verrucano und Buntsandstein (in der Runse beidseitig des hohen Sulzfluhkalkklotzes) und südlich des kleinen Wassergumpens an der Taleggecke erstmalig das Karbon. Alle Schichten zeigen hier verkehrte Lagerung. Das Profil an der Taleggecke ist folgendes (von oben nach unten):

6. Silvrettakristallin (Schubfläche bei 2340 m);
5. Karbon, 10 m;
4. Verrucano, 50 m (grösste Mächtigkeit);
3. weisser Buntsandsteinquarzit, hier lokal fehlend, aber beidseitig zwischen 2 und 4 vorhanden;
2. Aptychenkalk und Radiolarit, 10 m;
1. Sulzfluhkalk 30 m.

Weiter ist die Aroserzone über die Bänder bis P. 2591 zu verfolgen; oft unter den Schutthalden verborgen, oft in grössern Aufschlüssen anstehend. Die Silvrettaschubfläche ist als scharf ausgeprägte Linie durch die Hänge zu verfolgen. Sie senkt sich erst etwas (bis zirka 2310 m) und steigt dann im weitem Verlauf gegen Süden ziemlich rasch an (2430 m unterhalb P. 2591).

Auf den Bändern zeigt die Aroserzone ihren charakteristischen Bautypus: sie stellt ein Haufwerk von steilgestellten, dünnen Schuppen dar, die in ganz regelloser stratigraphischer Anordnung aufeinanderfolgen. Die Komplikation geht so weit, dass zwei durch eine schmale Schuttrinne getrennte Gräthen meist ganz verschiedene Profile zeigen, und der Zusammenhang oft schon nicht mehr rekonstruiert werden kann. Das kleine Gräthen nordöstlich der Hochstelli (südlich des kleinen Baches) zeigt z. B. folgendes Profil:

8. Silvrettakristallin, Schubfläche bei 2310 m;
7. wenige Meter Karbon;
6. zirka 30 m Hauptdolomit, gegen oben in Rauhacke übergehend;
5. zirka 10 m Schutt, mit kleinen Aufschlüssen von schwarzem Karbon und roten und grünen Verrucanoschiefern;
4. 5 m Hauptdolomit;
3. weisser und rosaroter Buntsandsteinquarzit, etwas weiter südlich den grossen, kristallinähnlichen Klotz bildend;
2. 3 m Aptychenkalk und roter und grüner Radiolarit;
1. 30 m Sulzfluhwildflysch; schwarze, auch grüne, linsige und blättrige Tonschiefer mit Kiesel- und Quarzitknollen usw.

Ich habe alle diese Profile im Detail aufgenommen. Die Regellosigkeit in der Anordnung der Schuppen ist aber so gross, dass es gar keinen Sinn mehr hat, das ganze Schuppenpaket in normale und verkehrtliegende Serien einzuteilen. Die Aufschlüsse auf den Bändern bestehen im wesentlichen aus Trias (Hauptdolomit, Triaskalk, Rauhwaacke) und den Gesteinen der Karbon-Verrucano-Werfénienserie.

Zwischen dem Madrisahorn und den Gafierplatten ist die Aroserzone in zwei Zügen aufgeschlossen. Der untere streicht etwa in der Höhe 2460 m durch und besteht aus einem Liasbreccienband, jurassischen, schwarzen Ton- und Kalktonschiefen und einigen Aufschlüssen von Radiolarienhornstein und Aptychenkalk.

Der obere Zug führt zum Madrisjochgrat hinauf. Er zeigt schon von weitem ausgesprochenen Schuppenbau: hellbläulichweisse Hauptdolomit- und Triaskalkbänder ziehen mitten durch die braunen jurassischen Streifenschiefer durch: dabei keilen sie bald aus, schwellen bald zu grösserer Mächtigkeit an oder beginnen irgendwo mit einer vereinzelt Linse mitten in den Streifenschiefern. An der Basis tritt gegen den Madrisjochgrat hinauf noch ein zirka 20 m mächtiges Aptychenkalkband aus dem Schutt hervor.

Die Schuppen liegen hier mehr oder weniger parallel der Schubfläche. Diese ist von den Bändern weg rasch in die Höhe gestiegen. Schon in der grossen Schutthalde nördlich des Madrisjochgipfels befindet sich ein Hauptdolomit-Triaskalkaufschluss in 2600 m Höhe, und am Madrisjochgrat liegt sie wenige Meter unterhalb P. 2742.

Von der Gempfluh im Norden bis zur Antiklinallinie des Madrisjochgrates im Süden lässt sich die Aroser-Schuppenzone im grossen in 2 Züge einteilen:

1. ein Radiolarit-Aptychenkalkzug, über den Gafierplatten mit liegenden Liasbreccien und jurassischen Schiefen, meist direkt dem Sulzfluhkalk aufruhend oder von ihm durch eine schmale Wildflyschzone getrennt;
2. eine aus Karbon-Verrucano-Buntsandstein, Triaskalk und Streifenschiefern aufgebaute Zone, direkt unter der Silvrettaschubfläche liegend und, wo regelmässiger Bau vorhanden ist, verkehrte Lagerung aufweisend.

Diese Verhältnisse legen die Frage nahe, ob der obere Zug nicht auch als verkehrter Mittelschenkel der Silvrettadecke aufgefasst werden könnte? Ich möchte diese Deutung entschieden verneinen, und zwar aus zwei Gründen:

a) Die facielle Ausbildung der Trias auf den Bändern spricht dagegen. Sie stimmt vollkommen mit der unvollständigen Triasfacies der Aroserzone überein, keineswegs aber mit der reich entwickelten Silvrettatrias. Wie im Weissfluhgebiet fehlen: Muschelkalk, Partnachschichten und Arlbergdolomit.

b) Die Silvrettaschubfläche zieht als messerscharfe Linie über die Bänder hin, unbekümmert um die Kleintektonik der unterliegenden Schuppen und diskordant über dieselben wegfahrend. Nur an einer einzigen Stelle (östlich des Wassergumpens an der Taleggecke) scheint es fast als ob ein Übergang der Silvrettagrünschiefer in die roten Verrucanoschiefer der Aroser-Schuppenzone vorhanden wäre; es handelt sich aber um eine lokale Quetschzone, in der auch noch vereinzelt Karbonfetzen vorhanden sind. Umgekehrt gibt es Stellen, wo die Schärfe der Schubfläche nichts zu wünschen übrig lässt, wo z. B. schwarzer limonitischer Lehm des Karbons an weisse Sericitquarzite der Silvrettadecke stösst, oder direkt unter der Schubfläche ausserordentlich mylonitisierte Dolomite liegen.

Nach der *Seidlitzschen* Auffassung der Mittagspitzenmulde gehörte allerdings die Trias der Bänder und des Madrisjochgrates zur Silvrettadecke. Es liegt mir nicht daran, hier weitere Gegenbeweise für die Haltlosigkeit seiner Annahme anzuführen; *Seidlitzs* Mittagspitzenmulde ist eine tektonische Konstruktion, die ich mir überhaupt nie vorstellen konnte ¹⁾.

¹⁾ In seiner neuesten Publikation über den Rätikon (Das Westende der nördlichen Kalkalpen im Rätikon, Jena 1923) spricht *Seidlitz* von einer unterostalpinen Mittagspitzenscholle, die der Aroser-Schuppenzone angehören soll. Damit hat *Seidlitz* seiner Mittagspitzenmulde selbst den Todesstoss gegeben, ohne aber seine verfehlte Konstruktion von 1906 endlich aufzugeben. Ich stelle hier ausdrücklich fest: Die Mittagspitze im Vorarlberg ist oberostalpine Silvrettatrias, auf dem Silvrettakristallin aufruhend; die Dolomite des Madrisjochgrates usw. gehören zur unterostalpinen Aroserzone und liegen unter der Silvrettaschubfläche. Beide Vorkommnisse haben nicht das geringste miteinander zu tun; eine Mittagspitzenmulde im *Seidlitzschen* Sinne existiert nicht.

Wir sind auf unserer Wanderung durch die Aroserzone am Madrisjochgrat angelangt. Dieser Grat ist schon oft beschrieben und im Profile dargestellt worden (*Theobald, Tarnuzzer, Rothpletz, Seidlitz, Mylius* usw.). Es ist mir nicht gelungen, ausfindig zu machen, welche der tatsächlich vorhandenen Gesteinsarten mit den von den ältern Autoren angeführten gleichzustellen sind. *Mylius* hat nur Flysch und Dolomit gesehen.

Als letzter hat *Cadisch* den Madrisjochgrat begangen und in seiner Weissfluharbeit eine ausführliche Beschreibung der hier vorhandenen Gesteine sowie ihrer tektonischen Stellung gegeben. Ich muss auf seine Darstellung verweisen, da es zu weit führen würde, dieselbe hier wiederzugeben (4, 73—75; Tafel I, Profil B). Meine Untersuchungen haben mich in allen wesentlichen Punkten zu denselben Resultaten geführt; insbesondere was die Lage der basalen Schubfläche der Aroserzone betrifft. Nur stelle ich seine höhern Sulzflussschuppen (Gesteine 2—16 seiner Beschreibung) nicht mehr ohne weiteres zur Sulzfluhdecke, sondern möchte meiner Viehcalandaschuppe eine mehr vermittelnde Stellung zwischen den beiden höhern unterostalpinen Decken einräumen (siehe Stratigraphie der Viehcalandaschuppe). Einige kleinere Differenzen haben sich anhand der im südöstlichen Rätikon neu gewonnenen Resultate ergeben.

Ich muss hier, der Zusammenhänge wegen, eine kurze Darstellung des Madrisjochgratprofils anführen. Von der Rätchenfluh gegen das Madrisahorn hin finden wir folgende Horizonte:

1. (= 1 nach *Cadisch*) Sulzfluhkalk.
2. (= 2—14 nach *Cadisch*) Eine ausgesprochene Quetschzone, von der kleinen Einsattelung im Westen bis zirka Mitte zwischen P. 2633 und P. 2602 reichend.
3. (= 15 nach *Cadisch*) Neocom der Viehcalandaschuppe, bis zirka 70 m östlich P. 2602 am Grat anstehend. Beschreibung siehe S. 15.
4. (= 16 nach *Cadisch*) Wildflysch der Viehcalandaschuppe, Lithologische Ausbildung siehe S. 16. Er enthält im weitem noch eine Menge tektonischer Einschaltungen, z. B. rote Ophicalcitblöcke, Mandelschieferbruchstücke, einige Triaskalklinsen usw.
5. } (= 17 nach *Cadisch*) { Mandelschiefer, mit mächtigen eingequetschten Ophicalcitblöcken, zirka 7 m mächtig.
6. } { Aptychenkalkschiefer, zirka 15—20 m.
7. (= 18 nach *Cadisch*) Hauptdolomit und Triaskalk, zirka 35 m, mit einer 1 m mächtigen Karbonschieferlinse.
8. (= 19 nach *Cadisch*) Streifenschiefer, 20 m. Sie bilden den auffallenden Gipfel im Gratprofil, westlich P. 2742.
9. (= 20—22 nach *Cadisch*) Mehrere kleine Schuppen von Triasgesteinen (Hauptdolomit, Rauhwaacke) und Karbon.
10. (= 23 nach *Cadisch*) Kristalline Gesteine der Silvrettadecke, von P. 2742 bis Madrisahorn.

Die Quetschzone N. 2 zeigt, namentlich westlich P. 2633, ein Durcheinander der verschiedensten Gesteinsarten, z. B.: gelbe Dolomitreccienbänke, Sulzfluhgranite, weisse Quarzite, dunkelgraue Sandsteine, Kalke, Tonschiefer, Dolomite, Kalkschiefer, Hornsteine, Rauhwaacken usw. Irgendeine Spur von Gesetzmässigkeit ist nicht mehr zu erkennen. Die Verhältnisse zeigen sich noch wesentlich komplizierter, wenn man nicht nur die Gratschneide selbst, sondern auch noch deren nähere Umgebung in Betracht zieht.

1 und vielleicht einige Kreidegesteine der Quetschzone 2 gehören zur Sulzfluhdecke, die Hauptmasse von 2 und 3—4 zur Viehcalandaschuppe, 5—9 bilden die hier 150 m mächtige Aroser-Schuppenzone. Dem Madrisjochgrat kommt, entgegen der *Seidlitzschen* Annahme, insofern eine gewisse Bedeutung zu, als wir das ganze Viehcalandatälchen hinunter von West nach Ost im grossen dasselbe Profil vorfinden.

Die Viehcalandaschuppe baut den ganzen hintern Kessel des Viehcalandatälchens, und den untern Teil der Osthänge desselben bis südlich von St. Jakob auf. Sie nimmt gegen Süden rasch an Mächtigkeit ab, und ebenso keilt sie nördlich des Madrisjochgrates vollständig aus. Ihre grösste Mächtigkeit

keit weist sie im hintern Talkessel, gegen den Grat zu, auf. Das Profil ist hier fast das gleiche wie am Madrisjochgrat oben: im Westen, direkt über dem Sulzfluhkalk, zieht sich die ausserordentlich komplizierte Quetschzone hinab, die in einigen tiefen Runsen schön aufgeschlossen ist. Gegen Osten folgt die breite Neocomzone und darüber Gault (am Madrisjochgrat nicht vorhanden) und Wildflysch. Die Grenzlinie gegen die Aroser-Schuppenzone ist stets durch reichliches Vorkommen von basischen Eruptiva (Opicalcitblöcke, Serpentin) gekennzeichnet. Die Umgebung von P. 2389 mit seinen Klippen von Sulzfluhgranit und Dolomit ist schon von *Cadisch* beschrieben worden. Die basale Quetschzone bildet ferner über der Rätchenwand, bei P. 2560, eine schwarze, schon vom Prättigau aus sichtbare Klippe. Das Fallen der Schichten im Viehcalandatälchen ist nicht östliches, sondern steil südliches bis südsüdöstliches.

Die Aroserzone bildet die obere Hälfte der Osthänge des Viehcalandatälchens, den Grat von P. 2642 und die obersten Hänge des Schafcalandatälchens (siehe Tafel III, Profil 2). Auch hier finden wir komplizierten Schuppenbau. Die Westseite von P. 2642 zeigt z. B. folgendes Profil:

7. Rauhwanke, die oberste Schuppe an der Ostseite des Grates bildend;
6. schwarze, eisenschüssige Karbonschiefer, 3 m;
5. Hauptdolomit, 15 m;
4. Streifenschiefer, 20 m;
3. gelblichweiss anwitternde, gutgebankte Liaskalke, 20 m;
2. graune Streifenschiefer, 5 m;
1. massiger, dunkelschwarzer Triaskalk, hellbläulichweiss anwitternd, 15 m.

Die Liaskalkschuppe 3 ist mitten in die Streifenschiefer eingestossen und keilt in ihrer Streichrichtung nach beiden Seiten hin rasch aus. Umgekehrt können wir am Osthang von P. 2642 das Auskeilen der Schuppen 5 und 6 in der Querriechtung genau verfolgen. Hier zieht sich auch eine kleine Verwerfung dem Hang entlang hinunter. Auf dem kurzen Gratstück zwischen P. 2742 und P. 2519 überschreiten wir mehr als 20mal verschiedene Gesteinshorizonte; je nach Höhe und Lage streicht bald die eine, bald die andere Schuppe über die Gratlinie weg. Gleiche Verhältnisse zeigen die obersten, ziemlich steilen Hänge des Schafcalandatälchens. Dieses weist bei zirka 2460 m Höhe einen plötzlichen Gefällsbruch auf; es folgt ein wenig geneigter, von Moräne überzogener Talboden. Das hat zur Folge, dass die hier ziemlich steil S-E-fallenden Schuppen eine nach der andern unter die Oberfläche eintauchen (Tafel III, Profil 2). Ungefähr auf dieser Höhe muss die Silvrettaschubfläche quer durch den Schafcalandatboden ziehen; weiter unten finden wir, wo solche überhaupt vorhanden sind, nur noch kristalline Aufschlüsse.

Das Gratstück von P. 2519 bis zum St. Jakob und ebenso das ganze Bernethorn wird von den Gesteinen der Silvrettadecke aufgebaut. Die Aroserzone lässt sich unter dem Westabhang des St. Jakob durch verfolgen bis zum Südfuss dieses Gipfels; sie setzt sich hier im obern Teil fast ausschliesslich aus Triasgesteinen zusammen. Merkwürdigerweise finden wir diese auf dem ganzen Alpboden nirgends mehr anstehend. Die einzigen Aufschlüsse sind die dem Bach entlang, die bereits auf S. 20 beschrieben wurden. Es ist sicher, dass die ganze Aroserzone gegen Süden sehr rasch auskeilt. Am Saaseralpweg, direkt unter den Hütten, und dann namentlich in der Runse westlich P. 1878 finden wir die letzten, geringmächtigen Aufschlüsse von Triasgesteinen und jurassischen Streifenschiefern.

Auch die Viehcalandaschuppe zeigt dasselbe Verhalten. Auf der ganzen Strecke östlich der erwähnten Runse bis hinunter zum Schliffitschuggen im Schlappintal finden wir zwischen Sulzfluhkalk und dem oft fast unmittelbar darüberliegenden Silvrettakristallin nur noch eine geringmächtige Quetschzone von Gesteinen, deren nähere Zuteilung nicht mehr möglich ist. Aufschlüsse dieser Quetschzone finden sich z. B. über den Schwanzmädern, dann am Schliffitschuggen selbst und gegenüber diesem Felsklotz, am Steilhang gegen die Fluh hinauf. Überall handelt es sich um stark mylonitisierte Gesteine, deren Stellung nicht mehr erkannt werden kann.

Allgemeine Tektonik des südöstlichen Rätikon.

Die allgemeine Tektonik des südöstlichen Rätikon ist im wesentlichen bedingt durch die Längs- und Querverbiegungen der Deckenschubflächen. Wir finden hier im grossen relativ einfache Verhältnisse. Die Lage der Schubflächen ist das Interferenzprodukt zweier Verbiegungen:

1. des axialen Ostfallens aller Einheiten unter das Silvrettagebirge,
2. der Deckenantiklinale Rätchenfluh-Madrisahorn.

Es ist oft nicht leicht, den gesonderten Einfluss der einen und andern Verbiegung auf Streichen und Fallen der Schichten und Schubflächen auseinanderzuhalten.

Das axiale Ostfallen ist sicherlich der beherrschendste Zug im Bau des ganzen Madrisagebirges. Demzufolge sehen wir die verschiedenen Decken im grossen von Süden nach Norden streichen, im tiefen Taleinschnitt des Prättigaus dagegen schräg nach Südosten absinken. Alle tektonischen Einheiten zeigen einen westlichen Erosionsrand, während sie ostwärts unter das Silvrettamassiv eintauchen (siehe Deckenprofile 1 und 2). Eine Ausnahme davon macht nur die Gempserie; die Erklärung dafür ist schon gegeben worden.

Quer durch den südöstlichen Rätikon zieht der Calanda-Madrisjochgrat. Die topographische Streichrichtung desselben im Verein mit der Lage der verschiedenen tektonischen Einheiten ergeben hier ein ausgezeichnetes Beispiel einer Deckentreppe. Sie ist schon von *Cadisch* erwähnt worden; ich möchte nicht unterlassen, sie hier nochmals anzuführen:

- | | |
|---|------------------------|
| 1. Jägglishorn, P. 2252 | = Bündnerschiefer, |
| 2. Saasercalanda, P. 2366 | = Falknisdecke, |
| 3. Rätchenfluh, P. 2560 | = Sulzfluhdecke, |
| 4. Madrisjochgrataufschwung, westlich P. 2742 | = Aroser-Schuppenzone, |
| 5. Madrishorn, P. 2829 | = Silvrettadecke. |

Die Schubflächenverbiegungen infolge der Antiklinale Rätchenhorn-Madrisahorn möchte ich an den Beispielen von Sulzfluh- und Silvrettaschubfläche erläutern (siehe Deckenprofile 3 und 4).

Westlich der Gargellenköpfe (überhaupt im Nordteil des Gafiertales) liegt die Silvrettaschubfläche auf zirka 2300—2350 m Höhe, 3 km weiter südlich sticht sie am Madrisjochgrat auf 2740 m aus. Gegen Süden erfolgt symmetrisch dazu wieder rasche Absenkung, nur dass sie hier viel weiter hinuntergeht. Am Grat zwischen Madrisahorn und St. Jakob muss sie wenige Meter über P. 2642 durchgehen, sticht dann bei P. 2519 in den Grat ein und streicht wenig unter dem Gipfel von St. Jakob durch. Hier zeigt sie nochmals eine schwache Aufwölbung. Merkwürdige Verhältnisse zeigt der Südabhang dieses Gipfels: er besteht in seiner untern Hälfte aus Aroserzonentrias, während da, wo die ausgedehnte und wenig geneigte Hochfläche der Saaseralp beginnt, also noch weiter unten, wieder Silvrettakristallin ansteht. Wir können diese Verhältnisse nur durch Annahme einer zirka W-E-streichenden kleinen Falte erklären. Tatsache ist, dass unter der ganzen Hochfläche der Saaseralp, östlich der kleinen Bäche, Silvrettakristallin ansteht. Alle ältern Darstellungen, die die liegenden sedimentären Gesteine quer über die Hochfläche durchziehen, sind daraufhin zu korrigieren. Die Saaseralp ist zwar vollständig von Moräne verschüttet und die wenigen Aufschlüsse kristalliner Gesteine sind teilweise nicht ganz sicher als Anstehendes zu erkennen. Meine Auffassung wird aber bestätigt durch eine ganze Reihe von Aufschlüssen, die im Waldgelände unter dem Alpboden anzutreffen sind. So zeigt z. B. die Runse von P. 1878 nur Silvrettakristallin. 3,7 km südlich von P. 2742 (Madrisjochgrat) streicht die Silvrettaschubfläche auf zirka 1740 m am Abhang des Prättigaus hin. Die südliche Deckensynklinale liegt also gut 1000 m tiefer als die Antiklinallinie Rätchenhorn-Madrisahorn.

Dies gilt aber nur für die obern Decken, nicht für tieferliegende Schubflächen. Für die Sulzfluh-schubfläche stehen uns folgende Zahlen zur Verfügung:

Schubfläche unter dem Geishorn	2400 m
Schubfläche östlich Larenza	1910 m

Auch diese beiden Punkte liegen genau südlich voneinander, so dass der Einfluss des axialen Ostgefälles zur Berechnung der Querverbiegungen ausgeschaltet ist. Die Aufwölbung der Sulzfluhkalkschubfläche im Querprofil erreicht demnach nur etwa die Hälfte des Betrages, der der höherliegenden Silvrettaschubfläche zukommt.

Diese Tatsachen finden ihre Erklärung in einer für Nordbünden ganz allgemein zutreffenden Gesetzmässigkeit, nämlich: Die Mächtigkeit der verschiedenen tektonischen Einheiten erreicht gewöhnlich das Maximum in Antiklinalgebieten, während sie gegen die Synklinalen zu rasch abnimmt. So sehen wir den Sulzfluhkalk auf der Strecke Larenza-Rätschenhorn von zirka 40 auf 300 m Mächtigkeit anschwellen, die Aroserzone (Ried-Madrisjoch) von 0 bis 100 m, und endlich schiebt sich, allmählich an Mächtigkeit zunehmend, die Viehcalandaschuppe zwischen beide Decken ein.

Der Nordabfall der Rätschenhorn-Madrisahornantiklinale ist bedeutend geringer als der Südabfall. Es ist aber nicht möglich, die entsprechenden Zahlenverhältnisse dafür anzugeben, da hier eine neue Erscheinung durch den ganzen Deckenbau hindurchgeht und sich mit den bereits besprochenen kombiniert.

Ich möchte vor der Darlegung derselben mit einigen Worten auf das Gargellenfenster zu sprechen kommen. Das Wiederauftauchen der unterostalpinen Decken im Gargellental ist eine längst bekannte Tatsache. Leider war es mir bis jetzt nicht möglich, das Fenster näher zu untersuchen. Auf einer kurzen Exkursion mit *Cadis*, die uns des schlechten Wetters wegen zwar wenig ausrichten liess, konnten wir wenigstens folgendes erkennen: die tiefsten Aufschlüsse gehören wohl dem Falkniswildflysch an, darüber folgt die Sulzfluhdecke und direkt unter dem Silvrettakristallin Radiolarit-Aptychenkalk der Aroserzone. Die interessantesten Verhältnisse treffen wir am Passweg des St. Antönierjoches an. Obwohl diese Route schon einige Male beschrieben wurde, möchte ich nochmals darauf eingehen.

Auf der St. Antönierseite überschreiten wir die Sulzfluhkalkplatte auf einer W-E-streichenden, kleinen Verwerfung; die südliche Hälfte ist um 50 m abgesunken. Die Schubflächen zeigen auf der Nordseite folgende Höhenlagen:

Sulzfluhdecke	2215 m
Aroserzone	2235 m
Silvrettadecke	2250 m

Sämtliche Einheiten zeigen axiales Ostfallen. Der ganze Karkessel des Täli besteht aus Silvrettakristallin. Man ist nun tatsächlich erstaunt, wenige Schritte jenseits des Grates (St. Antönierjoch = 2382 m) auf zirka 2330 m Höhe bereits wieder auf denselben Aptychenkalk und Radiolarit der Aroserzone zu stossen, den man auf der Nordseite viel weiter unten überschritten hatte. Die relativen Höhenverhältnisse müssten zufolge des regionalen axialen Ostfallens gerade umgekehrt liegen. Der Betrag desselben lässt sich für diese Gegend genau berechnen, er ist 11° . Das Fensterchen am St. Antönierjoch liegt demnach um zirka 240 m zu hoch ($80 \text{ m} + 820 \text{ m} \cdot \text{tg } 11^\circ$).

Es war mir noch nicht möglich, genau festzustellen, ob die Aroserzonengesteine am St. Antönierjoch ein selbständiges kleines Fensterchen bilden, oder ob sie mit denen von Gargellen unten in direktem Zusammenhang stehen. Das zwischenliegende Gebiet weist eine starke Moränenbedeckung auf. Prinzipiell ist es natürlich gleichgültig, ob wir hier nochmals eine kristalline Brücke haben oder nicht. Den ersten Sulzfluhkalk treffen wir weiter unten am Bach auf zirka 1980 m Höhe.

Seidlitz hat das Fensterchen des St. Antönierjoches gesehen, gibt sich aber nicht die geringste Mühe, eine Erklärung dafür zu finden, und nicht mit Unrecht wirft ihm *Mylius* vor, dass er es in seiner Profildarstellung einfach ignoriert (15, Fig. 13). Für *Mylius* ist dieses Fensterchen ein willkommener Anlass, um sich über die Deckentheoretiker lustig zu machen — was ihn zwar nicht daran hindert, kurz darauf auszusprechen, dass er dem Gargellenfenster nicht schroff gegenüberstehe! Auch *Mylius* hütet sich wohl, eine Erklärung für die Verhältnisse am St. Antönierjoch oben anzuführen ¹⁾.

¹⁾ *Rothpletz* ist der einzige, der das Fensterchen des St. Antönierjoches mit den Gempfluhbrüchen in Zusammenhang bringt; er konstruiert aber (nach seiner Karte) ungefähr S-N-streichende Brüche, die bis Klosters-Dörfli gehen. Dafür finden sich aber nicht die geringsten Anhaltspunkte vor.

Sie ist aber, wenn man die weitem Zusammenhänge etwas näher ins Auge fasst, gar nicht so schwierig; und damit möchte ich nun zurückkommen auf all die tektonischen Anomalien, die wir im hintern Gafiertal angetroffen haben. Wir wissen, dass die Sulzfluhkalkplatte, entgegen ihrem östlichen Axialgefälle, nordwestlich von P. 2401 und P. 2353, in staffelförmigen Brüchen absinkt. Ziehen wir nun die Verbindungslinie P. 2401—P. 2353, so machen wir die überraschende Wahrnehmung, dass ihre Verlängerung gegen NE genau durch das kleine Fensterchen des St. Antönierjoches streicht. Damit ist die Erklärung gegeben: wir haben hier eine quer durch das hintere Gafiertal, in SW-NE-Richtung streichende Falte.

Es liesse sich leicht voraussagen, wie die verschiedenen unterostalpinen Decken diese tektonische Komplikation zum Ausdruck bringen, und dieses Verhalten können wir auch im Gafiertal in schönster Weise studieren. Die Falknisdecke mit ihrem raschen Gesteinswechsel hat den Kern der Antiklinale durch intensive Schuppenbildung beinahe ausgefüllt; die basale Schubfläche weist nur noch eine schwache Aufwölbung unter der Antiklinallinie auf. Die starre Sulzfluhkalkplatte konnte unmöglich verbogen werden, sie zeigt daher gegen Nordwesten staffelförmiges Absinken längs Bruchlinien. Gerade dieser Umstand mag Schuld daran sein, dass diese Gafierfalte bisher noch nie erkannt wurde. Würde das Sulzfluhkalkband, anstatt der Brüche, einen schönen, bogenförmigen Verlauf aufweisen, so hätte wohl das nicht einmal 1 km von P. 2353 entfernte Fensterchen vom St. Antönierjoch schon längst seine Erklärung gefunden. Die Arosersonne im Hangenden der Sulzfluhdecke zeigt der Gafierfalte gegenüber kein selbständiges Verhalten; sie war gezwungen, die Bruchbildungen der Unterlage mitzumachen.

Diese Falte im Gafiertal erklärt folgende bereits erwähnte tektonische Erscheinungen:

1. die beiden Sulzfluhkalkklippen von P. 2368 und P. 2414 auf dem Eggberggrat;
2. die schwache Aufwölbung der basalen Schubfläche westlich P. 2049;
3. die starke Schuppenbildung der Falknisdecke auf beiden Seiten unterhalb der Neunzigen;
4. das Westfallen des Gaultbandes auf der Nordseite des Gafiertales;
5. die grossen Sulzfluhkalkbrüche der Gempfluh (siehe Fig. S. 25);
6. die tektonische Stellung des kleinen Fensterchens am St. Antönierjoch oben.

Die Aufwölbung der Gafierantiklinale beträgt zirka 220 m; diese Zahl ist annähernd die gleiche für alle drei Querschnitte, wo sie sich feststellen lässt (Eggberggrat, Gafiertalnordabhang, St. Antönierjoch). Die Streichrichtung ist durch drei genau auf einer Geraden liegende Punkte der Antiklinallinie bestimmt: sie beträgt N-36°-E. Es ist selbstverständlich, dass diese Falte durch die Silvrettadecke erzeugt wurde; ihre Streichrichtung braucht uns daher nicht zu verwundern: sie ist die typisch oberostalpine.

Mit diesen Ausführungen möchte ich die Tektonik des Madrisagebietes schliessen.

Moränen und Bergstürze.

Das Gebiet zwischen St. Antönien und Klosters ist auf weite Strecken hin von Moränenmaterial, Bergsturzmassen, Gehänge-, Bach- und Lawinenschutt überdeckt. Ich will daher am Schluss meiner Arbeit einige wenige Bemerkungen über diese Ablagerungen beifügen.

Moränenmaterial findet sich sowohl hoch oben an der Madrisa wie unten im Prättigau auf den Terrassen von Saas und Mezzaselva. Ich will hier nur die wichtigsten und schönsten Überreste der einstigen Gletschertätigkeit erwähnen.

Im Gafiertal zeigen sich vom Staffel weg gegen das Madrishorn hinauf viermal Stirnmoränenkränze des sich langsam zurückziehenden Gletschers. Die besterhaltenen sind die westlich P. 2591, wo eine ganze Zunge hintereinanderliegender Blockwälle die Mulde hinunterstreicht. Die höchsten liegen

beim kleinen Seelein gerade nördlich P. 2742. Heute liegt die Schneegrenze im Madrisagebiet, wie in der südlich benachbarten Weissfluhgend bei 2800 m Höhe.

Der Hintergrund des Ascharinatales zeigt zwischen zirka 2000—2200 m Höhe eine der schönsten Moränenlandschaften, denen ich bis jetzt in den Alpen begegnet bin. Wir finden hier Wall an Wall in vollständigen, nahezu von keiner Erosion zerstückelten Zügen von Seiten- und Stirnmoräne. Ähnliche Verhältnisse weist auch der Nordabhang des Calandagrates auf.

Überreste aus der Zeit des Maximalstandes einer Gletscherperiode finden wir oben am Calandagrates in 2285 Höhe. Wer zum erstenmal diesen Grat begeht, ist nicht wenig erstaunt, zwischen P. 2291 und P. 2321 auf einer Strecke von zirka 60 m plötzlich über einen Trümmerhaufen von Falknisgesteinen zu wandern, während auf beiden Seiten nur Bündnerschiefer anstehen und die Falknisschubfläche viel weiter östlich liegt. Gletschertransport aus der Gegend der Nollenköpfe im hintern Ascharinatale wird die einzig mögliche Erklärung sein.

Vom weit ausgedehnten Karkessel der Rätschen bis fast zur Landstrasse im Tal unten zieht sich ein breiter Schuttstrom von vorwiegend Sulzfluhkalkmaterial hinab. Die riesigen Blöcke dieses Trümmergebietes veranlassten mich, zuerst an einen einheitlichen Bergsturz zu denken. Herr *Prof. Schardt* hat mir dann auf einer Exkursion gezeigt, dass die Verhältnisse nicht so einfach sind: es handelt sich zum grossen Teil um Moränenmaterial und durch Gletscher verfrachtete Bergsturzmassen. Diese werden wohl zu wiederholten Malen von der Sulzfluhkalkwand auf den Gletscher abgestürzt und von ihm mehr oder weniger weit hinabgetragen worden sein. Die Rätschenwand lässt noch jetzt die glatten Platten erkennen, an denen die Sturzmassen abgesprungen sind.

Die ganze Hochfläche der Saaseralp sowie die darunterliegenden Hänge bis ins Prättigau hinunter zeigen Moränenbedeckung von Silvrettakristallin. Da die Gesteine der Silvrettagegend und die des östlichen Madrishorngebietes dieselben sind, lässt sich die Abgrenzung der Ablagerungen des Haupt- und Seitengletschers nicht mehr bestimmen. Überreste der Seitenmoräne des Silvrettageletschers habe ich nur an einer einzigen Stelle, am Weg von der Fluh zur Bündi, auf zirka 1580 m gefunden.

Von den Bergstürzen möchte ich in erster Linie denjenigen des Gafiertales erwähnen. Er ist am Südhang der Gempiflüh abgebrochen, nach Gafienstaffel niedergefahren und zeigt am jenseitigen Hang eine wundervoll erhaltene Brandungslinie. Namentlich am westlichen der kleinen Tobel, gerade gegenüber den Alphütten, lässt sich die Auflagerung des weissen Sulzfluhkalkschuttes auf den braunen Bündnerschiefern schön beobachten. Das Trümmergebiet gegen die Gempiflüh hinauf zeigt in den untern Partien fast ausschliesslich Sulzfluhkalkmaterial, in den obern auch viel kristalline Blöcke.

Die Gegend der Schwanzmäder, des Erlenberges usw. ob Klosters-Dörfli zeigt ein weites Trümmergebiet von Sulzfluhkalkblöcken. Sie liegen hier der Grundmoräne des Silvrettageletschers auf. Die ganze Sulzfluhkalkwand unter dem Ried ist in vollständiger Auflösung begriffen; es ist schwer, hier eine Grenze zwischen abgestürzten, verrutschten und mehr oder weniger noch stehengebliebenen Kalkblöcken und -türmen zu ziehen.

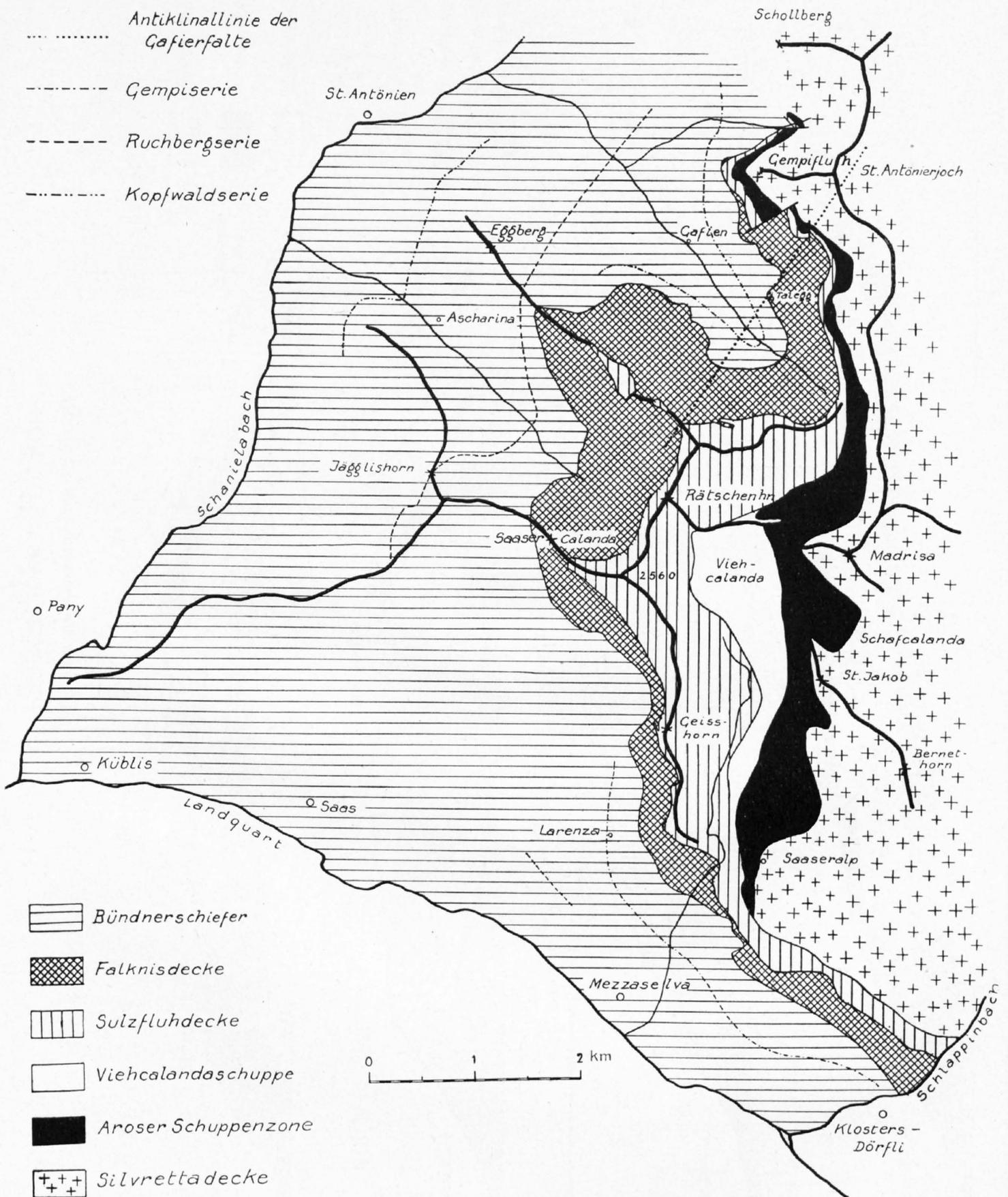
Ein ganz anderes Bild zeigen die Bündnerschieferhänge ob Saas. Auch hier befindet sich der ganze Hang bis hinauf zum Oberberg in mehr oder weniger labilem Gleichgewicht. Die ganze Bergoberfläche zeigt den Zustand eines langsamen Fliessens. Kleinere Rutschungen, Spaltenbildung usw. sind hier an der Tagesordnung. So ist z. B. der ganze Radazkopf von einem System von SO-NW-streichenden, 3—4 m tief klaffenden Spalten durchzogen, die teilweise weit geöffnet sind.



Südöstlicher Rätikon

Tektonisches Übersichtskärtchen 1 : 50 000

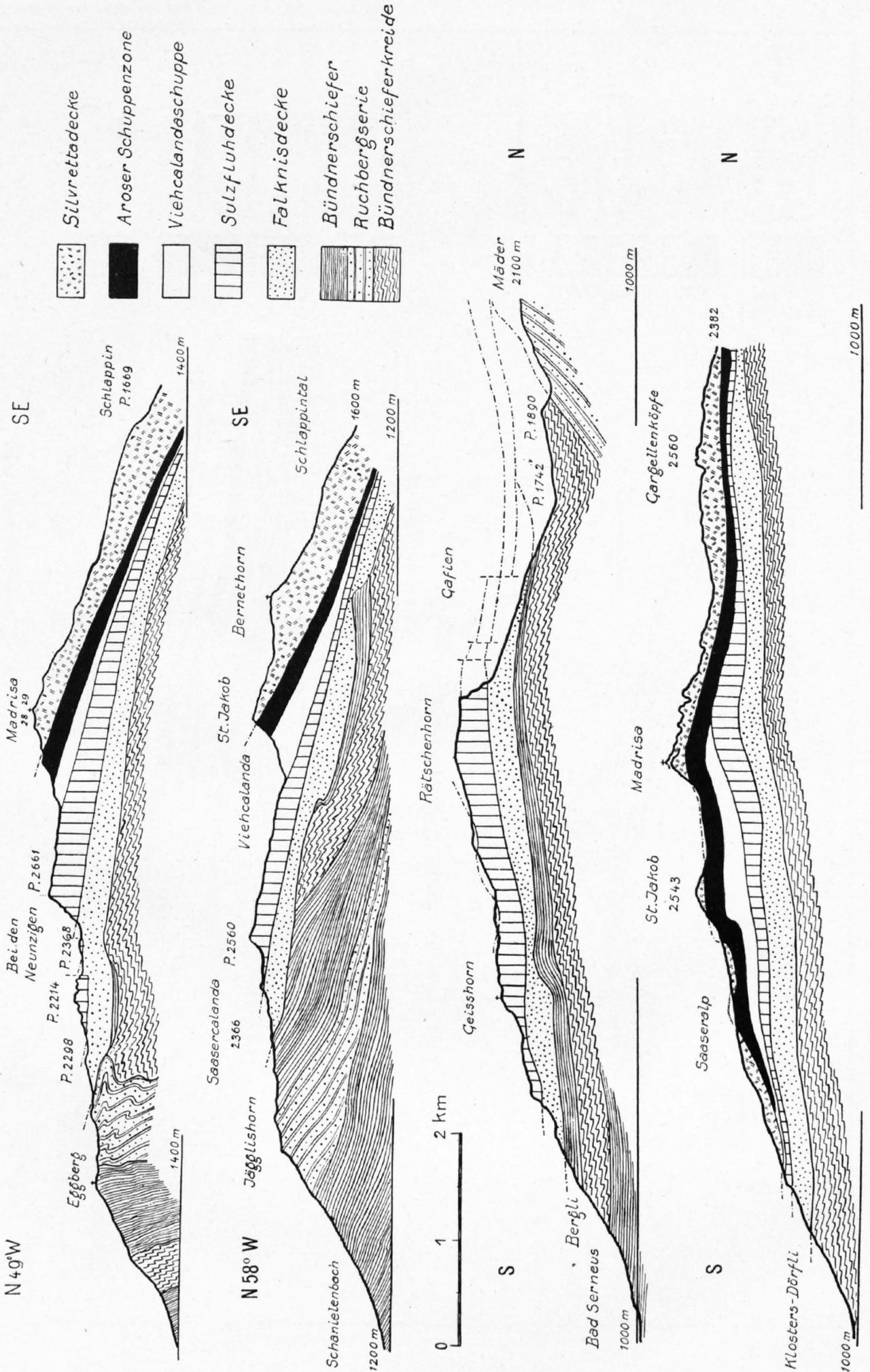
- Antiklinallinie der Gafierfalte
- - - - - Gempiserie
- - - - - Ruchbergserie
- · - · - · Kopfwaldserie



- Bündnerschiefer
- Falknisdecke
- Sulzfluhdecke
- Viehcalandeschuppe
- Aroscher Schuppenzone
- Silvrettaecke

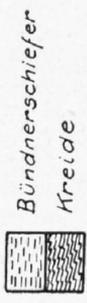
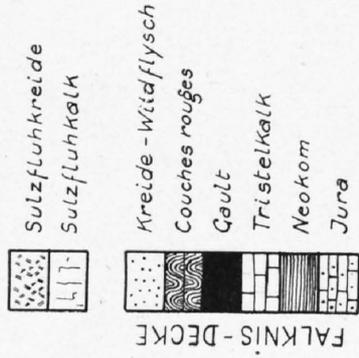
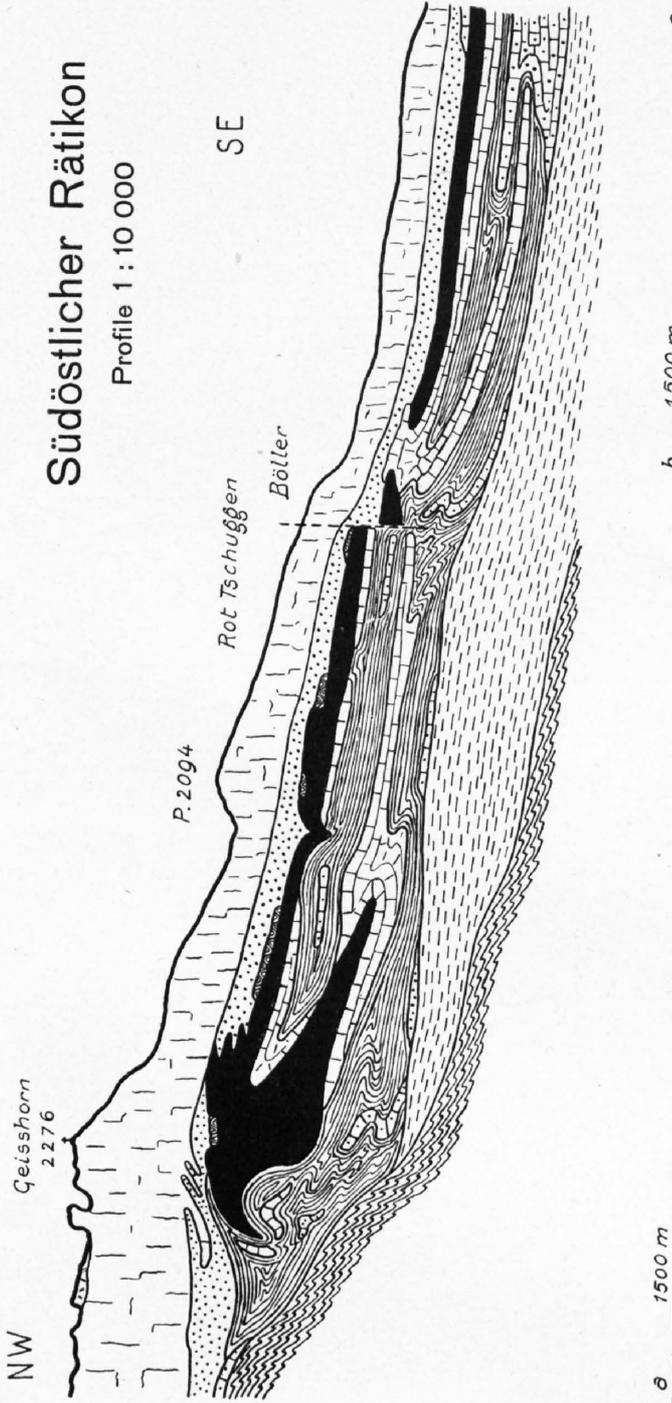
Südöstlicher Rätikon

Schematische Deckenprofile 1 : 50 000



Südöstlicher Rätikon

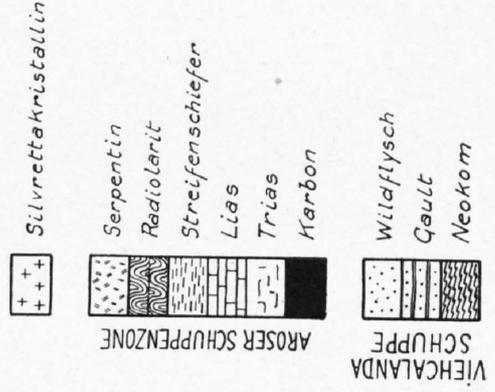
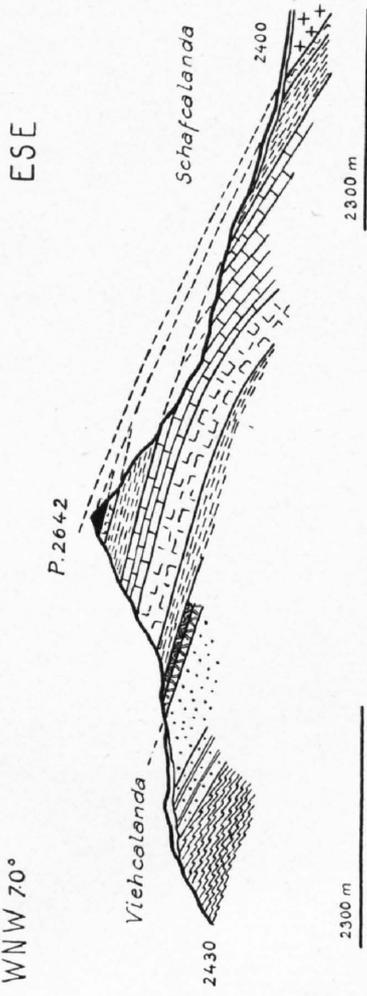
Profil 1 : 10 000



b - c = N59°W - SE

Profil 1: Geisshorn S Geisshorn

WNW 70°



Profil 2: Grat zwischen Vieh- und Schafcalandatälchen