

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

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

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

Geologie von Mittelbünden

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

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

I. Abteilung.

**Geologie der Weissfluhgruppe
zwischen Klosters und Langwies (Graubünden)**

Mit 10 Figuren und 3 Tafeln.

Von

Joos Cadisch.

Bern.

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

1921.

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der geologischen Kommission.

Am 6. Januar 1919 legte Herr Prof. Arbenz der Geologischen Kommission den Plan vor, unter Mithilfe von einigen seiner Spezialschüler das Gebiet von Mittelbünden (Plessur- und Landwassergebiet) detailliert aufzunehmen und in Text, Karte und Profilen monographisch darzustellen. Damals hatten er und die Herren Dr. J. Cadisch, Dr. H. Eugster und Dr. W. Leupold schon einige Sommer dort gearbeitet, und die schönen Resultate lagen in der Sitzung vor. Am 11. Mai 1919 schloss die Kommission mit den Genannten, zu denen später noch die Herren Dr. Rud. Brauchli, Fr. Frei und E. Ott kamen, ein Übereinkommen, in dem ihnen der Auftrag erteilt wurde, diese monographische Untersuchung im angefangenen Sinne zu Ende zu führen und besonders die einzelnen Aufnahmegebiete aneinander anzuschliessen. Für den Druck wurde folgender Plan angenommen:

1. Die Texte der verschiedenen Autoren werden getrennt als ebensoviele Abteilungen in Lieferung 49 der „Beiträge“ publiziert.

2. Die kartographischen Darstellungen bilden zusammen die „Geologische Karte von Mittelbünden“ (Spezialkarte Nr. 94) in 1:25 000, erscheinend in 6 einzelnen Blättern A—F.

Im März 1921 konnte mit dem Drucke der Texte begonnen werden; das erste Blatt der Karte wird 1922 erscheinen können.

Der hier vorliegende I. Teil der Texte wurde am 12. Februar 1921 der Kommission unterbreitet und von dieser zum Druck angenommen.

Die gesammelten Handstücke sind dem Geologischen Institut der Universität Bern übergeben worden.

Für den Inhalt von Text, Profilen und Karte sind die Autoren allein verantwortlich.

Zürich, den 28. März 1921.

Für die geologische Kommission,

Der Präsident:

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

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort des Verfassers.

Im Frühjahr 1916 ersuchte ich meinen verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Arbenz in Bern, mir in Graubünden ein Dissertationsgebiet zuzuweisen. Auf mehrere Vorschläge hin entschloss ich mich zur Bearbeitung der Weissfluhgruppe, von welcher damals noch keine geologische Karte grössern Massstabes vorlag. Während der Sommermonate 1916, 1917 und 1918 erfolgte die geologische Aufnahme, je in den darauffolgenden Wintersemestern die Ausarbeitung des gesammelten Beobachtungsmaterials. Im März 1919 promovierte ich an der bernischen Hochschule mit dem stratigraphischen Teile vorliegender Arbeit; der Abschnitt Tektonik wurde, mit Ausnahme des Kapitels Unterengadin, im Winter 1919/20 verfasst, nachdem mir die geologische Kommission den Auftrag erteilt hatte, mich als Mitarbeiter an der geologischen Erforschung Mittelbündens zu beteiligen. Ich bin mir wohl bewusst, dass meinen Untersuchungen viele Mängel anhaften; das gänzliche Fehlen neuerer Beschreibungen der unmittelbaren Nachbargebiete sowie die ungenaue Kenntnis der unter- und oberostalpinen Schichtreihe mögen teilweise als Entschuldigungsgründe gelten. Wenn meine Arbeit trotzdem einen kleinen Schritt der Wahrheit entgegen bedeutet, so verdanke ich dies nicht zum mindesten der tatkräftigen Förderung, die mir von verschiedenen Seiten zuteil wurde. Herr Professor Arbenz scheute weder Zeit noch Mühe, mit mir die Schanfiggerberge zu durchwandern und mir bei der Verarbeitung meiner Befunde behilflich zu sein. Herr Professor Hugi (Bern) hat mir über petrographische Fragen jederzeit bereitwilligst Auskunft erteilt. Von grossem Vorteil war für mich der fortgesetzte Meinungs-austausch mit meinen Freunden R. Brauchli, H. Eugster und W. Leupold, welche gleichzeitig im Lenzerhorn-, Landwasser- und Ducangebiet tätig waren. Die geologische Kommission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft bewies mir durch die Aufnahme meiner Abhandlung in die „Beiträge“ grosses Entgegenkommen. Herr Professor Heim ist mir bei den Drucklegungsarbeiten in liebenswürdiger Weise ratend zur Seite gestanden.

Schliesslich möchte ich an dieser Stelle der freundlichen Aufnahme und hochherzigen Gastfreundschaft gedenken, deren ich allerorten in Bünden, unten im Tale wie auf abgelegener Alp, teilhaftig wurde.

Zürich, den 5. Mai 1921.

Joos Cadisch.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort	III	III. Die Aroser Schuppenzone	29
Literaturverzeichnis	V	Allgemeines	29
Einführung	1	1. Kristallin	31
Geschichtliche Darstellung der bisherigen Erforschung des Prätigauerhalbfensters, insbesondere der Weissfluhgruppe	3	2. Verrukano und Buntsandstein	32
Die ältere Literatur. 1806—1897	3	3. Rauhwanke und Gips (Raiblerschichten?)	33
Neuere Literatur. 1897—1917	4	4. Raiblerdolomit	34
Tektonische Übersichts- und Parallelisationstabelle für die unterostalpinen Decken und die Bündnerschiefer im Prätigau und Schanfigg	9	5. Hauptdolomit	34
Tektonische Übersicht	10	6. Unterer Dachsteinkalk?	35
Stratigraphie.		Zusammenfassung der Triasstratigraphie	35
I. Die Prätigauschiefer	12	7. Das Rhät	35
Allgemeines	12	8. Hierlatzkalk	36
1. Die Gandawaldschichten	13	9. Jurassische Kalk- und Mergelschiefer (Streifenschiefer, Allgäuschiefer), Aptychenkalke und -schiefer	36
2. Die Ruchbergschichten	14	10. Radiolarienhornstein oder Radiolarit	37
3. Die Äbigratschichten	15	11. Couches rouges?	38
4. Die Ganeysschichten?	16	<i>Jurassische und kretazische Schichtglieder orogener Fazies (Breccien und Sandsteine).</i>	38
Zusammenfassung	16	a. Breccien und Sandsteine an der Weissfluh und am Haupterhorn	39
Die Verbreitung des Tertiärflyschs im übrigen Bünden	16	b. Profil bei Wallbrunnen	40
II. Die Falknis-Sulzfluhdecke	17	IV. Die basischen Eruptiva	42
A. <i>Die Falknisteildecke</i>	17	Über neue Vorkommnisse von Manganerz im Radiolarit und Hauptdolomit der Aroser Schuppenzone zwischen Klosters und Arosa	44
Allgemeines	17	Zusammenfassung des stratigraphischen Teils	47
1. Trias	18	Tektonik	
2. Jura	18	A. Weissfluhgruppe	
a. Dogger? Lias?	18	1. Zwischen Sapün und Fondei	50
b. Oxford	18	2. Die Zähnjeflüh	53
c. Mittlerer Malm	19	3. Haupterhorn und Weissfluh	55
a. Falkniskonglomerat und -breccie	19	4. Die Cotschna, das tektonische Äquivalent der Weissfluh	58
b. Die dichten Kalke des mittlern Malms	20	5. Casanna und Grünhorn	61
d. Tithon	20	6. Die tektonische Stellung des Totalpserpentins	64
3. Kreide	21	7. Der Schafflägergrat	65
a. Neokom	21	8. Davos-Klosters-Monbiel	66
b. Die Tristelschichten	21	B. Die tiefen unterostalpinen Decken im östlichen Rätikon und im Unterengadin	70
c. Der Gault	22	I. <i>Im östlichen Rätikon</i>	70
d. Die Couches rouges	23	II. <i>Im Unterengadin</i>	75
e. Senon- und	23	1. Ardez-Tantersassa-Piz Cotschen	76
4. Tertiärflysch	23	2. Val Tasna mit dem Seitental Urschai	78
B. <i>Die Sulzfluhteildecke</i>	24	3. Piz Minschun-Clünas	80
Allgemeines	24	4. Das Fenstergebiet zwischen Samnaun und Prutz — Zu den Untersuchungen von W. Hammer	82
1. Der Sulzfluhgranit	24	Über die Einreihung unserer unterostalpinen Einheiten ins Deckensystem	84
2. Hauptdolomit	24	Tektonik und Oberflächengestaltung, Diluvium und Alluvium	87
3. Lias in Steinsbergerfazies	26		
4. Dogger?	27		
5. Der Sulzfluh- oder Pretschkalk	27		
6. Neokom, Tristelbreccie, „Gault“	28		
7. Die Couches rouges	28		
Vergleichung von Sulzfluh- und Falknisserie	28		

Literaturverzeichnis.

1. *O. Ampferer*. Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. Verh. K. K. R. A. 1907, p. 192—200.
2. *P. Arbenz*. Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1913.
3. *P. Arbenz*. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Mittlg. natf. Ges. Bern. 1919. (Autoreferat eines Vortrages.)
4. *P. Arbenz*. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Albert Heim-Festschrift, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1919.
5. *E. Argand*. Sur la racine de la nappe rhétique. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. XXIV, p. 17—19. 1909.
6. *E. Argand*. Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1. 1916.
7. *Ball*. The serpentine and associated rocks of Davos. Zürich, Diss. 1897.
8. *A. Bodmer-Beder*. Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XII. 1898.
9. *A. Bodmer-Beder*. Beiträge zur Petrographie des östlichen Rätikons. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1900, Bd. I, p. 120—128.
10. *Joh. Böhm*. Ein Ausflug ins Plessurgebirge. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Heft 3. 1895.
11. *J. Braun-Blanquet*. Die Pflanzenwelt der Plessuralpen. Chur 1917.
12. *J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster* und *R. Brauchli*. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (vorläufige Mitteilung). Albert Heim-Festschrift, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1919.
13. *H. P. Cornelius*. Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. f. Min. etc. 1912.
14. *H. P. Cornelius*. Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. XLV. 1914.
15. *C. Diener*. Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, math. naturw. Klasse, Abt. I., Bd. XCVII. 1888.
16. *C. Diener*. Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.
17. *H. Fischli*. Zur Kenntnis der fossilen Radiolarien in der Riginagelflüh. Mittlg. d. naturw. Ges. Winterthur. 11. Heft. 1916.
18. *W. Freudenberg*. Der Trias-Gneiskontakt am Ostrande des Adulamassivs. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVI. 1913.
19. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in die Tauern. Artikel von *Cornelius, F. Meyer, W. Paulcke, W. v. Seidlitz, G. Steinmann*. 1913.
20. *W. Hammer*. Die basische Facies des Granites von Remüs. Verh. K. K. R. A. 1915.
21. *W. Hammer*. Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. K. K. R. A., Bd. 64, 3. H. 1915.
22. *Alb. Heim*. Geologie der Schweiz. Bd. 1. Leipzig 1916.
23. *Fr. Heritsch*. Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. reg. Geol., Heft 18. Heidelberg 1915.
24. *H. Hoek*. Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XIII. 1903.
25. *H. Hoek*. Das zentrale Plessurgebirge. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XVI. 1906.

26. *A. Jeannel*. Monographie géologique des Tours d'Aï. Mat. carte géol. Suisse, N. S. XXXIV. 1912/13.
27. *A. V. Jennings*. The structure of the Davos valley. Quarterly Journal Geol. Soc. London, Vol. 54, p. 279—289. 1898.
28. *A. V. Jennings*. The Geology of the Davos District. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 55. 1899.
29. *A. V. Jennings*. On the courses of the Landwasser and the Landquart. Geol. Magazine, Vol. 6, n° 420. London 1899.
30. *L. Kober*. Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mittlg. geol. Ges. Wien, IV. 1913.
31. *Th. Lorenz*. Geolog. Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies II. Der südliche Rätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XII. 1901.
32. *A. Ludwig*. Höhen und Tiefen in den Alpen. Erinnerungen aus dem Rätikon, der Silvretta-Gruppe und Tödi-Kette. St. Gallen, Fehrsche Buchhandlung. 1908.
33. *M. Lugeon*. La région de la brèche du Chablais. Bull. serv. carte géol. France, VII, 49. 1895/96.
34. *M. Lugeon*. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France, 4^e sér. I. 1901.
35. *H. Meyer*. Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XVII. 1909.
36. *H. L. F. Meyer* und *O. Welter*. Zur Geologie des südlichen Graubündens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 62. Mit Profil. 1910.
37. *A. v. Moor*. Auf Saumpfad durchs Schanfigg ins Engadin. (Aus den Aufzeichnungen eines alten Bündners.) Neue Zürcher Ztg. Beilage z. Nr. 184, 5. VII. 1903.
38. *H. Mylius*. Geolog. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. I. Teil. München 1912.
39. *W. Paulcke*. Geolog. Beobachtungen im Antirätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XIV. 1904.
40. *W. Paulcke*. Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters. Verh. naturw. Ver. Karlsruhe, XXV. 1910.
41. *W. Paulcke*. Tertiär im Antirätikon und die Beziehungen der Bündnerdecke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. Zentralbl. f. Min. etc., p. 540—548. 1910.
42. *Pl. Plattner*. Geschichte des Bergbaus der östlichen Schweiz. 1878.
43. *G. W. Röder* und *P. C. v. Tscharnier*. Der Kanton Graubünden, historisch, geographisch, statistisch geschildert. St. Gallen und Bern, bei Huber & Comp. 1838.
44. *H. Ph. Roothaan*. Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstl. Adula etc. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1918.
45. *A. Rothpletz*. Über das Alter der Bündner Schiefer. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., p. 1—56. 1895.
46. *A. Rothpletz*. Der Rätikon und die grosse rätische Überschiebung. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1899.
47. *A. Rothpletz*. Geologische Alpenforschungen. I. München. 1900.
48. *A. Rothpletz*. Das Gebiet der zwei grossen rätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Sammlung geol. Führer durch d. Alpen. Berlin 1902.
49. *A. Rothpletz*. Geolog. Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
50. *C. U. v. Salis-Marschlins*. Über den Bergbau in Graubünden. „Der neue Sammler“ II und IV. 1806—1808.
51. *C. U. v. Salis-Marschlins*. „Die Landschaft Davos“ in Alpina I. 1806.
52. *B. Sander*. Zum Vergleich zwischen Tuxer- und Prättigauer-Serien. Verh. K. K. R. A. Nr. 15. 1911.
53. *H. Schardt*. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv., Vol. V. 1898.
54. *W. Schiller*. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XIV. 1903.
55. *W. v. Seidlitz*. Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI. 1906.
56. *W. v. Seidlitz*. Sur les granites écrasés (mylonites) des Grisons, du Vorarlberg et de l'Allgäu. C. R. Ac. des sc. Paris. 11. IV. 1910.
57. *W. v. Seidlitz*. Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau I. 1910.

58. *W. v. Seidlitz*. Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Strassburgerhütte an der Scesaplana. Festschr. d. Sekt. Strassburg d. D. u. Ö. Alpenver. Strassburg 1910.
59. *W. v. Seidlitz*. Sind die Quetschzonen des westlichen Rätikons exotisch oder ostalpin? Zentralbl. f. Min. etc., p. 492—500 u. p. 534—542. 1912.
60. *C. Schmidt*. Über das Alter des Bündnerschiefers im nordöstlichen Graubünden. Ber. d. oberrh. geol. Ver. Freiburg i. Br. 1902.
61. *C. Schmidt*. Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. Beitr. z. Geologie d. Schweiz. 1917.
62. *A. Spitz* und *G. Dyhrenfurth*. Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verh. K. K. R. A. 1913.
63. *A. Spitz* und *G. Dyhrenfurth*. Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bogen. Ecl. geol. Helv. 1913.
64. *A. Spitz* und *G. Dyhrenfurth*. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stilsferjoch. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. XLIV. Bern 1915.
65. *R. Staub*. Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1914.
66. *R. Staub*. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1915.
67. *R. Staub*. Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1916.
68. *R. Staub*. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. VLVI. 1916.
69. *R. Staub*. Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda. Spezialkarte Nr. 78. 1916.
70. *R. Staub*. Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 2. 1916.
71. *R. Staub*. Bericht über die Exkursion der schweiz. geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 4. 1917.
72. *R. Staub*. Der Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden, deren Bedeutung und Nomenklatur. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich. 1917.
73. *R. Staub*. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. XLVI, 3. 1917.
74. *G. Steinmann*. Geologische Beobachtungen in den Alpen, I. Teil. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. IX, 1895, und X, 1897.
75. *G. Steinmann*. Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Teil. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XV. 1905.
76. *B. Studer*. Geognosie von Bündten und Valtellin. Kreideversteinerungen. Leonhardt u. Bronn. N. Jahrb., p. 31—54. 1836.
77. *B. Studer*. Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden. Verh. d. Schweizer. natf. Ges. u. Neue Denkschriften. I. 1836.
78. *B. Studer*. Geologie der Schweiz. 2 Bde. Bern 1851/53.
79. *E. Suess*. Das Antlitz der Erde. 3 Bände. Leipzig u. Wien 1908/09.
80. *Chr. Tarnuzzer*. Der geologische Bau des Rhätikongebirges. Jahresber. natf. Ges. Graub. XXXV. 1891.
81. *Chr. Tarnuzzer*. Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan nebst Bemerkungen über das kristallinische Konglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette. Beilage zum Kantonsschulprogramm 1897/98. Chur.
82. *Chr. Tarnuzzer*. Über das kristallinische Konglomerat in der Falkniskette. Jahresber. natf. Ges. Graub. 1894.
83. *Chr. Tarnuzzer* und *A. Bodmer-Beder*. Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie des östlichen Rhätikons. Jahresber. natf. Ges. Graub., N. F. Bd. XL. 1899.
84. *Chr. Tarnuzzer* und *U. Grubenmann*. Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. XXIII. 1909.
85. *Chr. Tarnuzzer*. Geologische Übersicht von Graubünden. Clubführer des Schweizer Alpen-Club. Supplementband Bündneralpen. Chur 1916.

86. *Chr. Tarnuzzer*. Urdenschwelle und Hörnli im Plessurgebirge. Jahresber. natf. Ges. Graub. LVI. 1916.
 87. *G. Theobald*. Geognostische Beobachtungen. 1. Piz Minschun im Unterengadin. 2. Das Weisshorn von Erosa. Jahresber. natf. Ges. Graub. N. F. II. 1857.
 88. *G. Theobald*. Zur Kenntnis des Bündnerschiefers. Jahresber. natf. Ges. Graub. 1863/64.
 89. *G. Theobald*. Naturbilder aus den rhätischen Alpen. Bearbeitet von *Chr. Tarnuzzer*. Chur. 1893. (Erste Auflage 1863.)
 90. *G. Theobald*. Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitrag z. geol. K. d. Schweiz II. Bern 1864.
 91. *G. Theobald*. Blatt XV geol. K. d. Schweiz 1 : 100 000, Bern 1864.
 92. *M. Thöny*. Lawinen im Prättigau. Alpina des S. A. C. 1909.
 93. *M. Thöny*. Lawinen- und Wasserschaden im Prättigau. Schiers, Walt & Fopp. 1906. III. Auflage mit Abschnitt über Wuhrarbeiten und Kolmatierung. 1911.
 94. *D. Trümpy*. Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich. 1912.
 95. *D. Trümpy*. Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. XLVI. 1916.
 96. *D. Trümpy*. Geologische Karte des Falknis. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Spezialkarte 79. 1916.
 97. *J. v. Valär* (Landammann zu Davos). Topographische Beschreibung der Landschaft Davos. Neuer Sammler. Bd. II. 1806.
 98. *O. A. Welter*. Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helv., Vol. X. 1909.
 99. *O. Wilckens*. Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. Geol. Rundschau III, p. 15—29. 1912.
 100. *K. Zöppritz*. Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XVI. 1906.
 101. *O. Züst*. Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez. Diss. Zürich. 1905.
 102. *F. Zyndel*. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. XLI. 1912.
 103. Zum Schlusse seien angeführt die Notizen zur Geologie des Schams von Herrn Sekundarlehrer *F. Müller* in Meiringen, des Begleiters von *F. Zyndel* (Manuskript).
-

Einführung.

Wenn wir an einem schönen Sommertag die sonnegebräunten, ganz im Tannenwald versteckten Häuser des Dörfleins Langwies hinter uns lassen und auf dem alten Strelasaumpfad bergauf wandern, gelangen wir in einer schwachen Viertelstunde an den durch das Volkslied im ganzen Land herum bekanntgewordenen Sapünersteg. Derselbe führt über den Fondeierbach, der hier dem engen Bett einer im Gehänge plötzlich sich öffnenden Schlucht entrinnt, um sich mit den schäumenden Wassern des Sapünerbaches zu vereinigen. Folgen wir dem hier abzweigenden, holperigen Weg durch diese Schlucht nach Norden hin ins Gebirge, so tut sich allmählich vor unsern Augen ein weiter, wiesenreicher Talgrund auf, Fondei geheissen. Ein prächtiges Landschaftsbild entfaltet sich hier vor unsern Augen, an Mannigfaltigkeit der Formen kaum zu überbieten. Über den blumenreichen, schwach gewellten Matten und Weiden mit den gruppenweise weit herum zerstreuten Maiensäshütten erhebt sich im Süden die mit ihrer wechselvollen Gesteinsfolge stark an „helvetische“ Gebirgsteile gemahnende dunkle Wand des Stellirückens, dahinter, an Wildheit mit den Engadinerdolomiten wetteifernd, die zerrissenen, hellen Wände der Weissfluh und Casanna. Überschreiten wir diese Kette an der Parsennerfurka, um auf die Davoserbergseite zu gelangen, so wähen wir uns im Serpentinegebiet der Totalp, wo bronzebraune, dunkelgrüne und karminrote Gesteinsfärbungen herrschen, in irgendeine südländische, vulkanische Wüstenei versetzt, und, um das Mass der Abwechslung voll zu machen, ist uns Gelegenheit geboten, weiter südlich über einen mehr als kilometerlangen, aus kristallinen Gesteinen scharf ziselierten Grat auf den Dolomitstock des Schiahorns überzusteigen. Diese überaus reiche Verschiedenheit der Bauelemente lässt uns die Schwierigkeiten ahnen, die sich einer Abgrenzung dieses Gebirgstheiles gegen die umliegenden Ketten entgegenstellen. Geologisch gesprochen, ist die Weissfluhgruppe sowohl das westliche Endstück der Hochwangkette als auch das nördliche des Strela-Amselfluhzuges. Eine allseitige Abgrenzung dieser Gebirgsecke lässt sich nur nach morphologischen Charakteren vornehmen. Die Landquart im Norden, der alte Tallauf von Davos nach Klosters im Osten, Schiatobel und Sapünerbach im Süden, Fondei- und Schieferbach im Westen sind dazu am geeignetsten. Die Entwässerung vollzieht sich nach den Flussgebieten des Landwassers, der Plessur und der Landquart. Als hydrographisches Zentrum der Region können wir die Gegend westlich Punkt 2693 hinter der Weissfluh betrachten, die von den Einheimischen zutreffend Wasserscheide genannt wird.

Ich verzichte darauf, an dieser Stelle eine ausführliche geographische Beschreibung unserer Gebirgsgruppe zu geben; zur Orientierung mögen hierzu die verschiedenen Blätter und Überdrucke der Siegfriedkarte sowie die in Frage kommenden Kapitel und Abschnitte verschiedener geographischer Werke und Publikationen (Geogr. Lexikon d. Schweiz, **43**, **89** etc.) dienen. Schon in der ältern Literatur finden wir interessante und ausführliche Veröffentlichungen, besonders über den politisch der Landschaft Davos zugehörigen Gebirgstheil. Obschon dieselben heutzutage mehr von kulturhistorischem Werte sind, findet doch auch der Geologe darin manch schätzenswerte Auskunft. Es wird uns da berichtet von Bergstürzen, Lawinen und Murgängen, und vor allem über den in unsern Gegenden seinerzeit schwunghaft betriebenen Bergbau auf Eisen, Blei, Gold und andere Erze. Die ersten diesbezüglichen Nachrichten datieren ins sechzehnte Jahrhundert zurück. Ich beschränke mich auf einige kurze Notizen (**50**, **43**, **42**)

Im Jahre 1513 amtete als S. K. M. des Kaisers Maximilian I. „Perkrichter auf Tafas“ (Davos) *Ulrich Agten*, anno 1545 ein Richter Arni, und von dessen (unmittelbarem?) Nachfolger *Christian*

Gadmer besitzen wir aus dem Jahre 1588 eine Liste über dreiundneunzig Gruben der nähern und weitem Umgebung, die damals seiner Aufsicht unterstanden. Es hält schwer, nach den nur unvollständigen örtlichen Angaben festzustellen, welche Baue sich im Weissfluhgebiet befanden; mit Sicherheit trifft dies einzig für die Grube St. Jakob auf Casanna zu. Alte, noch offene Stollen sowie Spuren von solchen finden sich am Cotschna- und Casannanordabfall gegen das Prätigau hin mehrenorts, so über dem Untersäss der Alp Casanna, ferner in den ruinenhaften Wänden des gleichnamigen Gipfels wie auch beim Gipskirchli oberhalb Klosters. Auf Casanna und am Parpaner Rothorn soll die Familie Vertemati-Franchi ihr grosses Vermögen gemacht haben. Die vorgenannten Gruben scheinen schon frühzeitig verlassen worden und verfallen zu sein; gar bald bemächtigte sich dann die Sage und das Märchen ihrer Reichtümer. Immer wieder wird berichtet, das Gebirge sei „reich an Adern massiven Goldes“. Es ist unter den Bewohnern des Landes der Glaube an noch ungehobene Bodenschätze nicht erloschen, und wenn man nach Feierabend noch ein Stündchen plaudernd mit den „grauen Puren“ auf der Ofenbank zubringt, erfährt man von ihnen die merkwürdigsten Schatzgräbergeschichten. So soll vor etwa sechzig Jahren ein Bauer aus dem Prätigau eine regelrechte Expedition ins Casannagebiet ausgeführt haben, um dort den alten Goldadern der Familie Bircher von Conters nachzuspüren und sie wieder auszubeuten.

Wenn sich heutzutage die Einheimischen auch nicht mehr nichtigen Hoffnungen und Phantasien hingeben, so haben sie doch in Erinnerung an die „gute alte Zeit“, wo heute ein Bauersmann, morgen ein Baron oder gar ein Schneidermeister beim Bergrichter zu Tafas um einen Schurf oder einen Bau ansprach, den Sinn für die farbenprächtigen und verschiedenartigen Gesteine und Mineralien ihrer Heimat bewahrt, und es steht wohl kein Bauernhaus im Schanfigg, in dem nicht irgendein Stück Erz oder ein eigenartig geformtes Verwitterungsprodukt in einem Winkel aufbewahrt wird.

Geschichtliche Darstellung der bisherigen Erforschung des Prätigauerhalbfensters, insbesondere der Weissfluhgruppe.

Die ältere Literatur.

1806—1897.

Ulysses von Salis verdient, als erster Forscher, der auf seinen Streifzügen das Weissfluhgebiet durchwanderte, genannt zu werden (50, 51). Wenn seine Wanderungen, die er zu Anfang des neunzehnten Jahrhunderts unternahm, auch hauptsächlich dem Besuche alter Bergbauten galten und volkswirtschaftliche Studien bezweckten, so hatte er doch auch ein offenes Auge für die merkwürdigen Gesteinsarten und Lagerungsverhältnisse der Gegend. Ihm schon fiel die sonderbare Verquickung von sedimentären Schiefen mit dem Serpentin der Totalp auf, die später von *Theobald* als durch Primärkontakt erzeugt gedeutet wurde.

Anno 1836 veröffentlichte dann *Bernhard Studer* die Ergebnisse seiner gemeinschaftlich mit *A. Escher von der Linth* in der Gebirgsmasse von Davos gemachten Studien (77, siehe auch 76 und 78). Eine ausgezeichnete Beobachtungsgabe und grosse Erfahrung war diesen beiden hervorragenden Gelehrten zu eigen, und so bedeutet ihre Abhandlung einen grossen Schritt der Erkenntnis entgegen. Sie stellten schon Überschiebungen in der Strelagegend fest, ferner am Arosener Weiss- und Rothorn sowie in der Curverkette. Wie ein nächtlicher Wanderer im Mondschein nur die verschwommenen Umrisse einer wunderbaren Landschaft zu erkennen vermag, so war es ihnen auch vorenthalten, den Bau des Alpengebirges in seiner grossartigen Einheitlichkeit zu durchschauen, wie uns dies in den letzten Dezennien vergönnt war. An Stelle umständlicher Darlegungen nur zwei Zitate, die das Gesagte ohne weiteres klarstellen (78, I, 379): „Diesen Schiefen (den Bündnerschiefen) ist das Gebirge zwischen Albin und Presanz (Schams, Oberhalbstein) mit seinen Belemniten ebenso aufgesetzt wie das Weisshorn (bei Arosa) den Schiefen von Malix“ (bei Chur), dann anlässlich der Beschreibung des Arosener Rothorns (77, 34): „... noch deutlicher, womöglich, als am Weisshorn erschien die ganze Masse der Glimmerschiefer und Hornblendgesteine regelmässig dem Kalk aufgesetzt und mit gleichem Fallen wie der Kalk über den Hintergrund der Lenzer-Schafweiden ausgebreitet“¹⁾. Einen für damalige Verhältnisse ganz guten Begriff bekommen wir durch *Studers* Abhandlung auch von der Verbreitung der verschiedenen Felsarten im Gebirge zwischen Klosters und Langwies; zum bessern Verständnis dienen die der Arbeit beigefügten Kärtchen und Profile. Auf diesen Resultaten aufzubauen und detailliertere Aufnahmen vorzunehmen war dann *Theobald* vorbehalten, der in den Sechzigerjahren seine Ergebnisse publizierte (87, 88, 89, 90, 91). Seine spezielle Beschreibung unseres Reviers trägt den Titel: „Der Gebirgsknoten zwischen Prätigau und Davos. Cotschna, Casanna, Todtenalp, Scheienfluh“. *Theobald* war es, der sich in dem grossen Wirrwar all der mannigfaltigen Gesteine zurecht fand, eine einigermaßen brauchbare stratigraphische Gliederung derselben durchführte und auch den ganzen Gebirgsstock im Massstab 1:100000 kartierte (91). Er entdeckte das Auftreten derselben charakteristischen Gesteinshorizonte (z. B. Sulzfluhkalk und Falknisbreccie) im Rätikon wie im Plessurgebirge; man wäre deshalb vielleicht versucht, zu glauben, er habe schon verschiedene Zonen über den Schiefen ausgeschieden, es ist dies aber nicht

¹⁾ Wie *Studer* und *Escher* in den Dreissigerjahren im Plessurgebirge, so erkannten wenig später *Richthofen* und andere Forscher Überschiebungen im Rätikon.

der Fall, *Theobald* behalf sich im Gegenteil in seinen Profilen mit komplizierten Sattel- und Muldenbiegungen, um an der Autochthonie festzuhalten. Je weiter aber die Erforschung des Landes gedieh, desto mehr sahen sich die Forscher gezwungen, bedeutendere und leider oft kompliziertere Dislokationsphänomene zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse anzunehmen. Es kam die Zeit, da man das Schieferland des Prätigaus und Schanfiggs als ein ungeheures Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen betrachtete; *Mojsisovicz*, *Suess* (79, I, 182), *Diener* (16, 157) und *Tarnuzzer* (80, 121) sowie *Lorenz* (31) sind oder waren die Vertreter dieser Ansicht. Doch auch diese und andere ähnliche Hypothesen genügten mit der Zeit nicht mehr.

Neuere Literatur.

1897—1917.

Es liegt mir daran, in diesem Abschnitt ein einigermaßen zusammenhängendes Bild der tektonischen Erforschung des Prätigauerhalbfensters zu geben, die stratigraphischen Fragen werden in einem andern Teil unserer Arbeit behandelt. In seinen 1897 veröffentlichten „Geologischen Beobachtungen in den Alpen I“ kam *Steinmann* dazu, das Prätigauer Schieferland als ein Halbfenster oligozäner Gesteine in den Deckserien des Rätikons und der Plessuralpen aufzufassen. Dass er dabei die Hauptschubfläche im Hangenden des Schiefers richtig erkannte und auch die Gesteine des Falknis, des Gürgaletsch- und Alpsteingrates für Schubapophysen erklärte (d. h. die Hauptmasse der schon von *Theobald* als *SK*-züge ausgeschiedenen Horizonte, die wir jetzt grösstenteils der Falknisdecke Trümpys zuzählen), müssen wir ihm heutzutage hoch anrechnen. Den hierhergehörigen Falknisjurakalk stellte er dem Sulzfluhkalk gleich, indem er diese Gesteine als zweierlei gleichaltrige Fazies betrachtete. Sein besonderes Augenmerk richtete *Steinmann* auch auf die Feststellung des Alters der so weit verbreiteten basischen Eruptiva; auf Grund seiner Untersuchungen gelangte er dazu, sie für mindestens jungkretazisch anzusehen, da durch sie sämtliche Schichtglieder bis auf den basalen Flysch kontaktmetamorph umgewandelt seien.

Die Komplexe des Fensterrahmens belegte *Steinmann* ihres ungeheuer komplizierten Schuppenbaues und der von ihm beobachteten mannigfaltigen Durchstechungsphänomene wegen mit der Bezeichnung *Aufbruchzone*; der Schub sollte in allen möglichen Richtungen erfolgt sein und die Schubdistanz höchstens einige Kilometer betragen.

Lorenz, *Hoek* und *Seidlitz* wurden in der Folge von ihrem Lehrer *Steinmann* mit Spezialuntersuchungen in Mittelbünden betraut, um Tektonik und Stratigraphie im Detail zu erforschen, doch bis zum Abschluss ihrer Aufnahmen vergingen noch etliche Jahre. Während dieser Zeit erschienen einige Publikationen, die hier, wenn auch nur kurz, so doch erwähnt werden müssen. Es sind dies die Dissertation von *Ball* (7) über den Totalserpentin, in welcher die Annahme *Steinmanns* über das junge Alter der Ophiolitika sowie deren Primärkontakt an umliegenden Gesteinen ihre Bestätigung fand, dann *Jennings* (28) Beschreibung der Gebirge von Davos, welche allerdings für die Erforschung dieser Gegenden nicht viel Neues brachte, da der Verfasser sich oft nur zu ängstlich an das schon von *Theobald* Beobachtete hielt.

Rothpletz trat dann in der darauffolgenden Zeit in einer Reihe von Publikationen (46, 47, 48, 49) den Ansichten *Steinmanns* entgegen, indem er die Zentral- und Ostalpen in ihrer ganzen Breite vom Bodensee bis ins Veltlin als von Osten her überschoben betrachtete; die Glarnerdoppelfalte *Heims* ersetzte er durch eine einfache 40 km weit von E nach W überschobene Platte, die Aufbruchzone entsprach einer ebensolchen, welche, 30 km weit hergeschoben, der Glarnerschubmasse aufrufen sollte. Die Schubfläche über den Schiefen war nach ihm von *Steinmann* viel zu tief angesetzt worden; unsere Falknisgesteine des westlichen Rätikons und der Plessuralpen sowie der denselben äquivalent gesetzte Sulzfluhkalk wurden von *Rothpletz* als das zum (tertiären) Prätigauflysch gehörige Mesozoikum aufgefasst, das, wie er glaubte, allorts am Fensterrand unter dem Drucke seiner rätischen Schubmasse in Gestalt einer fensterwärts sich

öffnenden Mulde mit den zugehörigen Schiefen umgekrempt wurde. Der „Mechanismus der Gebirgsbildung“ war nach *Rothpletz* folgender: Zuerst setzte eine weithin sich erstreckende Faltung ein, dann kam die Zeit der Bruchbildung und der Überschiebungen, deren Schubflächen das ehemalige Faltenland ohne Rücksicht auf dessen Lagerungsweise (Faltung, Brüche) durchsetzen sollten. Wir fragen uns wohl, wie es *Rothpletz* möglich war, für ein so mächtiges Deckgebirge eine einheitliche Schichtreihe aufzustellen, da sich nach neuern Untersuchungen ja mehrere Decken mit vollständigen, unter sich verschiedenen Serien am Aufbau der *Steinmanns*chen Aufbruchszone beteiligen. Das hat folgende Bewandnis. *Rothpletz* behauptete, seine Vorgänger hätten in völliger Verkennung aller stratigraphischen Verhältnisse ihre Theorien über den Bau der Alpen aufgestellt; auf Grund seiner Forschungen gelangte er dazu, eine vollständige Umstellung der Schichtreihe anzunehmen, verfiel dabei aber selbst in die allergrössten Irrtümer. Den Hauptdolomit älterer Autoren sprach er für permischen Rötidolomit an und stellte ihn dem gleichnamigen helvetischen Gestein gleich, sich auf Lagerungsverhältnisse an der Cotschna bei Klosters beziehend, die nach meinen Aufnahmen von ihm falsch gedeutet wurden (s. S. 34). Das normale Hangende seines Rötidolomits sollte durch permische rote Schiefer und Hornsteine gegeben sein, die wir heute dem obern Jura zurechnen (Radiolarit etc.).

Als erste einer Reihe von Spezialbearbeitungen, versehen mit einer Karte im Massstabe 1:50000 erschien 1901 diejenige von *Lorenz* über den westlichen Rätikon (31). Die *Rothpletz*sche Ostschubtheorie erwies sich nach diesem Autor als vollständig unhaltbar; auf Grund detaillierter stratigraphischer Studien gelangte *Lorenz* dazu, die Falknisgesteine wieder, wie sein Lehrer *Steinmann*, als allochthon zu betrachten; er wies in dieser Serie Jura, untere Kreide (Tristelbreccie) und obere Kreide (Couches rouges) nach, es lag also eine einigermaßen vollständige Schichtreihe vor, die als eine andere Fazies der Sulzfluhserie aufzufassen war. Zur Erklärung der Tektonik sah sich *Lorenz* zur Annahme seiner rätischen Bogenüberschiebung veranlasst, d. h. Churfürsten, Rätikon, Plessurgebirge und der Südteil des Calandagebietes sollten auf etwa fünf Kilometer Distanz über ihre Flyschunterlage weg gegen die Glarneralpen als Zentrum geschoben worden sein; die Reihenfolge der gebirgsbildenden Vorgänge war nach *Lorenz* folgende:

1. Einbruch der kristallinen Brücke zwischen autochthonem Aar- und Silvrettamassiv im Gebiete des Prätigaus;
2. rätischer Bogenschub senkrecht zum Abbruchsrand des Prätigauerkesselbruches;
3. Hauptalpenfaltung von geringem Einfluss; die alten Schuppen werden umgefaltet und eine oststreichende Schieferung erzeugt.

Zur Erklärung der grossen faziellen Übereinstimmung zwischen den Felsarten des Rätikons und denen der innerschweizerischen Klippen glaubte *Lorenz* die einstige Existenz eines variszischen Gebirges längs dem heutigen Nordrand der Schweizeralpen annehmen zu müssen, aus dem z. B. die Granitgerölle in der Falknisbreccie herkommen sollten. Diesem nördlichen Faziesbezirk, den er als vindelizischen bezeichnete, sollten seiner Ansicht nach sämtliche Gesteine zwischen Silvretta und den Prätigauschiefern (Unterostalpine Decken nach *Staub*) angehören. Zu ähnlichen Resultaten wie *Lorenz*, sowohl in bezug auf Stratigraphie als auf Gebirgsbau, gelangten *Hoek* im zentralen Plessurgebirge, *Schiller* und *Paulcke* im Unterengadin (24, 54, 39); sie alle glaubten, nur auf Lokalschübe von drei bis fünf Kilometern Schubweite schliessen zu dürfen, d. h. es handelte sich nach ihrer Überzeugung bei diesen Dislokationen mehr um Aufquellungs- und Aufbruchsvorgänge als um weitreichende Verfrachtungen.

Hoeks Arbeit aus dem Jahre 1903 (24) hatte die Erforschung des „Plessurgebirges um Arosa“ zum Gegenstand. Der genannte Autor unterschied über den Schiefen, die er nicht genauer untersuchte, die überschobene Aufbruchszone und das Parpaner Zwischenstück. Dieselbe Druckwirkung sollte nach *Hoek* die Faltung der angeblich autochthonen Region der Strela-Amsel-fluhkette (heute: Aroser Dolomiten- und Silvrettadecke) erzeugt wie auch die Schuppen der Aufbruchszone und des Zwischenstücks über das Schieferland weggestossen haben. Auf *Hoeks* stratigraphische Resultate wird später eingegangen.

Das Jahr 1905 bedeutet einen Wendepunkt in der Geschichte der Geologie Graubündens. In diesem Jahre wurde Professor *Steinmann* auf einer Exkursion in die Freiburgeralpen zu einem überzeugten Anhänger der *Lugeon-Termierschen* Deckentheorie. Er war nicht der erste, der diese Theorie auf die bündnerischen Verhältnisse anwandte, wohl aber der erste, welcher sie durch eigene Untersuchungen auf ihre Stichhaltigkeit prüfte und für richtig befand.

Im Jahre 1898 schon hatte *Schardt* (53) den Rätikon als eine über das Prätigau mit dem Arosergebiet in Zusammenhang stehende (aus S stammende) „plaque de recouvrement“ erkannt, die auf einer Lage von Kreide- und Flyschgesteinen helvetischer Fazies schwimme (Falknis- und Sulzfluhserie *Trümpys*). Zu prinzipiell ähnlichen Resultaten war auch *Lugeon* in seinem grundlegenden Werk (34) aus dem Jahre 1901 gelangt. Entgegen den Annahmen von *Lorenz* postulierte auch er mächtige aus Süden hergelangte Schubmassen; am Aufbau des Rätikons sollten sich zwei Decken beteiligen, 1. die „nappe du Falknis“, zu der Falknis- und Sulzfluhgesteine gezählt wurden, 2. die „nappe du Rätikon“, hauptsächlich aus *Trümpys* oberostalpinen Sedimenten aufgebaut; durch dieselben und zwischen denselben eingeschlossen sollten nach *Lugeon* die basischen Eruptiva weit nach Norden hin verfrachtet worden sein. Damit war für spätere Spezialbearbeitungen die theoretische, auch heute von allen schweizerischen Geologen noch anerkannte Grundlage geschaffen; da aber weder Schüler *Schardts* noch *Lugeons* in den darauffolgenden Jahren im Bündnerlande tätig waren, blieb es *Steinmann* vorbehalten, dort der Deckentheorie zu ihrem Rechte zu verhelfen.

Ich gebe gerade *Steinmanns* Resultate: Folgende tektonische Einheiten sollten nach ihm im Prätigauerhalbfenster wiederzufinden sein (75):

1. die Klippendecke als Falknis- und Sulzfluhzone, wobei erstere der (nördlichen) Zoophykusdoggerzone, letztere der (südlichen) Mytilusdoggerzone gleichgesetzt wurde, und ihm „nach Angaben von *Lorenz* und *Hoek* und eigenen Beobachtungen“ die nördliche Fazies unter der südlichen zu liegen schien;
2. die Brecciendecke in kleinen Vorkommnissen im Rätikon (Gruben) und bei Arosa (Weisshorn) (75, 19).
3. die rätische Decke (von ihm 1905 getauft), mächtig entwickelt sowohl im Rätikon wie im Arosenbergland. Schichtserie: Ophiolitische Eruptiva, Altkristallin, Casanaschiefer, ? Verrukano, Buntsandstein, Dolomit (Hauptdolomit?), Rät, Liasschiefer (mit Vorbehalt), „Radiolarit“ (Hornstein) des Malm, Cenomanbreccie.

Die basischen Eruptiva des Oberhalbsteins sind nach *Steinmann* auch der rätischen Decke zuzurechnen, d. h. er glaubte, diese Serie bis dorthin verfolgen zu können, und auch im Unterengadin sollte diese Decke unter der Silvretta wieder zum Vorschein kommen.

Der Silvrettadecke wird jetzt endlich, den Annahmen *Termiers* folgend, ihr Platz als *Traîneau écraseur* zuoberst auf der Deckenleiter angewiesen. Alle Anzeichen sprechen nach *Steinmann* dafür, dass deren Gesteine einst auch über den Mythen lagen, so z. B. ihre Mächtigkeitskonstanz bis an den heutigen Erosionsrand im Liechtensteinischen.

Die mit grosser Begeisterung geschriebene Publikation *Steinmanns* enthält übrigens eine Menge ganz „moderner“ Äusserungen, so die Vermutung, dass auch schon die armorikanisch-variszischen Gebirge Überfaltungs- oder Überschiebungsprozesse durchgemacht haben.

In dem auch 1905 erschienenen zweiten Band seiner Alpenforschungen hält *Rothpletz* an seiner rätischen Überschiebung fest (49); die durch die Untersuchungen von *Steinmann*, *Hoek* und *Lorenz* gezeitigten Resultate tut er mit einigen wegwerfenden, apodiktischen Sätzen ab.

Gleichzeitig mit *Steinmann* schwenkten auch seine Schüler, zuerst *Hoek* (25) und *Seidlitz* (55), später auch *Paulcke* (40), ins Lager der Anhänger der *Termier-Lugeon-Schardtschen* Theorie ab.

Hoek konnte eine direkte Überlagerung der Sulzfluh- durch Falknisgesteine nirgends beobachten (25, 72). Die Brecciendecke ist nach ihm bei Arosa nur „andeutungsweise“ in Gestalt polygener liasischer Breccien vorhanden. Für seine rätische Decke sind als bezeichnende Schichtglieder aufgeführt: Serpentin, Radiolarit und Cenomanbreccie. Zu welcher Einheit *Hoek* seine ältern Gesteine vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit rechnet, ob zu beiden oder nur zur

einen, erfahren wir nicht. Das Parpaner Zwischenstück möchte *Hoek* seiner besondern Fazies wegen als nach unten abgespaltene Schuppenmasse der mächtigen ostalpinen Decke auffassen.

Gleich *Hoek*, so kam auch *Seidlitz* (55), und zwar erst kurz vor Abschluss seiner Studien über den östlichen Rätikon, dazu, weitreichende Überschiebungen von Süden her annehmen zu müssen. Die *Seidlitzsche* Zonen- resp. Deckengliederung ist folgende:

1. Zone der Bündnerschiefer: Flysch der untern Kreide, Globigerinenschiefer. Lias? Tertiärflysch? = Glarnerdecke?
2. Zone der Sulzfluhkalke = Klippendecke.
 - a) Zone der Falknisbreccie: Grüne Juliergranite, anstehend und als Geröll in der Falknisbreccie, Muschelkalk mit Hornsteinbändern, Rauhwanke, Falknisbreccie, oberer Kreideflysch und Couches rouges.
 - b) Zone des Sulzfluhkalkes: Tithon (Sulzfluhkalk), Kreideflysch, Tristelbreccie, Couches rouges.
3. Zone der Liasbreccien = Brecciendecke: Streifenschiefer, Rauhwanke, Dolomit, Liasbreccien, Liasflysch? graue jurassische (?) Schiefer, Flysch und Breccien der untern Kreide, Couches rouges.
4. Zone der ophiolithischen Eruptiva = rätische Decke: Radiolarienhornstein und Kalk, Kreide(?)flysch mit Fukoiden, Mandelschiefer, Serpentin, Ophikalzit, Spilit, Variolit, Diabasporphyrit.
5. Zone der ostalpinen Trias (fehlt im Weissfluhgebiet, daher hier nicht berücksichtigt). *Seidlitz* nennt die Silvretta ein schwimmendes Zentralmassiv.

Was Zone 2 anbetrifft, so ist sich der Autor noch nicht im klaren darüber, ob es sich um zwei Faziesgebiete derselben Einheit handelt oder ob zwei verschiedene Decken vorliegen. Zwischen Sulzfluhdecke und Silvretta hat *Seidlitz* zwei Serien mit verschiedener Fazies ausgeschieden, nur in der höhern rätischen Decke kommen die basischen Eruptiva vor; der Autor fragt sich allerdings, ob derselben vielleicht doch nur der Wert einer „sekundären Zone“ zukomme. Wenn wir uns erinnern (S. 6), welche Gesteinsarten *Steinmanns* rätische Decke aufbauen, so werden wir gewahr, dass deren Altkristallin, Casanaschiefer, ?Verrukano und Buntsandstein im östlichen Rätikon nach *Seidlitz* in tiefern Decken als die Silvrettadecke überhaupt nicht auftreten, Dolomit nur in der Breccienzone. Als typisch für die rätische Decke werden von *Seidlitz* genannt der Radiolarit und die Ophiolitika. Übereinstimmende Verhältnisse scheint *Paulcke* im Unterengadin angetroffen zu haben. Während er 1904 die Silvretta noch als autochthones Zentralmassiv betrachtete, glaubte er 1910 die tektonischen Einheiten des Prätigaus im Unterengadinerfenster (Antirätikon) wiederzuerkennen, so auch die rätische Decke. Er schreibt darüber folgendes: „Die rätische Decke folgt, wie dies das Schema verlangt, über der Brecciendecke. Basische Eruptiva in Gestalt von Spiliten, Varioliten und Gabbro, Serpentin sowie Nephrit charakterisieren dieses für Bünden so bezeichnende tektonische Element; Radiolarite habe ich jedoch im Antirätikon nirgends entdecken können“ (vgl. Kapitel Unterengadin); später erwähnt er in derselben Publikation (40) noch als hierher gehörig ruppige Schiefer und Sandsteine; im Rätikon wie im Unterengadin lag somit eine ganz unvollständige Schichtfolge vor. Dass Radiolarit in Süd- und Mittelbünden in sämtlichen unterostalpinen Decken *Zyndels* (102) vorkommt, ist eine bekannte Tatsache, und dass basische Eruptiva nicht durchgehend Leitgesteine sein können, ist selbstverständlich.

Auch *Zyndel* musste einsehen, welche enorme Schwierigkeiten sich einer Parallelisation der Einheiten Nord- und Südbündens in den Weg stellen. In der Brecciendecke der Aufbruchzone glaubte er Gesteine aus seinen unterostalpinen Decken wiederzuerkennen (Liasbreccie des Arosener Weisshorns—Errdecke). *Zyndel* hat, wenn auch nicht die Existenz der Breccien- und rätischen Decke, so doch die Überlagerung der erstern durch die letztere in Frage gestellt. Seine Zweifel waren keineswegs unbegründet, denn auf den *Seidlitzschen* Profilen sind gegenseitige Einwicklungen der beiden Elemente beinahe die Regel, und auf der tektonischen Übersichtskarte dieses Autors (55, 119, 64) ist die rätische Decke fast stets als in die Brecciendecke eingeschlossen oder

sie sogar unterteufend angegeben. Im kurzen Exkursionsbericht des Bündnerführers (19) verzichtet *Seidlitz* (Sommer 1912) auf die so komplizierten Einwicklungen zu Gunsten von Schuppungs- und Durchstechungsvorgängen, in seiner Schrift kontra *Mylius* (59, 537, 8) sogar auf die Anwendung des Deckenschemas; der ganze lepontinische (nach *Staub* unterostalpine) Deckenkomplex ist nur mehr eine tektonische Riesenbreccie. Mit diesem Ausspruch ist *Seidlitz* entschieden zu weit gegangen, die *Ampferersche* Kritik (1) wie auch die Arbeit *Trümpys* (95) haben dies gezeigt.

Der zweite Abschnitt des obgenannten Führers ist für eine halbtägige Tour ins Weissfluhgebiet (Kälbertschuggen oberhalb Klosters) berechnet und stammt aus der Feder *Steinmanns*. Die von diesem Forscher als zwischen Klosters und Ried anstehend beschriebenen Gesteine sind sämtlich nicht anstehend, sondern von der Cotschna herstammendes Bergsturzmaterial. *Steinmann* berichtet von Falknisbreccienblöcken am Wege oberhalb Klosters; in Wirklichkeit handelt es sich um Breccie seiner Brecciendecke; schon *Rothpletz* hat diese Bergsturzrelikte erwähnt und sie ganz richtig mit der Arosener Weisshornbreccie identifiziert. *Steinmanns* Klippendeckengesteine, die er dann erwähnt (Dolomit etc.), gehören auch in die nächsthöhere Serie.

Mit seiner im Jahre 1916 erschienenen Arbeit über den westlichen Rätikon hat uns *Trümpy* eine gründliche Einführung in die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse dieser Gegend gegeben. Die erste brauchbare Gliederung der monotonen Prätigauerschiefermassen und der dieselben überlagernden Falknisserie stammt von diesem Autor. Er erbrachte auch die ersten sichern Beweise für die Überlagerung einer (wenigstens lokal) selbständigen Falknisdecke durch die Gesteine der Sulzfluhdecke (Heupiel u. a. O.) und das gemeinsame Auftreten beider Komplexe in der ganzen Prätigaubucht, also auch im östlichen Rätikon, wo *Seidlitz* nur wenige Vorkommnisse von Falknisbreccie bekannt waren. Die rätische Decke ist im westlichen Rätikon nach *Trümpy* nur in Form von Quetschresten erhalten geblieben. Als den unterostalpinen Decken (*Zyndels*) zugehörig (mit Vorbehalt!) möchte *Trümpy* die Breccien des Bettlerjochs betrachten, auf deren grösse Ähnlichkeit mit den Gesteinen aus dem Gebiete von Arosa er hinweist. Sie bilden, wie er schreibt, ein tektonisch den Resten der Sulzfluh- und rätischen Decke gleichwertiges Glied. Heute rechnen wir diese Psephite mit den „rätischen“ Schichtgliedern zusammen zur Aroserschuppenzone. Die in den folgenden Kapiteln mitgeteilten Beobachtungen aus dem Gebiete der Schiefer- und Falknisserie werden, wie ich hoffe, eine verdiente Bestätigung der durch *Trümpy* geförderten Resultate sein.

R. Staub hat sich in mehreren seiner Veröffentlichungen (67, 68, 69, 72, 73) mit der Tektonik Nordbündens befasst; auf seine Ergebnisse wird an anderer Stelle eingegangen werden.

Nach *R. Staub* und in teilweiser Anlehnung an *Zyndel* bezeichne ich die gesamte zwischen Silvrettadecke und Penninikum eingelagerte Schubmasse als unterostalpin, derselben gehören also die tektonischen Einheiten vindelizischer (*Lorenz*) oder lepontinischer Fazies (im *Seidlitzschen* Sinne) sowie nach *Leupold* und *Brauchli* (12) die Decke der Arosener Dolomiten an.

Anmerkung. *Staub* hat neuerdings in einer Notiz über die „Nomenklatur der ostalpinen Decke“ (Eclologiae geol. Helv. 1920, Nr. 1) vorgeschlagen, die Campodecke als „Mittlostalpin“ vom Unterostalpinen abzutrennen. Ich habe mich deshalb in dem seither verfassten Kapitel Unterengadin an die Neueinteilung Unter-, Mittel-, Oberostalpin gehalten.

Tektonische Übersichts- und Parallelisationstabelle für die unterostalpinen Decken und die Bündnerschiefer im Prätigau und Schanfigs.

Rothpletz 1900 und 1905	Steinmann, Hoek (Gebiet von Arosa) 1906	östlicher Rätikon nach Seidlitz 1906	Westlicher Rätikon nach Trümpy 1916	Weissfluhgruppe J. Cadisch 1920
Rätische Schubmasse oder Decke Falknis- und Sulzfluh- gesteine, soweit bekannt zum basalen Schieferge- birge gerechnet (Couches rouges des Falk- nis für Tithon ange- sehen)	Steinmann: Rätische Decke. Alle Schicht- glieder der Aroser Schuppenzone hierher ge- rechnet, bis auf die Lias- breccien des Rätikon- und Plessurgebirges, welche als Reste der Brecciendecke aufgefasst werden	Rätische Decke: Basische Eruptivgesteine Mandelschiefer (z.T. jurassischen Alters C) Kreide (?) flysch mit Fukoiden Radiolarienhornstein und Kalk (Aptychenkalk Tr) Brecciendecke: Couches rouges Flysch und Breccien der untern Kreide (z. T. wohl Sulzfluhgesteine C) graue jurassische Schiefer Liasflysch (?) Liasbreccien Dolomit Rauhwaacke Streifenschiefer — Muschelkalk (1913 Lias?) = Jura C	Bettlerjochbreccie Tr Rätische Decke (nur Quetschzonen) Charakteristische Gesteine Radiolarit u. Ophiolithika	Casannaschuppen Radiolarit (Aptychenkalk) H Lias, schwach breazios Rhät Hauptdolomit (Gips und Rauhwaacke) (Verrukano und Buntsandstein) Kristallin Radiolarit Aptychenkalk Liasalk und -schiefer (Allgäu oder Streifenschiefer) Rhät Hauptdolomit Gips und Rauhwaacke Verrukano und Buntsandstein Kristallin.
	Aufbruchzone von Steinmann.	Lepontinisch nach Steinmann = Vindelizisch i. Sinne von Suess.	Sulzfluhzone (=Aufbruchzone St.) Vorschlag 1913.	Aroser Schuppenzone
Falknis- und Sulzfluh- gesteine, soweit bekannt zum basalen Schieferge- birge gerechnet (Couches rouges des Falk- nis für Tithon ange- sehen)	Klippendecke. Nördliche und südliche Fa- zies, erstere von letzterer überlagert (Falknis durch Sulzfluhgesteine) Nach Hoek nirgends in Übereinanderlagerung aufzufinden	Sulzfluhkalkzone (Aqui- valent der Falknisbreccien- zone) Couches rouges, Kreideflysch, Tithon Granit, irrtümlicherweise zur Zone der Falknisbreccie gerechnet Zugehörigkeit von Kreide in Frage gestellt Falknisbreccie mehrerenorts konstatiert Die Rauhwaacke am Kirchli existiert nicht C Muschelkalk von Seidlitz er- wies sich als Malnkalk	Sulzfluhdecke: Gesteine unbestimmten Alters als Hangendstes Couches rouges Sulzfluhkalk Gelbliche Sandkalle und Schiefer Dolomit Granit Falknisdecke: Wie in der Weissfluh- gruppe, ausserdem noch Trias (Gleck) vorhanden Nomenklatur für Weiss- fluhgebiet übernommen	Couches rouges Gault Tristelschichten Neokom Sulzfluhkalk (Tithon nachgewiesen) Dogger Lias (Rhät) C (Hauptdolomit) C Granit Flysch Couches rouges Gault Tristelschichten Neokom Malm mit Falknisbreccie Oxford Dogger?
Lepontinisches Faziesgebiet nach Steinmann	Aufbruchzone von Steinmann.	Klippendecke	Sulzfluhteildecke	Falknissteildecke
Oligocän } Kreide } Tithon } Lias }	Steinmann 1905: Oligocän Kreide Jura unvollständige Trias	Oberkreatazische Globigerinenschiefer, als jüngstes Sediment betrachtet, es handelt sich aber um Falknis-Sulzfluh-Couches rouges. Kreideflysch ist mit Falknis- kreide identisch, stellenweise in Profilen direkt über Falknisbreccie lagernd an- gegeben. Gault nicht erkannt. Lias.	Ganeyserie? Tr Abigratschichten Tr Ruchbergsandstein Tr Gandawaldserie Tr Schiefer unbestimmten Alters	Prätigau- schiefer

Abkürzungen und Zeichen: () = ergänzt nach Vorkommnis in benachbarten Gebieten. Autoren: St = Steinmann, H = Hoek, Tr = Trümpy, C = Cadisch.

Tektonische Übersicht.

Das Prätigauerhalbfenster ist entstanden durch die Abtragung mächtiger ostalpiner Schubmassen, welche einst über dem penninischen Schiefermantel des ostwärts in die Tiefe tauchenden Aarmassives lagen. Bei Vättis im Calandagebiet erscheint dessen Kristallin zum letztenmal in einem kleinen Fenster; mitsamt den überlagernden helvetischen Sedimentmassen taucht es am Rheintal steil ostfallend unter die Prätigauschiefer ein, welche hinwiederum der Erosion das Material boten, aus dem sie die bald unruhig konturierten, zerrissenen, bald sanftgeböschten und weidenreichen Berge, die weiten Täler und wilden Schluchten der weit nach Osten greifenden Schieferbucht herausmodellierten. Diese allgemeiner auch Bündnerschiefer oder Schisters lustrés genannten Felsarten werden in neuerer Zeit als sedimentäre Hüllen von weiter im Süden zurückgebliebenen kristallinen Deckenkernen betrachtet. Sie stellten bis dahin in ihrer ungeheuren Mächtigkeit und Gleichförmigkeit für die geologische Erforschung ein unüberwindliches Hindernis dar; nur vom sichern ostalpinen Ufer aus waren die randlichen Partien des Schiefermeeres einigermassen zu übersehen (*Triimpy*).

Am Aufbau des ostalpinen Fensterrahmens sind beteiligt: 1. drei unterostalpine Elemente, die **Falknis-Sulzfluhdecke**, die **Aroser Schuppenzone** und die **Aroser Dolomiten**; 2. die **oberostalpine** oder **Silvrettadecke** (12). Die von *Triimpy* so benannte Falknis- und Sulzfluhdecke weisen in ihrer Fazies so geringe Differenzen auf — geringere als die weit kleinere „Spannweite“ besitzenden helvetischen Decken des benachbarten Glarnerlandes —, dass es widernatürlich schiene, eine trennende, bis in die Wurzelregion verlaufende Schubfläche zwischen beiden Einheiten anzunehmen. Die Aroser Schuppenzone entspricht der vereinigten *Steinmannschen* und *Seidlitzschen* (75, 55) rätischen und Brecciendecke; es stellte sich bei unsern Untersuchungen heraus, dass die Schichtglieder dieser Komplexe einer und derselben stratigraphischen Serie angehören (s. S. 29). Ob die Zone einer oder mehreren südbündnerischen Decken entspricht, kann vorderhand auf Grund der beobachteten Lagerungsverhältnisse nicht sicher entschieden werden. Die von oben her durch das Silvrettakristallin eingewinkelte Stirnfalte der Aroser Dolomiten verläuft südlich der Weissfluhgruppe vom Seehorn nach der Küpfenfluh, diese Schubeinheit ist somit am Aufbau unseres „Gebirgsknotens“ nicht mehr beteiligt.

Aus Taf. I. ist ersichtlich, wie sich im Längsprofil die einzelnen unterostalpinen Decken in beinahe regelmässigem Wechsel ersetzen. Die Gipfel des westlichen Rätikons (Falknis, Grauspitz, Tschingel usw.) bestehen aus Falknisgestein, plötzlich nimmt dasselbe stark an Mächtigkeit ab, um unter der Alpsteinwand kaum mehr 100 m stark anzustehen, die Silvrettadecke mit ihren Dolomit- und Kalkmassen tritt als gebirgsbildendes Element an Stelle der Falknisdecke. Gegen das Cavelljoch hin schwillt alsdann plötzlich der Sulzflussschuppenkomplex an, aus ihm sind die Kalkmauern der Kirchlispitzen, der Drusen- und Sulzfluh gebaut. Von der Scheienfluh bei St. Antönien bis zur Rätchenfluh oberhalb Küblis bildet der Sulzfluhkalk durchwegs hohe Wände; südlich der Landquart im Drostobel bei Klosters ist er auf ungefähr 10 m Stärke reduziert, um nach S hin wieder an Mächtigkeit zuzunehmen. Die Gesteine der Aroser Schuppenzone treten im Rätikon nur in Form von Quetschzonen auf; im Osten und Süden des Fensters aber bilden sie den Casanna- und Weissfluhgipfel, das Aroser Weisshorn, die Plattenhörner sowie den Parpaner Weisshorn-Tschirpengrat. Sie werden überlagert durch die gewaltigen Aroser Dolomiten und die Silvrettadecke. Im Liegenden der Zone durchzieht der Sulzfluhkalk als blaugraues Felsband die Wälder von Sapün bis gegen die Churer Ochsenalp, in der Fensterbucht von Litzirüti eine Stunde weit südwärts durch die Erosion angeschnitten. Von der Ochsenalp bis in den Hintergrund von Alp Farur, Gürgaletschgrat) setzt die Sulzfluhserie vollständig aus, erst dort sind wieder einige Schubspähne derselben erhalten geblieben. Wie im Rätikon so erreicht auch im Plessurgebiet die Falknisdecke im Westen ihre grösste Mächtigkeit, Alpstein und Gürgaletsch bestehen in ihrem Oberbau vollständig aus ihren Felsarten.

Arbenz (2) und *Staub* haben uns in letzter Zeit mit der Grossarchitektur der östlichen Schweizeralpen vertraut gemacht. Nach *Staub* werden die Axenkulminationen und Depressionen unserer Decken in ihrer Anlage durch Ungleichheiten des hercynischen Untergrundes bedingt. *Staub* ¹⁾ nahm 1919 in Bünden von W nach E folgende Längsgliederung vor:

1. Tessiner Kulmination,
2. die Depression Westbündens,
3. Kulmination Vättis-Lanzada,
4. die Depression Ostbündens oder Silvrettadepression,
5. Unterengadiner Kulmination,
6. Otztaler Depression.

Den Kulminationen und Depressionen des Längsprofils entsprechen die Deckenantiklinalen und -synklinalen im Querprofil.

Die Grossbauformen unseres Gebirges sind das Interferenzprodukt aus Längs- und Querverbiegungen der gesamten Deckenmasse. Im Prätigauerhalbfenster und seiner Umgebung sind die Axenkulminationen und -depressionen in ihrer Anlage älter als die längsstreichenden Deckensättel und Mulden. Das Montafoner-, Prätigauer- und Schanfiggertal liegen im Bereiche der Silvrettadepression, welche durch den in einer jüngern Faltungsphase sich emporwölbenden Aarmassivrücken örtlich in ein nördliches und südliches Muldenbecken abgeteilt wurde. Das Unterengadinerfenster liegt in der Fortsetzung des Prätigauerfensters. Bei Prutz fallen die unterostalpinen Decken wie bei Klosters mit periklinalem Gefälle unter ihre Gneisdecke ein.

¹⁾ „Über das Längsprofil Graubündens“. Alb. Heim-Festschrift 1919.

Stratigraphie.

I. Die Prätigauschiefer.

Allgemeines.

Ein mehrere tausend Meter mächtiger Komplex von Tonschiefern, Sandkalken, Sandsteinen, Kieselkalken und Breccien: das sind die Prätigauschiefer des Hochwanggebietes. In letzter Zeit werden diese in Flysch- oder Schistes lustrés-Fazies entwickelten Gesteine als sedimentäre Hülle penninischer Decken, vor allem der Margnadecke, aufgefasst, sie ruhen den helvetischen Einheiten auf und werden durch die ostalpinen Schubmassen überlagert. Die Abgrenzung der (unterostalpinen) Falknis- gegen die Schiefergesteine ist von jeher auf grosse Schwierigkeiten gestossen, die erst durch die genaue, von *Trümpy* geförderte Kenntnis der teilweise auch noch in orogener Fazies ausgebildeten Falkniskreide gehoben wurden. Fast überall, wo das basale Falkniskonglomerat fehlt oder infolge von Schuttbedeckung nicht zutage tritt, wurden der Malm und die kretazischen Glieder dieser Serie entweder nicht als solche erkannt oder aber als Bündnerschiefer angesprochen. *Trümpy* hat hierfür einige Beispiele angeführt, und ich bin in der Lage, dieselben auf Grund meiner Beobachtungen noch zu vermehren: *Lorenz* hat den Sulzfluh- Jurakalk vom Hochbühl an der Scesaplana als Oligocänflysch kartiert. *Seidlitz* (55, 43) beschrieb die an der Garschinarfurka bei Partnun anstehende Falkniskreide als Bündnerschieferkreide. Als jüngstes Schichtglied der basalen Schiefermassen betrachtete er die vielerorts im Liegenden des Sulzfluhgranits und -kalkes anstehenden Globigerinenschiefer. Da dieselben die obere Kreide repräsentieren, glaubte *Seidlitz* auf das Fehlen tertiärer Horizonte im Prätigauschiefer schliessen zu dürfen. Die Globigerinenschiefer erweisen sich aber fast durchwegs als graue Couches rouges der Falknis- Sulzfluhdecke. Nach *Steinmann* (74, II) finden sich längs dem Rahmen des Halbfensters im Schiefergebiet Felsarten von jurassischem Habitus, es handelt sich wohl in vielen Fällen um Falknismalmkalk, seltener um Kalke der Äbigratserie *Trümpys*. *Steinmann* (74, 24) und auch *Hoek* (25, 32) beschrieben ferner das Vorkommen von Globigerinenschiefer an den Capetschfelsen in der Urdenalp bei Tschierschen. Die beiden Autoren nehmen an, es handle sich um tertiäre Gesteine, es liegt aber auch hier Falkniskreide (Couches rouges) vor. *Rothpletz*, (47, 26) hielt den Falknismalmkalk des Stellgebietes für basalen, zum „Kreide- und Tertiärflysch“ gehörigen Liaskalk, der die jüngern Schichten in einer überliegenden, falschen, gegen Chur geöffneten Synklinale überlagern sollte. Diese Mulde existiert nicht. *Heritsch* (23, 13) zitiert in seinem zusammenfassenden Werk über die Ostalpen fälschlicherweise Tristelschichten aus den Bündnerschiefern. Was *Trümpy* (95, 82) schon gesagt hat, sei hier nochmals festgestellt: Es ist bis dahin das Vorkommen kretazischer Gesteine im Prätigauer- und Schanfigger Bündnerschiefer nicht erwiesen. Ob solche wirklich fehlen, ist freilich eine andere Frage. Die höhern Schiefererien des westlichen Rätikons, wie sie *Trümpy* beschrieben hat, sind auch im Weissfluhgebiet in sehr ähnlicher Ausbildung wieder anzutreffen. Die basalen Bündnerschiefer des Falknisgebietes, von denen scheinbar ein allmählicher Übergang zu den Gandawaldschichten führt, sind nach *Trümpy* vermutlich liasischen Alters. *R. Staub* (73, 177) hat denn auch für unser Halbfenster eine Transgression des Flyschs bis auf den Lias hinunter angenommen. Dass im untern Schanfigg mesozoische Schistes lustrés vorkommen, können wir nur vermuten, möglicherweise handelt es sich dort auch um jüngere Schichten einer nächstuntern Schieferdecke.

Die Umwandlung der Gesteine durch den Gebirgsdruck war natürlich in den tiefern Partien des Gebirges am intensivsten. So sind die Felsarten in den Schluchten zwischen Chur und Lünen in Kalk- und Tonphyllite umgewandelt. Noch bei Bernegg unterhalb Calfreisen und an der Landstrasse im Castielertobel stehen Kieselkalk- und Sandkalkschiefer an, von tonigen Lagen und Häuten durchzogen, deren Mineralsubstanz teilweise in Glimmer umgewandelt wurde. Zwischen der Felsalerie im Tobel und dem Dorf Castiel könnte das Gestein stellenweise die Bezeichnung Knötchenschiefer beanspruchen, grössere eingestreute Mineralpartikel sind in eine feine, kalkig-kieselige Grundmasse eingebettet und von derselben wie umflossen, oft scheinen diese eingestreuten Komponenten auch zertrümmert worden zu sein. Allem nach zu schliessen, haben wir es hier mit metamorphem *Gandawaldgestein* zu tun; bei St. Peter wird dasselbe von sicherem *Ruchbergsandstein* überlagert. Am Ostende des Dorfes wird letztere Felsart in einem Steinbruch gewonnen. Sie führt in einer sandig-kalkigen, stellenweise tonigen Grundmasse als Komponenten grosse runde Quarze, Dolomit, Glimmer, serizitisierte Gneisbrocken und Tonschieferschmitzen. Der oft in mehr als m mächtigen Bänken anstehende Sandstein lässt sich gegen die alte male-riche Mühle am Lochbächli und demselben nach hinunter an die Bahnlinie verfolgen, die hier östlich des kleinen Viadukts (km 13,1) über das anstehende Gestein führt. Bläuliche Tonschiefer, die auch selber wieder von sandigen Lagen durchzogen werden, wechsellagern hier mit dem massigen, bisweilen fast als Breccie zu bezeichnenden Sandstein. Die Tonschiefer zeigen eine intensive Mikrofältelung und gehen ihrerseits wieder (oberhalb der Linie) in dunkelgrauen schwach-sandigen Kalk über, welcher stellenweise mit Pyritwürfeln gespickt ist und dann an Gesteine aus dem Nollagebiet bei Thusis erinnert. Öfters wittert der Tonschiefer infolge seines Eisengehaltes grünlich oder rotbraun an, in gewissen Lagen führt er Fukoiden.

1. Die Gandawaldschichten.

Aus Gesteinen dieser Serie besteht das Untergestell der Berge zu beiden Seiten des Fond-ais bis an den Strassberg hinauf. In der Schlucht am Ausgang dieses Tales und von der Sa-pünner Talstufe bei Eggen bis nach Langwies hinunter stehen blaugraue bis schwarze, gebankte Sandsteine, Kieselkalke und Sandkalke an, die bräunlich anwittern und denen ziemlich regelmässig Tonschieferlagen von meist 1—2 dm Mächtigkeit eingeschaltet sind. Im Langwiesergebiet sind diese Gesteine tektonisch viel stärker beansprucht worden als z. B. zwischen Seewis und Ganey im Rätikon. Fast stets zeigt die Felsart starke Fältelung; auf der Anwitterungsfläche erhält der Schieferfels ein holzartiges Aussehen, er zerfällt in grifflige Lineale. Durch Kalzit ausgefüllte Zerrungsrisse durchsetzen das Gestein in allen Richtungen, was schon *Rothpletz* und *Steinmann* an Aufschlüssen der Umgebung von Langwies auffiel. In den höhern Lagen der Serie macht sich ein Häufigerwerden des Quarzes als Komponente bemerkbar; Kieselkalke und Quarzite treten öfter auf, mit schwarzgrauen sandigen Schieferkalken vergesellschaftet, auf deren Schieferflächen hier und da Wülste und Konkretionen zu sehen sind. *Trümpy* (95,83) bezeichnet diese „Fyschkalke“ als Charakteristikum der Gandawaldschichten. Am Kistenstein gehen dieselben wechsellagernd in Ruchbergsandstein über.

Bestimmbare Fossilien fand ich in Schliffen, die von Gandawaldgesteinen gemacht wurden, keine. Ein Sandkalk vom Berghang NW des Stelligipfels enthielt eine gerade noch als solche erkennbare Globigerina. *Trümpy* (95, 85) führt aus dem Rätikongebiet ausser Lithothamnium eine Orthophragmina an, durch welche das eocäne Alter der Serie bestimmt sein sollte. Nach *Schubert* und andern Autoren kommt Orthophragmina auch in kretazischen Gesteinen vor. Die ganze Gandawaldserie zeigt grosse Ähnlichkeit mit Falknisneokom. Es läge nahe, die tiefern Horizonte dieser Schichtgruppe als Neokom, die höhern Lagen mit den unter dem Kapitel Ruchbergschichten beschriebenen glaukonitführenden Quarziten als Gault anzusehen, eine Lösung dieser Frage kann nur durch weitere Spezialuntersuchungen herbeigeführt werden.

2. Die Ruchbergschichten.

Das Vorkommen dieser Serie am Kistenstein hat *Trümpy* zuerst erwähnt. Der kistenförmige Gipfelaufsatz dieses Berges besteht aus *Ruchbergsandstein*, der mit wenig mächtigen Schichten von *Sandkalk* und *Quarziten* wechsellagert. Es ist ganz dieselbe Felsart, wie sie am Ruchberg, der Originallokalität in der Jenineralp Ortensee, ansteht, ein grau bis braun anwitternder Sandstein mit meist kalkigem Bindemittel. Gewisse Lagen müssen ihres grossen Quarz- und Feldspatgehaltes wegen als *Arkosesandsteine* bezeichnet werden. Ein Profil, das ich am Ostfusse des Kistensteingipfels am Übergang in die Gandawaldschichten aufnahm, zeigt folgende Verhältnisse:

Von unten nach oben stehen an:

1. Ruchbergsandstein, viel Quarz führend, Bruch dunkelgrau, Anwitterung gelblichgrau, Komponentengrösse maximal 2 mm. Im Schriff fallen vor allem die grossen Quarze auf, zersetzte Feldspate sind nicht seltene Bestandteile. Grundmasse: Kalzit mit meist anomalen Interferenzfarben. Mehr als 10 m mächtig.

2. Plattiger, feiner Sandkalk. 1 m.

3. Feinkörniger, grauer Sandstein mit Deltastruktur und Rutschfältelung. Auffallende Komponente: dunkelgefärbte Quarze. 20-25 cm.

4. Schwarzer, blättriger Schiefer, glimmerführend, grau anwitternd. U. d. M. erweist sich das Gestein als ein grenzenlos mylonitisierter Sandstein, in dem nichts mehr als winzige Quarzkörner und braunschwarze organische Substanz zu erkennen ist. 15 cm mächtig, übergehend in

5. grünschwarzer, gebänderter reichlich *Glaukonit* führender Quarzit, Schichtflächen mit Glimmer belegt, von Kalzitadern parallel der Schichtung durchzogen. Anwitterung graubraun. Die Glaukonitkörner sind stets gut erhalten, sie dürften sich demnach auf primärer Lagerstätte vorfinden (also nicht etwa aus Gaultquarziten der Falknisserie stammen). 16 cm.

6. Feiner, dunkelgrauer Sandstein-Sandkalk, ähnlich 1. Hauptsächliches Trümmer: Quarz. Zement: Kalk. Anwitterung gelbgrau. 60 cm.

7. Feiner Sandkalkschiefer, wie 4. 12 cm.

8. Dunkelgrauer, feiner Sandstein, ziemlich quarzreich, übergehend in

9. Ruchbergsandstein. Komponenten: Quarz, gelbe Dolomite, Falknisjurakalk. Anwitterung rauh, gelbbraun.

Die Gesteine wechsellagern also im grossen ganzen nach dem Schema: 1. Quarzit (oder quarzreicher Sandstein, 2. Sandstein, 3. Sandkalk (meist mit Druckschieferung.) Die weniger mächtigen Sandkalklagen sind bei den Faltungsvorgängen oft nicht nur durch den Gebirgsdruck geschiefert sondern sogar mylonitisiert worden, sie spielten die Rolle eines Schmiermittels zwischen den massigen, zähern Sandsteinbänken. Die in den Grenzhorizonten auftretenden glaukonitführenden Quarzite (5), die vielleicht noch zur Gandawaldserie zu rechnen sind, finden sich auch andernorts wieder, so im Drostobel bei Bündi und an einem ca. 60 m langen und 10 m hohen Felsband an der Bahnlinie oberhalb Parnier S Klosters. Der Quarzit im Drostobel ist auf dem Bruch von grau-grüner Farbe, er wird von Quarzadern durchzogen und wittert bräunlich an, nach unten zu geht er in eine glaukonit- und pyritreiche Breccie über, die Quarze, gelbe Dolomite und grünliche Gneise als Komponenten führt. Diese Felsart bildet eine kleine Schwelle, über die der Wildbach in das schluchtartig ausgefressene Tobel hinunterstürzt. Steigt man durch dasselbe hinunter, so sieht man, dass die feine Breccie gegen das Liegende zu in Sandsteine übergeht, es folgen dann ca. 20 m sandige Kalkschiefer, dann wechsellagernd Sandkalke, Kieselkalke und Tonschiefer: die normalen Gesteine der Gandawaldserie. Der Glaukonitquarzit von Bündi fällt nach N ein und tritt in schleifendem Schnitt aus dem Abhang heraus, es handelt sich bei dem vorerwähnten Vorkommen an der Bahnlinie weiter unten um denselben Horizont. Auch die feine Breccie findet sich dort wieder, stellenweise nähert sich der Quarzit in seiner Zusammensetzung einem Kieselkalk. Von Falknisgault sind diese Sedimente sehr schwer zu unterscheiden, weshalb denn auch *Trümpy*, den eine Streiftour in diese Gegend führte, diese Schichten für Falknisgault ansah.

Merkwürdigerweise ist von den typischen Ruchbergsschichten östlich des Fondaitales keine Spur mehr zu finden. Am Stellwestabsturz gehen die fast endlos wechsellagernden Gandawaldsandsteine, -sandkalke und Quarzite allmählich in den nächsthöheren Tertiärflyschkomplex der Äbigratschichten über, d. h. die Ruchberggesteine sind hier in Gandawaldfazies ausgebildet. Dass dieses Verschwinden der Ruchbergfazies auf diese Entfernung (2—3 km) hin vor sich geht, kann nicht verwundern, wohl aber die Tatsache, dass Ruchbergssandsteine derselben litoralen Fazies wie im westlichen Rätikon mehr als 20 km weiter im Südosten wieder auftreten.

3. Die Äbigratschichten.

Von allen Bündnerschiefergesteinen sind diejenigen der Äbigratserie am besten kenntlich. Flyschkalke und mergelige Kalkschiefer sind vor allem die typischen Vertreter dieses nach *Triimpy* oberen Flysch repräsentierenden Komplexes. Vom Fondeierbach bei Barga bis zur Alp First und weiterhin ins Hochtal von Sapün hinein bilden diese Felsarten das unmittelbare Liegende der Falknisdecke. Am Berghang nördlich Kämpfen (Sapün) ist ferner ein mächtiger keilförmiger Schubspahn von Äbigratgestein bei der Faltung zwischen die steil nordwärts ansteigenden Schuppen der Falknisdecke hineingetrieben worden. Der meist fast dichte Kalk ist auf dem Bruch von grauer bis blaugrauer, auf der glatten Anwitterungsfläche von gelblicher bis hellgrauer Färbung. Auffällig ist der grosse Reichtum dieses Gesteins an *Fukoiden* und *Helminthoiden*, welche Versteinerungen sich fast stets in Vergesellschaftung vorfinden. So entspricht dieser Kalk des Weissfluhgebietes genau dem Äbigratgestein aus dem Vilangebiet, wie man es dort z. B. am sogenannten Obertritt nördlich Punkt 2127 gegen das „Bad“ zu antrifft. Auch die fleckige Beschaffenheit, die ihm ein neokomähnliches Aussehen gibt, haben die Vorkommnisse beider Gegenden gemein.

Beinahe allorts treten zwischen Klosters und Langwies zusammen mit den Kalken schwarze, glimmerführende, tonige Kalkschiefer auf, die meist graubraun anwittern. Die neugebildeten Glimmerbelage derselben sind ein Produkt der Dynamometamorphose; oft finden sich an ihrer Stelle nur tonige Häute. Es scheint mir plausibel, anzunehmen, dass dieser Schiefer eine mechanische Fazies mergeliger Kalkhorizonte darstellt.

Einen guten Aufschluss in typischem Äbigratgestein bietet das bei Kämpfen in den Sapünerbach mündende Tobel. Bis auf ca. 2150 m Höhe befindet man sich stets im Anstehenden der Serie; es handelt sich um den schon erwähnten „Keil“ von Kämpfen. Beim Aufstieg durch den Bachgraben trifft man bald auf Kalke, bald auf Schiefer, die mit dem Hang südwärts fallen und stark gefältelt sind. Weiter oben, wo der Graben schon nicht mehr so bequem zu begehen ist, wechseln dann die quer durch die Rinne streichenden Kalke und Sandkalke wie auch die Schiefer mit feinem und grobem, oft ziemlich viel Glimmer führenden Sandsteinen. Dreissig Meter unterhalb der Stelle (ca. 2160 m), wo die durch die Äbigratgesteine überfahrenen Falknisschichtglieder der Stellischuppe zum Vorschein kommen, steht im Bachbett eine Bank von glaukonithaltigem, rau anwitterndem Sandstein an, wahrscheinlich dieselbe, die tiefer unten in den Mädern an einem Felskopf sich findet. An der Schubfläche selber tritt eine eigentümliche Dislokationsbreccie auf: Die tonigen Partien des Äbigratkalks wurden hier in Schiefer umgewandelt, die kompakten, spröden Sandkalkplatten brachen unter dem Gebirgsdrucke in unzählige Stücke, die nun in der Schiefermasse in Linsen- und Knollenform schwimmen. Ein ganz ähnliches Gestein fand sich im westlichen Rätikon in nächster Nähe der Scesaplanahütte, am Fussweg nach der Kleinen Furka. Es sei hier noch ein unweit von dieser Stelle liegender interessanter Aufschluss erwähnt, den schon *Lorenz* (31, 39, 57, 58) kannte und auf welchen ich die Aufmerksamkeit späterer Beobachter lenken möchte. Begeben wir uns vom Klubhaus, ungefähr auf gleicher Höhe bleibend, in den Bachgraben nordwestlich desselben ($\frac{1}{2}$ km), so finden wir dort das eben erwähnte wildflyschartige Gestein in 10—15 m Mächtigkeit anstehend. Nach oben hin wird dasselbe allmählich durch hellgrauen Foraminiferenkalk verdrängt, der seinerseits wieder von einer feinen polygenen Breccie (ca. 4 m) überlagert wird; es folgen wieder foraminiferenführende Kalke, feine

polygene Breccie mit erbsgrossen Komponenten, dichter bis ziemlich sandiger Kalk, gefältelt (zusammen ca. 20 m), darüber, eine kleine Wand bildend (Wasserfall), Falknismalmkalk, von Hornsteinbändern durchzogen. Die unter der Jurakalkwand anstehenden Schichten sind entweder der Äbigratserie zuzuweisen — die Foraminiferenkalke würden in diesem Falle den von *Trümpy* beschriebenen Globigerinenschiefern dieser Schichten entsprechen —, oder aber es handelt sich um Couches rouges oder Senonflysch der Falknisdecke. *Lorenz* hat die Kalke für obere, die Psephite für untere Kreide angesehen. Den von ihm erwähnten und kartierten (31, 57) Diabasporphyrit konnte ich hier nicht auffinden.

Fast alle Schiffe von Äbigratgesteinen des Stellgebietes enthalten *Schwammnadeln* in grosser Zahl. Andere Mikrofossilien sind sehr selten. In einem Sandkalk vom alten Weg Langwies-Sapün fand sich ein *Echinodermenstachel*, in einem solchen aus dem Küpfenerbachgraben eine *Textularia*.

4. Die Ganeysschichten?

Vom Seehorn weg bis zum Felskopf von Punkt 2212 im Obersässtäli (Alp Casanna) stehen im Hangenden der Äbigratschichten Gesteine an, die ihrer Lagerung nach allenfalls noch zur Ganeyserie gerechnet werden könnten, am Seehorn eine polygene Breccie mit eckigen Radiolarit-, Dolomit- und grünen Gneistrümmern, die mit dem feinen, von *Trümpy* (95, 92) beschriebenen polymikten Psephit aus Alp Sarina am Falknis verglichen werden könnte. Der erwähnte Felskopf im Obersässtäli wird in seinen untern Teilen von blaugrauen Sandkalken mit getüpfelter Anwitterungsfläche (Äbigratkalk) aufgebaut; die höhern Partien desselben bestehen aus einer feinen schwarzen bis blaugrauen Breccie, deren Quarz-, Dolomit- und Muskovitkomponenten in einen Sandkalkzement gebettet sind. Das Gestein wittert wie Tristelbreccie hell blaugrau an.

Ganeysschiefer und -Arkosesandsteine, wie sie *Trümpy* aus dem Rätikon beschreibt, sah ich zwischen Klosters und Langwies nirgends.

Zusammenfassung.

Sämtliche Tertiärflyschserien des westlichen Rätikons, die Ganeyserie wahrscheinlich nicht ausgeschlossen, finden sich im Weissfluhgebiet wieder. Das Fehlen aller gröbereren Breccien und Konglomerate, das Aussetzen der typischen Ruchbergsandsteine nach Osten hin und ihr Ersatz durch Gandawald-Äbigratfacies unterscheidet das hier geschilderte Terrain vom Untersuchungsgebiet *Trümpys*. Diese Differenzen deuten auf grössere Meerestiefen im östlichen Prätigau und Schanfigg hin.

Die Verbreitung des Tertiärflyschs im übrigen Bünden.

Trümpy hat über die Frage schon recht gut Auskunft zu geben vermocht. Einige auf meinen Streiftouren gemachte Beobachtungen seien im folgenden mitgeteilt.

Durch den ganzen östlichen Rätikon lassen sich die kalkigen, fukoidenführenden Äbigratschichten als unmittelbares Liegendes der Falknisserie verfolgen. Gute Aufschlüsse finden sich bei Bregez (Punkt 2125, Wegbiegung) und am Drusenaugstberg (Fussweg), an welchem beiden Orten dem Flysch direkt Falknisgault aufliegt.

Wie *Trümpy* schon vermutet hat, kommen Ruchberggesteine in der Hochwangkette auch westlich des Kistensteins noch vor. Aus gutgebankten Ruchbergschichten besteht die „Tanzlaube“, ein Felsband, welches von den Glunerseen bis zur Arflinafurka sich hinzieht. Nach N setzen die Felsarten in die Glattwangkette über; plessurwärts fallen sie ungefähr mit dem Hang gegen S ein; das Vorkommen von St. Peter wurde schon erwähnt. Am Faninpass stehen die basalen Quarzite der Serie an, Kunkel (2418) und Bleisstein (2477) sind aus Äbigratgestein aufgebaut. Am Kunkel, d. h. in den höhern Partien, sind graublau Sandkalke, am Bleisstein Sandsteine und Tonschiefer stärker vertreten, welche nach unten hin immer mehr als Tüpfelschiefer und serizitische Schiefer entwickelt sind, also dynamometamorphosiert wurden. Die Gipfel-

partie des Mattlishorns und der Seta besteht aus typischen helminthoidenführenden Äbigratkalken und Schieferen; auf der Westseite des Setarückens kommt heller, wenig sandiger, malm-ähnlicher Äbigratkalk vor.

Im Unterengadin sind die Verhältnisse sehr kompliziert. Grosse Ähnlichkeit mit Gandawaldschichten weisen Gesteine auf, die ich unweit Fetan an der Strasse nach Schuls sah. Die von *Dyhrenfurth* (64, 74) mit Vorbehalt als Kreide „einer höhern Serie“ beschriebenen kalkigen Bündnerschiefer des Unterengadins erwiesen sich bei Begehungen mit *R. Staub* im Sommer 1920 als zur Falknis-Sulzfluhserie gehörig. *Trümpy* (95, 89) vermutet, die *Rozbreccie Paulckes* könnte dem Ruchbergsandstein entsprechen; was dieser Autor aber am Piz Minschun als *Rozbreccie* bezeichnet hat, ist kretazisches Falknis-Sulzfluhgestein.

Im Oberhalbstein und Schams (Curvèr- und Beveringebiet) sah ich vielerorts Gesteine, die denen aus tertiären Prätigauerserien stark gleichen, so in der Alp Pensa bei Tinzen kieselreiche Sandsteine, die solchen aus der Gandawald- und Ruchbergserie des Fondeis zum Verzweifeln ähnlich sahen, anderseits auch an Gaultgesteine der Falknisdecke erinnerten. Dieselbe Felsart bildet auch die Schieferunterlage, welcher auf ostwärts geneigter Schubfläche die westlich einfallenden Campoklippengesteine des Piz Toissa aufgelagert sind. Auf dem Grate zwischen Muttnerhorn und Piz Curvèr pintg fand schon Trümpy flyschartige Sandsteine und Breccien. Steigt man von hier, die steilen Hänge querend, nach Alp Taspin hinunter, so stösst man, wo das Gelände wieder wegsamer wird (ungefähr 2220 m), auf hellgraue, tristelartige Kalkschiefer. Wohl in diesem spätigen Kalkgestein hat *Meyer* (35, 21) Fossilien gefunden (*Orbitulina*, *Belemniten* etc.), die ihn deren Alter als Kreide bestimmen liessen.

II. Die Falknis-Sulzfluhdecke.

A. Die Falknisteildecke.

Allgemeines.

Steinmann (75 II, 8, 9) stellte als erster die Diskontinuitätsfläche zwischen Falknis- und Bündnerschiefergesteinen fest; von ihm wurde die Falknisserie schon in die Aufbruchzone, das Gebiet unserer unterostalpinen Decken miteinbezogen. *Rothpletz* (47, 21) wandte sich 1900 gegen diese Annahme; er wollte die Jurakalke des Falknis, diejenigen von Küpfen bei Langwies und vom Gürgaletsch nicht als überschoben gelten lassen; hätte er diese Tatsache zugegeben, so wäre dies für die vermeintliche stratigraphische und tektonische Einheit seiner rätischen Schubmasse der Todesstoss gewesen, die grosse rätische „Decke“ wäre in deren mehrere zerfallen.

Lorenz erkannte die einheitliche Schichtreihe der Falknisgesteine. Sie umfasste nach ihm (31) folgende Glieder:

1. Trias, Gips und bunte Mergel (31, 33),
2. Jura, graue Kalkbänke mit Hornsteinbändern (31, 25),
3. Kreide, Flysch der untern Kreide. Tristelbreccie-Urgo-Apt, Gault? Couches rouges und Seewenschichten.

Ein Missgeschick für *Lorenz* wie auch für seine Nachfolger *Hoek* und *Seidlitz* war es, dass er die grosse Mächtigkeit und weite Verbreitung der von ihm vermutungsweise als Gault angesehenen glaukonitischen Quarzite nicht erkannte.

Theobalds SK-züge auf Blatt XV der geologischen Dufourkarte geben uns die ungefähre Verbreitung der Falknisteildecke wenigstens südlich der Landquart ziemlich genau an, im zentralen Plessurgebirge sogar genauer als die *Hoeksche* Karte.

Zwischen Klosters und Langwies tritt die Falknisdecke in viel geringerer Mächtigkeit als im westlichen Rätikon auf. Nichtsdestoweniger sind mit Ausnahme der Trias sämtliche Glieder der Schichtreihe in typischer Ausbildung vorhanden. Die ganze Serie weist Spuren starker mechani-

scher Beanspruchung auf, die sich zwar mehr durch eine intensive Sekundärfältelung sowie durch tektonische Reduktion der einzelnen Horizonte, als etwa durch eine Zertrümmerung der verschiedenen Felsarten bemerkbar macht. Immerhin reichte die mechanische Umformung hin, die vorhandenen Makrofossilien spurlos verschwinden zu lassen. Die paläontologischen Beweise für das Alter der einzelnen Schichtglieder sind denn auch auf Grund unserer Resultate nicht zu erbringen. Ich kann indessen die Annahmen *Trümpys* und seiner Vorgänger insofern bestätigen, als sich meine sämtlichen Befunde in sein stratigraphisches System einordnen lassen. Ohne diese Anhaltspunkte wäre es fast unmöglich gewesen, hier eine brauchbare Stratigraphie zu schaffen.

1. Trias.

Nicht vorhanden!

Trümpy hat das einzige Vorkommen von Falknistrias im Prätigau beschrieben. Gips, Dolomit und grüne Mergelschiefer vertreten am Gleck bei Maienfeld diese Stufe. *Trümpy* (95, 129) vermutete, dass diese Trias auch im Fondei auftrete, und stützte sich bei seiner Annahme wahrscheinlich auf die *Theobalds*che (91) Einzeichnung einer Gipsmasse bei Barga am Durannapass. Eine solche existiert aber, wie schon *Rothpletz* (47, 134) erfahren musste, an dieser Stelle überhaupt nicht. Nach der Beschreibung *Theobalds* zu schliessen, wurde dieses Vorkommen auf der Karte irrtümlicherweise aus dem Obersässstäli an den Durannapass versetzt. Westlich Punkt 2525 an der Parsennfurka wurde früher nämlich, wie ich von Herrn *N. Roth* in Langwies erfuhr, mehrenorts (anstehender?) Gips gefunden. Dort handelt es sich aber nicht um die Falknisdecke, sondern um die Aroser Schuppenzone. Triasische Falknissedimente fehlen somit im Weissfluhgebiet vollständig.

2. Jura.

a. Dogger? Lias?

Die von *Trümpy* (95, 102) als Lias beschriebenen und auf Sanalada (am Tschingel) am schönsten aufgeschlossenen Felsarten finden sich als älteste vorhandene Falknissedimente des Weissfluhgebietes im Hintergrund des Fondeis vom Seehorn weg bis an den Felsrücken von Punkt 2393 in der Reckholderenalp hin in typischer Ausbildung mit Unterbrüchen anstehend (s. Karte.) Glimmerführende, schwarze bis braune Tonschiefer und Sandsteine sind es, die uns bei der Altersbestimmung durch vollständiges Fehlen aller Fossilien im Stiche lassen. Oft weisen diese Gesteine, die maximal 10 m mächtig werden, ziemlich grossen Eisen-, Blei- und Mangangehalt auf und besitzen dann grosse Ähnlichkeit mit helvetischem Dogger (Eisensandstein). Das liasische Alter der Schichten scheint mir durch den nicht einmal im Anstehenden gefundenen Abdruck von *Harpoceras radians* (b. Ganey) und die verlorengegangene Liasterebratel des Churer Museums nicht bewiesen zu sein. Wie in den höhern Partien der Äbigratschichten, so tritt auch hier oft der Fall ein, dass (an der basalen Schubfläche) die härteren Sandsteine durch den Gebirgsdruck in Linsen aufgelöst wurden, die dann unregelmässig im Schiefer schwimmend enthalten sind.

Theobald (90, 129) fand unsern Dogger am Stelli; er beschreibt ihn als manganhaltigen Schiefer. Die Angaben über den Fundort sind etwas unklar. Ein Handstück der Felsart, von ihm geschlagen, liegt im rätischen Museum zu Chur.

b. Oxford.

Die schwarzen und grünen Mergelschiefer und Sandkalke dieser Stufe finden sich auch im Fondei wieder. Im Mitteltäli unter dem Felskopf N Punkt 2525 der Siegfriedkarte unterteufen schwarze, manganschüssige Schiefer das Falknistithon; der mittlere Malm ist tektonisch ausgequetscht.

Zuunterst in der Stellwand zeigt das Oxford folgendes Profil:

3. Grüner Mergelschiefer mit einer Breccienlage, ca. 1 m.
2. Bank von hornsteinreicher Breccie, ca. 1 m.
1. Schwarzer Mergelschiefer mit Bänken von glimmerführendem Sandkalk wechsellagernd.
Der Schiefer wird nach oben hin grün. 4 m.

Als Komponenten der Breccie sind zu nennen: Hornsteine, Feldspate, Dolomite und Kalke. Die tonige Grundmasse ist zum Teil stark serizitisiert.

c. Mittlerer Malm: Falkniskonglomerat und -breccie sowie Kalke.

α. Falkniskonglomerat und -breccie.

Theobald kannte die hauptsächlichste Verbreitung dieser Gesteine schon ziemlich genau; so beschreibt er sie aus dem Falknis- (90, 59) und Gürgaletschgebiet (90, 150) und erwähnt deren Vorkommen bei Gafien (90, 97) und am Stelli (90, 130). Von *Tarnuzzer* (81, 82) wurde das „kristallinische Konglomerat“ in zwei Publikationen ausführlich beschrieben. Er konnte die Behauptung *Theobalds*, dass die Gerölle desselben aus dem südlichen Bünden stammen sollten, bestätigen. *Lorenz* (31, 36) und nach ihm *Trümpy* (95, 129) behandelten in ihren Arbeiten besonders ausführlich die Frage nach der Entstehung der Breccie und glaubten, sie als Brandungsbildung ansehen zu müssen; ersterer Autor bestimmte deren Alter richtig als Malm.

Im Weissfluhgebiet tritt die Falknisbreccie im Gegensatz zu den Vorkommnissen im Rätikon scheinbar überall nur in einer Bank an der Basis der Kalke des mittlern Malm oder des Tithon auf, stets vom Oxford oder Dogger unterteuft; nur im Seehorn-Schafturmgebiet sind allem Anschein nach zwei Breccienlagen vorhanden; die Zusammenhänge sind dort der starken Schuttüberführung wegen nicht klar. Ob das stellenweise Fehlen des mittlern Malms hier auf mechanische Ursachen zurückzuführen oder durch eine Tithontransgression zu erklären ist, kann ich nicht sicher angeben.

Die Struktur des Gesteins wechselt oft am selben Orte ziemlich rasch. Bald ist der Zement ein oolithischer, bald ein dichter Kalk, in tiefern Lagen auch eine feinere Breccie, welcher mächtige, gutgerollte Blöcke eingelagert sind. An der Basis der Bänke sind m³-grosse Komponenten keine Seltenheit; nach oben hin werden die Trümmer immer kleiner und eckiger, das Konglomerat geht in eine Breccie über. Das auffälligste und häufigste Geröll ist, wie überall, auch im Fondei- und Sapünertal der Granit vom Julier- oder Albulatypus. Der Schliff einer solchen Komponente vom Seehorn zeigte folgende Verhältnisse: Das Gestein ist ein ziemlich saurer Granit; von den Feldspäten wiegt der Orthoklas vor; der Plagioklas ist ein Albit und Albit-Oligoklas; selten vorhanden ist auch Mikroklin und Gitterstruktur. Der Glimmer (Muskovit) ist stark chloritisiert. Infiltrierter (?) Kalzit ist in grosser Menge vorhanden. Analyse eines Granites aus der Falknisbreccie s. unter „Sulzfluhgranit“ (S. 25).

Meine Zeit reichte leider nicht hin, ein Register aller als Trümmer vorkommenden Gesteine aufzunehmen; häufig finden sich neben Granit auch Diorite, Quarzporphyre sowie kristalline Schiefer, die vielleicht zur paläozoischen Schieferhülle vorgenannter Massengesteine gehören. Dolomite kommen vor, sind jedoch in unserm Gebiete nicht gerade häufig.¹⁾ Öfters ist in höhern Partien der Breccienlagen der Fall zu beobachten, dass auch das Zementmaterial als Trümmer wieder aufgearbeitet wird.

Solche Kalkbreccien bezeichnete *Lorenz* als Faltungsbreccien; *Trümpy* konnte sich mit dieser Annahme nicht einverstanden erklären. Durch das Auffinden von Übergängen der *Lorenzschen* (polygenen) Brandungsbreccie in diese Kalkbreccie ist die Unmöglichkeit der tektonischen Entstehung der letztern endgültig erwiesen.

¹⁾ An der Wurmalde unter der Scesaplanasüdwand konstatierte ich, dass in der obersten Breccienbank nach dem Hangenden hin die Granitgerölle immer seltener werden und als beinahe einzige Komponente eckige Brocken von gelbem Haupt(?)dolomit sich vorfinden.

Trümpy (95, 135) nahm an, die Falknisbreccie sei submarin an einem Geantiklinalrücken gebildet worden, mit welcher Erklärung dieser Autor allem nach wohl das Richtige getroffen hat. Die in den kurz nach *Trümpys* Arbeit und im Jahre darauf erschienenen Publikationen *Argands* und *Staub's* enthaltenen Profile liefern uns (nebst dem bestätigenden Text) die nötigen Illustrationen zu *Trümpys* Annahme.

Den besten Beweis für den Hertransport der Gerölle aus nicht allzugrosser Ferne lieferte mir ein Fund, den ich am Stelli machte. Dort entdeckte ich einige m über einem Vorkommnis von Breccien in den Oxfordschichten ein grosses, aus diesem klastischen Horizonte stammendes Geröll in der Falknisbreccie. (Dasselbe wurde zur Vorsicht noch mikroskopisch untersucht.) Maximale Mächtigkeit der Breccie: 10 m.

β. Die dichten Kalke des mittlern Malm.

Sie finden sich nur in der Stelliwestwand aufgeschlossen. Sehr schnell geht das basale Konglomerat (resp. die Breccie) in einen groben Sandstein von analoger Zusammensetzung und dieser wieder in den Kalk über. Während der Sandstein Echinodermensplitter enthält, führt der Kalk nur mehr Foraminiferen, er bildet meist 20—100 cm dicke Bänke und zeigt auf glattem Bruche dunkle, oft schwarze Färbung. Das Gestein wittert bräunlichgelb an und zerfällt in plattige Stücke. Im Schriff unterscheidet sich der Kalk kaum vom Tithonkalk, sowohl was die Mikrofossilführung als auch was die Struktur und Zusammensetzung anbelangt. Charakteristisch für diesen Horizont ist das häufige Auftreten von Pyritnestern und Schnüren. Hier und da finden sich den Kalken auch Lagen eines schwarzen, tonigen Kalkschiefers eingelagert.

Mächtigkeit dieser Stufe: 30 m (Falknisgebiet 150—300 m).

d. Tithon.

Dichte, plattige Kalke.

Lorenz (31) hat 1901 im Falknisgebiet zuerst sicheres Tithon nachgewiesen; die von ihm zutage geförderte Fauna zeigt nach *Seidlitz* ziemliche Übereinstimmung mit derjenigen von Stramberg (oberes Tithon). *Trümpy* hat die Tithonfauna nicht näher untersucht.

Ganz allmählich geht der Kalk des mittlern Malm in den hellern, dünn gebankten und meist stark gefalteten Tithonkalk über. Das Gestein ist meist vollkommen dicht und bricht muschlig, Tonschieferzwischenlagen erleichtern den Zerfall desselben in Platten, welche meist hellgraue, bei Eisengehalt gelbliche Anwitterung zeigen und hier und da eine durch Herauswittern von Foraminiferen feingelöcherte Oberfläche besitzen. Im Schriff lassen sich diese Protozoen denn auch in grosser Zahl feststellen. Vor allem zu erwähnen ist das Vorkommen von *Calpionella alpina*, *LORENZ*, mit ihren charakteristischen Quer- und Längsschnitten (s. 31, Taf. IX); ausserdem sind sehr häufig *Milioliden*, *Textulariden* und *Rotaliden*.

Was die Gesteinsstruktur anbetrifft, so fällt unter dem Mikroskop besonders die grosse Zahl der im dichten Kalkgefüge schwimmenden, scharfumrissenen, neugebildeten Feldspate auf; es scheint sich fast ausschliesslich um Albit zu handeln.

Typisch für das Tithon sind die schon von *Theobald* (90, 57), *Steinmann* (74) und *Lorenz* (31, 25) erwähnten, den Kalk durchziehenden Hornsteinbänder von gelblich bis brauner oder auch schwarzer Farbe.

In den Sapünermädern fand sich, nur isoliert aufgeschlossen, der von *Trümpy* angegebene Tithonriffkalk vor, das ziemlich helle, schwach brecciöse, dickbankige Gestein führt hier *Korallen*. Es sind dies die einzigen Makrofossilien, die sich trotz langem Suchen finden liessen.

Die Mächtigkeit des Tithons beträgt im Maximum ungefähr 40 m, oft aber sinkt sie bis auf 10 m und weniger herunter (Falknisgebiet 170—200 m).

3. Kreide.

Wie den jurassischen, so wurde auch den kretazischen Falknisgesteinen in älterer Zeit bald dieses, bald jenes Alter zugeschrieben. *Richthofen* (Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. K. K. R. 1859, S. 129) und *Theobald* (90, 58 u. 71) glaubten, es handle sich um Lias. *Rothpletz* (47, 44) hielt die Kreidegesteine für oligozänen Bündnerschiefer. *Lorenz* (31, 15) erst beschrieb dann den „echten Flysch der untern Kreide“, dem er sämtliche zwischen Couches rouges und Tithon eingelagerten Schichten zurechnete. *Seidlitz* (55, 53) schreibt die Kreidegesteine in seinen Profilen überall als „Flysch“ an (schwarze, feingebankte Schiefer, graue Schiefer etc.) und rechnet sie, sobald in deren Liegendem die Falknisbreccie fehlt, dem Prätigauflysch zu.

a. Neokom; Kieselkalke und Tonschiefer.

Weitaus die grösste Ähnlichkeit mit Bündnerschieferflysch weisen die von *Trümpy* als basales Glied der untern Kreide ausgeschiedenen Neokomgesteine auf. Im westlichen Rätikon (95, 112) wird die Stufe des Neokoms charakterisiert durch wechsellagernd auftretende helle Fleckenmergelkalke, Kieselkalke und Tonschiefer. Zwischen Klosters und Langwies fehlen die besonders typischen Fleckenmergel vollständig, sie sind möglicherweise zum Teil durch die schwarzen Tonschiefer vertreten.

Die Hauptmasse des Neokoms ist im Weissfluhgebiet als eine unregelmässige Folge von Sandkalken und Kieselkalken, die mit schwarzen glimmerführenden Ton und Mergelschiefern wechsellagern, vertreten. Die Kiesel- und Sandkalke sind auf dem Bruche meist dunkelgrau bis schwarz gefärbt, selten einmal kommt es vor, dass die Sandkalke, besonders in höhern Partien, in beinahe dichte, plattige Kalke übergehen, die dann mit Tithonkalk, weniger mit Fleckenmergelkalk Ähnlichkeit aufweisen. Der ganze Komplex erinnert in seinem Gesamtbild lebhaft an die Gandawaldserie der Prätigaufschiefer.

Wie der basale Tertiärflysch, so führt das Falknisneokom oft massenhaft Fucoiden; als weitest häufigste Spezies erwähne ich *Phycopsis Targioni* BRGR. Helminthoiden fand ich in Neokomgesteinen merkwürdigerweise nirgends. Auch im Schlift sehen sich die Gesteine sehr ähnlich. Als einzige Mikroorganismen enthalten sie Spongiennadeln. Mächtigkeit des Komplexes: Dieselbe übersteigt nirgends 60 m (Falknisgebiet 170 m), am Schafturm und Seehorn liess sich Neokom mit Sicherheit gar nicht nachweisen (mechanische Reduktion).

b. Die Tristelschichten (Urigo-Aptien).

Feine Breccien.

Lorenz (31, 15) hat die von ihm entdeckten Urigo-Aptgesteine vom Tristel im Hochtale Jës Tristelbreccie genannt. *Trümpy* (95, 115) machte dann geltend, dass es sich in der Hauptsache um dichte Kalke handle, und nannte den Horizont deshalb Tristelkalk. Für das Weissfluhgebiet wäre wieder die Bezeichnung Breccie zutreffender, da dichte oder oolithische Kalke vollständig fehlen.

Schon am Tschingel im westlichen Rätikon konnte *Trümpy* eine viel geringere Mächtigkeit der Tristelschichten feststellen als am Falknis selber. Er schrieb dies der Gaulttransgression aufs Konto. Seine Annahme scheint sich in der Tat zu bestätigen, denn zwischen Klosters und Langwies ist der Komplex oft in einer nur wenige m mächtigen Lage vorhanden und spielt als gebirgsbildendes Element, im Gegensatz zu den Verhältnissen im Falknisgebiet, keine Rolle mehr.

Der Übergang vom Neokom zu den Tristelschichten vollzieht sich ganz allmählich. Die für ersteres charakteristischen Tonschiefer verschwinden nach und nach ganz.

Die stets undeutlich gebankte Breccie wittert hell graublau an, auf dem Bruch zeigt sie meist dunkle, graubraune Färbung.

Unter dem Mikroskop sehen wir in einer feinen dicht kalkigen, oft oolithischen Grundmasse, die hier und da neugebildeten Glimmer führt, Quarz-, Dolomit- und Feldspatkomponenten eingebettet. Der zweifellos triasische Dolomit ist z. T. erfüllt von Diploporen, die ohne weiteres von

den der Grundmasse zugehörigen Algen sich unterscheiden lassen. Oft treten beinahe ausschliesslich Gerölle von Falknisjurakalk auf, die an der charakteristischen Foraminiferenfauna sowie den neugebildeten Feldspäten als solche kenntlich sind. Während in den Tristelschichten Makrofossilien nur selten vorkommen (einige Rhynchonellenreste), enthalten dieselben eine ganz typische Mikrofossilvergesellschaftung. Besonders bemerkenswert ist das häufige Auftreten der von *Lorenz* beschriebenen und abgebildeten (31, 19).

Diplopora Mühlbergi.

Foraminiferen, insbesondere *Milioliden*, finden sich auch recht zahlreich, weniger häufig *Orbitolinen*, ferner *Bryozoen*, wie solche von *Kilian* und *Hovelaque* (Album de microphotographies) auf Tafel LVI abgebildet werden, *Spongien* und *Krinoiden* kommen gleichfalls vor. Das Schliffbild als Ganzes ist von dem Trümpyscher Gesteinsproben kaum verschieden.

c. Der Gault (im weitern Sinne, = mittl. Kreide n. Arn. Heim).

Polygene Breccien, Kieselkalke, Quarzite, Hornsteine etc.

Gestützt auf die Altersbestimmung der Couches rouges im Hangenden als Turon-Senon p. p. und der Tristelschichten im Liegenden (Urgo-Apt.) und weiterhin sich berufend auf die grosse Ähnlichkeit mit helvetischen Gesteinen hat *Trümpy* einen mächtigen Gesteinskomplex als „Gault“ bezeichnet.

Ob *Mojsisovicz* den Falknisgault gesehen hat, ist (nach *Trümpy*) fraglich. *Theobald* hat ihn, wie ich glaube, wenn auch nicht erkannt, so doch gekannt. Er (90, 150) beschreibt ihn (1864!) wie folgt: „Auf der Rückseite dieser Felsenkette (Gürgaletsch), gerade wo man vom östlichen Gürgaletsch (E Punkt 2420) herabkommt, steht im Schiefer ein sehr hartes, quarziges Gestein an, welches Hornblende (Glaukonit!) enthält, sonst aber dem grünen Sandschiefer gleicht und sich in die Tiefe der Tschiertschneralpe herabsenkt.“ *Lorenz* (31, 24) spricht 1901 die Vermutung aus, dass der von ihm nur am Schafboden und im obern Badtobel (Falknisgebiet) gefundene glaukonitische Quarzit den Gault repräsentieren könnte. *Seidlitz* (55) erkannte die von der Scesaplana weg bis nach Klosters kaum aussetzenden Gaultgesteine nicht als solche, bald zählt er sie zum Prätigauflisch, bald zeichnet er sie in seinen Profilen als Radiolarite ein (z. B. 55, Taf. VIII, Profil V). *Rothpletz*, *Steinmann*, *Hoeck* und *Paulcke* entging das häufige Auftreten der Gaultgesteine im Prätigau, Schanfigg und Unterengadin ebenfalls völlig.

Alle von *Trümpy* (95, 118 etc.) schon beschriebenen Gesteine finden sich am Stelliqueramm wieder vor, doch lässt deren gröbere klastische Ausbildung auf grössere Landnähe des Ablagerungsraumes schliessen.

An der Basis des Komplexes finden sich feine Breccien, die der Tristelbreccie oft täuschend ähnlich sehen. Von letzterer unterscheiden sie sich durch drei Merkmale, die uns bei der Bestimmung (wenigstens im Weissfluhgebiet) nie im Stiche lassen, nämlich 1. durch die typische schmutzibraune und rauhe Anwitterung, 2. durch das häufige Auftreten grünlicher Schmitzen serizitisierter und talkisierter kristalliner Schiefer und 3. durch die Führung von Glaukonit. Ich will nicht behaupten, dass diese Unterscheidungsmethode streng wissenschaftlichen Charakter trage, sie hat mich, was schliesslich die Hauptsache ist, nie getäuscht. Dieses Trümmergestein ist identisch mit dem von *Trümpy* (95, 121) beschriebenen zoogenen Kalk, nur dass an der Weissfluh die im Falknisgebiet nur hier und da auftretenden Klastika stets vorhanden sind, und zwar in einer Grösse (bis 3 mm Durchm.), die uns doch nötigen, von einer Breccie zu sprechen. Schon von blossem Auge sind die dem Gestein eingestreuten gelben Dolomitfragmente sichtbar. Die Grundmasse ist ein dichter, zoogener, oolithischer Kalk, die Ooide sind oft verkieselt und erweisen sich dann im polarisierten Licht als aus nur einigen wenigen Quarzindividuen bestehend. Bryozoen und Krinoidenreste mit Gitterstruktur treten als hauptsächliche Mikroorganismen im Zement auf. Die Bryozoen zeigen grosse Ähnlichkeit mit den von *Hammer* (21, 496, Fig. 6) abgebildeten Organismenfragmenten. Als Komponenten halten sich Quarze, Kalke und Dolomite

ungefähr die Wage, Feldspäte sind schon seltener. Nach oben hin geht die Breccie in Sandsteine, Kieselkalke und schliesslich in mächtige Quarzite über; letztere sind lagenweise als prächtige Ölkvarzite ausgebildet und bestehen sozusagen nur aus kieseliger Grundmasse, Quarzkomponenten und Glaukonitsubstanz.

Als ganz ungewöhnliche Abart des Gaultquarzits muss hier ein schneeweisser, buntsandsteinähnlicher Quarzit erwähnt werden. Wohl jedermann, der über den Casannapass wandert, wird südlich des Passhöherückens der Fels dieses Gesteins mit seiner unverhältnismässig grossen Schutthalde auffallen. Ein kleiner Aufschluss hellen Quarzites liegt auch in der Haupteralp, 200 m nordwestlich Punkt 2197.

Hornsteinbänder durchziehen sowohl den Quarzit als auch die Kieselkalke häufig. Oft finden sich letzteren sandige Tonschiefer eingelagert, die von denen des Neokoms kaum unterschieden werden können; in selteneren Fällen erhalten dieselben durch grossen Glaukonitgehalt grünliches oder beim Verwittern violette oder rostbraunes Aussehen. An der Grenze gegen die Couches rouges hin konstatierte ich SE des Stellisignales ein Vorkommen von polygener Breccie inmitten dichter Quarzite. Als Komponenten (bis 3 cm Durchm.) treten hauptsächlich gelbe Dolomite und grüne Eruptivfragmente auf.

Ebenfalls auf eine einzige Stelle (am NW-hang der Zähnjeffuh) beschränkt ist das Auftreten eines groben Konglomerats; in einer quarzitären Grundmasse stecken gut gerundete Quarzitgerölle und Dolomite. Dieses Gestein könnte allenfalls auch jüngeren Alters als Gault sein, was sich aber der isolierten Lagerung wegen nicht bestimmen lässt.

Maximale Mächtigkeit des Gaults ca. 100 m.

d. Die Couches rouges (schieferige Mergelkalke.)

Mojsisovicz stellte die Couches rouges des Rätikons den Seewenschichten gleich, *Theobald* und *Rüchthofen* hielten dieselben für Lias in Allgäu- und Adnetherfazies. Trotz der einwandfreien Altersbestimmung als Turon und teilweise noch Senon durch *Lorenz* (31) wurden sie von *Rothpletz* noch 1905 als unteres Tithon aufgefasst.

Ein ziemlich rascher Übergang führt von den Gaultquarziten zu den Couches rouges über. Es stellt sich plötzlich grösserer Ton- und Kalkgehalt ein. Das meist noch grünlich gefärbte Gestein wird schieferig, dann nimmt auch der Glaukonitgehalt ab, und zugleich treten die ersten vereinzelt Foraminiferen auf. *Trümpy* beschreibt die mikroskopische Beschaffenheit dieser grünen Mergelschiefer auf Seite 124 seiner Arbeit (95). Eine Bankung ist bei der tektonischen Beanspruchung, die das Gestein hier erfuhr, nicht mehr zu erkennen. Einige m über dem Quarzit schon zeigen die Couches rouges normale Beschaffenheit.

Im Schlift fällt vor allem der grosse Reichtum an leidlich gut erhaltenen Foraminiferen auf, die in der dichten Grundmasse gleichmässig verteilt sind. Wie schon *Lorenz* wusste, zeigt die Couches rouges-Mikrofauna in ihrem Auftreten insofern gewisse Eigenheiten, als die einzelnen Arten oft in einem bestimmten Revier fast ausschliesslich vorkommen, um dann anderswo recht selten zu werden. In den Schliffen, über die ich verfüge, tritt weitaus am häufigsten auf

Globigerina cf. cretacea D'ORB.,

grosse Ähnlichkeit besitzend mit der von *Arn. Heim* beschriebenen und abgebildeten *Globigerina conglobata* BRADY. Mächtigkeit der Couches rouges 4 m [in der Falknisschuppe n. *Trümpy* (95, 125) 100 m].

e. Senon- und 4. Tertiärflysch.

Wie durch gütige Vorsehung sind uns unweit Langwies zwei Vorkommnisse von Senon und Flysch der Falknisdecke erhalten geblieben. *Senonmergel* sind es wohl, die im Bachgraben nördlich Kuppen bei Langwies auf etwa 2140 m Höhe den Couches rouges aufliegen, helle, graue und bläuliche, blättrige Schiefer ohne jeden Gehalt an Foraminiferen. In genau derselben Ausbildung kommen sie auch südlich Punkt 2420 am Gürgaletsch vor. Eine ungefähr 50 cm mächtige

Schicht von plattig-schiefrigem, glimmerreichem Sandstein überlagert bei Kuppen das Senon. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um Tertiär. Am Stelligipfel erreicht dasselbe eine Mächtigkeit von (normal) ca. 10 m. Ich war anfänglich der Ansicht, das Senon sei an diese Lokalität tektonisch ausgequetscht. Möglicherweise wird dasselbe aber durch einige m. mächtige grauschwarze Sandkalke repräsentiert, die rauh und bräunlich anwittern. Unter dem Mikroskop betrachtet, entpuppen sich zahlreiche Kalkpartikel des Gesteins als foraminiferenführender Falknisjurakalk, Echinodermentrümmer scheinen ebenfalls auf zweiter Lagerstätte vorzukommen. Gleichaltrig wie die Felsart, dem Zement eingestreut, sind Bryozoen und Schwammnadeln sowie folgende Foraminiferen: Eine *Discorbina*, *Milioliden*, *Textulariden* und *Globigerinen*. Die Gipfelpartie des Stelli (2628 m) besteht aus dunkelfarbenen Sandsteinen und Tonschiefern, die sich im Handstück von Prätigauflysch nicht unterscheiden. Direkt unter dem Signal werden diese Gesteine von einer ca. 1 1/2 m mächtigen Bank polygener Breccie durchzogen, in der, teilweise auf ternärer Lagerstätte, Gesteine aus der ganzen Falknisserie aufgearbeitet sind.

Im westlichen Rätikon transgrediert der Flysch in der Gleckhornschuppe nach Trümpy nordwärts bis auf die Tristelschichten hinunter, bei Langwies ist er der Kreide konkordant aufgelagert.

B. Die Sulzfluhteildecke.

Allgemeines.

Im Jahre 1905 unterschied *Steinmann* in seiner Klippendecke die Zone der Falknisbreccie und die Sulzfluhkalkzone. Sein Schüler *Seidlitz* befasste sich dann 1906 in seiner Arbeit über den östlichen Rätikon genauer mit der Stratigraphie dieser Einheiten. Am Aufbau der Sulzfluhzone beteiligten sich nach *Seidlitz* Tithon, Kreideflysch, Tristelbreccie und Couches rouges.

Trümpy wies 1916 nach, dass der tektonisch selbständigen Sulzfluhdecke die zum Teil schon *Theobald* bekannten Vorkommnisse grünen Granites zugehörig seien. Er schreibt ferner, dass sowohl bei Klosters (Schliffitschuggen) als auch am Parpaner Schwarzhorn zwischen Granit und Tithon Dolomite triasischen Alters sowie gelbliche Sandkalke und schwarze Tonschiefer fraglichen Alters eingelagert seien. Ob glimmerige Mergel, Kalkschiefer und Breccienkalke im Hangenden der Couches rouges noch als Flysch der Sulzfluhdecke aufzufassen sind oder schon der „rätischen“ Decke angehören, kann *Trümpy* nicht sicher sagen.

Bei Klosters-Dörfli (Schliffitschuggen, Punkt 1273) handelt es sich, wie aus der Analyse (s. S. 26) hervorgeht, nicht um Triasdolomit, sondern um eine dolomitische Partie des Sulzfluhkalkes. Die Gesteine des Vorkommens an der Furka nördlich des Parpaner Schwarzorns gehören, wie sich bei genauerer Untersuchung herausstellte, zur Aroser Schuppenzone und nicht zur Sulzfluhdecke. Wie mir Herr Professor *Arbenz* mitteilte, hatte *Trümpy* gleichzeitig ungefähr 700 m SW der Furka, zuhinterst an der Gürgaletschkette, einen Aufschluss von Sulzfluhkalk und zugehörigen Couches rouges festgestellt. Diese seine Beobachtung kann ich bestätigen, es stehen dort ausser den obgenannten Felsarten Tristelschichten und Gaultquarzit an (Sommer 1919).

1. Der Sulzfluhgranit.

Theobald kannte schon 1864 den Sulzfluhgranit vom Partnunsee und aus dem Schlappinatal. 1897 beschrieb *Tarnuzzer* denselben genauer. *Seidlitz* gelang es 1906, das Gestein noch mehrorts im östlichen Rätikon nachzuweisen, so unter anderm bei der Sulzhütte (Sulzfluh) und im Gargellertal. *Trümpy* entdeckte in den letzten Jahren (1912/16) den Granit westlich der Scesaplana noch an sechs weitem Lokaltäten.

Im Weissfluhgebiet stiess ich bei meinen Aufnahmen zuerst an der Zähnje-fluh auf Sulzfluhgranit. Wer zum erstenmal über den Südgrat auf diesen Gipfel steigt, stellt wohl zu seiner grossen Verwunderung fest, dass hier der Sulzfluhgranit in Block- und Linsenform den Couches rouges eingelagert ist. Bei näherem Zusehen entdeckt er aber, dass den grössern Schollen ent-

lang eine Art von Scheerflächen die Couches rouges durchziehen, an denen die Tonsubstanz der Mergelkalke sich in Häuten angereichert hat, und ferner, dass diese Linsen mit dem etwa 10 m mächtigen Granitfelsband in Verbindung zu bringen sind, welches sich weiter östlich durch die Rückwand eines kleinen Kars hinzieht. Die einfachste Erklärung für das eigenartige Zusammenkommen von Granit und oberer Kreide ist wohl die, dass bei der Entstehung unseres Gebirges das Kristallin als starre Platte in die plastischen Couches rouges hineingestossen und, wo es weniger mächtig war, in Schollen aufgelöst wurde.

In genau derselben Weise den Couches rouges eingelagert steht Sulzfluhgranit an auf 2365 m Höhe SW der Weissfluh, in dem gegen die Schwärzi sich erstreckenden Seitentälchen von Sapün, ferner zuhinterst im Fondeital über dem Schafturm in einer mehr oder weniger im Zusammenhang gebliebenen Rutschmasse.

Oft weist der Granit, dem die Feldspate und hier und da auch nur das zersetzte basische Mineral eine grünliche Färbung erteilt, starke Quetschwirkung auf. Er sieht dann aus wie ein Augengneis. In gewissen Partien ist das Gestein aber noch recht gut erhalten und von Julier-, Albula- und Tasnagranitvarietäten makroskopisch kaum zu unterscheiden. Mit Recht weist *Seidlitz* (55, 10) darauf hin, dass der grüne, als Komponente in der Falknisbreccie vorkommende Granit mit dem Sulzfluhgranit identisch sei. Die Untersuchung von Schliften beider Felsarten liefert uns die Bestätigung für diese Annahme, was vom Falknisgranit gesagt wurde (S. 19), trifft auch für den Sulzfluhgranit zu.

Herr Prof. Dr. *U. Grubenmann* hat mir in zuvorkommender Weise durch seinen Assistenten, Herrn Dr. *J. Jakob*, je einen Falknis- und Sulzfluhgranit analysieren lassen (Winter 1919/20).

	Granit aus der Falknisbreccie vom Seehorn in Fondei (Langwies)	Sulzfluhgranit vom Schlifftschuggen (1273 m) bei Klosters-Dörfli
SiO ₂	75,50	68,70
TiO ₂	0,24	0,57
P ₂ O ₅	0,31	0,30
CO ₂	0,69	1,40
Al ₂ O ₃	12,77	13,70
Fe ₂ O ₃	0,67	1,69
FeO	0,84	1,33
MnO	0,02	0,04
MgO	0,15	1,06
CaO	1,30	3,27
Na ₂ O	4,40	3,34
K ₂ O	2,03	2,62
H ₂ O (+110°)	1,06	2,48
H ₂ O (—110°)	0,05	0,02
	100,03	100,52
Spez. Gew.	2,61	2,66
Werte nach <i>Niggli</i> :		
al	47,14	39,256
fm	9,206	19,728
c	8,745	17,08
alk	34,95	23,923
si	472,35	333,64
k	0,23	0,34
mg	0,15	0,39

Beim Versuch, die *Niggli*-Werte ins Tasnagranitdiagramm von *Niggli* („Petrographische Provinzen der Schweiz“ in Heimfestschrift, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 1919) einzureihen, ergab sich diesem gegenüber in beiden Fällen ein Minus von alk, dem ein ungefähr gleichgrosses Plus

an *c* gegenübersteht. Herr Prof. *Niggli* war so freundlich, mir über die Analysenresultate folgendes Urteil abzugeben: Es wäre ein grosser Zufall, wenn infolge nachträglicher Zersetzung der Gesteine der Alkaliausfall durch eine *c*-Zufuhr gerade kompensiert würde ohne gleichzeitige Zunahme von *al*. Wahrscheinlich liegen zwei Normalgranite von ziemlich unveränderter ursprünglicher Zusammensetzung und nicht speziell Tasnagranit (= syenitische Granitfazies) vor, sie gehören mit demselben in die Verwandtschaft des Albula-, Err-, Sella- und Berninagranites.

Mit Hilfe der Granite kann demnach die Zugehörigkeit der Falknis-Sulzfluhdecke zu dieser oder jener südbündnerischen Decke nicht nachgewiesen werden.

2. Hauptdolomit.

Zwischen Klosters und Langwies fehlt solcher ganz. Das von *Trümpy* zitierte Vorkommnis am Parpaner Schwarzhorn wurde schon erwähnt. Am Schlifflschuggen bei Klosters-Dörfli, Punkt 1273, schien es sich mir nur um eine dolomitische Partie des Sulzfluhkalks zu handeln, das hellgraue, schwach kristalline Gestein besitzt allerdings Ähnlichkeit mit Felsarten vom Hauptdolomit-Hierlatzkalkübergang an der Casanna (Aroscher Schuppenzone). Eine Analyse, die ich der Freundlichkeit von Herrn Apotheker *M. Schafroth* in Bern verdanke, ergab, dass der dolomitische Kalk zu 3,9(09)% aus Mg, d. h. zu 29,6(4)% aus Dolomitmineral besteht.

Ampferer (1) bemerkt in seinem Beitrag zur Geologie des östlichen Rätikons, dass in den Gruben (bei St. Antönien) „in die hellen, oft oolithischen (Sulzfluh-) Kalke mehrfach linsenförmige Massen von grauem Dolomit eingefügt sind“. Im Herbst 1919 fand ich am Madrisjoch (zwischen Rätchenfluh und Madrisa) zur Sulzfluhteildecke gehörigen Triasdolomit, Rhätkalk sowie Liaskalkschiefer (s. Kapitel Rätikon).

3. Lias in Steinsbergerfazies.

Sowohl im Tschuggenwald südlich des Sapünerbaches als auch am Bühlenbachfall zwischen Langwies und Litzirüti besteht die Basis der Pretschkalkwand aus einer rauh anwitternden, graubraunen, spätigen Breccie, die nur in gewissen Lagen durch Eisengehalt rot oder grün gefärbt ist. Von all den Geologen, die zu Fuss von Langwies nach Arosa wanderten (*Mylius* ist der letzte, der die Route beschreibt), ist *Theobald* der einzige, der diese Felsart gesehen hat; ein Handstück derselben, als „Gestein unter dem Kalk, Langwies“ bezeichnet und mit seiner Unterschrift versehen, befindet sich im Churer Museum. *Hoek* (24, 25, 26), in dessen Arbeitsgebiet dieser Lias auftritt, scheint nur die Übergangshorizonte gegen den Sulzfluhkalk gekannt zu haben, wenn er von oolithischem Pretschkalk mit Krinoidenresten berichtet, in dem er einen unbestimmbaren Bellemniten fand (wo wissen wir nicht).

Zuunterst im Schluchtkessel des Bühlenbaches steht die Breccie ungefähr 20 m mächtig an. In tiefern Partien zeigt sie auf dem Bruch dunkel-, auf der Anwitterungsfläche hellgraue Färbung; von blossem Auge sind in der kalkig-spätigen Grundmasse Quarz-, Dolomit- und Glimmerkomponenten zu erkennen, im Schliiff des weitern zersetzte Feldspäte. Gegen das Hangende zu wird die Felsart feinkörniger, sie nimmt rote oder grüne Färbung an, der Feldspat verschwindet als Bestandteil, Quarz wird häufiger. Unter dem Mikroskop erweist sich das Bindemittel als ein oolithischer Kalk, der Bryozoen und unbestimmbare Foraminiferen in grosser Zahl enthält.

Das Schliiffbild zeigt grosse Übereinstimmung mit dem liasischer Kalke aus den Westalpen, wie solche durch Mikrophotographien im Album von *Kilian* und *Hovelaque* (Paris 1900) dargestellt sind. (Taf. VI, Fig. 1: Liaskalk vom Col de Restefond près Jausières, Taf. III, Fig. 3 u. 4: Lias des Lozettes.) Ein Übergang führt dann zu einem 2—3 m mächtigen, schwach sandigen, kristallinen Kalk, der als Stinkkalk bezeichnet werden muss und weiterhin zu Pretschkalk über, der unten im Tobel gelblich und kompakt, am obern Rand der Fluh plattig, gebändert und dunkelgraufarben ist. Wie seinerzeit in der vorläufigen Mitteilung (12) berichtet wurde, entsprechen diese Gesteine den am Schlosshügel zu Ardez (Steinsberg) im Unterengadin anstehenden

Felsarten. Am Weg aus dem Dorfe zur Ruine finden sich dort dunkelgraue, sandige Kalke, hellgrauer, bräunlich anwitternder Spatkalk, wie auch körniges, gelbes, an Pretschkalk erinnerndes Gestein. Die berühmte, bunte Steinsbergerbreccie steht auf dem höchsten Punkt des Berghügels in den Ruinen an. Auch die polygene Breccie fehlt bei Ardez nicht, sie ist einige Schritte unterhalb der Wegbiegung an der zum Bahnhof führenden Strasse neu aufgeschlossen worden. Sie führt in einer kalkigen Grundmasse Brocken und feinste Partikel von grünem Tasnakristallin, das reichlich eingeschwemmte chloritisierte (und serizitisierte) Glimmermaterial erteilt dem Gestein die grünliche Färbung.

Paulcke hat im Val Fenga (N Ardez) in den Steinsbergerschichten, die auch nach seiner Beschreibung genau mit denen von Langwies-Litzirüti übereinstimmen, einen *Arietites ex. aff. Bucklandi* und massenhaft *Gryphaea* gefunden. Im Handstück sind die Gesteine von Langwies auch von Arvelkalk und Liaskalken vom Längenegrat (bei Thun) kaum zu unterscheiden.

Ob durch die höhern Horizonte der beschriebenen Felsarten teilweise auch Dogger repräsentiert wird, muss dahingestellt bleiben. Nach *Quereau* (Beitr. N. F., 3) finden sich rote und weisse Krinoidenkalke mit reicher liasischer Fauna in der Iberger Klippenregion. *Quereau* vermutet, dass dieselben zum Teil auch noch dem untern Dogger angehören.

Nachträgliche Beobachtung, Sommer 1919: Der Steinsbergerkalk vom Bühlenbachfall sollte weiter S am Thiejerbach gegenüber Litzirüti unter dem Pretsch-(Sulzfluh-)kalk durchziehen, er ist dort aber nicht aufgeschlossen, dagegen steht 25 m unter dem durch die fallenden Wassermassen geschaffenen kleinen Wasserbecken schiefriger Sandkalk sowie sedimentäre Breccie mit Kalk- und Dolomitkomponenten an, Liasgesteine, wie wir sie in der Aroser Schuppenzone anzutreffen gewohnt sind (s. Fig. 2).

4. Dogger ?

An der Basis der zweithöchsten Schuppe des Zähnjeffuhgipfels wird der Sulzfluhkalk von braunen und schwarzen Sandsteinen und Schiefeln unterteuft, die ärger als alle andern Gesteine unseres Gebirges zerruschelt und zerknutscht sind. Lange wusste ich nicht, wohin dieses flyschartige Schichtglied zu stellen sei. Am ehesten schien mir dasselbe noch mit Falknisdogger vergleichbar zu sein. Nach längerem Absuchen der ganzen südlichen Bergseite konnte endlich ein Übergang der Felsart in ein marmorisiertes, schwach toniges, gelbes Gestein und weiterhin in normalen Pretschkalk festgestellt werden. Mikroskopiert wurde ein mergeliger Sandkalk dieses Niveaus; der Calcit desselben ist grösstenteils umkristallisiert, neben eingestreuten Quarzkörnern tritt auch Glimmer auf. Die Lagerungsweise der Sandsteine und Schiefer lässt keinen Zweifel, dass sie älter als der Pretschkalk sind, mit dem Lias von Sonnenrüti aber zeigen sie keine Ähnlichkeit. So hat denn die Bestimmung als Dogger einstweilen die grösste Wahrscheinlichkeit für sich.

5. Der Sulzfluh- oder Pretschkalk.

Wie der Bündnerschiefer, so hat auch der Sulzfluhkalk den Geologen von jeher viel zu denken und zu schreiben gegeben. Da nun dessen jurassisches Alter durch *Rothpletz* und *Seidlitz* erwiesen ist, hat es keinen Zweck, hier näher auf seine Geschichte einzugehen. Wer sich für die wechselvollen Wandlungen der Ansichten über das Alter des Kalkes interessiert, möge das diesbezügliche zusammenfassende Kapitel bei *Seidlitz* (55, 27) nachlesen. Dieser Autor hat im östlichen Rätikon mit Erfolg die Suche nach Fossilien fortgesetzt und deren eine ganze Menge gefunden, welche ihn das Alter des Kalkes als unteres Tithon von Innwald (Innwaldernerineenkalke) bestimmen liessen. Nach *Seidlitz* ist der Sulzfluhkalk vermutlich in tiefern Partien mehr als dunkles, oolithisches Gestein mit splittrigem Bruch, in höhern als helle Felsart mit muschligem Bruch ausgebildet; die reiche Tithonfauna stammt allein aus ersterem.

Zwischen Klosters und Langwies scheint nur der hellere Sulzfluhkalk aufzutreten. Im Drosobel bei Klosters zeigt derselbe ausnahmsweise starke Druckschieferung, an der Zähnjeffuh ist es

ein gelblichweisser bis weissgrauer, dichter, ungebänkter Kalk, der oft ziemlich stark marmorisiert ist.

Von weitem kenntlich durch sein helles, beinahe leuchtendes Weiss fiel der Zähnjefflukalk *Theobald* schon in den Sechzigerjahren des vorigen Jahrhunderts auf, der in ihm den Kalk des Prätigauercalandas wiedererkannte. *Hoek* „vermutete“ 1906 (25, 51), dass an der Zähnjefflukalk (Sulzfluhkalk) anstehe. *Hugo Mylius*, der das Vorkommen mehrfach erwähnt, zeichnet das Gestein in seinem Profil als Hauptdolomit ein, was sich nur durch die Annahme erklären lässt, dass er dasselbe aus respektvoller Distanz betrachtet hat.

Zwischen Langwies und Litzirüti beteiligt sich der hier von *Hoek* (nach dem Pretschwald und der Alp Pretsch) Pretschkalk genannte Sulzfluhkalk mit der oben beschriebenen Liasbreccie zusammen am Aufbau des auch schon erwähnten mächtigen Felsbandes zu beiden Seiten des Tales. Er ist hier von gelblicher, oft auch von grauer bis blauer Farbe und muschligem Bruch. Hier und da treten auch dunklere, dünnplattige Kalkbänke auf, deren stratigraphische Stellung sich bis dahin nicht ermitteln liess.

Als neu sei hier der Fund von ziemlich gut erhaltenen Korallen aus dem Pretschkalk im Tschuggenwald bei Langwies erwähnt. Mikrofossilien waren im geschliffenen Gestein keine zu finden. Die Tatsache, dass bei Sonnenrüti ein Übergang von der Lias (und Dogger-?)breccie zum dichten Riffkalk existiert, nötigt mich zu dem Schlusse, dass derselbe hier den weissen und mindestens teilweise den braunen Jura umfasse.

6. Neokom, Tristelbreccie, „Gault“.

Seidlitz führt, wie schon angegeben wurde, unter den Gesteinen der Sulzfluhzone auch schon untere Kreide auf (Tabelle auf S. 57 seiner Arbeit), im Texte jedoch spricht er stets von eingepresstem und eingequetschtem Kreidefleysch, betrachtet also das Gestein als eigentlich nicht zu der Sulzfluhserie gehörig. Ich bin aber zur Überzeugung gelangt, dass es sich doch um Sulzfluhsedimente handelt, da sich an der Zähnjefflukalk, wenn auch nur geringmächtig entwickelt, sämtliche Kreidestufen in analoger Ausbildung wie in der Falknisdecke über dem Sulzfluhkalk vorfinden. Makroskopisch sind die Gesteine noch sehr gut kenntlich, bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, dass durch mechanische Wirkungen auch die letzten Mikrofossilspuren zerstört und die Gesteine mylonitisiert wurden.

Als Neokom möchte ich feinsandige, bald plattige, bald schieferige Kalke ansprechen. Mächtigkeit nicht über einige m.

Zwischen Sulzfluhkalkschuppen auftretende Tristelschichten zitiert *Seidlitz* (55, 46) vom Schweizertor; auch an der Zähnjefflukalk findet sich dieses Gestein in zwei verschiedenen Schuppen vor; es ist sofort kenntlich an der hellen Verwitterungsfarbe und der mit gelben Dolomit- und hellen Quarzbrocken gespickten braungrauen Grundmasse, die als einzige Fossilreste einige Echinodermensplitter mit Gitterstruktur enthielt. Mächtigkeit: Ungefähr 1 bis mehrere m.

Von typischer Ausbildung ist sodann der Gault; es sind auch hier derselbe Glaukonitquarzit und -sandstein sowie die feine Breccie, wie sie aus der Falknisdecke beschrieben wurden, vertreten. Der Glaukonit tritt meist ziemlich spärlich auf und findet sich nur in ganz frischem Material erhalten. Er wird öfters durch ein Orthochloritmineral ersetzt. Mächtigkeit: 50 cm bis einige m.

7. Die Couches rouges.

Die Turon und zum Teil Senon repräsentierenden Couches rouges der Sulzfluhserie sind von denen der Falknisdecke meist nicht zu unterscheiden. Es sind dieselben flasrigen, selten schwachsandigen Kalke von meist hellgrauer Farbe. An der Zähnjefflukalk stehen sie in den drei unteren Schuppen an, der höchsten, vierten, fehlen sie. Durch den Gebirgsdruck wurden die Mergelkalke oft marmorisiert; auf den Schieferungsflächen zeigen sich tonige Häute, die sonst reichlich vorhandenen Mikrofossilien fehlen dann im Schriff vollständig.

Hoek kannte aus dem Bereiche des Pretschkalkes keine Couches rouges und doch finden sich solche vor, und zwar hoch oben im Runwald unter der Pretschkalkwand zwischen Langwies und Sonnenrüti. Sie sind an dieser Stelle, wie das im Rätikon fast stets der Fall ist, zum Teil durch Eisenoxydhydrat tiefweinrot oder grünlich gefärbt, die Foraminiferen sind schon von bloßem Auge als schwarze Punkte sichtbar.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass die *Globigerinen*, wie in den Falknis-Couches rouges, auch hier wiederum das Hauptkontingent der Mikrofossilien stellen. Beim Absuchen des linksseitigen Talhanges von Maran und Pretsch werden sich wahrscheinlich noch weitere Vorkommnisse von oberer Kreide auffinden lassen.

Vergleichung von Sulzfluh- und Falknisserie.

Vom Rheintal bis nach Klosters und von dort bis an den Gürgaletsch unterteufen die Falknisgesteine diejenigen der Sulzfluhserie. Durch den Nachweis einer vollständigen Kreideschichtreihe im Sulzfluhkalkbereich ist die Übereinstimmung zwischen beiden Serien eine fast vollständige geworden:

1. Der Sulzfluhgranit entspricht den grünen Graniten der Falknisbreccie.
2. Der Dogger (?) ist von ähnlicher Ausbildung.
3. Die Kalke jurassischen Alters sehen sich oft zum Verwechseln ähnlich.
4. Alle Horizonte der Sulzfluhkreide sind von den entsprechenden der Falknisserie nicht zu unterscheiden.

III. Die Aroser Schuppenzone.

Allgemeines.

Dieser tektonischen Einheit rechne ich sämtliche zwischen Aroser Dolomiten und Sulzfluhdecke liegenden Schuppen und Gleitbretter zu, Komplexe, deren Fazies zwar rasch und stark wechselt, jedoch, mit derjenigen höherer und tieferer Einheiten verglichen, örtlich immerhin eigenes Gepräge besitzt. Wir wissen heute nicht, ob die Aroserzone aus der Verschuppung einer oder mehrerer Decken hervorgegangen ist, deshalb geben wir einstweilen der Bezeichnung Zone den Vorzug. Da *Rothpletz* die Sulzfluh- und Falknisgesteine als seiner Glarner Schubmasse zugehörig betrachtete, entspricht unsere Aroserzone zusammen mit der Silvrettadecke seiner rätischen Schubmasse. *Steinmann* (75) parallelisierte 1905 die Decken der Préalpes und der Klippen mit denen des Prätigaus. Über seiner Klippendecke (Sulzfluh- und Falkniszone) schied er die Breccien- und rätische Decke aus. Nach seinen Untersuchungen sollte sich letztere durch eine Serie von Altkristallin bis und mit Cenomanbreccie sowie durch nachträglich injizierte basische Eruptiva charakterisieren, die Brecciendecke nur durch einige wenige Vorkommnisse liasischer Breccien (die „von Falknis- und Tristelbreccie noch nicht getrennt“ seien) vertreten sein.

Seidlitz, *Steinmanns* Schüler, gelangte dann dazu, im östlichen Rätikon für die Brecciendecke eine viel grössere Verbreitung anzunehmen, als dies sein Lehrer getan hatte, wieso werden wir gleich sehen. Das von *Steinmann* als der rätischen Decke zugehörig betrachtete Kristallin bildete nach *Seidlitz* (55, 6, 7) selbständige Kristallinschuppen und wurde der Silvrettadecke zugesprochen. Die übrigen Gesteine der *Steinmanns*chen rätischen Decke wurden der Brecciendecke zugerechnet bis auf Aptychenkalk, Radiolarit und die basischen Eruptiva, die seine rätische Decke zusammensetzen sollten. Ich verweise übrigens auf die schon früher gemachten Angaben (S. 6, 7 und 10).

Die Aufnahmen im Weissfluhgebiet, wo im Prinzip dieselben Verhältnisse wie im Rätikon herrschen, ergaben, dass die Dolomite, Breccien und Sandsteine der Brecciendecke sowie der Aptychenkalk und Radiolarit der rätischen Decke durchgängig als eine normale, mit zugehöriger kristalliner Unterlage versehene Serie am Aufbau des Gebirges sich beteiligen (unsere Aroser Schuppenzone).

Es ist nach dem Gesagten klar, dass das Adjektiv rätisch, welches in der Nomenklatur eine so grosse Rolle gespielt hat, nun aus derselben verschwinden muss. Wenn Konfusionen verhütet werden sollen, so kann ich nicht, anstatt von der Arosersonne, von einer rätischen Zone sprechen. Was ist nicht alles, mit diesem Beiwort versehen, in den letzten zwanzig Jahren beschrieben worden! Rätisch nannte *Rothpletz* seine Schubmasse (49, 240). *Seidlitz* und *Paulcke* verstanden unter ihrer rätischen Decke eine „Nappe“ im Sinne *Lugeons*, die durch Aptychenkalk, Radiolarit und Ophiolithikum aufgebaut sein sollte. *Steinmann* glaubte, seine rätische Decke bis ins Oberhalbstein verfolgen zu können; was er derselben dort für eine Verbreitung zuschreibe, sagte er nirgends. Als Charakteristikum für die rätische Einheit wurde von ihm die Kombination von Radiolarit und Ophiolithikum angesehen. *Meyer* (35), sein Schüler, nannte den über der Zone der Marmore, den Zonen der untern (1) und obern (2) Breccie liegenden Komplex rätische Decke (3), wobei er 1 und 2 mit der untern und obern Klippendecke (Falknis- und Sulzfluhdecke), 3 mit der rätischen Decke des Prätigaus (*Steinmann*) parallelisierte. *Zyndel* nahm dann des weitern eine Zweiteilung dieser *Meyerschen* rätischen Decke vor in eine tiefere Prätigaudecke und die tektonisch höher liegende „rätische Decke“, aus der die höchsten Partien der Curverkette sich aufbauen sollten. Da dieser Autor die Oberhalbsteiner Schiefer mit in seine Prätigaudecke einrechnete, musste er die Sulzfluhdecke über die Prätigaudecke weg mit den unterostalpinen Schubmassen in Verbindung bringen. Über die Parallelisation der rätischen Decke Nordbündens mit derjenigen des Oberhalbsteins spricht sich *Zyndel* (102, 24, 33) nirgends deutlich aus. Soweit wir dies aus seinen Publikationen ersehen, scheint er an der Richtigkeit dieser Gleichstellung im Jahre 1912 nicht gezweifelt zu haben, da er den Sulzfluhkalk als einen durch Entwicklung unter die penninischen (rätischen) Gesteine gelangten Horizont betrachtete (während er die Zone der Falknisbreccie als normale Unterlage der rätischen Decke ansah). In spätern Jahren äusserte sich *Zyndel* mündlich dahin, dass er mehr und mehr an der Existenz einer selbständigen rätischen Decke zweifle.

Cornelius hinwiederum bezog sich (auf die *Meyer-* und *Zyndelsche* Auffassung sich gar nicht einlassend) bei seiner tektonischen Gliederung der Berge zwischen Septimer- und Julierpass direkt auf die nur den Wert von Andeutungen besitzenden Annahmen *Steinmanns*. Er nannte die aus den Gesteinen der Malojaserie, aus triasischen, jurassischen und kretazischen Sedimenten aufgebaute, tektonisch tiefste Serie rätische Decke. *Staub* endlich fasste die Schamserdecken *Zyndels* sowie dessen Prätigau- und rätische Decke, die also auch die *Corneliusssche* „rätische“ Decke in sich begriff, unter die Bezeichnung „rätische Decke“ zunächst zusammen, wobei er eine Aufteilung derselben in die Schuppenregion (unten) und den Schiefer- und Ophiolithkomplex des Oberhalbsteins und Schams (oben) vornahm. Zur Erkenntnis gelangend, dass diese mächtige, gegliederte Schubmasse der rätischen Decke der Aufbruchzone (*Steinmann*) [seiner provisorisch Totalpdecke genannten Einheit (68, 69)] nicht tektonisch äquivalent sein könne, hat *Staub* seine rätische Decke in Margnadecke umgetauft.

Aus dieser Zusammenstellung erhellt ohne weiteres, dass die oben genannten Autoren, nämlich *Rothpletz*, *Steinmann*, *Seidlitz*, *Meyer*, *Zyndel*, *Cornelius* und *Staub*, ein jeder etwas anderes als rätische Decke bezeichnete, ferner, dass im Grund der Dinge *Rothpletz*, *Seidlitz* und *Paulcke* Teile einer auseinandergerissenen unterostalpinen Serie, *Zyndel* und *Cornelius* auf die unrichtige Parallelisierung *Steinmanns* sich verlassend, zum Teil penninische Elemente als „rätisch“ aufgefasst haben. Das so einfach und sicher scheinende Merkmal der rätischen Decke *Steinmanns*, nämlich die Kombination von Radiolarit und grünen Eruptivgesteinen, scheint nach dem, was man heute weiss, zwar für eine gewisse tektonische Zone charakteristisch, aber nicht einer bestimmten und selbständigen Decke eigen zu sein. Die Radiolarite finden sich nicht nur in der ostalpinen Fazies, sondern auch in der Margnadecke (der „rätischen“ Decke von *Cornelius*), die wir heute mit *Staub* als das Äquivalent der Dent Blanchedecke des Wallis, als höchste und damit südlichste penninische Decke ansehen dürfen. Ganz das gleiche gilt von den Ophiolithen. Im Malenco liegen sie in ihrer Hauptmasse unter der Margnadecke, d. h. zwischen penninischen Deckenstielen drin, bei Sils in der Margnadecke, an der Oberkante des Penninikums, im Unterengadin in den Bündnerschiefern

und unter der Falknis-Sulzfluhserie, im Plessurgebirge liegen sie tektonisch über der Falknis-Sulzfluhdecke, mit andern Worten innerhalb der unterostalpinen Decken nach heutigem Begriffe.

Die Gesteinsfolge der Aroser Schuppenzone lässt sich wie folgt charakterisieren:

Das Altkristalline sowie die schon hercynisch gefalteten Casanaschiefer zeigen im ganzen Komplex gleiche Ausbildung. Dasselbe lässt sich auch über die permischen und altriasischen Ablagerungen sagen. Verrukano und Buntsandstein sind Erosionsprodukte des hercynischen Gebirges. Im Mesozoikum erscheinen erstmalig Tiefseeablagerungen. Aus der schon früher vorhandenen Anlage entwickeln sich in dieser Zeit die weithin sich ziehenden Geantiklinal- und Geosynklinal-Wellenberge und -täler, die, wie *Argand* und *Staub* nachgewiesen haben, zugleich Deckenembryonen darstellen.

Die mesozoischen Sedimente unserer Aroserzone sind sowohl als Breccien und Sandsteine als auch als Dolomite, Kalke, Hornsteine und tonige Schiefer entwickelt, Geantiklinal- und Geosynklinalfazies wechseln miteinander ab.

1. Kristallin.

Massengesteine und kristalline Schiefer.

Theobald hat auf Blatt XV der geologischen Dufourkarte im Weissfluhgebiet folgende kristalline Gesteine (die basischen Eruptiva der Totalp nicht mitgerechnet) kartiert und im Texte beschrieben:

1. (Sc) Casanaschiefer*); 2. (Gn) Gneis; 3. (Gr) Granit; 4. (D) Diorit. Es hält der schematisierten Kartierung und der zu wenig ausführlichen Beschreibung wegen schwer, zu sagen, was für Gesteine er diesen vier „Kategorien“ zugerechnet hat. Als „Casanaschiefer“ bezeichnete *Theobald* allem Anschein nach Glimmerschiefer sowie stärker mylonitisierte Gneise, in denen von blossem Auge ausser Serizit kein anderes Mineral mehr kenntlich ist. Sämtliche übrigen kristallinen Schiefer sowie normalen Granite sind in die Karte als Gneis eingetragen. Aus seiner Beschreibung ergibt sich ferner ohne weiteres, dass es sich beim Granit der Karte, den er als Ganggranit beschreibt (er „enthält viel Feldspat, weissen Quarz und grosse weisse Glimmerblätter“), um einen Pegmatit handeln muss. Vom Schaflägergrat zitiert er ferner Spilite und Diorite.

Das Kristallin der Aroser Schuppenzone zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem von *Staub* aus den unterostalpinen Decken des Berninagebietes beschriebenen. Wie dort, so finden wir auch hier eine Serie von Paragneisen vor, die durch jüngere granitische Massen intrudiert wurden. Als Paragneise müssen wir vor allem die oft ziemlich mächtigen Glimmerschieferkomplexe betrachten. Sie sind von *Theobald* als „richtige“ Casanaschiefer beschrieben worden. In die Paraserie gehört auch ein Vorkommen von Gneisbreccie bei Wallbrunnen im Fondel. Ich glaubte es dort an einem schon von weitem auffallenden Felskopf kristallinen Gesteins mit richtigem Orthogneis zu tun zu haben; es stellte sich dann aber heraus, dass ein Konglomeratgneis vorliegt. Der grünen Glimmer(resp. Serizit)schiefergrundmasse fanden sich gut gerollte Quarze eingestreut. Unter dem Mikroskop sieht man, wie dieselben in das quarzführende Serizitbindemittel eingebettet sind. Die Serizitschüppchen sind der Komponentenoberfläche oft parallelgelagert, so dass die Grundmasse die Komponenten zu umfliessen scheint. Das Gestein stellt eine druckmetamorphe, quarzführende Breccie mit tonigem Zement dar. Es besitzt, makroskopisch betrachtet, Ähnlichkeit mit dem westschweizerischen Valorsinekonglomerat. Ein 20–30 cm mächtiges Ultramylonitband setzt mitten durch dieses Wallbrunnerkristallin durch. Dem Gneis und diesem Mylonit (hercynische Gebirgsbildung!) in taschenförmigen Vertiefungen diskordant aufgelagert tritt — so deren paläozoisches Alter beweisend — ein grobkörniger Verrukanosandstein auf. *Jennings* (28, 396) hat unser ausschliesslich aus kristallinen Komponenten zusammengesetztes Gestein mehrenorts (auf Parsenn

*) Wie *Steinmann* und *Zöppritz* (74, 100), schreibe ich Casana-, nicht Casannaschiefer. Das Gebiet nach dem diese Gneise getauft sind, heisst Casana, der Gipfelpunkt und die Alp im Weissfluhgebiet Casanna. I Grund bedeutet der Name natürlich dasselbe (Hütte).

und an der Cotschna) gefunden und als „cristalline breccia“ beschrieben. Er glaubte, eine tektonische, durch Zertrümmerung von Casanagneisen entstandene Bildung vor sich zu haben; als Komponenten sind von ihm genannt: Muskovitglimmerschiefer, feinkörnige Gneise, weisser Granit und Aplit. Auserlesen schöne Stücke dieser kristallinen Breccie, wie ich sie sonst nirgends zu Gesicht bekam, wurden für den Bau der Strassenmauer zwischen Klosters-Brücke und Selfranga verwendet. *Hoek* (25, 13) traf am Tschirpen bei Arosa auf ein Vorkommen von kristalliner Breccie, die er in den Verrukano stellte. Sonst sah er das Gestein nur in Form von Blöcken bei der Kirche von Arosa und unterhalb des Ortes an der Plessur. *Hoek* hat einen Aufschluss der gleichen Felsart an der Hauptstrasse in Oberarosa (unterhalb Brückli) übersehen. Grobklastische Gesteine treten auch östlich der Plessur in den Langwieser Alpen wieder auf; so wird der Felskopf von Punkt 2042 bei Tschuggen aus einer polymikten kristallinen Breccie gebildet, welche besonders durch die weissen, eckigen Pegmatit- und Aplittrümmer auffällt. Sowohl hier wie in der Weissfluhgruppe stellt die kristalline Breccie einen besondern Gesteinstypus der Casanaserie dar; wie die „alpinen“ Schistes lustrés, so wird auch die Schieferhülle des hercynischen Gebirges von Lagen grobklastischer Sedimente durchzogen.

Es ist vielleicht nicht unnötig, hier zu erwähnen, dass der Prototyp der *Theobalds*chen Casanaschiefer ein Quarzphyllit vom Casanapass (bei Scans im Oberengadin) war. *Theobald* rechnete späterhin, da er die Gesteine noch nicht mikroskopieren konnte, alle möglichen Gneisarten zu den Casanaschiefern. *Staub* (66, 283) hat dann in Anlehnung an andere Forscher „unter diesem geologischen Sammelnamen Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite und Phyllite zusammengefasst, welche als untrennbares Ganzes eine Serie metamorpher prätriadischer Sedimente darstellen“.

Den einfachsten Beweis für die Annahme, dass auch zwischen Klosters und Langwies Paragesteine vorliegen, liefert uns eine den Glimmerschiefern an der Cotschna (von der Lücke E des Grünhorns bis über Punkt 2131 hinaus) eingelagerte Marmorbank, die von denselben Pegmatitgängen wie der Schiefer durchbrochen und umgewandelt wurde.

Die gerade erwähnten Ganggesteine sind als wunderbare Riesenpegmatite entwickelt; kopfgrosse, bläuliche Feldspataggregate, weisse Quarze und Muskovitlagen von bis 4 cm Durchmesser setzen denselben zusammen. Am Kontakt ist das Gestein vollständig durchspickt von schwarzen Turmalinen und roten Granaten. In randlichen Partien hat der Pegmatit oft reichlich Material der intrudierten Casanagneise resorbiert; der resultierende Resorptionsgneis führt ausgebleichten Biotit, ferner auch Epidot. Die Paragneise wurden ebenfalls stark umgewandelt; wir treffen oft auf mächtige Lagen von Hornfelsen und Injektionsgneisen. E des Grünhorns, gegen die Cotschna hin, fanden sich am Marmorkontakt schöne Eozoonbildungen: Im Calcit stecken, gleichmässig verteilt, stecknadelkopfgrosse Chloritkörner oder Nester, das Gestein führt ausserdem Muskovit und als typisches Kontaktmineral Wollastonit. Makroskopisch fällt die Felsart durch ihr schönes Aussehen (Marmor graublau, Chlorit grasgrün) sofort auf. *Jennings* (28, 397) fand dieses Eozoon in Form von Blöcken unten in den Schutthalden beim Gipskilche, konnte aber das Anstehende nicht ausfindig machen.

Bei der Verfrachtung nach Norden scheint der von Pegmatit durchbrochene paläozoische Schiefermantel von seiner kristallinen Unterlage fast durchgehend abgeschert worden zu sein. Die Orthogneisunterlage der Casanaschieferserie kennen wir nur von einigen wenigen Stellen im Weissfluhgebiet (Schafläger, Gipskilche, Alp Casanna). Es ist ein bald saurer, bald basischerer grünlich gefärbter Granit. Ein Schliff der Felsart von der Gipskilche enthielt als Feldspate Orthoklas, Albit und Albitoligoklas.

Spitz und *Dyrenfurth* (64) beschreiben aus dem Gebiete des Piz da Rims im Münstertal Paraschiefer und Marmore, die gleicherweise von granatführenden Pegmatitgängen durchbrochen werden.

2. Verrukano und Buntsandstein.

Hoek (24, 10, und 25, 13) kannte Vorkommnisse von Verrukano aus der Aufbruchzone, also auch aus der Aroser Schuppenzone nicht; seiner Ansicht nach war dort nur Buntsandstein nord-

westlich Arosa an einigen wenigen Stellen zu finden, während anderseits in der Lenzerhorn-Amselfuhkette wohl Verrukano, aber kein Buntsandstein auftreten sollte. *Spitz* und *Dyhrenfurth* (63) stellten dann aber 1903 fest, dass *Hoeks* untere Rauhwanke dieses letztern Gebietes teils Buntsandsteinquarzit, teils rostig gefärbter Verrukano, teils tektonische Rauhwanke sei. Nach *Seidlitz* beschränkt sich das Vorkommen sowohl von Verrukano als auch von Buntsandstein im östlichen Rätikon auf die Silvrettadecke. Nichtsdestoweniger müssen wir auf Grund seiner Kartenskizzen und Profile das Auftreten des Verrukanos auch in der Arosersonne des Rätikons annehmen (Tilisuna).

Theobald hat auf Blatt XV der Dufourkarte sowohl im Casanna-Cotschnagebiet als auch am Schafläger Verrukanozüge kartiert. Er unterschied als hauptsächlichste Horizonte das Verrukanokonglomerat und dann den roten Schiefer (Servino), die er (90, VIII) beide ins Perm stellte. Es liegt nun absolut kein Grund vor, sein rotes Konglomerat für Buntsandstein anzusehen, sein Servino scheint hier und da mit schieferigem Radiolarit identisch zu sein.

Nach dem Orte seiner Entstehung kann man im Weissfluhgebiet authigenen und alloigenen Verrukano unterscheiden. Ersterer liegt als Aufbereitungsprodukt des Kristallinen demselben auch heute noch aufgelagert, es hält in diesem Falle oft schwer, denselben vom Muttergestein überhaupt zu unterscheiden und abzutrennen. Im Hauptertäli (Sapün) finden wir zum Beispiel über Casanaschiefern, die von Pegmatitgängen durchsetzt werden, einen Verrukano anstehend, der allein durch in den Schiefer eingestreute Pegmatitbrocken kenntlich ist. Der allogene Verrukano entspricht dem roten Konglomerat *Theobalds*; in einer ziemlich fein sandigen, von Eisenoxydhydrat durchtränkten Grundmasse schwimmen Orthoklase und Porphy Quarze. *Theobald* hat die hauptsächlichsten Vorkommnisse dieses „Konglomeratverrukanos“ schon gekannt, am typischsten ausgebildet findet sich die Felsart westlich Punkt 2525 an der Parsennfurka.

Mit Vorbehalt möchte ich ein Vorkommen von Quarzit (im Hauptertäli) als dem Buntsandstein zugehörig betrachten (s. Fig. 4), die scharfe Grenze gegen den Verrukano im Liegenden spricht für diese Vermutung. Makroskopisch erscheint das Gestein als ein zäher, ungebänkter schneeweisser Quarzit, und auch im Schliiff betrachtet enthält dasselbe nur zur Seltenheit einmal ein Korn von Pyrit oder ein Blättchen Serizit. *Hoek* (25, 15) beschreibt aus der Gegend von Maran einen solchen Buntsandsteinquarzit, von dem er einen Übergang in gelbliche bis rötliche Sandsteine mit Quarzgeröllen (bis zu Nussgrösse) beobachtet habe, dieser letztere ist identisch mit dem Verrukanokonglomerat *Theobalds*. Im Weissfluhgebiet kann ein Urteil über das Alter (ob Verrukano — ob Buntsandstein) dieser Sedimente nicht gefällt werden, die Gesteinskomplexe sind tektonisch zu stark reduziert. Verrukano ist jedenfalls sicher vorhanden, er ist aber wie auch der Buntsandstein in unserm Gebiet jedenfalls schon primär schwach entwickelt.

3. Rauhwanke und Gips (Raiblerschichten?).

Theobald unterschied in der ostalpinen Triasformation eine untere und obere Rauhwanke. Was er im Weissfluhgebiet als obere Rauhwanke kartiert hat (untere fehlt hier nach seinen Angaben), erwies sich als löcherig anwitternde, liasische und polygene noch jüngere Breccie.

Seidlitz (55, 15) kennt aus dem östlichen Rätikon keine Rauhwanke in normalem Schichtverband, in Vergesellschaftung mit seinen Streifenschiefern soll sie häufig vorkommen; es handelt sich wahrscheinlich um dieselben jurasso-kretazischen Breccien wie an der Weissfluh. Sein Streifenschiefer der rätischen und Brecciendecke ist, wie sich herausgestellt hat, nicht alptriasischen (Muschelkalk), sondern mesozoischen Alters.

Zwischen Klosters und Langwies findet man nur an der Gipskilche (an der Cotschna westlich Laret) im Hangenden des Verrukanos eine wenige Meter mächtige Lage von (sedimentärer!) Rauhwanke; es scheint sich um eine ehemals gipshaltige Breccie zu handeln, die durch Auslaugung Rauhwankecharakter erhalten hat. Das Gestein geht hier nach oben in weissen, bis zwölf Meter mächtigen, reinen Gips über, der früher ausgebeutet wurde. Er wird normalerweise von Hauptdolomit überlagert. Ganz ähnliche Verhältnisse liegen, wie ich mich davon selbst über-

zeugt habe, in der Berninadecke vor. Sie sind von *Cornelius* (14) aus dem Gebiete nordwestlich St. Moritz beschrieben worden. Auf Alp nova lässt sich dort folgende Schichtreihe konstatieren: 1. Paraschiefer (Buntsandstein fehlt lokal), 2. Rauhwanke, nach oben in 3. Gips übergehend (Gipsquelle!), 4. Hauptdolomit usw. *Cornelius* (14, 17) hat den Gips und die Wanke als der untern Trias (Muschelkalk, eventuell noch Buntsandstein) zugehörig betrachtet, während wir für dieselben Schichten unseres Gebietes Raibleralter annehmen möchten.

4. Raiblerdolomit.

Seidlitz (55, 16) beschreibt aus dem östlichen Rätikon gelbe Dolomite mit folgenden Worten: „Sie treten selten in grösserer Mächtigkeit als 20—25 m auf und zeigen als besondere Merkmale eine gelbliche bis orangefarbene Verwitterung, die sich oft in einem staubförmigen Pulverbelag zeigt. Im Anschlag zeigen sie eine homogene, wenig oder kaum gepresste, selten von hellern Adern durchzogene Masse (es fehlt auch die dem Hauptdolomit oft eigentümliche Mörtelstruktur) von hellblaugrauer Farbe, die merkwürdig von der leuchtend gelben Verwitterungsschicht absticht“. Der Autor ist sich nicht im klaren darüber, ob dieses Gestein in den Muschelkalk oder in das Raiblerniveau zu stellen sei. Um dasselbe Gestein scheint es sich bei dem von *Cornelius* (14, 17) als den Raiblerschichten zugehörig betrachteten gelben Dolomit (Scharte zwischen Piz Padella und Piz da trais Fluors) aus der Berninadecke zu handeln. Dieser dem Rötidolomit ähnlich sehende gelbe Dolomit findet sich auch im Weissfluhgebiet wieder, so auf 2460 m Höhe am grossen Felskopf im Hauptertäli, er zeigt hier auffällig hohen Kieselgehalt.

5. Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit des Weissfluhgebirges wurde von *Theobald* als solcher erkannt und später von *Hoek* aus der Arosersonne der Plessuralpen und durch *Seidlitz* aus dem östlichen Rätikon genauer beschrieben. Obschon weder *Theobald* noch diese Autoren darin Fossilien fanden, waren sie doch über das Alter des Dolomits gleicher Ansicht. Nur *Rothpletz* glaubt (47, 5) permischen „Rötidolomit“ vor sich zu haben. „Wer das nicht zugeben will, scheint mir unsern Hauptdolomit nicht genügend zu kennen“ schreibt er 1905. Er berief sich auf ein an der Cotschna aufgenommenes Profil, das folgende normale Schichtfolge (in verkehrter Lagerung) zeigen sollte: 1. radiolarienführender Quartenschiefer, 2. permischer Rötidolomit, 3. Buntsandstein, 4. Gips. In Wirklichkeit stehen von unten nach oben an: 1. (über Gneis, Aptychenkalk etc.!) mesozoischer Radiolarit, 2. mesozoische Sandsteine, polygene- und Dolomitbreccie, 3. Hauptdolomit, 4. grüner Granit, 5. Verrukano, 6. Rauhwanke, 7. Gips usw. 1 ist eine normale, unvollständige, 2 und 3 eine verkehrte, 4—7 wieder eine normale Schichtreihe. Die „Serie“ als Ganzes ist also nichts weniger als normal (s. T. II). Dem Missgriff *Rothpletz*s wäre nicht grosse Bedeutung zuzumessen, wenn dieser Autor nicht, gestützt auf seine Beobachtungen an der Cotschna, den Quartenschiefer und Rötidolomit der Glarneralpen für permischen Alters erklärt hätte.

Der Hauptdolomit unseres Gebietes ist ein bald heller, bald dunkler graues, seltener fast schwarzes Gestein, das sandig rauh anwittert. Er ist oft als richtige Primärbreccie im Sinne von *Spitz* und *Dyhrenfurth* entwickelt. Meist unterscheiden sich die Komponenten durch verschieden starke Graufärbung recht gut voneinander und ebenso gegenüber dem dolomitischen Zement. Ist dies nicht mehr der Fall, so lässt sich die Breccienstruktur oft kaum mehr erkennen. Dieselbe Erfahrung machen wir auch, sobald die Grösse der Komponenten ein gewisses Mass überschreitet; wir sind dann hie und da direkt gezwungen, der Grenznaht dieser Riesenkomponenten nachzugehen, um deren Dimensionen zu bestimmen; südlich des Weissfluhgipfels, auf etwa 2550 m Höhe, mass ich Trümmer von drei Meter Länge. Während in höhern Lagen besonders unzweifelhafte Sedimentärbreccien vorliegen, erhielt ich andernorts oft den Eindruck, dass man es möglicherweise mit einer tektonischen oder auch mit einer Scheinbreccie zu tun habe, bei deren Entstehung Volumveränderungen eine Rolle spielten. *Hoek* bezeichnet den Hauptdolomit als ein Riffgestein,

womit er Recht zu behalten scheint, dafür spricht auch der stellenweise Übergang desselben in Liasbreccie. Vom Hauptdolomit der Arosener Dolomiten ist das Gestein der Arosener Schuppenzone im Handstück nicht zu unterscheiden.

Maximale Mächtigkeit: 90—100 m.

6. Unterer Dachsteinkalk?

An der Casanna geht der Hauptdolomit gegen das Hangende zu in Hierlatzkalk über, der Kalkgehalt des Gesteins wird immer grösser, zugleich wird dasselbe auch dichter. Die gleiche Beobachtung machen wir auch am Nordende der Weissfluh, bei Wallbrunnen. Andernorts, wo Hierlatzkalke im Hangenden des Dolomits fehlen, erweist sich derselbe nicht nur als kalkhaltig, sondern er wird auch von feinen Gipsäderchen durchzogen. Äusserlich ist in diesem Falle ein Unterschied gegenüber normalem Hauptdolomit nicht zu bemerken; wie dieser, zerfällt die Felsart in kantige Brocken. Es scheinen somit Anklänge an die Dachsteinfazies vorzuliegen.

Zusammenfassung der Triasstratigraphie.

Die Trias der Arosenerzone ist durch ihre Unvollständigkeit gekennzeichnet. Quarzite repräsentieren möglicherweise den Buntsandstein. Muschelkalk und Arlbergkalk sowie Partnachschiefer fehlen vollständig. Gelbe Dolomite sind wahrscheinlich als Raiblerschichten anzusprechen, ebenso Gips und Rauhwacke. Als einziges Triasglied von Bedeutung tritt Hauptdolomit auf. Böse (Schichtenfolge im Engadin, 1896) hat im Engadin zwei Triasprovinzen unterschieden, eine nördliche Provinz Tarasp mit vollständiger und eine südliche Provinz Samaden mit unvollständiger Triasschichtfolge, die Grenzlinie beider Provinzen lief nach ihm über Bevers in nordost-südwestlicher Richtung. Seine Provinz Samaden entspricht ungefähr dem südbündnerischen Verbreitungsgebiet der unterostalpinen Decken (mit Ausnahme der noch schwer definierbaren Campodecke), welche eine in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte und lückenhafte Triasserie aufweisen, die *Seidlitz* als lepontinische, wir nach *Zyndel* und *Staub* als unterostalpine Triasfazies bezeichnen.

7. Das Rhät (Kössenerschichten Theobalds).

Hoek beschreibt aus dem zentralen Plessurgebirge mehrere Vorkommnisse von Rät (Parpaner Weisshorn, Tschirpen, Lenzerhornwestabhang und Arosener Weisshorn). Die „Kössenerschichten“ sind dort durch weiche, dunkle Mergel, die mit hellen Kalkbänken wechsellagern, vertreten. Als fossilführend erwiesen sich nur die Mergel, in denen *Rothpletz* unter anderem *Cardita austriaca*, *Hoek* am Arosener Weisshorn *Avicula contorta* fand. *Böhm* hat 1893 das Rhät der Tschirpenkette entdeckt. *Jennings* (28, 386) erwähnt rhätischen Lithodendronkalk von der Cotschna; leider fand ich denselben wie auch seinen Arlbergkalk (28, 387) in der ganzen Weissfluhgruppe nirgends. *Jeannot* kritisiert 1912/13 (26, 315) die Anwendung des Namens „Kössenerschichten“ für diese Vorkommen durch die Schüler *Steinmanns*, da es sich doch um schwäbisch-karpathische Fazies handle. *Theobald* braucht den Namen „Kössenerschichten“ indessen nicht für eine bestimmte Fazies, sondern als Stufenbezeichnung.

Zwischen Klosters und Langwies findet sich Rhät, der Arosener Schuppenzone zugehörig, mehrerenorts, wenn auch nirgends in grösserer Mächtigkeit. In der Weissfluhwestwand bei Wallbrunnen steht Rhät als dunkler, blaugrauer, oft fast vollkommen von Schnecken- und Muschelschalen erfüllter, dichter Kalk an.

Dieselben Rätkalke wie an der Weissfluh finden sich auch am Grünhorn. *Steinmann* und *Hoek* (24, 21) fanden im Sommer 1902 auf der Stützalp (Parsenn) „Bruchstücke rhätischer Mergelkalke und Fossilien“, die „ihrer Lage nach nur von der Casanna oder dem Grünhorn stammen“ konnten. Sie stammten in der Tat von letzterer Lokalität her. Rhätische Gesteine sind dort am Aufbau mehrerer Schuppen beteiligt, am Ostgrat gegen die Cotschna hin finden sich nur die zogenen Kalke anstehend, weiter südlich, wo die tektonischen Zusammenhänge wegen Grasbedeckung

kaum mehr zu entwirren sind, treten dann auch die mergelig-sandigen, braunen, von *Hoek* beschriebenen Schiefer auf, die von Zweischalern vollkommen erfüllt sind. Bestimmen liess sich von diesen *Cardita austriaca* Hauer. Hier am Grünhorn fand ich im Schutt Stücke einer hellgrauen Echinodermenbreccie von fraglichem rhätischem oder liasischem Alter, das Anstehende konnte ich leider nicht ausfindig machen.

Es muss hier noch erwähnt werden, dass *Cornelius* (14, 18) aus dem Gebiete von Samaden (Berninadecke n. *Staub*) Rhätgesteine beschreibt, die mit den unsrigen zum Teil grosse Übereinstimmung aufweisen, nämlich „hell anwitternde, kompakte Mergel mit bald vereinzelt, bald sehr zahlreichen Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern, oder dunkle, meist gelb oder braun anwitternde Mergelkalke voller Fossilien... Die Mächtigkeit schwankt von 0 bis höchstens 10 m“. Ähnlichkeit mit unserm Weissfluhrät scheint auch das von *Meyer* (35, 19) aus dem Curvèrgebiet (Schuppenzone der Margnadecke n. *Staub*) beschriebene Rhät aufzuweisen. Rhätkalke derselben Ausbildung wie am Grünhorn und der Weissfluh finden sich auch am Piz Toissa (Aeladecke). Die von *Zyndel* (103) ins Rhät gestellten blaugrauen, kieseligen Lumachellen von Curtginatsch (Westschams) erinnern sehr an die entsprechenden Gesteine vom Grünhorn.

8. Hierlatzkalk.

In den obersten Casannaschuppen tritt Lias in Hierlatzfazies auf. Der Hauptdolomit geht unmerklich in einen dichten muschlig brechenden Kalk über, der oft stark eisenschüssig und daher rot gefärbt ist. Nester bunter Kalkbreccie, die dem Hierlatzgestein eingelagert sind, erinnerten mich an die Alvbreccie vom Berninapass (71, 503). Im Hierlatzkalk fand *Zyndel* (102, 23) an der Casanna Belemniten und *Rothpletz* einen Ammoniten [*Hoek* (25, 22)]. Die Felsart entspricht in all ihren Eigenschaften genau dem von *Hoek* aus dem Parpanerzwischenstück beschriebenen Liascephalopodenkalk von sog. Adnether Fazies. Derselbe liegt dort mit einer basalen „Transgressions- resp. Brandungsbreccie“, die ausschliesslich Dolomitkomponenten führt, direkt dem Hauptdolomit auf. Belemniten sowohl wie Ammoniten dieses Kalkes sind unbestimmbar.

9. Jurassische Kalk- und Mergelschiefer (Streifenschiefer, Allgäuschiefer), Aptychenkalke und -schiefer.

Als Vertreter sowohl des schwarzen als auch des braunen Juras möchte ich im Weissfluhgebiet dunkle, blaugraue, unregelmässig dünn gebankte, schieferige Kalke und Mergel ansprechen, die nach unten ziemlich rasch in Rhätkalk, nach oben allmählich in Aptychenkalk übergehen. Das Gestein wittert oft gelblich an. Es wurde von *Theobald* fast durchwegs als Streifenschiefer des Muschelkalks beschrieben und kartiert. Sämtlicher von *Theobald* aus dem Weissfluh-Rätikon- und Plessurgebiet beschriebene Streifenschiefer ist jurassischen Alters, dahin gehört auch der Muschelkalkstreifenschiefer von *Seidlitz*, welcher sich im östlichen Rätikon manchenorts normal zwischen Hauptdolomit und Radiolarit eingelagert vorfindet. *Seidlitz* (55, 18) kennzeichnet die Schiefer folgendermassen: „Der Streifenschiefer besteht aus einer mehr oder weniger regelmässigen Wechsellagerung von dünnen Bänkchen eines stumpfglänzenden Schiefers und eines oft mehr vorherrschenden rosa, grauen oder auch dunkelgrau und schwarzen Kalkes. Er zeigt stets hellgelbe Verwitterungsfarbe — nie rostbraune, wie gewisse Varietäten des Kreidefysches (Topfscherbenschiefer) —, ist meist stark gequetscht und gefältelt, niemals aber von solchen Wurstelbänken oder regellosen kleinern Adern von Kalkspat durchzogen wie sie dem Kreidefysch eigentümlich sind. Eines seiner hervorstechendsten Merkmale ist dagegen, auch bei starker Faltung, eine auffallend gleichförmige Parallelschichtung zwischen hellern, kalkigen und dünnern, dunklen, schiefrigen Bänken. Niemals besteht er nur aus Schieferung von ein und demselben Habitus, wie gewisse dem Jura (möglicherweise Lias!) zuzuzählende einförmige graue Schiefer. Niemals wurden in ihm Fossilien gefunden... Charakteristisch ist ihm dagegen ganz besonders die Vergesellschaftung mit Rauhwacke in kleinen Bänkchen und Schüppchen; er nimmt dann oftmals

eine dickbankige Gestalt an, verleugnet aber niemals seinen Charakter.“ Ob diese Rauhwanke wirklich triasischen Alters ist, dafür hat *Seidlitz* keine triftigen Beweise; er bewegt sich vielmehr in einem Circulus vitiosus, wenn er andernorts schreibt: „Der einzige Anhaltspunkt, von dem aus man das Alter der untern Rauhwanke ableiten könnte, sind die Streifenschiefer des Muschelkalks und die Dolomite der untern Trias.“ Für unsere Annahme hingegen spricht die Bemerkung *Seidlitzs* (55, 20): „Der Streifenschiefer findet sich nur im Bereiche der Aufbruchzone und ist auffallenderweise eng vergesellschaftet mit den groben und feinen Liasbreccien.“ Der Schiefer ist eben auch jurassischen Alters. Dass das Gestein nicht stets streifige Anwitterung zeigt, kann nicht verwundern, es hängt dies nur vom Tongehalt ab. Die reinen kalkigen Gesteine hat *Seidlitz* (55, 24) mit Vorbehalt dem Lias zugezählt, er fand sie „wechsellagernd mit grober Liasbreccie am Bilkengrat“. Es liegen wohl ähnliche Verhältnisse vor wie bei Wallbrunnen (s. S. 40), auch im Weissfluhgebiet finden sich nämlich in den Streifenschiefern oft brecciöse Lagen; wir nennen diese Psephite im folgenden der Kürze halber Streifenschieferbreccie.

So kommen wir denn dazu, die Streifenschiefer *Theobalds*, zu denen fälschlicherweise Couches rouges, Falknisjura und andere Sedimente gerechnet wurden, und die einzig *Seidlitz* als solche wiedererkannte — wenn er sie auch dem Alter nach nicht richtig bestimmte —, hoffentlich endgültig als jurassisches Schichtglied höherer unterostalpiner Schubkomplexe anzusehen.

Typische sogenannte Aptychenkalk überlagern die Liasschiefer an der Weissfluh und am Cotschnagrat mehrenorts. Der Aptychenkalk ist ein hell blaugraues, sehr dichtes und gut gebanktes Gestein. Er zeigt muschligen Bruch und springt unter dem Hammer klingend in Scherben. Fossilien fand ich darin keine. Unterhalb Regenmoos bei Boltigen und bei Summerau am Jaunpass steht wie im Fondel genau derselbe Aptychenkalk an — hier jünger als der Radiolarit —, er führt gegen den letztern hin Hornsteinbänder und geht in denselben über. Es handelt sich um Gesteine der Nappe rhétique oder Simmendecke von *Rabowski*. *Hoek* hat den Aptychenkalk des Plessurgebirges (24, 25) noch 1903 als Pretschkalk beschrieben, 1906 stellt er ihn dem Châtelkalk *Lorenzs* aus dem westlichen Rätikon gleich (25, 28, 30). *Lorenz* hatte seinerzeit, freilich ohne es zu wissen, Falknistithon wie auch rätischen Aptychenkalk als Châtelkalk bezeichnet. *Seidlitz* fand im Châtelkalk des Tilisunagebietes ein Stück eines Aptychus, am Verspalengrat Apiocrinusspuren; es kann sich hier nur um Aptychenkalk der Aroserzone handeln. Das Alter des Aptychenkalkes der Val Lischanna im Unterengadin wurde von *Schiller* (54, 24) auf Grund einer prächtigen *Acanthis*fauna als Tithon bestimmt. An der Cotschna tritt an Stelle des dickgebankten Kalkes Aptychenschiefer auf, ein Kalkschiefer, der nach oben hin (in geringem Masse auch horizontal) in roten Hornstein übergeht und wie dieser Radiolarien führt. Es scheint sich um dasselbe Gestein zu handeln, das von *Seidlitz* aus der Tilisunaaufbruchzone als „grauer Schiefer“ beschrieben wird.

Mächtigkeiten der beschriebenen jurassischen Felsarten:

Hierlatzkalk, normal etwa 10 m;

Lias(z. T. Streifen-)schiefer, normal im Maximum 20 m, im Mittel 5—10 m;

Aptychenkalk und Schiefer, im Mittel 10—20 m.

10. Radiolarienhornstein oder Radiolarit (*Steinmann 1905*).

Jura, eventuell noch untere Kreide.

Theobald (90, 26, 27) hat den Radiolarienhornstein unseres Gebirges teils als jaspishaltigen oder hornsteinführenden bunten Bündnerschiefer, teils als roten Servino (Verrukano) beschrieben. Hie und da (90, 124/125) war er im Zweifel, welcher dieser Formationen er denselben zurechnen solle. *Rothpletz* (46, 37) nahm für den Radiolarit permisches Alter an. *Sander* (52) stützte sich bei seinem Vergleich von Prätigauer- und Tuxererien noch auf die *Rothpletz*sche Stratigraphie, daher besitzen seine Resultate nur beschränkten Wert. Da an der Cotschna eine normale Überlagerung des Radiolarits durch Rötidolomit nicht vorliegt, fällt die *Rothpletz*sche Annahme permischen Alters dahin (s. S. 34).

Jennings (28, 394) war im Zweifel darüber, ob der Hornstein jünger oder älter als Hauptdolomit sei, die Tektonik schien ihm eher für ein prätriadisches Alter zu sprechen. In Schliften von Gesteinsproben aus dem Cotschnagebiet bestimmte Dr. *Hinde* für *Jennings* folgende Spezies: *Sphaerzoum* (spicules), *Cenosphaera*, *Cenellepsis*, *Spongoprunum*, *Lithapium*, *Rhopalastrum*, *Archicapsa*, *Sethocapsa*, *Dictyomitra*, *Ellipsoziphus*, *Staurosphaera*, *Dicolocapsa*, *Lithomitra*, *Tricolocapsa* (?) und *Theosyringium* (?).

Nach *Steinmann* sind die Radiolarite der Alpen „jünger als Lias und reichen höchstens in die älteste Kreide hinein“. *Beilhanel*s im Val Trupchum (Oberengadin) fand — er — (74, 47) im Hornstein folgende Fossilien, die (dort) dessen tithonisches Alter beweisen: 1. *Pygope diphya*, 2. Aptychen von *Oppelia* und *Aspidoceras*, 3. Belemniten und 4. einen Nautiluschnabel.

Lorenz kannte im westlichen Rätikon verschiedene Vorkommnisse von Hornstein, so nördlich der Kirchlispitzen und am Ofenpass. *Trümpy* traf ihn dann im Falknisgebiet noch vielerorts an (Bettlerjoch, Hundstal etc.). Nach *Seidlitz* (55) kommt im östlichen Rätikon Radiolarit nur oberhalb der Sulzfluhkalke, mit grauen jurassischen Schieferern vergesellschaftet, vor. Der Radiolarit des Weissfluhgebirges unterscheidet sich nicht von dem benachbarter Gegenden. Er ist ein dichter, roter, seltener, grüner Hornstein, in dem die Radiolarien unter der Lupe als dunkle Punkte sichtbar sind. Die „rostige“, kieselige Grundmasse ist vollgespickt mit diesen Protozoen. Am Serpentinkontakt verliert das Gestein seine Farbe, d. h. den Eisengehalt, oft vollständig und zeigt dann häufig, wie *Theobald* schon wusste, Manganerhalt. An einer einzigen Örtlichkeit (bei Wallbrunnen) liess sich am Serpentinkontakt ein Übergang des Hornsteins in einen tonigen, grün und violetten Schiefer mit Serpentinpiegeln konstatieren.

Während andernorts Aptychenkalk und Radiolarit oft in horizontaler und auch in vertikaler Richtung sich ersetzen, also bald das eine, bald das andere Schichtglied zur Ablagerung gelangte, überlagert im Weissfluhgebiet der Hornstein stets den Kalk.

Was das Alter anbetrifft, so ist einzig festzustellen, dass der Kalk nach unten hin in liasische (+Dogger-) Schiefer übergeht, ferner, dass er grosse Ähnlichkeit mit jurassischen Falknisgesteinen zeigt. Mächtigkeit 0—40 m.

11. Couches rouges?

Trümpy (95, 141) fand im Sommer 1915 auf Gebiet des Maranerälpis Couches rouges der „rätischen“ Decke, also der Aroscher Schuppenzone¹⁾. Ebenderselben gehören vielleicht auch die von *Seidlitz* (55, 49) aus dem Tilisunagebiet beschriebenen Couches rouges an.

Im Weissfluhgebiet treten in der Aroscherzone keine sichern Couches rouges auf; schieferige Kalke, die ich ihrer Tüpfelung wegen zuerst für solche angesehen hatte (s. Fig. 1, Nr. 3), entbehrten, unter dem Mikroskop betrachtet, jeglichen Foraminiferengehaltes.

Jurassische und kretazische Schichtglieder orogener Fazies (Breccien und Sandsteine).

Der Einreihung der bis dahin geschilderten Schichtglieder der Aroscherzone in das stratigraphische System stehen trotz der Fossilarmut der Gesteine keine allzugrossen Schwierigkeiten entgegen. Nun treten aber an Stelle dieser neritisch bis bathyalen Ablagerungen vor allem in den tiefern Schuppen der Zone mächtige Lagen detritogener Gesteine, bald monogene und polymikte Breccien, bald Arkosen und auch Sandsteine. Das Alter dieser Serie als Ganzes zu bestimmen war möglich, alle Versuche aber, den Gesteinskomplex in verschiedenaltige Horizonte aufzuteilen, scheiterten, wie im folgenden gezeigt werden soll.

Schlüsse auf die stratigraphische Zugehörigkeit irgendwelcher psephitischer Felsarten können gezogen werden: 1. aus der Lagerungsweise derselben, 2. aus dem Gesteinscharakter von Grundmasse und Komponenten und 3. aus ihrer Fossilführung.

¹⁾ Bei meinen Aufnahmen in diesem Gebiet habe ich dieselben bis dahin (Sommer 1920) noch nicht angetroffen. *Seidlitz* erwähnt aus dem Tilisunagebiet Couches rouges der rätischen Decke (Aroscherzone); es könnte sich dort wohl auch um Sulzfluh-Couches rouges handeln. (Vgl. Kreide über dem Sulzfluhkalk am Madrisjoch, Kapitel Rätikon.)

a. Breccien und Sandsteine an der Weissfluh und am Haupterhorn.

Steigen wir vom Nordgipfel der Weissfluh (Punkt 2836) in westsüdwestlicher Richtung durch ein Couloir zur Schwärzi hinunter, so durchqueren wir im obern Teil der Wand eine verkehrte Schichtreihe (s. T. II.). Der den Gipfel bildende, hell gelbgraue Hauptdolomit ist schwach brecciös. Nach unten zu geht er in eine Dolomitreccie über, deren einzelne Komponenten sich durch verschieden starke Färbung unterscheiden, die also nicht aus demselben Dolomitmiveau stammen können. Dieses Gestein ist identisch mit der Liasbreccie, wie sie von *Rothpletz, Hoek, Seidlitz* und andern Autoren aus dem Plessur- und Rätikonengebirge beschrieben wurde. Sehr selten führt dieselbe auch Rhät- und Liaskalke als Trümmer. Ein Zement fehlt fast stets, die eckigen Bestandteile der Felsart sind mosaikartig ineinandergeschweisst. Mit Salzsäure lässt sich hier und da eine Spur kalkigen Bindemittels an den Nahtstellen der Komponenten nachweisen, es könnte sich aber auch nur um nachträglich in die durch den Gebirgsdruck aufgelockerten Gesteinsmassen infiltrierte Kalzit handeln. Hauptdolomit und Liasbreccie sind zusammen etwa 100 m mächtig. Auf ungefähr 2730 m Höhe folgt polygene Breccie. Kieselschnüre durchziehen dieselbe; zugleich sind dem Gestein kieselhaltige Trümmer verschiedenster Art eingelagert, vor allem weisse Buntsandsteinquarzite und grüne Sandsteine dieser Stufe, ferner kristalline Schiefer vom Casanatypus wie auch grüne Granite. Dieser polymikte Psephit geht weiterhin durch Wechsellagerung in glimmerreiche, grünliche und braune Sandsteine und Schiefer über. Zum Teil ist diese Wechsellagerung sicherlich eine primäre, zum Teil aber kommt sie durch N-S bis SW-NE streichende Querfältelung zustande. Die glimmerführenden, sandigen Tonschiefer erinnern an Falknisdogger und auch an phyllitische Bündnerschiefer. Die Sandsteine bestehen aus denselben Trümmern wie die Breccie. In stratigraphisch höhern Lagen setzt oft reichliche Quarzföhrung ein, die Gesteine sind dann als Quarzitsandsteine und Quarzite zu bezeichnen, die gewissen Gaultgesteinen der Falknis-Sulzfluhdecke sehr ähnlich sehen. Die weiter unten anstehenden Felsarten gehören schon der nächsttiefern, normalen Serie an.

Vom Schwärzisattel aus ist deutlich zu sehen, wie der ganze dunkelgefärbte Komplex polygener Breccien und Sandsteine in den Grat hinüberzieht, der vom Haupterhorn gegen die Weissfluh führt. Eine mächtige Schutthalde querend, erreichen wir diesen Kämm in einer kleinen Quereinsattelung. Hier befinden wir uns wieder im Bereiche der polygenen Breccie. Ungeheure Komponenten sind ihr hier eingelagert. Ein Buntsandsteinblock misst ungefähr 25 m³, am Westabsturz steckt darin ein fünf Meter langer grüner Buntsandsteinfetzen (auch hier verkehrte Lagerung!). Der normale zugehörige Hauptdolomit fehlt im Hangenden dieses Gesteins, der darüber lagernde Dolomit gehört zur nächsthöhern Weissfluhscuppe. Kurzum: wir haben eine Transgressionsbreccie vor uns. Die polygene Breccie ist hier schon ziemlich mächtig, gegen N hin blättert die hier kompakte Trümmergesteinsmasse in Sandsteine und Schiefer auf, die wir von der Weissfluhwand her kennen.

Mit Ach und Krach verfolgen wir unsern Horizont über die Gebirgskante, bergauf und bergab in demselben herumsteigend, bis ans Haupterhorn. Dabei stellen wir fest, dass das polymikte Gestein wieder ärmer an kristallinen Komponenten wird, am südlichsten Felskopf vor dem Haupterhorn (beim sogenannten Fürkli) wird es fast ausschliesslich aus Dolomit- und Kalkkomponenten zusammengesetzt. Nach unten (topographisch) und stellenweise auch seitwärts geht die Breccie in Streifenschiefer über.

Wer lieber nicht auf allen Vieren bergsteigt, wandert von Süden über den Gratrücken oder direkt durch die Halde von Westen auf das Haupterhorn. Kommt man von Süden her, so quert man dieselbe verkehrte Serie wie vorhin beim Abstieg von der Weissfluh. Vom untersten Anstehenden am Südfuss des Berges bis etwa 50 m über dem Felskopf des Schärenhorns steht hellgrauer Dolomit an. Hier nimmt derselbe (bei einer kleinen ebenern Geländepartie) dunklere, graue Färbung an, zugleich wird er kalkig, rauher und sandiger, und hierauf geht er in Breccie über, die Dolomit-, Kieselkalk- und Kalktrümmer führt. Diese Felsart, die bis 30 m unter dem Gipfel ansteht, geht wiederum ziemlich rasch in sandige Kalkschiefer mit tonigen Lagen über, der

auf dem Bruch schwarzgrau gefärbt ist. Das Gestein ist wie Bündnerschiefer stark gefältelt, bis auf den Gipfel wird dasselbe von brecciösen Einlagerungen durchsetzt. Die in Sandkalk gebetteten Sedimentärgesteinskomponenten sind oft stark deformiert oder zerbrochen. Beim Abstieg über den Nordgrat bemerkt man, wie dieselben immer kleiner und seltener werden, die Grundmasse geht in einen kieseligen Sandkalk über und dieser wiederum in blaugrau oder gelblich anwitternde, tonige Kalkschiefer, die über den Sattel N des Hauptorns weg mit den Streifenschiefern des Verbindungsgrates zwischen diesem Berg und der Weissfluh zusammenzuhängen sind (s. T. II).

Die Breccien und Sandsteine der Weissfluh-Hauptornregion sind also jünger als Hauptdolomit. Die Dolomitbreccie der Weissfluh, das polygene Transgressionsgestein südlich derselben und die nur sedimentäre Trümmer führende Breccie vom Hauptorn sind gleich alt wie die Streifenschiefer, also liasisch, möglicherweise repräsentieren sie wie diese auch noch den braunen Jura.

b. Profil bei Wallbrunnen.

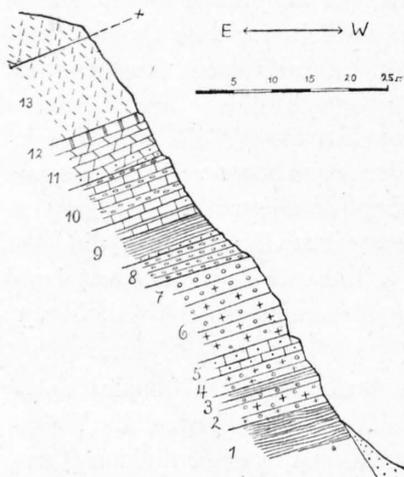


Fig. 1. Profil bei Wallbrunnen.

Unweit der schönen Quelle von Wallbrunnen, welche im hintersten Winkel des Fondeitales entspringt, ist in der Weissfluhwand eine kleine Verwerfung mit Schlepplung beider Flügel schon aus der Ferne sichtbar. Eine Runse zieht sich an dieser schwachen Stelle des Gebirges durch die Felsen herunter. In derselben wurde ein Profil (Fig. 1) aufgenommen, das wieder dieselbe verkehrte Serie zeigt, wie wir sie schon von der Weissfluh und dem Hauptorn her kennen. Die einzelnen Schichtglieder sind aber hier teilweise in ganz anderer Ausbildung vertreten. Von oben nach unten stehen hier an:

13. Hauptdolomit, durch eine Scherfläche zweigeteilt, dicht, hellfarbig, 50 m;
12. eine Bank dunklen Kalkes mit dolomitischen Partien, von unbestimmten Fossilresten erfüllt = Rhät;
11. heller, dichter Kalk von Hierlatzfazies, zum Teil brecciös, gelb und grün gefärbt, 12 und 11 = 12 m;
10. dichte bankige, blaugraue Kalke mit Streifenschieferbreccie (Zement = Streifenschiefer, Komponenten = Kalk und Dolomit) wechsellagernd. Die Grundmasse der Breccie ist ein Sandkalk, der hier und da Echinodermensplitter führt; es fand sich ausserdem darin ein Miliolidenrest. Komponenten: Dolomit und Kalk nebst Feldspattrümmern, 10 m;
9. plattiger Kalk, nach unten in (Allgäu-) Schiefer übergehend, die von gelb anwitternden Kieselkalkbändern durchzogen sind. In den tiefern Partien reichliche Muskovitführung und brecciöse Lagen (Dolomittrümmer), 12 m;
8. Streifenschieferbreccie, nach unten zu feiner werdend, 8 m;
7. Dolomitbreccie mit Kieselschnüren (kieselige Grundmasse) geht über in
6. polygene Breccie. Komponenten: Dolomit, Buntsandsteinquarzit, Gneise etc. Nr. 7 und 6 = 20 m;
5. grüner Arkosesandstein mit Lagen von grauem, glimmerführendem, sandigem Schiefer, 3 m;
4. polygene Breccie. Komponenten: Dolomit, Quarzit, Gneise;
3. schwach sandiger, gepresster Kalkschiefer, viel neugebildeten Muskovit führend. Fossilreste: Echinodermengitter. Nach unten übergehend in feine Breccie mit Karbonatgesteinen als Trümmern in sandig-quarzitischer Grundmasse, zirka 2 m;
2. polygene Breccie mit viel grünen, kristallinen Komponenten, 4 m;
1. feinkörniger, geschieferter Mergelkalk, dessen Tonsubstanz zum Teil in Muskovit umgewandelt wurde. Die Felsart führt Fukoiden, die oft beinahe senkrecht zur Schichtung eingebettet sind, 8 m.

Nr. 13 bis 6 stehen beiderseits, Nr. 5 bis 1 nur auf der linken Runsenseite an.

Über das Alter der einzelnen Schichtglieder kann folgendes gesagt werden: Nr. 12 repräsentiert das Rhät, Nr. 11, 10, 9, 8 Lias und vielleicht noch Dogger. Nr. 7 und 6 wären alsdann dem Malm oder, falls derselbe tektonisch ausgekilt ist, der untern Kreide zuzuweisen. Noch problematischer ist die Stellung der Schichten 5 bis 1. Die glimmerführenden Kalkmergelschiefer (1) erinnerten mich bei der Profilaufnahme stark an die tertiären Äbigratschichten. Leider fanden sich darin mit Ausnahme der erwähnten Fukoiden weder makro- noch mikroskopische Fossilien.

Die beiden nunmehr beschriebenen Vorkommnisse detritogener Sedimente in verkehrter Lagerung sind die bedeutendsten des Weissfluhgebietes; sie gehören dem Weissfluhschuppenkomplex an. Bei der Gipskilche oberhalb Klosters treten dieselben Horizonte unter den Casanaschuppen wieder hervor. Auch in den höhern Einheiten des Casannagebirges fehlen ähnliche Trümmergesteine nicht gänzlich. Am Casannavordergipfel stehen graue Liasstreifenschiefer an, welche in eine Breccie übergehen, die mit der „Streifenschieferbreccie“ von Wallbrunnen grosse Übereinstimmung zeigt. Ihr Bindemittel ist ein dichter Kalk, der von wabenartigen *Bryozoengebildnen* völlig erfüllt ist. Er führt merkwürdigerweise in grosser Zahl neugebildete Plagioklase. Neben grossen, teilweise gerollten Dolomitbrocken sind in die Grundmasse Quarz- und Feldspatkörner eingebettet. Ebenfalls im Bereich der Casanaschuppen steht am Grate N Punkt 2525 (Parsennfurka) eine Breccie an, die neben Dolomitmaterial hauptsächlich Quarzit führt. Derselbe scheint zum Teil als Komponente, teilweise auch als Zement aufzutreten.

Jennings (28, 411) nahm an, die Breccien des Weissfluhgebietes seien tektonischer Natur. Er lässt deshalb auch die polygene Breccie der Gipskilche im Profil in „permische“ und untertriasische Gesteine (Verrukano, Radiolarit, Triasdolomit etc.) übergehen.

In ganz derselben Ausbildung wie zwischen Klosters und Langwies findet man Trümmergesteine auch im Gebirge von Arosa. Dort liess sich das kretazische Alter der jüngsten Horizonte an den Vorkommnissen der Maranerbreccie mit ziemlicher Sicherheit feststellen. *Steinmann* (74, 48) beschrieb dieselbe erstmalig im Jahre 1897. Aus dem Auftreten von Radiolaritkomponenten in der Breccie und dem Vorkommen ähnlicher Gesteine cenomanen Alters in den Ostalpen schloss Steinmann, dass es sich hier ebenfalls um cenomane Ablagerungen handeln müsse. Dass ein kretazischer Psephit vorliegt, steht wohl fest — und das ist die Hauptsache —, nicht aber, dass derselbe oberkretazischen Alters ist. Wie schon *Hoek* wusste, führt vom Maraner Gestein, das auch kristalline Trümmer enthält, ein Übergang zur monogenen „Liasbreccie“.

Trümpy schreibt über das Gestein: „Wahrscheinlich bilden Radiolarienhornstein und -schiefer den Zement der Breccie, die demnach jurassisch wäre.“ Es finden sich aber, wie gesagt, deutlich Radiolarittrümmer in die Breccie eingeschlossen; sobald dieselben häufiger werden, ist allerdings kaum mehr festzustellen, was als Zement und was als Komponente angesehen werden muss.

Vorkommnisse mesozoischer Breccien und Sandsteine der Arosener Zone in den umliegenden Gebirgen hat nur *Seidlitz* ausführlich beschrieben. Ein Vergleich unserer Felsarten mit denen des östlichen Rätikons bietet keine allzugrossen Schwierigkeiten:

1. Die von ihm (55, 41) beschriebenen (1.) braunen, eisenschüssigen Sandsteine bzw. sandigen Kalke und Schiefer in stark wulstiger Ausbildung sowie seine (2.) rostgelb anwitternden, in schwarze, feingebankte Topfscherbenschiefer mit Tristelbreccieneinlagerungen übergehenden Schiefer entsprechen wohl unsern mit Breccie wechsellagernden, gleichartigen Gesteinen von der Weissfluh. Von *Seidlitz* erwähnt nirgends die im Weissfluhgebiet für diese Gesteine charakteristische Glimmerführung.

2. Die von ihm beschriebene Liasbreccie (55, 23) („ihre Bestandteile sind Triaskalke, eingebettet in einen hellgrauen, stark gekneteten Kalk“) entspricht unserer auf Hauptdolomit transgredierenden Liasbreccie (Haupterhorn u. a. O.).

3. Seine „Liasbreccien“ mit kristallinen Komponenten vom Bilkengrat sind identisch mit unserer polygenen Breccie.

Eine „merkwürdige Mittelbildung zwischen Schiefen und Breccien“ sind nach *Seidlitz* die Mandelschiefer, welche nur in der rätischen Decke vorkommen sollen. Die Charakteristik derselben lautet folgendermassen: „In einer schieferigen oder sandigen Grundmasse schwimmen in

grossen Abständen voneinander — selten dicht gedrängt — kugelige oder mandelförmige Brocken von triasischen Kalken und Dolomiten, seltener von Malm und kristallinen Gesteinen. Oftmals sind die Zwischenräume noch mit kleinern, meist ähnlichen Komponenten erfüllt; gewöhnlich aber ist die Grundmasse ein homogener, dunkler Schiefer. Am Schwarzhornsattel findet sich derselbe mit roter Grundmasse und gelben Dolomitmandeln, und in dieser Ausbildung gleicht er der Cenomanbreccie des Plessurgebirges. Wie die meisten Schiefer im Bereiche der Tilisunaquetschzone und der Schwarzhornsynklinale, sind auch die ‚Mandelschiefer‘ und ihre Komponenten stark von Serpentin injiziert.“ Als Fundorte sind erwähnt Öfentobel und Öfenkopf, die Tilisuna und das Madrisjoch. Bei Tilisuna und am Öfenkopf beobachtete *Seidlitz* Übergänge des Mandelschiefers in „tristelartige Ausbildungen“, die „durch Orbitolinen und Crinoidenbreccien bestimmt“ erscheinen. Infolge der Grenzsperrung konnte ich 1917 leider nur das Vorkommen am Madrisjoch besuchen. Was *dort* von *Seidlitz* Mandelschiefer genannt wird, ist ein plattiger bis schiefriger, jurassischer (Aptychen-)Kalk (Taf. I B, Nr. 17), gespickt mit grössern und kleinern Brocken von meist sedimentären Gesteinen. Es muss also wohl angenommen werden, dass es sich an den erwähnten übrigen drei Fundorten nicht um dasselbe Gestein handelt, oder aber dass *Seidlitz* auch noch die Sulzfluhkreide im Liegenden (Taf. I B) zu den Mandelschiefern gerechnet hat.

Auch im Unterengadin sind aller Wahrscheinlichkeit nach die Brecciengesteine der Aroser Schuppenzone wieder zu finden. *Paulcke* (40, 40) schreibt in seiner Arbeit 1910: „Ausser diesen grobspätigen Kalken (Lias) gehören noch Kieselkalke und lauchgrüne sowie graue, glimmerig-sandige Tonschiefer zur Liasserie (der ‚Brecciendecke‘), ferner feinere und gröbere Breccien mit gelblich verwitternden Triaskomponenten.“

Die allergrösste Ähnlichkeit mit gewissen Horizonten unserer polygenen Breccien und Sandsteine weisen die von *Cornelius* beschriebenen Saluergesteine auf. Ich suchte dieselben im Nairgebiet bei St. Moritz auf und schlug davon eine Menge Handstücke, die von solchen aus dem Weissfluhgebiet nicht zu unterscheiden sind, so besonders die glimmerführenden Sandsteine und Schiefer vom Nordgrat des Piz Nair. *Cornelius* stellte diese Saluergesteine in die Kreide der Errdecke, da sie dort normal über Radiolarit gelagert auftreten. *Freudenberg* (18) fand in Blöcken dieser Felsarten bei Silvaplana Kreideforaminiferen. Hier ist also die Schichtreihe vollständiger als an der Weissfluh, mit Radiolarit versehen und normal.

Es mag hier noch erwähnt werden, dass braune, sandige Schiefer, wie wir sie aus Val Saluver und von der Weissfluh her kennen, auch am Gipfel der Carungas bei Tinzen im Oberhalbstein vorkommen (Exkursion unter Leitung von Herrn Prof. *Arbenz*, 4. VIII. 1919) und dass ferner gewisse Partien der „liasischen“ Vizan- und Taspinitbreccie des Schams grosse Ähnlichkeit mit Weissfluhgesteinen aufweisen.

Auf Grund der Arbeiten von *Steinmann*, *Seidlitz* und *Hoek* und der Ergebnisse aus dem Weissfluhgebiet kann zusammenfassend über die nun beschriebenen Trümmergesteine folgendes gesagt werden:

Der Lias transgrediert in den tiefern Schuppen der Aroserzone in Gestalt der fast nur Hauptdolomitkomponenten führenden Liasbreccie auf das Norien; hier und da aber muss er, nach der Grösse der Komponenten zu schliessen, als polygene Breccie über den Buntsandstein bis aufs Kristalline gegriffen haben.

Wenn Dolomitbreccie und polygene übereinander liegen, so erweist sich die polygene in der Regel als die jüngere.

Das polygene Gestein, stellenweise vertreten durch Sandsteine und Schiefer, repräsentiert wahrscheinlich sowohl Jura als Kreide, denn es geht seitlich in jurassische Allgäuschiefer, nach oben in vermutlichen Kreide- oder Tertiärflysch über.

IV. Die basischen Eruptiva (Ophiolithika).

Ball hat 1897 den Totalp-Serpentin einer Spezialuntersuchung gewürdigt (7). Nur der Vollständigkeit halber seien hier einige Angaben über die Vorkommnisse dieser Gesteine gemacht.

Scheuchzer (*Meteorologia et oryctographica Helvetica etc.*, 1718, S. 105) berichtet von einer grünen „Seiffenkreide, die sich auf dem Galandaberg und bei Kübliss im Prettigöw findet“. Gemeint sind wohl die Serpentinvorkommnisse auf Gebiet der Alp Albeina (Saaseralp), die denen im Weissfluhgebiet entsprechen. Noch heute finden talkartige Verwitterungsprodukte des Serpentin im Schanfigg Verwendung als Schneiderkreide.

Salis (51) beschreibt 1806 den Totalp-Serpentin zum erstenmal als solchen. Ausführlichere Angaben erhalten wir aber erst von *Studer* und *Escher* und dann insbesondere von *Theobald*. Diese drei letztgenannten Forscher glaubten am Rande des mächtigen, gegen 11 km² grossen Serpentinegebietes der Totalp deutliche Kontaktwirkungen des Eruptivums am Bündnerschiefer konstatieren zu können. Als Bündnerschiefer bezeichneten sie hier jurassische Schiefer und Kalke der Aroser Schuppenzone, wie solche auf Parsenn allerorts den Serpentin unterteufen.

Ball (7) gelangte auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchungen dazu, den Totalp-Serpentin als aus einem Lherzolit entstanden zu erklären. Er konstatierte, dass die angrenzenden, auch die jüngsten Sedimente durch das basische Magma umgewandelt sind. Die starke mechanische Zertrümmerung des Gesteins liess ihn den Schluss ziehen, dass die Ausbrüche des Eruptivums gleichzeitig mit der „Bildung der Alpen“ erfolgten.

Der Serpentin des Weissfluhgebietes ist meist von dunkler, sattgrüner Farbe und oft noch vollgespickt mit bronzegelb herauswitternden Angiten. In hangenden und liegenden Partien ist das Gestein stark zertrümmert und von Rutschharnischen kreuz und quer durchzogen, an denen das gewöhnliche Serpentinmaterial in hellere, lauchgrüne bis weisslichgraue Varietäten umgewandelt ist. Serpentinblöcke, die während langer Zeit der Verwitterung ausgesetzt sind, überziehen sich mit einer rotbraunen Kruste (Moränen). Aus diesem Grunde weisen im Gegensatz zu den matt blaugrün bis schwarz schimmernden Runsen und Tobelhängen, die weniger steil geböschten Bergrücken und Kare der Totalp jene merkwürdige braune Herbstlaubfärbung auf, die dem Beobachter schon aus weiter Ferne auffällt.

Aus dem ganzen Totalpgebiet sind mir nur zwei Vorkommnisse andern basischen Eruptivgesteins bekanntgeworden. Mit meinem Freund *Leupold* zusammen fand ich 3—400 m N der „Wasserscheide“ an der Weissfluh grobkörnigen, grünen Pyroxenit. Makroskopisch hellgrün bis bläulich gefärbter Diallag sowie Olivin sind die Hauptgemengteile der Felsart; die kleinern Individuen sind zertrümmert und serpentinisiert; als Nebengemengteile kommen darin vor: Eisen- und Chromspinell, Magnetit und Grossular. Ebendasselbe Gestein fand ich (1920) im Totalpbachtobel (rechte Seite) auf ca. 1740 m Höhe gangartig dem Serpentin eingelagert.

Weniger einheitlich als die grosse Totalpserpentinmasse ist der Zug basischen Eruptivgesteins, der von der Schwärzi (Punkt 2573) gegen N nach Wallbrunnen sich verfolgen lässt und der im S unter den Weissfluhschutthalde gegen das Haupterhorn zu wieder zum Vorschein kommt. An der Schwärzi ist das Gestein von Kalzitmaterial durchtränkt. Einige hundert Meter nördlich des Passüberganges liess sich feststellen, dass die polygene Breccie der Weissfluh (Aroserzone) in das „Serpentinbad“ geraten war. Während an der Zähnjeffluh nur an zwei Stellen diabasartige Felsarten zutage treten, ist allem nach gegen N hin die Randfazies durch Diabase und Variolit stärker vertreten. Anstehend findet sich Variolit am Casannapassgrat, aus diabas- und spilitartigem Gestein besteht in ihren höhern Teilen die Seitenmoräne des Fondeigletschers bei Barga-Sattel; dieses Material kann nur aus der Gegend zwischen Casannapass und Wallbrunnen herkommen.

Im Oberhalbstein tritt zusammen mit Serpentin vielerorts Gabbro auf; im Prätigau kennt man solchen aus dem Tilisunagebiet, wo *Seidlitz* zwar dessen Anstehendes nicht auffinden konnte.

Was *Ball* für das Weissfluhgebiet schon festgestellt hatte, glaubten *Steinmann*, *Lorenz* und *Hoek* im übrigen Fenstergebiet konstatieren zu können, nämlich den Primärkontakt der Eruptiva an allen Gesteinen, auch an den Bündnerschiefern, über welche die basischen Felsarten mitsamt den unterostalpinen Decken überschoben sind. Die neuesten Untersuchungen ergaben indessen, dass nur Gesteine der Aroserzone metamorphosiert wurden.

Im Plessurgebiet, wo an Stelle der Serpentine deren effusive Randfazies, d. h. biotit- und hornblendefreie Diabase vorherrschen, fand *Steinmann* an der Urdenschwelle bei Tschierschen in marmorisiertem Jurakalk blaue Hornblende (Krokydolith), „randlich von Glimmerblättchen begleitet, ausserdem, wie die Untersuchung von Prof. *Schmidt* in Basel ergab, noch Tremolit, Epidot und Chlorit, nach *Schmidt* alles dynamometamorphe Umwandlungsprodukte des basischen Eruptivums“. *Steinmann* vermutet, es liege eine „Verquickung von Injektion und Dynamometamorphose“ vor. *Bodmer-Beder* (8, 265) erwähnt, dass „längs der Linie Hörnli-Oberberg“ am Kontakt gegen die Kalksteine „in den Schroffen Adinole und Hornfelsfazies auftreten“, die als exomorphe Kontaktbildungen zu betrachten seien, aber nicht näher untersucht wurden. Merkwürdigerweise erwähnen weder *Steinmann* noch *Hoek* noch *Tarnuzzer* (86) in ihren seither erschienenen Arbeiten diese Vorkommnisse, so dass man sich fragen muss, ob sich *Bodmer-Beder* nicht geirrt habe, d. h. ob es sich nicht um altpaläozoische Kontaktgesteine oder gar um Radiolarit handle.

Als endomorphes Kontaktprodukt beschrieben *Steinmann*, *Hoek* und andere Geologen den Variolit, welcher besonders im Ochsenalpgebiet bei Arosa häufig vorkommt.

Dass öfters gebirgsbildende Kräfte und Injektion vereint im Spiele waren, wird uns durch das Auftreten polygener tektonischer Breccien, deren Komponenten durch den Serpentin schwach umgewandelt wurden, bezeugt. Zwischen der Parsennfurka und der Skihütte sowie E des Schwarzorns auf der Totalp finden sich, in das Eruptivgestein eingeschlossen, Blöcke von Casanaschiefer und Pegmatit, Kalke und Radiolarit, welche wohl aus den den Serpentin unterlagernden Horizonten stammen. Beim Untersuchen der Schlicfe konnte ich ausser einer Marmorisierung der eingeschlossenen Aptychenkalkbrocken nur eine starke Infiltration mit Eisenoxydhydrat und Pyritbildung konstatieren.

Zum Schlusse noch einige Worte über die tektonische Stellung der Ophiolithika. Bei ausschliesslicher Berücksichtigung der im Weissfluhgebiet herrschenden Verhältnisse wäre es wohl verlockend, die Aroser Schuppenzone in eine tiefere, serpentinführende (Weissfluh-) und eine höhere, ophiolithfreie (Casanna-Tschirpenzone) zu gliedern. Als Leitgesteine könnten die Ophiolithika aber nur gelten, wenn sie lagerförmig in eine bestimmte autochthone Serie intrudiert und erst später überschoben worden wären; basische Eruptiva treten indessen auch in tiefern Einheiten auf (s. S. 30). *Staub* (Vortrag in der Zürcher geol. Ges. 13. XII. 20) ist neuerdings der Ansicht, dass sämtliche Ophiolithika bündnerischer Vorkommnisse dem penninischen Wurzelgebiet entstammen; der Serpentin wäre somit ein penninisches Gestein. Die Serpentinorkommnisse von Parpan bis ins Rätikonengebirge, welche im Unterostalpinen liegen, möchte *Staub* als tektonische Einschiebsel betrachten, indem er an der Echtheit sämtlicher bis dahin beschriebenen Primärkontakte zweifelt, also alle Umwandlungen als durch Dynamometamorphose hervorgerufen betrachtet. Sollte aber richtiger Primärkontakt vorliegen, so hält es *Staub* nicht für ausgeschlossen, dass die metamorphen Breccien, Sandsteine, Aptychenkalke und Radiolarite auch penninischen Ursprungs und in die unterostalpine Aroserzone mit hineingespiesst worden seien. Ich halte dies für wenig wahrscheinlich, da diese Felsarten mit Liaskalken, Hauptdolomit etc. stets eine normale Schichtreihe bilden, und neige eher zur Annahme, dass zu relativ früher Zeit der Deckenbildung (Kreide?) eine lagerförmige submarine Intrusion in die jurassischen und jüngern Gesteine und eine schwache Kontaktumwandlung derselben (*Ball* u. a.) stattgefunden hat.

Über neue Vorkommnisse von Manganerz im Radiolarit und Hauptdolomit der Aroser Schuppenzone zwischen Klosters und Arosa.

Im Sommer des Jahres 1917 stiess der Verfasser auf einer Streiftour im Walde oberhalb der Sonnenrüti bei Langwies auf ein Lager von Manganerz. Die Firma *von Roll* in Choindez setzte ihn instand, dieses Vorkommnis genauer zu untersuchen und auch in der weitem Umgebung nach Manganmineral zu forschen. Herr Direktor *Anacker* in Choindez gab auch gütigst die Erlaubnis zur Veröffentlichung nachstehender Ergebnisse.

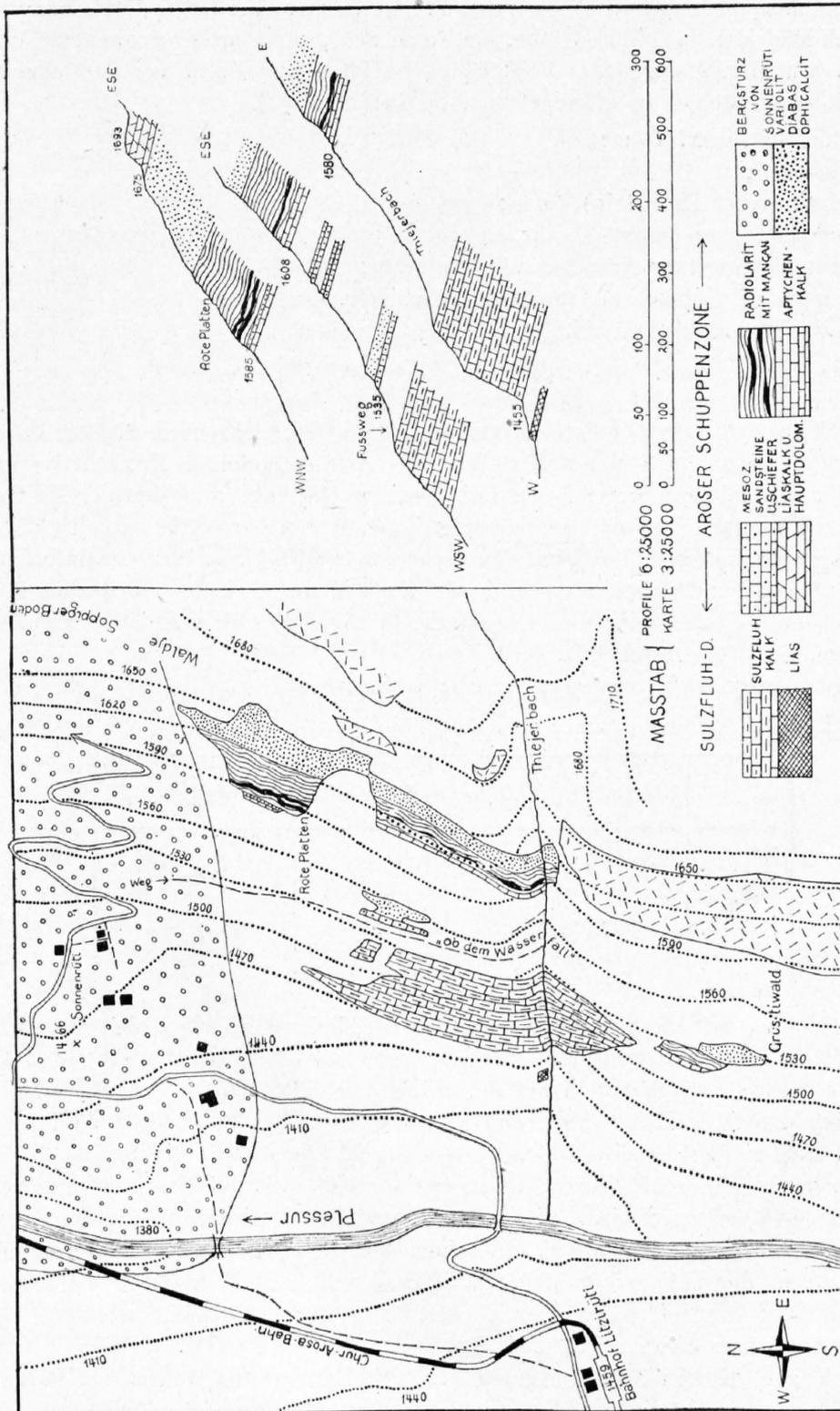


Fig. 2. Situationsplan und Profile der Manganerzvorkommnisse von Litzirüti bei Langwies.

Manganerz fand sich bei weitem Nachforschen sowohl auf Gebiet der Alp Pretsch (N Arosa) als auch im Fondeital bei Langwies; das am Schlusse noch zu erwähnende Vorkommen an der Casannaspitze bei Klosters scheint den Bewohnern dieser Gemeinde durch die kurz nach Kriegsausbruch angestellten Erhebungen eines deutschen Ingenieurs namens *Schöni* bekannt geworden zu sein.

Das kleine Manganerzlager von Sonnenrütli ist in ungefähr 100 m Entfernung vom neuen Strässchen nach Mädrigen in 1600 m Höhe, am Fusse der „rote Platten“ genannten Felswand, gut aufgeschlossen. Auf Fig. 2 wurde das Vorkommen im Plane und Profil zur Darstellung gebracht. Von oben nach unten stehen an dieser Örtlichkeit an:

9. Hauptdolomit, max. 18 m;
8. Diabas 35 m;
7. Radiolarit (roter Hornstein) 45 m;
6. Ophicalcit (Diabaskontakt) 0,5 m;
5. grauer und schwarzer Aptychenkalk, einige m;
4. (Weiter südlich) blaugraue, sandige Kalkschiefer, einige m;
3. Diabas, in Primärkontakt mit 4;
2. = 4;
1. Sulzfluhkalk.

Das Erz findet sich dem Radiolarit eingelagert, denselben mehr oder weniger durchtränkend und als konstanter, wenn auch hier und da in zwei Äste aufgeteilter Horizont verfolgbare. Es handelt sich hier wie bei den übrigen Lagerstätten um ein Gemenge verschiedener Mn O₂-(Polianit-) Mineralien. Am Übergang der manganschüssigen Zone in den Hornstein entbehrt dieser stellenweise jeglichen Eisengehaltes und zeigt alsdann schneeweisse Färbung. Die Gesamtmächtigkeit des Erzhorizontes beträgt im Durchschnitt ca. 1 m. Nach N und S keilt der Radiolarit allmählich aus, immerhin konnte das Manganerzband bis an den Thiejerbach verfolgt werden, wo es noch 10 cm stark den Hornstein durchzieht.

Die Industrieanalyse einiger ausgesucht schwerer Gesteinsproben (nicht Durchschnittsproben!) ergab folgende Werte:

	1. Rote Platten, 1917	2. Rote Platten, 1918	3. Thiejerbach, 1918
Mn. .	12,1 ‰	13,20 ‰	7,70 ‰
Fe . .	2,4 ‰		
Si O ₂ .	67,3 ‰		

Das Vorkommen auf Alp Pretsch kann mit ziemlicher Sicherheit als tektonisch identisch mit dem der „roten Platten“ angesehen werden, es liegt etwa 700 m NE der Alphütten auf Pretsch, SW Punkt 1824 über dem Weg von Arosa durch den Pretschwald nach dem Wolfsboden. Unten am Strässchen steht noch Sulzfluhkalk an, einige hundert m südlich und oberhalb (auch tektonisch!) desselben zieht sich ein Felsband von Grüngestein durch den Wald. Die Felsart ist ein grüner Diabas, welcher nach E hin scheinbar in Radiolarit übergeht, d. h. mit diesem in primärem Kontakt steht und durch ihn überlagert wird. Dieser rote Hornstein ist etwa 40 m mächtig aufgeschlossen, er streicht N 20° E und fällt ca. 20° E. In seinen höhern Partien wird er von einem Manganhorizont durchzogen, der mit einiger Mühe ca. 200 m weit nach W verfolgt werden kann. Die Mächtigkeit der Ader könnte erst auf Grund von Schürfungen bestimmt werden. Der Gehalt zweier Handstücke betrug 24,3 und 30,10 ‰ Mn.

Bei meinen geologischen Aufnahmen traf ich weiterhin in der Moräne bei Barga im Fondetal auf Blöcke manganschüssigen Radiolarites. Dieselben stammen ohne Zweifel aus der Gegend S Wallbrunnen, wo die Radiolaritschichten unter den Schutthalden des Weissfluhabsturzes verborgen liegen.

An der Casannaspitze (2561 m) sind mehrerenorts Spuren alten Bergbaues zu bemerken, an dem Felskopf aus Hauptdolomit, zu welchem der auf der Siegfriedkarte eingezeichnete „Erzweg“ hinführt, sogar gut erhaltene Stollenbauten. Neben wenig Brauneisen findet sich hier als Imprägnation in schwach kieseligen und brecciösen Nestern des Dolomites Manganerz von folgender Qualität:

	Analyse 1	Analyse 2
Mn .	33,80 ‰	30,80 ‰
Si O ₂ .	14,24 ‰	3,68 ‰

Sämtliche nun kurz gekennzeichneten Erzvorkommnisse treten mit Ausnahme desjenigen von Casanna im Radiolarit, alle ohne Ausnahme in der Nähe basischer Eruptivgesteine auf. Sie liegen in der tektonischen Einheit der Aroser Schuppenzone.

In einem Gutachten der Herren Prof. Dr. *Chr. Tarnuzzer* in Chur und Prof. Dr. *P. Arbenz* in Bern wurde auf die Lokalisierung der meisten Manganerzvorkommnisse auf die Regionen mit reichlich vertretenen Ophiolithen hingewiesen. Vermutlicherweise sei das Mangan ursprünglich in geringer Menge in den Radiolariten verteilt gewesen und durch Kontaktwirkung konzentriert worden. Unsere Beobachtungen sprechen ebenfalls für diese Annahme.

Zusammenfassung des stratigraphischen Teils.

Der Übergang von helvetischer zu ostalpiner Fazies in den penninischen und den tiefern unterostalpinen Decken.

Von jeher ist den Geologen, welche sich in Nordbünden aufhielten, die grosse Mannigfaltigkeit der hier herrschenden Felsarten aufgefallen. In ein- und demselben Gebirgsstock stehen gleichaltrige Schichten oft drei- oder viermal übereinander gelagert in immer wieder anderer Ausbildung an. Bei Annahme einer einfachen Auffaltung aus dem Untergrunde können wir diese Verschiedenheit nicht erklären, ebensowenig, wenn wir kurzfristige Überschiebungen zu Hilfe nehmen, denn in diesem Falle müsste der Übergang von helvetischer zu ostalpiner Fazies auf wenige Kilometer Distanz vor sich gehen und zudem die Faziesgrenzen widernatürlich kompliziert verlaufen. Von der Autochthonie ganz abgesehen, kann auch bei einfachster Abwicklung und direkter Aneinanderhängung all der Decken- und Schuppenbildungen der Weissfluhgruppe von nur lokalen Schüben nicht mehr gesprochen werden. Wie *Seidlitz* in seiner Antwort an *Mylius* (59) deutlich sagt, bedeutet die Feststellung eines allmählichen Faziesüberganges von N nach S nicht den Tod der Deckentheorie, sondern die Bestätigung derselben auf Grund stratigraphischer Ergebnisse.

Heritsch gibt sich in seinem Sammelreferat über die Ostalpen (23) viel vergebliche Mühe, wenn er die einen Schichtglieder der lepontinischen (unterostalpinen) Decken in den helvetischen, die andern in den ostalpinen Sedimentationsbezirk einzureihen versucht. Dieser Autor möchte sich übrigens auch (ohne Begründung) eine zweite, tiefere Klippenserie schenken, um — den Sulzfluhkalk als ostalpin betrachtend — nur mehr mit helvetischen und randlich überschobenen ostalpinen Elementen auszukommen.

Nach *Haug*, *Argand* und *Staub* sind unsere grossen Schubmassen als Geantiklinalen angelegt worden. Aus diesem Grunde nehmen in den nordschweizerisch-vorarlbergischen Regionen Geantiklinalbildungen hervorragenden Anteil am Aufbau der Gebirge.

Als trennende Barrieren zwischen zwei Faziesgebieten kommen vor allem die auf hercynische Kerne fundamentierten Inselkränze in Betracht, die Faziesgrenzen fallen in ihrem Verlaufe mit den Deckenstirnpartien zusammen. Der kleinste, einigermaßen selbständige Faziesbezirk wird somit repräsentiert durch die zwischen zwei Stirnpartien gelegenen Schichtkomplexe, das heisst durch eine normale und die anschliessende verkehrte Serie der nächsthöheren Decke. Die überliegende Falte ist somit oft nur eine tektonische und nicht auch eine stratigraphische Einheit. Dieser letztere Fall liegt bei Schubmassen vor, deren basale Gleitfläche als Faltenverwerfung in der Geantiklinale angelegt wurde.

Arbenz (2, 3) hat uns zu einem bessern Verständnis der lithologischen und stratigraphischen Verhältnisse unseres Alpenlandes neue Wege gewiesen. Er unterscheidet folgende drei Sedimentationstypen:

1. Thalattogene Sedimentation. Hierher gehören organogene und chemische Absätze.
2. Die epirogene Sedimentation umfasst Bildungen der auf alte Rumpfebenen transgredierenden Meere.
3. Die orogene Sedimentation begreift sämtliche Sedimente, die unter dem Einfluss gebirgsbildender Faktoren entstanden sind, also sowohl typische Geantiklinalbildungen (Breccien etc.) als auch bathyale und abyssale Gesteine vom Flyschtypus.

Unsere Alpen sind auf den Trümmern des alten hercynischen Gebirges entstanden. Zwei grosse Epikontinentalgebiete dehnten sich einerseits im Westen und Norden, anderseits im Süden und Osten der werdenden Alpenkette, das helvetische und das ostalpine. Vorwiegend thalattogene und epirogene Bildungen gelangten hier vor allem vom Mesozoikum an zur Ablagerung. Jeder dieser Bezirke besitzt aber seine ganz besondern Eigenheiten, seine regionale Fazies. Als breite trennende Zone zieht sich zwischen helvetischem und ostalpinem Bereiche das penninische und unterostalpine Gebiet durch, in dem sich der Übergang von helvetischer zu ostalpiner Fazies vollzieht, die Zone, wo im Unterostalpinen Erosion und Gebirgsbildung, Transgression und Regression sich das Feld strittig machten, wo im Penninischen hauptsächlich ungeheure Massen detritogener Sedimente zur Ablagerung gelangten. So liegt denn, im grossen ganzen betrachtet, zwischen nördlichem und südlichem Epikontinentalraum ein grosses (unterostalpinen) Inselkranzgebirge und ein ebenfalls mehrfach gegliederter (penninischer) Vorgraben.

Die penninischen Prätigauer- und Schanfiggerschiefer sind ausschliesslich orogener Fazies, von neritischem bis bathyalem Charakter. Nach *R. Staub* findet sich die Trias im Vorderrheintal wie im Wallis in Casanaschiefer- und Schistes lustrés-Fazies, daneben aber auch in helvetischer Ausbildung vertreten. In den höhern Einheiten des Schams machen sich schon südliche Einflüsse geltend. Trias und Jura sind ein ausgesprochenes Mittelglied zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. *Zyndel* spricht hier von Kalkbergfazies im Gegensatz zur (helvetischen) Rötidolomitfazies.

Im Herbst 1917 führte mich eine mehrtägige Streiftour vom Oberhalbstein her durch Schams bis nach Carnusa-Safien hinein. Als Führer für das Westschams dienten mir die Angaben *Zyndels* in seiner Kritik der *Welter-Meyerschen* Stratigraphie und Tektonik (102, 3) sowie vor allem die Notizen seines Begleiters, Herrn Sekundarlehrer *F. Müller* in Meiringen. *Zyndel* hat auf einer kristallinen Unterlage von Roffnagestein folgende triasische Schichtglieder zu erkennen geglaubt: 1. Muschelkalk, 2. Wettersteindolomit mit *Diplopora debilis*, 3. Raibler Rauhwaacke, 4. Rötidolomit norischen Alters, 5. Rät. Es ist mir möglich, über diese Schamsergesteine einige eigene Beobachtungen mitzuteilen.

Zu *Zyndels* Rauhwaacke ist wohl die braune, löcherig anwitternde (im Volksmund „Tuff“ genannte) Felsart von Nurdain (Pkt. 2203, Alp Annarosa) zu rechnen. Der Rötidolomit *Zyndels* erinnert stark an ostalpinen Hauptdolomit, mit dem er stratigraphisch identisch sein dürfte. Oft ziemlich stark gelbbraun gefärbt, wird er hier und da von kieseligen Schnüren durchzogen (Crestas, Punkt 1975, N Piz Vizan). In umgekehrter Lagerung wird dieser Dolomit am Gelbhorn, Piz Tuff und Piz Beverin vom *Zyndelschen* Rhät unterteuft, welche Stufe bei Curtginatsch (W Wergenstein) als blaugrauer fossilführender kieseliger Kalk gut aufgeschlossen ist und dem Rhät von der Weissfluh und Casanna ausserordentlich ähnlich sieht. Am Bruschnhorn folgen dann nach unten hin (stratigraphisch oben) Schistes lustrés-Gesteine, Quarzite, Sandsteine, Tonschiefer etc. Dieselben lassen sich auch unter Curtginatsch durch nach Promischur und von hier gegen den Lai da Vons verfolgen, ihnen sind am Piz Vizan an Stelle der oben geschilderten Serie die nach diesem Berg benannten Breccien aufgelagert, die von *Welter* als Äquivalent der Falknisbreccie, von *Zyndel* als Lias angesprochen wurden. Steigt man von Osten her auf diesen Gipfel, so beobachtet man, dass in den tiefern Partien (topogr.) mehr kristallines (grüne roffnaartige Gneise, selten Serpentin), in den höhern mehr sedimentäres Material (viel Dolomit, wenig Kalk) das

Gestein zusammensetzt. Die Dolomitbrocken scheinen mit dem *Zyndelschen* Rötidolomit identisch zu sein. Die polygene Felsart erinnert sehr an ebensolche Trümmergesteine von der Weissfluh.

Kehren wir nach Norden, zur Betrachtung der Falknis-Sulzfluhserie zurück. Die Trias vom Gleck bei Maienfeld zeigt nach *Trümpy* Ähnlichkeit mit helvetischen oder penninischen Gesteinen, diejenige des östlichen Rätikons und Unterengadins ist als eine reduzierte ostalpine Schichtreihe aufzufassen. Falknisjura- und Sulzfluhkalk können zu Vergleichen nicht gut herangezogen werden. Mit dem Troskalk der Glarneralpen hat der Falknismalm viel Gemeinsames, er sieht aber auch ostalpinen Aptychenkalken sehr ähnlich. Der ungefüge, massige Sulzfluhkalk hingegen scheint eines der wenigen Gesteine zu sein, deren Vorkommen sich auf die unterostalpinen Decken (Klippendecken i. w. S.) beschränkt.

Die Kreide der Falknis-Sulzfluhdecke pendelt in ihrer Fazies in den Sphären helvetischer und ostalpiner Einflüsse hin und her, zugleich erweist sie sich als ziemlich stark orogen „infiziert“, im Osten mehr noch als im Westen des Halbfensters. Am Falknis zeigt das Neokom Anklänge an ostalpine Fleckenmergelkalke, am Stelli liegt schon ein ächter Kreideflysch vor. Die Tristelschichten können wir ganz gut als Schrattenkalkgesteine mit sandigen oder brecciösen Einlagerungen auffassen, im Unterengadin sind sie teilweise durch Krinoidenkalke vertreten, welche bis auf den Tasnagranit hinunter transgredieren. Grosse Übereinstimmung mit den bündnerischen Tristelschichten zeigen auch Kreidegesteine, wie sie *Ampferer* (Querschnitt) aus den Lechtaleralpen beschrieben hat. Der Gault unserer Einheit kann nur mit solchem westalpiner Vorkommnisse (Brisibrecce etc.) verglichen werden. Ein spezifisch unterostalpinen Schichtglied liegt in den Couches rouges vor. Zur Zeit, da weiter im Süden und Osten die Gosautransgression bis über die Trias hinuntergriff, lag der ganze Falknis-Sulzfluhablagerungsraum noch tief unter Wasser. Während die ganze untere und mittlere Kreide als Flysch angesprochen werden kann, sind in den Couches rouges nur Spuren orogener Einflüsse bemerkbar (sandige Couches rouges vom Tschingel bei Seewis). Im Senon und erst recht im Tertiär kommen diese dann immer stärker zum Ausdruck.

Die Schichtglieder der Aroser Schuppenzone sind von ausgesprochen ostalpinem Typus. Der Hauptdolomit ist mit dem entsprechenden Riffgestein der Aroser Dolomiten und der Silvretta-decke identisch. Alle mesozoischen Horizonte treten im Weissfluhgebiet in normaler ostalpiner Fazies auf (Rhät-Mergelkalk, Hierlatzkalk, Streifenschiefer, Aptychenkalk, Radiolarit), doch sind dieselben auch durch Breccien- und Sandsteinbildungen vertreten. Wie eine Seuche wirkte die Orogenese auf die normale Sedimentation ein, alle Unterschiede ausgleichend und alle Eigentümlichkeiten verwischend.

Zum Schlusse sei noch einmal wiederholt: Es gibt in Bünden nur einen grossen helvetischen und nur einen ostalpinen Faziesbereich, die Fazies der heute als unterostalpin bezeichneten Decken ist eine Mischfazies, und in den Bündnerschiefern haben wir orogene Sedimente vor uns, wie sie überall und jederzeit längs grosser Kettengebirge zur Ablagerung gelangen können.

Tektonik.

A. Weissfluhgruppe.

1. Zwischen Sapün und Fondei (Stelli und Zähnefluh).

Von der Weissfluh zieht sich ein Querkamm des Gebirges nach Westen hin, gekrönt durch die Gipfel des Stelli (2628 m) und der Zähnefluh (2688 m). Die Basis dieses Höhenzuges besteht aus Prätigauschiefer, sein Oberbau aus resistenteren Felsarten der Falknis- und Sulzfluh-Teildecke, welche hier mit östlichem Axialgefälle die Schiefer, Breccien und Dolomite der Weissfluh unterteufen. Wer daher, vom Fondei her kommend, diese Höhen übersteigt, wandert über eine Deckentreppe vom penninischen in den unterostalpinen Bereich hinauf.

Eine Viertelstunde oberhalb Langwies betreten wir die Fondeibachschlucht. Zu beiden Seiten des Wassers stehen dunkelgraue Gandawaldsandsteine an, welche mit Tonschiefern wechsellagern und mit denselben ungemein stark verfäلتelt sind. Nach kurzer Zeit erweitert sich die Talenge merklich, auf der linken Talseite bricht der anstehende Fels plötzlich ab und an seine Stelle treten mächtige, mehr als hundert Meter hoch von aller Vegetation entblösste Moränenmassen. An der beinahe lotrechten Grenze zwischen Anstehendem und Schutt zeigt ersteres rostbraune Anwitterung: wir haben es hier mit der rechten Talseite eines ehemaligen Schluchtausganges zu tun, der weiter östlich als der heutige ins Sapünertal ausmündete. Der frühere Flusslauf wurde durch ungeheure Moränenmassen zugeschüttet, in der Postglazialzeit schuf sich dann das Wasser den jetzigen Ausweg. Herr Professor *P. Arbenz* entdeckte im Sommer 1916 dieses schöne Beispiel einer Flussablenkung. Von dieser Stelle weg bis Barga zuhinterst im Tal tritt im Bachbett nur an einer einzigen Örtlichkeit, ungefähr 500 m unterhalb „Stutz“, der anstehende Schieferfels zutage; es lässt sich aber nicht mit Sicherheit feststellen, ob wir es hier mit dem Grund der alten Erosionsfurche zu tun haben, oder ob dieselbe noch tiefer liegt.

Je weiter wir talaufwärts wandern, um so günstiger gestaltet sich der Einblick in den zerrissenen Westabsturz des Stelli. Die eigentliche Wand des Berges besteht aus Falknisgestein, die von Grasbändern unterbrochenen und runsendurchzogenen Felspartien darunter („In den Laubern-“ „Steineralp“) aus intensiv gefalteten Schiefergesteinen der Äbigrat- und Gandawaldserie. Besonders auffällig sind schon aus der Ferne die beiden unten in der Fluh eingelagerten mächtigen Linsen von Falknisbreccie und die dickbankigen Kalke des mittlern Malms. Die Breccie bildet im Wang einen überhängenden Felskopf, unter dem durch Erosionswirkung kleine grottenartige Nischen entstanden, in die sich aus Klüften des Gesteins Quellwasser ergiesst. Die gewaltigen Granitblöcke des „Falkniskonglomerats“ werden erst aus allernächster Nähe sichtbar; es sind darunter Exemplare von mehr als einem m³ Ausmass. Wer, mit der Falknisstratigraphie einigermaßen vertraut, das Stelli etwa vom Strassberg aus betrachtet, wird die Schubfläche wohl ohne Zweifel direkt unter der Breccie vermuten. In Wirklichkeit besteht aber das Felsgesimse vor und unter den erwähnten Nischen aus Oxfordmergelkalken und -tonschiefen, welche scheinbar in die Äbigratschichten (Prätigauschiefer) im Liegenden übergehen. Die Schicht- und Deckengrenze ist hier durch tektonische Vorgänge — die Überschiebung — gänzlich verwischt, indem Falknisoxford- und Bündnerschiefer gemeinsam als Schmiermittel dienten und vollständig durcheinanderspiesst und geknetet wurden. Eine scharfe Schubfläche differenziert sich in diesem Falle in Tausende von untergeordneten listrischen Flächen. Anderswo, so oberhalb Sapün-Dörfli, sehen wir die Breccie an scharfer Trennungsgrenze den Äbigratkalken aufgelagert, oft keilt sie auch auf weite Strecken aus (N Alp First bei Langwies).

Von der Bergecke im Wang bis zum Stellisignal steht die normale Falknisserie vom Oxford bis zum Tertiärflysch an. Die Kalke des mittlern Malms sind ziemlich ungestört gelagert, das mehr plattige Tithon wie die basalen Schiefer in Falten gelegt, welche meist ungefähr W-E streichen. Tithon und Neokom zeigen deutlich N-Gefälle. Gegen den Gipfel hin sind tektonische Störungen zu konstatieren; durch Faltung oder Schuppung kommt hier eine Verdoppelung von Gault und Couches rouges zustande. Vom Stelli weg lassen sich die Schichtglieder der Falknisserie ganz gut durch die Abhänge des Fondeitales bis zum Seehorn am Durannapass verfolgen. Der Mittelälilbach (beim Wort Wang der Karte) fliesst auf ca. 2070 m Höhe ü. M. über anstehenden Bündnerschiefer-Sandkalk; durch die linke Flanke des Karhintergrundes ziehen sich zwei Felsbänder, das untere aus Tithon- und Neokom-, das obere aus Gaultgestein aufgebaut. Mitten im Kargrund erhebt sich ein ungefähr 100 m hoher Felsen (SW des Z von Zähnjeffuh, Siegfriedkarte), in dessen Rücken ein kleines Seebecken eingelassen ist. Unter der Wand stehen zuerst einige Meter schiefrige und feinsandige, dann grobsandige Äbigratkalke an; es folgen schwarze, manganschüssige Oxfordschiefer, Tithon mit typischen, braunen Hornsteinlagen, Sandkalke, Kieselkalke und an Fleckenmergelkalke erinnernde plattige Neokomkalke sowie Gaultquarzit; Falknisbreccie und mittlerer Malm fehlen also in dieser normalen Schichtreihe. An der Oberkante der Wand steht eine Breccie an, die mit Falknisbreccie Ähnlichkeit aufweist. In den Neokomgesteinen kann eine ungefähr W-E bis SW-NE streichende Falte festgestellt werden. Was an dieser Stelle vor allem auffällt, ist die überaus starke tektonische Reduzierung aller Horizonte, die 500 m weiter westlich am Stelli noch ungefähr 250, hier nur mehr 60 m mächtig sind.

Etwa 300 m nördlich dieser Örtlichkeit steht auf einem Postament von Falknisbreccie ein Turm von Malmkalk, nicht weit davon (gegen Punkt 2392 zu) sind die beiden Felsarten noch einmal aufgeschlossen. In beiden Fällen handelt es sich um Komplexe, die im Laufe der Zeit um ca. 30 m bergab gerutscht sind.

An dem überwachsenen Gratrücken, der sich von Punkt 2392 gegen die „Reckholdern“ hinunterzieht, finden sich Gault, Tristelbreccie, Neokom, Tithon und Oxford in einer Reihe von Aufschlüssen anstehend; Gault und Tristelbreccie sind doppelt vorhanden. Im Liegenden der Serie stehen in einer Gehängenische, aus welcher eine Absackungsmasse gegen den „Sattel“ hinuntergerutscht ist, Prätigauschiefer des Äbigrat- und Gandawaldkomplexes an. Es folgen weiterhin gegen NE zwei Aufschlüsse, zuerst von Falknisbreccie und Malmkalk, dann von Dogger und Malm, die sich ihrer Lage nach nicht entsprechen; es muss daher entweder der eine Komplex abgerutscht sein oder aber eine Verwerfung zwischen denselben durch verlaufen.

Wie zwei Wachttürme erheben sich zu beiden Seiten des hintern Fondeitales der Schaf-turm (2306 m) und das Seehorn (2283 m), beide aus einer ca. 120 m starken Schichtfolge von Falknisbreccie resp. Dogger bis und mit Couches rouges aufgebaut. Dem Ostfallen aller Schichten gemäss nimmt die Intersektion mit dem Tale einen nach E ausgebuchteten, hyperbelartigen Verlauf. Derselbe ist wohl auch mitbedingt durch eine schwache, in die Weissfluhdeckenantiklinale eingelassene Depression. Während die jurassischen Gesteinslagen der Seehornwestseite noch annähernd horizontale Lagerung aufweisen, fallen die Gaultbreccien und Quarzite des Gipfels und erst recht die dem Südhang aufgeklebten Couches rouges stark nach SE ein.

Jenseits der Durannapasshöhe erhebt sich über der Strassbergeralp der Kistensteingipfel, aus Ruchbergschichten gebildet. Er gewährt uns einen guten Einblick in die Tektonik eines kleinen Flecken Schieferlandes. Die dicken Sandsteinbänke haben hier den gebirgsbildenden Kräften den Faltenradius vorgeschrieben. In einer Treppe von ungefähr N 64° E streichenden Falten fallen die Schichten nordwärts gegen das Prätigau ein. Noch unten in der Alp Tarnuz sticht hier und da eine gefaltete Sandsteinbank durch den überwachsenen Hang zutage.

Über die südwärts gegen das Mattlishorn verlaufende Bergkette können nur wenige Angaben gemacht werden. In der Strassbergeralp zeigt das Schiefergebirge Ostfallen. Vom Mattlishorn und der Seta gegen Langwies fallen die Felsarten, wie S der Weissfluh, immer stärker gegen S ein. (Südschenkel der Deckenantiklinale!)

Vom Stellisignal bis zum Pässchen von Punkt 2524 hinunter herrscht auf der Gebirgsscheide ein schier unentwirrbares Durcheinander von Gesteinen, die bald als Schutt, bald als Anstehendes sich erweisen. Ein kleiner Hügel, der zuerst überstiegen oder umgangen werden muss, besteht aus Jurakalk und Gault, welche Schichten dem Flysch des Stelligipfels auflagern. Wir haben es mit einer höhern, äusserst reduzierten Schuppe der Falknisteildecke zu tun. Bis gegen Punkt 2524 hin steht bald das eine, bald das andere der obgenannten Schichtglieder an; es gesellt sich zu ihnen auch noch untere Kreide. Die tiefstgelegenen Aufschlüsse am Südhang der Zähnejfluh sind als deren Fortsetzung nach E hin zu betrachten (s. Fig. 3). Solange hier in der Schichtfolge kein Sulzfluhkalk auftritt, ist die Frage nicht zu entscheiden, ob es sich um Falknis- oder Sulzfluhfelsarten handelt. Möglicherweise hat man es mit Resten eines stark reduzierten Mittelschenkels beider Einheiten zu tun.

Bei Betrachtung der *Theobalds* Karte (Bl. XV, D. K.) findet man am Grate zwischen Zähnejfluh und Stelli ein Serpentinorkommnis eingetragen. Tatsächlich trifft man hier vielerorts auf talkisierten und rostig verwitterten Serpentin sowie auf Grünschiefer, die als Kontaktprodukte basischer Eruptiva aufzufassen sind. Es handelt sich aber nirgends um Anstehendes, sondern um Moränenmaterial, das in der Moräne von der Schwärzi her um den Zähnejfluhgipfel transportiert wurde.

In der Hauptalpe, die sich bis an die Zähnejfluh erstreckt, kommt der Felsuntergrund in kleinen Aufschlüssen bald hier bald dort zum Vorschein, so der Jura der vorhin erwähnten höhern Falknisteilschuppe beim H des Wortes Hauptalpe der Siegfriedkarte.

Eine Stunde weiter unten werden die Hütten am Haupt von einer ungefähr 300 m im Geviert messenden Felsgruppe (Punkt 2197) überragt. Das hier zutage tretende Gestein ist Falknismalm, ein grobsandiger bis schwach brecciöser, stellenweise auch ganz dichter Kalk, welcher die Tristelschichten am Bachgraben weiter unten sowie den Gault bei den Alphütten unterlagert. Jeder Versuch, diese Vorkommnisse tektonisch mit den Felsarten der Stellinordwand in Verbindung zu bringen, schlägt fehl; sie gehören ebenfalls zur obern Stellischuppe. Zu dieser Annahme gelangt man nicht nur auf Grund von Streich- und Fallmessungen, sondern auch von Beobachtungen in der westlich benachbarten, steilen Tobelrunse, die wenig oberhalb Kүpfen den Talgrund erreicht. Die uns vom Grat S des Stellisignals bekannten Gesteine der Falknisteildecke fallen hier steiler noch als der Abhang gegen S ein, und zwar von oben nach unten nacheinander: Tristelbreccie, Gault, Couches rouges und Flysch, dann das früher schon beschriebene wildflyschartige Überschiebungsgestein. Wo letzteres am Bache ansteht, führt ein kaum mehr gangbarer Fusspfad über das Wasser, diese schwache Stelle des Gebirges ausnützend. Bachabwärts steht beinahe ohne Unterbruch Flyschgestein an, und zwar Sandsteine und Sandkalke, die hier und da Glaukonit führen und sich durch nichts von Äbigratschichten unterscheiden. Obschon es am einfachsten wäre, diese Horizonte als Tertiär der Falknisserie anzusprechen, neige ich doch mehr dazu, sie als zwischen die Schuppen der Falknisdecke eingespiesste Prätigauschiefer anzusehen. Im Hangenden derselben liegen der Malmkalk und die Gaultbreccie zweier kleiner Vorkommnisse bei Kүpfen, die dem Jura von Hauptalpe entsprechen und folglich auch mit der höhern Falknischuppe vom Stelli in Zusammenhang zu bringen sind.

Von Kүpfen bis nach Eggen hinaus bieten die beiden Talflanken von Sapün keine grössern Aufschlüsse. Zur Rechten (beim Hinunterwandern) kann hoch oben in den Sapünermädern die Auflagerung von Falknismalmkalk auf das Schieferland gut beobachtet werden; von Dörfli bis Eggen kommen in den steilen Grashalden nur Bündnerschiefer der Gandawaldserie zum Vorschein. Zur Linken scheint auf den ersten Blick das ganze Gebiet von Schöniwald und „in den Lerchen“ aus Serpentinfels zu bestehen, wie dies *Theobald* auf Blatt XV der Dufourkarte auch angibt. Dies ist nicht richtig; alles blossgelegte Gestein ist als Rutschmasse und Gehängeschutt anzusehen, welche sämtliche Schichtglieder der Aroserschuppenzone, die hier durchstreichen müssen, und die auch weiter westlich anstehen, verhüllen.

An der Talstufe bei Eggen fliesst der „Sapünerrhein“ in einer tiefen Schlucht durch Bündnerschiefergelände hinunter. Früher einmal nahm das wilde Bergwasser einen andern Weg. S des

Hügels von Punkt 1586, wo man anstehenden Fels vermuten könnte, zieht sich nämlich eine alte schutterfüllte Ruine talauswärts, die möglicherweise ebenso tief wie die heutzutage vom Bache benützte in die Felsschwelle eingeschnitten ist. Ein anderer weniger tiefer Einschnitt ist in den Felsen unmittelbar unterhalb Eggen zu erkennen. Es ist wohl kein Zufall, dass diese Flussverlegungen auf beinahe gleicher Meereshöhe wie diejenige am Fondeibach zustande kamen. Steigt man vom Felskopf Punkt 1586 anstatt ins Tal hinunter links in den Wald hinauf, so gelangt man an den Fuss einer Felswand, die *Hoek* als Pretschkalk (Sulzfluhkalk) kartierte. Sie wird aber in ihren untern Teilen aus brecciösem, rotem Liasspatkalk aufgebaut, welcher erst in höhern Partien der Wand in richtigen Sulzfluhkalk übergeht. An dem vor wenigen Jahren erstellten, nach der Langwiesersäge führenden Holzweg wurden einige Aufschlüsse in Schiefergestein geschaffen, welches wohl der Falknisserie zugehört, aber der starken tektonischen Beanspruchung wegen sich nicht einer gewissen Stufe zuweisen lässt. Das Dorf Langwies steht auf Gletscher- und Bachschutt. Die Plessur hat sich unter dem Orte bis heute noch nicht durch die Moräne aufs Anstehende hinunter durchgefressen. Mächtig scheint die Schotterverkleidung beim Zusammenfluss von Sapünerbach und Aroserswasser allerdings nicht zu sein: Der Viadukt der Aroserbahn ruht am Pretschhang auf Schutt, auf der Langwieserseite aber sind dessen Pfeiler auf Schiefer fundamementiert. 400 m unterhalb des alten Steges, über den man von Langwies zu den Häusern von Ausser-Pretschwald gelangt, entspringt aus einer Sandsteinbank im Bündnerschiefer eine schwache Eisenquelle, deren Wasser in Langwies und Umgebung seit altersher zu Trinkkuren Verwendung findet.

2. Die Zähnjeffuh.

Wie eine Insel aus dem Meere, so erhebt sich aus Moränen- und Schutthaldengelände die Zähnjeffuh, von der grossen Weissfluhdolomitekuppel gänzlich in den Schatten gestellt und doch auf einem kleinern Flecken Landes die mannigfaltigsten geologischen und stratigraphischen Verhältnisse aufweisend.

Man mag den Gipfel von N, W oder S her betrachten, stets fallen an demselben die hellen, zackigen Sulzfluhkalktürme auf, die dem Berg zu seinem Namen verhalfen. Jeder Faltenwurf ist diesem Felsgebäude fremd, ausschliesslicher Schuppenbau beherrscht dasselbe. Die Auswalzung und gegenseitige Durchstechung aller Schichten erreicht hier ihren Höhepunkt. Auf Fig. 3 sind die Verhältnisse der Südseite so gut wie möglich dargestellt. Gegen E keilen die zwei mächtigen Kalkhorizonte beinahe aus, Granit und Kreidesedimente schwellen dafür um so stärker an. Beim Aufstieg über den Südostgrat auf den Gipfel übersteigt man nacheinander folgende Gesteinshorizonte: 1. Eine Felsgruppe von Falknissgault, 2. eine Bank von Neokomsandkalk und Gaultquarzit (möglicherweise schon zur Sulzfluhteildecke gehörig), 3. Sulzfluhkalk, 4. Couches rouges. 5. Gault, 6. Neokomsandkalk und Tristelbreccie, 7. Sulzfluhgranit z. T. in 8. Couches rouges eingeklemmt, 9. braun und schwarze Sandsteine und Schiefer = Dogger? 11. Couches rouges, weiter W auf Sulzfluhkalk (10.) aufruhend, 12. Sulzfluhkalk des obern „Keils“, 13. Neokomsandkalk u. Gesteine der untern Kreide, 14. Gaultquarzit und feine Breccie, 15. Sandsteine, Sandkalke und Quarzite mit Ophiolithen. Die Zusammenfassung dieser Horizonte in einzelne Serien stösst auf Schwierigkeiten. 1 gehört noch zur Falknisteildecke. Die Zugehörigkeit der unter 2 aufgeführten Schichten lässt sich, wie gesagt, nicht sicher entscheiden. 3, 4 und 5 sind als zu einer und derselben fast auf Null reduzierten Schuppe gehörig zu betrachten, 4 und 5 sind wohl infolge von Durchstechungsvorgängen verkehrt gelagert, kaum 100 m weiter westlich stehen sie in normalem Schichtverbande an. Die Stellung von 6, 7 und 8 ist eine zweifelhafte. Bei 9, 10, 11, 12, 13 und 14 haben wir es allem nach mit einer durch Schuppung gedoppelten Serie zu tun. Die Sandsteine, Sandkalke und Quarzite 15 bilden den höchsten Punkt der Zähnjeffuh, mit Serpentin einige Male wechselnd auch den Ostgrat dieses Berges sowie die unterste Partie des Grates von der Schwärzi nach der Weissfluh. Sie sehen den ebenfalls stark ausgewalzten Sulzfluh-Kreidegesteinen im Liegenden sehr ähnlich (Quarzit = Gault, Sandkalk = Neokom oder Tristelschichten), entbehren indessen des typischen Foraminiferen- und Glaukonitgehaltes, auch wechsellagern Quarzite und kalkigere Lagen

sehr häufig; was in den Sulzfluhkreidekomplexen des Schanfiggs nirgends der Fall ist. Es liegen hier Schichtglieder der Aroslerzone vor. Wer zum erstenmal die Zähnefluh auf dem nun beschriebenen Wege besteigt, neigt leicht zur Annahme, es seien die am Grate anstehenden Kreidesteine 13 und 14 ihrem Liegenden diskordant aufgelagert, d. h. es handle sich um Klippenreste eines unter spitzem Winkel durch die tiefen Schuppen hindurchgefahrenen Schubspahnes. Es beruht diese Täuschung auf der Tatsache, dass gegen SE hin sämtliche tiefen Schichtlagen beinahe auskeilen und infolgedessen die Kreidesteine darüber stark SSE einfallen. Unter dem Gipfel lagern dieselben wieder annähernd horizontal. In den Südhang der Zähnefluh ist eine Karnische eingelassen, die an einer felsigen Stufe gegen die Hauptalp abbricht. Durch dieses Steilbord kann man einen von Couches rouges überlagerten und unterteuften, maximal 10 m starken

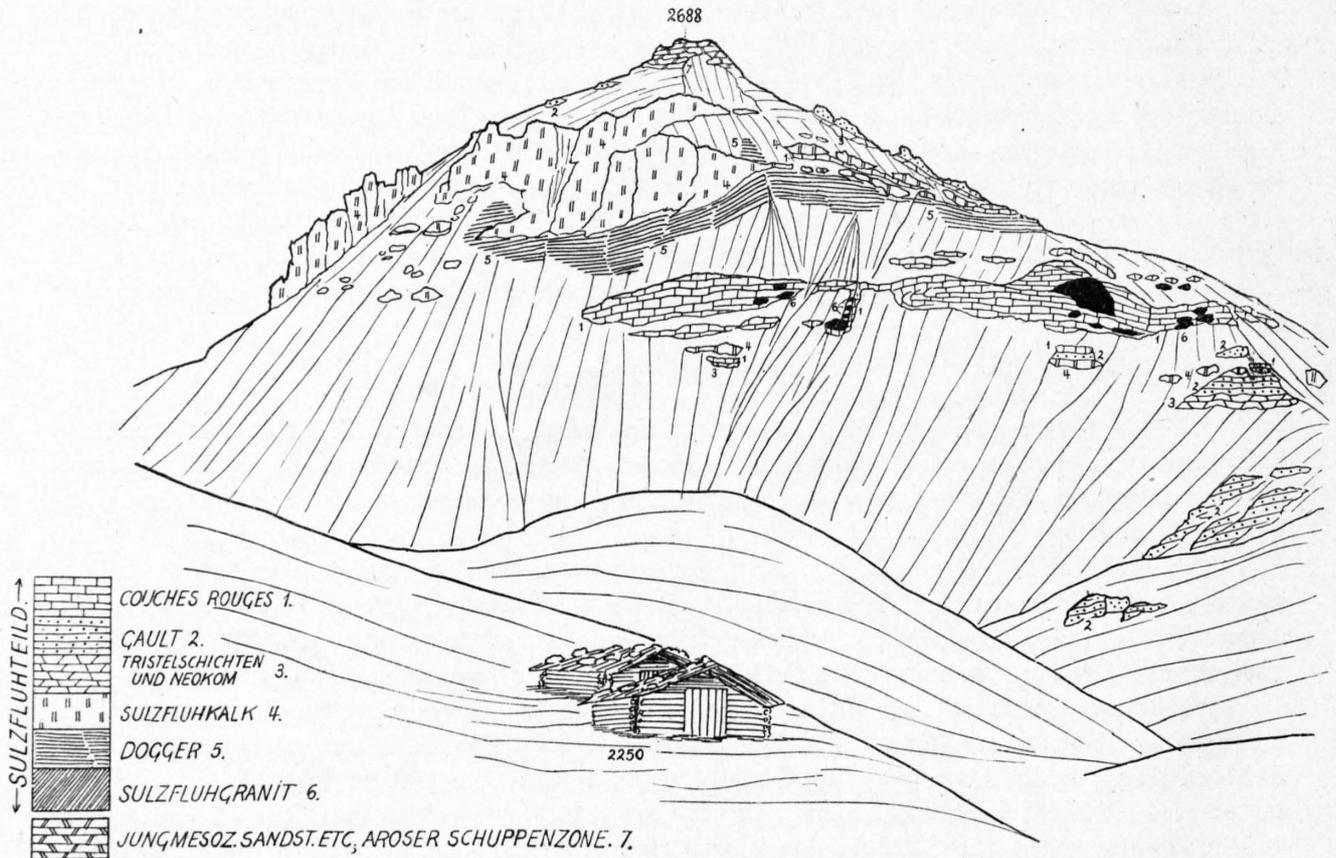


Fig. 3. Zähnefluh, von der Hauptalp gesehen.

Horizont grünen Granites bis zum Schwärzikopf, einem Felsbuckel in der Südostecke des Karbodens verfolgen. Über den Couches rouges liegt ein Band von Sulzfluhkalk, sodann die Sandsteine und Kalkschiefer des Zähnefluhgipfels. Auf der Westseite des Schwärzikopfs taucht der Serpentin in Form einer engen Mulde in diese Schiefer hinunter. Da der Serpentin leichter verwittert als die umgehenden Schiefergesteine, fällt die Mulde orographisch mit einer engen Runse zusammen. Ich war während langer Zeit der Ansicht, es liege hier ein Gang quer durch Sulzfluhkreide vor, eine genaue nochmalige Untersuchung ergab aber, dass die stark ophiolithisierten Schiefer zur Aroslerzone gehören und die Serpentin tasche konkordant umschliessen. Ob ein Eruptivkontakt hier vorliegt, kann nicht sicher festgestellt werden (schwache Metamorphose, keine Kontaktmineralien), jedenfalls fällt die Annahme eines solchen an Sulzfluhgestein dahin (12, 373).

Die Nordseite der Zähnefluh bietet im grossen ganzen dasselbe Bild wie der Südhang, im grossen ganzen, weil infolge extremer Verschuppung und tektonischer Inanspruchnahme die einen Schichten im Berg schon ausgekeilt sind, andere dagegen neu auftreten. Aus der Reckholdernalp gegen Punkt 2573 ansteigend, beobachtete ich an der NE-Ecke der Zähnefluh folgendes Profil (die

höher gelegenen Partien sind nur mit Schwierigkeit erreichbar): 1. Neokomsandkalkschiefer, 2. Couches rouges, 3. eine blockförmige Linse von grünem Sulzfluhgranit, mit einer Anzahl gleichartiger Vorkommnisse am Nordhang in Zusammenhang stehend und auch dem von der Südseite erwähnten Granithorizont entsprechend. Was nun folgt, erwies sich als eine Quetschzone von Kreidefelsarten, denen isolierte Linsen von Sulzfluhkalk eingelagert sind. In Zusammenhang gebracht, müssen wir diese letztern als „Apophysen“ der beiden Zähnjeffluhkeile betrachten (entspr. Nrn. 10 und 12, Fig. 3).

Mit Ausnahme der früher (S. 25) erwähnten, nicht als anstehend zu betrachtenden Gebirgsarten südlich des Schafturms treten nur noch an einer Stelle auf Schanfiggerseite der Weissfluhgruppe Sulzfluschiichtglieder zutage, und zwar östlich am tiefstgelegenen Endmoränenwall S der Schwärzi. Hier sind auf einer Höhe von 2365-2385 m in einem kleinen Töbelchen aufgeschlossen 1. (unten) mergelige schwarze Kalkschiefer, 50 cm, 2. grauer Sulzfluhkalk, 1 m, 3. Couches rouges mit Granitlinsen (tektonische Einlagerung), mit braunen, schieferigen Sandsteinen zusammen 15 m mächtig, 4. Kalk mit kieseligen herauswitternden Partien, 3—5 m. Ungefähr 40 m weiter östlich in der benachbarten Wasserrinne finden sich an Stelle von 1 sandige Schiefer (1a) und typischer Gaultquartzit (1b) vor.

3. Haupterhorn und Weissfluh.

Wer, von Küpfen her kommend, zuhinterst im Sapüner Talgrund, anstatt über den Strela nach Davos zu wandern, nach N ins Gebirge sich wendet, betritt ein enges, steiniges Alpental, das zur Rechten von den Dolomiten des Schiahorns, später von einem scharfen Grat vorwiegend kristallinen Gesteins überragt, zur Linken durch die steilen Abstürze des Haupterhorns und die beinahe rundbucklig zu nennenden Dolomittfelsen der Weissfluh eingerahmt wird.

Steil steigen die Schichten am Haupterhorn nordwärts an, und da das Täli annähernd quer zum Deckenstreichen das Gebirge durchzieht, bietet sich uns dem Fusse desselben entlang ein schönes Profil dar. Zuerst treffen wir auf eine verkehrte Serie (1—5); von S nach N stehen an: 1. Hauptdolomit, 2. Dolomit- und Kalkbreccie, 3. Kieselkalk und Sandkalk mit brecciösen Einlagerungen, übergehend in 4. Kalkschiefer mit tonigen Häuten (= Allgäuschiefer). 3 und 4 bilden, in grosse Falten gelegt (s. T. II.), den Haupterhorngipfel (2580 m) sowie den schmalen Nordgrat dieses Berges. Es folgen an dem steil gegen das Fürkli zu abfallenden Felsvorsprung: 5. Dolomitreccie, 1 m, 6. schwarze und grüne, glimmerführende Schiefer (z. T. fast reine Arkoseschiefer), 7. grüne Arkose vom Saluvertypus, 10 m, 8. Dolomitreccie, 1 m, 9. Schiefer und Breccie, 10. Aptychenkalk, stellenweise grünlich, 9 und 10 sind von Serpentin injiziert. Diese basischen Eruptiva — sie sind hier nur wenige m mächtig aufgeschlossen — stehen möglicherweise mit dem Serpentinlager an der Schwärzi in Zusammenhang. Die Schichtglieder 5—10 sind äusserst reduziert und als verschiedenen Schuppen oder Schubspähnen zugehörig zu betrachten. Dass dieselben in die Weissfluh hinübersetzen, steht ausser Zweifel. Auf T. II. ist ein Versuch zur Erklärung der ungeheuer komplizierten Lagerungsverhältnisse gemacht worden. Am Fürkli bildet die oberwähnte Gesteinsfolge eine kleine Mulde, die schon *Theobald* gesehen hat. Er schreibt: „Das Gebirge ist hier sattelförmig gehoben und gesprengt.“ Mit dem Ausdruck „gesprengt“ sagt *Theobald* deutlich genug, dass die tektonischen Zusammenhänge über die Lücke weg gestörte seien, womit er vollständig Recht behält.

Versuchen wir einmal, den Dolomit des Haupterhorns nach der Weissfluh hin zu verfolgen. Wenige Schritte N des Fürkleinschnittes steht im Hangenden der Schiefer, Arkosen und Breccien (5—10) wieder Dolomit an. Es handelt sich indessen um normal gelagertes Gestein der nächsthöheren Untereinheit; der verkehrte Dolomit des Haupterhorns keilt somit auf dieser kurzen Strecke völlig aus.

Vom ersten grössern Felskopf N des Fürkli gelangt man über ein durch Gletscherwirkung ziemlich ausgeglichenes Felsgelände, stets über diesen normalen Dolomitkomplex wegschreitend, ostwärts an eine kleine Talstufe im Hauptertäli. Die vom Weissfluh Rücken abfliessenden Schmelzwässer nahmen hier ihren Weg früher mitten durch das Tal hinunter, heutzutags fliessen sie zum

allergrössten Teil auf der westlichen Talseite durch eine Runse in der Talstufe dem Boden zwischen Kurve 2310 und 2340 zu, welche ziemlich genau in den Kern einer kleinen überkippten Mulde eingelassen ist. Steigt man durch diesen Bachgraben bergan, so trifft man (1) auf grüne Casanaglimmerschiefer, die von Pegmatitgängen durchbrochen sind, (2) auf Verrukanoarkose, das Aufbereitungsprodukt von Horizont 1. Zur Rechten und Linken zieht sich, dem westlichen und östlichen Muldenschenkel zugehörig (3), weisser Buntsandsteinquarzit den Hang hinauf, der E-Schenkel beinahe gänzlich ausgequetscht, der westliche stellenweise bis 10 m mächtig und beide wieder vom zugehörigen Raibler- und Hauptdolomit eingeschlossen, welchen über dem Felszug Liasbreccie, -kalke und -sandsteine sowie Radiolarit aufgelagert sind. Diese, nicht durchgehend vollständige Schichtreihe vom Kristallinen bis zum Radiolarit wiederholt sich talaufwärts einige Male, abwechselnd normal und verkehrt gelagert. Die Schichten streichen in spitzem Winkel, ca. N 30° E, vom Hauptdolomit der Weissfluh an den Totalp-Serpentin, bald diskordant an diesen Gesteinen abstossend, bald denselben entlang geschleppt. Wir haben es hier mit stark ausgewalzten, aus annähernd quer zum Alpenstreichen (periklinales Einfallen der Decken, n. S, E u. N im Weissfluhgebiet, s. T. III) angelegten Falten hervorgegangenen „Querschuppen“ zu tun. Gegen die Wasserscheide hin keilen Lias, Aptychenkalk und Radiolarit vollständig aus, westlich unter dem Schwarzhorn finden wir zwischen Dolomit und Serpentin zuerst eine tektonische Rauhwacke, alsdann auf der Dolomitabdachung der Weissfluh Sandsteine und Schiefer und erst kurz vor der Parsennfurka wieder den Aptychenkalk und Radiolarit des Hauptertälis.

Das durch die Örtlichkeit im Hauptertäli gelegte Profil (Fig. 4) stellt also gleichsam ein Momentbild der Gebirgsbildung dar, nämlich den Übergang von Faltung zu Schuppenbildung. Eine

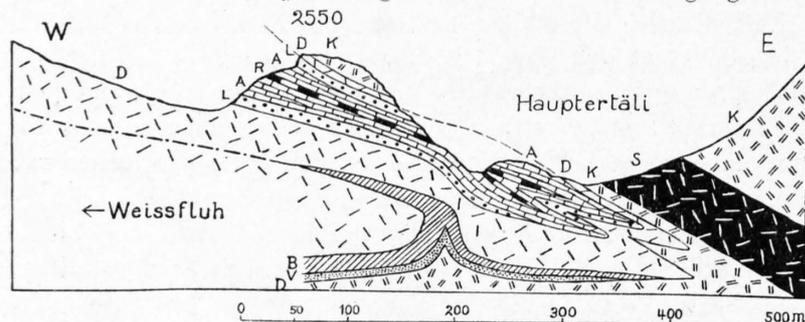


Fig. 4. Profil durch das Hauptertäli.

richtige Umbiegung der Schichten vor dem Muldenkern ist W des Tälis nicht mehr vorhanden, an deren Stelle tritt eine Scheitelverwerfung, an welcher der hangende über den liegenden Schenkel weggefahren ist. Aus dem nunmehr Gesagten ergibt sich ohne weiteres, dass die ganze Dolomitplatte zwischen Hauptertäli und -alp nicht mit der verkehrt lie-

genden Serie am Haupterhorn in Verbindung gebracht werden kann, sondern als zu einer höhern normalen Schuppe gehörig betrachtet werden muss. Da nun aber, wie auf S. 39 angeführt wurde, die verkehrte Schichtreihe des Haupterhorns an der Weissfluh wieder zu grosser Mächtigkeit anschwillt und der Nordgipfel dieses Berges unzweifelhaft aus verkehrt gelagertem Hauptdolomit besteht, sind wir zur Annahme gezwungen, dass der mächtige Dolomitfirst der Weissfluh aus einer verkehrten und einer normalen Dolomitlage sich aufbaut. Die Grenzfläche beider Komplexe in dem kaum geschichteten Gestein zu verfolgen, ist äusserst schwierig, auf der welligen Ostabdachung des Gebirges überhaupt unmöglich. Bei Betrachtung der Westwand von der Zähnefluh aus glaubt man eine beinahe geradlinig vom N-Ende des Haupterhorngrates in die Gegend zwischen den Gipfelpunkten 2848 und 2836 verlaufende Scherfläche zu erkennen. Klarer gestalten sich die Verhältnisse weiter im Norden bei Wallbrunnen. Wie auf Fig. 1 angegeben, ist hier der Ausstrich dieser Schubfläche gut sichtbar. Im Handstück unterscheiden sich die Gesteine der beiden Horizonte zwar nicht, wohl aber aus einiger Entfernung betrachtet durch ihre verschieden intensive Graufärbung. Es ist vielleicht nicht überflüssig, hier zu bemerken, dass das Profil Fig. 1 nur gerade für die Runse S Wallbrunnen Geltung besitzt. Die Inkonstanz der Horizonte ist eine so grosse, dass linke und rechte Tobelseite schon merkliche Ungleichheiten aufweisen. Fig. 1 stellt eine Kombination der beiderseitigen Verhältnisse dar. Die Schichten der verkehrten Weissfluhgipfelserie keilen nach N ziemlich rasch aus. Die nächstnördliche Runse zeigt schon stark veränderte Verhältnisse. Wer mit Steigeisen versehen ist, kann in den Felswänden

SW Punkt 2363 die komplizierte Kleintektonik der einzelnen Gesteinslagen genauer studieren. Er wird dabei unter anderem beobachten, dass direkt über den Quellen von Wallbrunnen die Kalkschiefer (entsprechend Nr. 9, Fig. 1) eine grössere, aus der Ferne gar nicht sichtbare Umbiegung beschreiben.

Felsarten tieferer Schuppen der Aroserzone stehen an den Abhängen des Talschlusses von Wallbrunnen an, leider handelt es sich nur um kleinere isolierte Vorkommnisse. Dicht hinter den mächtigen Quellen des Fondeierbaches erhebt sich aus den Schutthalden ein Felsklotz von Casana-konglomeratgneis und Verrukano. Ungefähr 150 m weiter nördlich durchzieht ein schmales Felsband die teilweise mit Totalmoräne überstreute Halde; von oben nach unten stehen an demselben an:

a. 1,5 m quarzreicher Sandstein, nach unten in grobe polygene Breccie übergehend, als deren hauptsächlichste Bestandteile Casanaschiefer, Quarzite und Dolomit genannt seien. Es folgt ein Gehängeabsatz, welchen auszuräumen mir die Zeit abging.

b. 4 m rot und grüner Radiolarit, gegen S zu farblos weiss, und in grünliche und violette Schiefer übergehend. Aptychenkalk und Radiolarit sind wohl am ehesten als jurassische Glieder einer normal lagernden tiefsten Schuppe der Aroserzone zu betrachten, welcher als älteste Felsarten die Casana- und Verrukanogesteine des vorerwähnten Aufschlusses zugehören. Unter der mächtigen Schutthalde am Fusse der Weissfluhwand stehen ohne Zweifel basische Eruptiva an. Wir gehen wohl nicht fehl, hier Ausläufer des Schwärzi-Serpentinzuges zu vermuten, um so mehr als gegen den Casannapass hin Variolit- und Spilitgestein in Primärkontakt mit oberwähnten Sandsteinen und Breccien sich vorfindet.

Die zwischen dem Hauptdolomit der Weissfluh im Hangenden und dem Verrukano von Wallbrunnen im Liegenden anstehenden nunmehr beschriebenen Sedimentgesteine hat *Theobald* als „Mittelbildungen“ beschrieben, unter welcher Bezeichnung er Felsarten vermeintlich triasischen Alters zusammenfasste. Die löcherig anwitternde polygene Breccie von Wallbrunnen kartierte dieser Autor als Raibler Rauwacke; die Streifenschiefer *Theobalds* entpuppten sich als liasische Kalkschiefer, sein Virgloriakalk als Aptychenkalk.

Beim Aufstieg von der Schwärzi zum Weissfluhordgipfel (2836 m) durchquert man folgende Schichtreihe (s. Fig. 5):

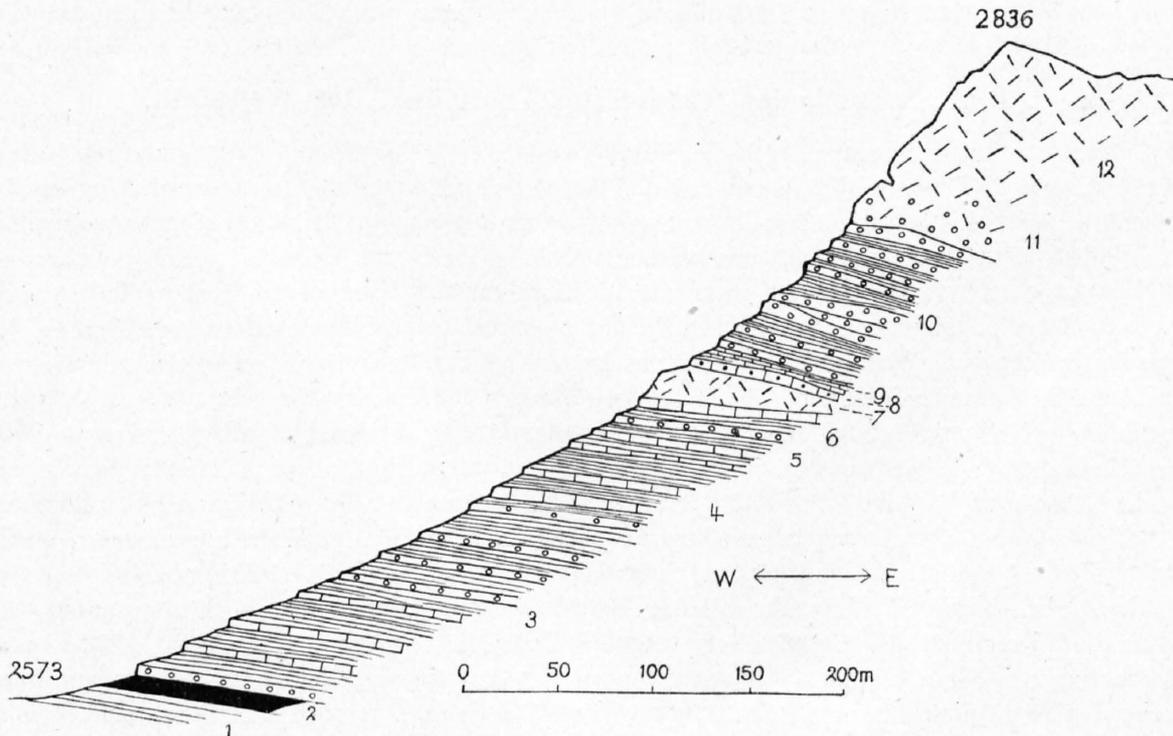


Fig. 5. Profil Schwärzi (2573 m)-Weissfluh (2836 m).

1. Miteinander wechsellagernd: *a.* oft glimmerführende Sandsteine; *b.* schwarze, braune und grünliche, griffelige Schiefer; *c.* dunkelblaue, schieferige und plattige Kalke (Aptychenkalk?). Der Zähnefluhgipfel sowie der Grat gegen die Schwärzi (2573) hinunter bestehen aus diesen Gesteinen sowie aus basischen Eruptiva, welche als unregelmässige mächtige Massen denselben eingelagert sind. Am Pass stehen noch
2. einige m Ophiolith an, darüber folgen
3. dieselben Felsarten wie sub 1 *a, b* und *c* mit Einschaltungen von Bänken polygener Breccie (Komponenten: Dolomit, Gneis etc.). Direkt über 2 eine solche Bank.
4. Rostbraun anwitternde, dunkle, dichte Kalke, durch Wechsellagerung übergehend in schwarze griffelige Schiefer, bei
5. einige m Aptychenkalk.
6. Schiefer, Kalk und polygene Breccie, wie 1 und 3.
7. Hauptdolomit, hell, ca. 20 m, übergehend in
8. z. T. hellgrün gefärbten Kalk. Fossilresten enthaltend = Rhät?, dieser wiederum in
9. Liaskalk, plattig-schieferig, Streifenschiefertypus, unbestimmbare Fossiltrümmer enthaltend, weiter S dickbankig mit sandigen, braun herauswitternden Lagen, Belemniten und Terebrateln führend.
10. Polygene Breccie (Komponenten: Gneis, Quarzit, gelber Dolomit etc.), Sandsteine und braune rostige Schiefer, wie unter 1 und 3.
11. Breccie, hauptsächlich Dolomit, wenig Quarzit führend, übergehend in den
12. Hauptdolomit des Weissfluhordgipfels (2836 m).

Die unter 1, 3, 4, 5, 6 und 10 aufgeführten Gesteine sind am ehesten zu vergleichen mit den Saluergesteinen von *Cornelius*, sie repräsentieren vielleicht mittlern und obern Jura sowie teilweise noch die Kreideformation. Die „Aptychenkalke“ sind etwas mergelig und zeigen Ähnlichkeit mit Fleckenmergelkalken aus den Allgäuschiefern und dem Falknisneokom. Die Sandsteine gehen oft in grünliche Quarzite über und erinnern dann stark an Falknisgault. Ein unterer Teil der Schichten 10 ist wohl mit den Horizonten 7, 8 und 9 als normale, ein oberer Teil als verkehrte Serie aufzufassen (Schuppung infolge Querfaltung, vgl. S. 56, Fig. 4), die Schichten 1—6 dürften wiederum einer verkehrten Serie angehören. Nach N sowohl wie auch nach S keilen die Horizonte der Serie 7—10 rasch aus. Sie sind mit dem linsenartigen Vorkommen von Hauptdolomit und Dolomitbreccie inmitten von Liasschiefern am Haupterhorngrat in Zusammenhang zu bringen.

4. Die Cotschna, das tektonische Äquivalent der Weissfluh.

Steinmann hat im Jahre 1912 die Mitglieder der „Geologischen Vereinigung“ auf einer Halbtagestour von Klosters über Laret auf den Kälbertschuggen geführt. Da dieser Weg des Interessanten gar vieles bietet und auch weil die Angaben *Steinmanns* teilweise nicht zutreffen, sei im folgenden diese Route nochmals beschrieben.

Das ganze Zugwaldgelände von Cavadürli bis unweit Ried ist ein grosses Trümmergebiet, das seine Entstehung einem aus der Felsnische der Cotschna losgebrochenen Bergsturz verdankt. Sämtliche am Wege von Klosters-Brücke nach Cavadürli und Laret von *Steinmann* beschriebenen Vorkommnisse von anstehendem Triasdolomit, Rhät, Falknisbreccie usw. sind als zur Schuttmasse gehörig zu betrachten. Zum Studium der Oberflächenbeschaffenheit im Zugwald und seiner Umgegend begeben wir uns, der Bahnlinie nach, von Klosters nach Laret. Schon jenseits des Klosterser Viaduktes fährt die Bahn durch Bergsturzgelände. Blöcke von Hauptdolomit und Brecciengestein der Arosersonne sind es hauptsächlich, die hier im Wald herumliegen, weiter westlich werden Radiolarite und Gneise häufiger. Was *Steinmann* als Falknisbreccie beschrieb, erwies sich als polygene Breccie obgenannter Einheit. Ungefähr von der obern zur untern Rüti verläuft die Westgrenze des Cotschnabergsturzes. Weiterhin sind die Gehänge mit Moräne überpflastert, unter welcher bei Parnier zum erstenmal das Anstehende, Glaukonitkieselkalk und feine Breccie, den basalen Schiefern zugehörig, zum Vorschein kommt. Der Cavadürli-Kehrtunnel führt ebenfalls durch anstehenden Schieferfels, der auch im benachbarten Drostobel durch die Erosion

blossgelegt ist. In der Folge durchquert die Bahnlinie das ganze Bergsturzareal noch einmal. Erst etwa 100 m unterhalb Ried treffen wir auf Sand- und Kieselkalke sowie Tonschiefer, die auch an der Landstrasse unten noch anstehen. *Theobald* hat diese Felsarten als Bündnerschiefer beschrieben, und wirklich unterscheiden sie sich von diesen kaum. Ihre tektonische Stellung aber — sie werden bei Selfranga von Hauptdolomit und Verrukano unterteuft, welche ihrerseits wieder dem Sulzfluhkalk aufrufen — nötigt uns, dieselben als Mesozoikum der Aroslerzone in Schistes-lustrés-Fazies aufzufassen.

Die von *Steinmann* (19, 13) auf seinem Profil (rechts, unten) NE von Laret eingezeichneten Abyssite (= Radiolarite), Schiefer und Triasdolomite fand ich nirgends vor. Die Verhältnisse am Bahnhof Laret hat dieser Autor ziemlich zutreffend geschildert. Im Hangenden wie im Liegenden von einer mächtigen Lage kristallinen Gesteins begrenzt, steht am Bahnbord, wenige Schritte südwestlich des Stationsgebäudes, eine Lage von Radiolarit- und Aptychenschiefergestein an. Die Schichten fallen steil nach NE ein. Gegen den Schwarzsee hin folgt auf der Bergseite der Linie noch auf ca. 130 m Casanakristallin, bei km 41,1 wird dasselbe an scharfer Grenzfläche vom Totalserpentin überlagert. Von dem kleinen Bächlein weg, das aus dem Dürrwald in den Schwarzsee hinunter fließt, erscheint unter dem dunkelgrünen Serpentinfels auf eine kurze Strecke hin noch einmal Casanagestein, um dann endgültig unter dem basischen Eruptivum zu verschwinden. Radiolarit und Aptychenschiefer entsprechen demnach tektonisch ebendenselben Gebirgsarten der Aroslerzone, wie sie hinter der Weissfluh im Hauptertäli zu finden sind, nur dass hier die Sedimente mit mehreren Lagen von Casanakristallin verschuppt sind.

Von Laret auf die Cotschna führt ein Fusspfad über Ried durch eine steile Waldlichtung (Schöni) hinauf. Über dem Walde angelangt, erblicken wir einen mächtigen gelblich-weißen Dolomitfels, welcher hier die Kante des Gebirges bildet. Ein guter Weg schlängelt sich über dieses Gratriff gegen Punkt 2131 bergan. Wie von einer Kanzel herab überschaut man von dieser Höhe das Prätigau mit seinen schmucken Dörfern, dahinter das Rätikon- und Silvrettagebirge, im S erscheinen über dem Davosersee und dem Alteingrat die stolzen Berggünnerstöcke und die scharfgezackten Oberhalbsteinerberge. Um einen Einblick in den Bau dieser Gebirgsecke zu erhalten, steigen wir dem Südrand der Dolomitmauer entlang bergwärts. Wenig mächtige Lagen von Radiolarit und Aptychenkalk fallen hier unter den Dolomit ein, selbst wieder kristallinen Felsarten vom Casanotypus aufruhend, die ohne Zweifel denen vom Lareter Bahnhof entsprechen. Mehrereorts finden sich noch kleinere Komplexe von Dolomitgestein, die weiter unten auf Radiolarit, höher oben am Berg als Klippen auf Gneis schwimmen. Diese Feststellung steht in scheinbarem Widerspruch zu einer andern Wahrnehmung, welche wir wenige Schritte W Punkt 2131 machen. Hier überlagern die Paragneise den Kälbertschuggendolomit. Wir sind demnach zur Annahme gezwungen, es werde der Gneiskomplex der Schwarzseealp durch eine Scherfläche zweigeteilt, und es seien an dieser Diskontinuitätsfläche beim Bahnhof Laret zwischen den beiden Kristallinkomplexen Radiolarit und Aptychenkalk einer hangenden verkehrten Serie vor gänzlicher Ausquetschung bewahrt geblieben. Das Wiederauftreten von Radiolarit, Aptychenkalk und Gneis in verschiedenen Niveaus und in bald normaler, bald verkehrter Lagerung spricht dafür, dass die extreme Verschuppung dieser Gesteine aus anfänglicher Faltung hervorging. Es ist anzunehmen, dass an dieser Stelle im Alpenstreichen wirkende Kräfte sich in höherem Masse auswirken konnten, als dies weiter S im Hauptertäli geschah (überliegende Falte, Fig. 4). Für das Vorhandensein von Komplikationen spricht auch die Schwankung der Mächtigkeitsbeträge unserer Dolomitmasse, welche auf Parsennerseite eine kaum 20 m, nach dem Zugwald hin eine 150 m hohe Felswand bildet. Es ergibt sich aus diesen Werten ein N-Gefälle der Dolomitunterfläche von 22°, welche Tatsache Schlüsse ziehen lässt auf die Ursachen des Klosterser Bergsturzes. Dass auf Prätigauerseite des Gebirges Liasgesteine und nicht wie S des Kammes Aptychenkalk und Radiolarit den Dolomit unterteufen, darf bei so weitgehender Verschuppung aller Elemente nicht verwundern.

Die Wanderung nach Punkt 2267, dem Cotschnagipfel, führt uns zunächst über Casanakristallin. Dasselbe wird durch geringmächtige Einschaltungen von Liasschiefern und Hauptdolomit in mehrere

Lagen geschieden. Liasschiefer, Aptychenkalk und endlich ein mächtiger Komplex von rotem Hornstein bauen die eigentliche Cotschna (romanisch = roter [(Berg)]) und den bis ans Grünhorn sich erstreckenden Gratrücken auf. Die Gesteine der Casanaserie — es handelt sich hauptsächlich um Glimmerschiefer — sind in allen Richtungen von Pegmatitgängen durchzogen und durch sie zu Injektions- und Resorptionsgneisen metamorphosiert worden. Die denselben vom Grünhorn bis an den Kälbertschuggen eingelagerten paläozoischen Marmore gingen aus der Umwandlung als Eozoonfelse hervor. Da von denselben sauren Gesteinen Casanaschiefer und Marmore durchsetzt werden, liegt wohl ein paläozoischer Kontakt vor, wenn auch die Möglichkeit nicht ausser acht zu lassen ist, dass die Gesteine zur Zeit der Alpenfaltung noch einer kaustischen Einwirkung basischer Eruptiva ausgesetzt waren.

Der starken Moränenbedeckung wegen ist es nicht möglich, die Kalk- und Hornsteinschichten ununterbrochen südwärts über die Parsenneralpen zu verfolgen; unzweifelhaft liegt aber oberhalb der Stützalp, wo ein mächtiger Radiolaritblock im Totalserpentin drin steckt, ferner wenig unterhalb der Skihütte sowie beiderseits der Parsennfurka, wo Aptychenkalk und Hornstein bis fast auf die Passhöhe unter dem Serpentin zum Vorschein kommen und teilweise durch denselben umgewandelt wurden, ebendieselbe Horizont vor. Er lässt sich somit von der Cotschna zur Parsennfurka verfolgen und setzt in die Radiolaritvorkommnisse im Hauptertäli fort (s. S. 56). Was unter dieser Radiolaritschicht und über dem Sulzfluhkalk liegt, entspricht sich tektonisch, die Weissfluh ist das tektonische Äquivalent der Cotschna. Diese Gleichstellung wird durch den stratigraphischen Befund bestätigt (s. S. 60/61).

Weitaus den günstigsten Einblick in den Bau der Cotschna gewährt die Abbruchnische des Klosterser Bergsturzes. Von der Gipskilche bis auf die Höhe des Gebirges ist an einer aus dem steilen Berghang hervortretenden Bergrippe ein schönes Profil aufgeschlossen, das zum erstenmal von *Theobald*, später wieder von *Rothpletz* (47, 113) und *Mylius* (38, 140) aufgenommen wurde, auch *Jennings* (28, 396, 410) und *Sander* (52) besuchten diese Lokalität, ohne indessen neue Ergebnisse zu erzielen. Die von den verschiedenen Forschern gegebenen Beschreibungen weichen stark voneinander ab; eine neue Schilderung rechtfertigt sich schon aus diesem Grunde:

An der Cotschna befinden wir uns im Nordschenkel der Hochwang-Weissfluhkulmination. Auf Gebiet der Schwarzseealp fallen die Schichten nach E, nördlich der Linie Grünhorn- Kälbertschuggen nach N ein. Das Umbiegen der Streichrichtung geht wohl kaum allmählich, sondern, wie im Hauptertäli, knickartig vor sich.

Der Abstieg vom Cotschnagipfel über die Gipskilche nach Matt (T. II.) führt über folgende Gesteinsarten (die eingeklammerten Nummern sind diejenigen des *Theobalds*chen Profils):

1. (1) roter dünngebankter Hornstein (Radiolarit), durch Wechsellagerung übergehend in
2. (1) Aptychenkalk, plattig-schieferig, Bruch hell, blaugrau, Anwitterung gelblich, lokal von einigen m sandig-mergeligen Streifen (Allgäu-)schiefern unterteuft. Es folgt das oben schon beschriebene, mit Sedimenten verschuppte
3. (2,3) Casanakristallin mit Marmor, Pegmatit, Granit, infolge des starken N-Gefälles das Dach des ganzen Rückens oberhalb Matt bildend;
4. (4,7) Gips, ca 12 m;
5. (5,7) Rauhwanke, einige m.;
6. (6) Roter Verrukanosandstein;
7. grüner Granit;
8. (8) Hauptdolomit;
9. Dolomit („Lias“-)breccie, übergehend in
10. bunte Breccie mit kristallinen Komponenten;
11. braune und schwarze Schiefer und Sandsteine vom Saluvertypus;
12. (9) Radiolarit;
13. (9) Aptychenkalk;
14. eine Quetschzone von rotem Sandstein (mesozoisch oder Verrukano?), Gneisbreccie etc.

Der Vergleich mit den *Theobalds*chen Angaben zeigt wieder, wie genau dieser Forscher gearbeitet hat, nur den Granit (7) und die polygene Breccie (10) scheint er nicht gesehen zu haben, die übrigen Horizonte beschreibt er ohne Ausnahme, den Radiolarit und Aptychenkalk als bunte Bündnerschiefer. Die im schleifenden Schnitt erfolgende Intersektion täuschte *Theobald* eine Wiederholung von Gips und Rauhwaacke vor.

Das von *Rothpletz* gegebene, 40 Jahre später aufgenommene Profil bedeutet eine Verschlimm-besserung des *Theobalds*chen. Der Zufall will es überdies, dass *Rothpletz* alle von *Theobald* übersehenen Schichtglieder ebenfalls nicht aufführt. Der (permische!) Radiolarit (1) der Cotschna wird nach diesem Autor wie bei *Theobald* durch Kristallin überlagert, was entschieden nicht stimmt. Die von *Rothpletz* vermuteten Umbiegungen sowie die E-W streichende Bruchfläche existieren nicht. Eine unnötige Komplikation ergibt sich aus der Annahme von *Mylius*, dass die im Liegenden des Aptychenkalkes anstehenden (Streifen-) Schiefer Tertiärflysch seien. Während *Rothpletz* die in Wirklichkeit Nfallenden Felsarten der Cotschna in horizontaler Lagerung angibt, zeichnet sie *Mylius* bis 45° Sfallend ein.

Die Übereinstimmung der Schichtfolge an der Gipskilche mit derjenigen an der Weissfluh ist eine überraschend grosse. Die Schichten 12, 13 und 14 (z. T.) entsprechen dem Radiolarit, Aptychenkalk, Verrukano und Kristallin von Wallbrunnen, die bei Wallbrunnen unter dem Schutt vorhandenen basischen Eruptiva fehlen hier. 7, 8 und 9 entsprechen der verkehrten Weissfluh-serie, die Glieder 1—6 sind mit der normalen höchsten Weissfluh-schuppe zu parallelisieren, in die hier mächtige, ungefüge Platten des zugehörigen starren Kristallins infolge starker Querver-schuppung hineingetrieben wurden. Der Casanagesteinskomplex löste sich dabei in verschiedene Lagen auf, zwischen welche hinein die in Mitleidenschaft gezogenen Sedimente (Hauptdolomit, Lias etc.) gerieten (s. S. 137).

Obwohl zwischen Kälbertschuggen und Gipskilche die Zusammenhänge nur auf kurze Ent-fernung an den Wildheuplanken der Bergsturzabbruchnische verhüllt sind, hält es trotzdem schwer, die Verbindungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen auch nur mit annähernder Sicher-heit festzustellen. Wird angenommen, der Dolomit des Kälbertschuggen entspreche dem Dolomit (8) an der Gipskilche, so ist damit zugleich gesagt, dass die Horizonte 3, 4, 5 und 6 auf 300 m Distanz völlig auskeilen, was ja möglich wäre. Zutreffender aber erscheint die Deutung, dass dieser Dolomit von Punkt 2131 nach W hin in der Gneismasse des Nordhanges auskeile (T. II). Auch beim Verfolgen des Radiolarites und Aptychenkalks vom Tschuggen ergeben sich grosse Schwierigkeiten.

5. Casanna und Grünhorn.

Hoch über den mit versteckten Maiensässgründen wechselnden dunklen Bergwäldern des obern Prätigaus thront der Dolomitklotz der Casanna, von mächtigen fahlgelben Schutthalden allseits umsäumt.

Die erste eingehende geologische Beschreibung dieses Berges stammt von *G. Theobald*, welcher Forscher die Casanna als Muldengipfel aus Kristallin und Sedimentgesteinen auffasste. Er brachte die injizierte Casanaserie von der Cotschna mit den Gneisen oberhalb Casannauntersäss in Zusammenhang; es sollte dieses Kristallin das normale Liegende des Verrukanos, seiner „Mittel-bildungen“ und des Hauptdolomites der Casannanordwand bilden.

In neuerer Zeit hat *Mylius* (38, 139) eine kurze Schilderung der Casanna geliefert, in welcher die Tektonik im Prinzip richtig gedeutet ist; die sonstigen Angaben des Verfassers hin-gegen beruhen auf allzu flüchtiger Orientierung und unrichtigen Ansichten. Richtig vor allem ist die Feststellung, dass die Casanna eine der Cotschna aufgeschobene Schuppenmasse sei.

Im vorausgegangenen Kapitel wurde von der Überlagerung der Cotschnagleitbretter durch den Totalp-Serpentin gesprochen. An der Parsennfurka fallen die basischen Eruptiva steil unter den zum Casannastock gehörenden Dolomitgrat ein, welcher sich bis gegen die Skihütte auf Par-senn hinunterzieht. Weiter im Norden, an der Lücke zwischen Cotschnagrät und Grünhorn, sind Aptychenkalk und Radiolarit wohl schwach ophiolitisiert worden, ein selbständiger Serpentinori-

zont tritt aber nicht mehr auf, das Totalp-Intrusivum keilt somit unter der Casanna nach dem Prätigau zu sehr rasch aus. Dass auch die Aroserzone als Ganzes gegen N an Mächtigkeit rapid abnimmt, beweist die nur mehr 100 m starke Schichtreihe dieser Einheit über dem Tale am Madrisjoch.

Wie um das ganze bröckelige Gebäude zusammenzuhalten, zieht sich rings um die Casanna ein Dolomitband, das Felsgestell des Berges bildend. Gegen S zu setzt es über den Talboden des kleinen Kares zwischen Casanna und Punkt 2525 in den schon genannten zerrissenen Augstengrat oberhalb der Skihütte über. Diese Lage von Dolomit dient uns zweckmässig als tektonischer Leit-horizont. Sie wird am Grate zwischen Grünhorn und Casannavordergipfel von einer Schicht tektonischer Rauhwanke unterteuft, wie sie in solcher Mächtigkeit (zirka 10 m) weit und breit nirgends zu finden ist. Allem nach handelt es sich um eine lokale Anhäufung dieses Produktes der Gebirgsbildung. Der wunderliche Felskopf des „heutragenden Mannlis“ ist durch Erosion aus dieser Reibungsbreccie herausmodelliert worden. Sämtliche das Grünhorn aufbauende Schichten fallen unter die tektonische Wacke, somit unter die Casannaspitze ein; es sind dies Lias- und Rhätgesteine, welche sich an den begrasteten Hängen der Sonnseite direkt überlagern. In der gegen N abbrechenden Felswand lässt sich deren Zugehörigkeit zu verschiedenen äusserst reduzierten Schuppen deutlich feststellen: Es schalten sich zwischen die jurassischen Schiefer und Kalke hellgefärbte Dolomitlagen ein, auf deren Kosten an Mächtigkeit stark zunehmend.

Der Aufstieg aus dem Sattel zwischen Grünhorn und Casanna auf den Vordergipfel dieses Berges führt zuerst über den schon beschriebenen Dolomithorizont, dessen Gestein nach oben in teilweise rot gefärbten, reichlich belemnitenführenden Hierlatzkalk übergeht. Hier hat *Zyndel* (102, 23) wohl diese schon von ihm erwähnten Fossilien gefunden. Die Spitze wird gekrönt durch eine Kappe von Streifenschieferkalk, der seinem Namen alle Ehre macht. Ungefähr 100 Schritte weit kann der Grat gegen den Signalpunkt (2561 m) überschritten werden, die Schiefer sind hier stellenweise gespickt mit kleinen Dolomitbrocken, der Zement erweist sich unter dem Mikroskop als ein Bryozoenkalk. An einem senkrechten Gratabsatz aus Dolomitgestein, über dem das Signal in fast greifbarer Nähe sichtbar ist, machen wir die interessante Entdeckung, dass dieser Dolomit des Casannagipfels auf den Schiefeln schwimmt; ein Rest von zwischengeschaltetem Verrukanosandstein gibt uns die Gewissheit, dass nicht etwa eine verkehrte Serie vorliegt. Zu guter Letzt bestätigt uns eine schwächliche Lage tektonischer Rauhwanke auch noch das Vorhandensein einer Scherfläche unter dem Verrukano. Die Liasunterlage der Casannagipfelschuppe ist nichts weniger als ungestört gelagert. In eine schmale, Vförmige Mulde gefaltet, durchziehen die Streifenschiefer die gegen Parsenn abbrechende Felswand, und blickt man vom Grünhorn über den Abhang weg gegen S hin, so scheinen die kulissenartig hintereinanderliegenden Felsköpfe von Dolomit und Hierlatzkalk, über welchen die weichen jurassischen Gebirgsarten wegerodiert wurden, eine dem ganzen Berg entlang verlaufende Gehängeschulter zu bilden.

Am „Gemeinen Boden“ schiebt sich zwischen Lias und Hauptdolomit eine Platte von Paragneisen ein, die nur den flachen Rücken selber und teilweise den Nordwesthang gegen Casannaalp hinunter aufbauen. Es setzen die nunmehr beschriebenen Gesteine und mit denselben hier vergesellschaftete polygene Breccien in den Kamm von Punkt 2525 hinüber. Dieser Gipfel besteht aus grünlichem Casanagneis (tektonisch dem vom „Gemeinen Boden“ entsprechend). Darunter stehen im Westen an: 1. Lias(Dogger?)schiefer, steil NW fallend; Gneis- und Verrukanoschollen von einigen Metern Länge sind in dieselben hineingespiesst worden, 2. der Hauptdolomit des „Augstengrates“, 3. Verrukanosandstein und -schiefer (Konglomerat und Servino *Theobalds*); weiter unten am teilweise überwachsenen Hang 4. noch einmal Dolomit. Es ist ohne weiteres klar, dass die unter dem Horizont 2 liegenden Schichten tektonisch den Gebirgsarten der Grünhornschuppen entsprechen. Wie in der Felswand über den ehemaligen „Eisengruben“ auf Casanna, so setzen auch am Westabsturz des Berges in den Schiefeln Dolomitlagen auf, wodurch die Zugehörigkeit ersterer zu verschiedenen Schuppen noch deutlicher als durch die ihnen eingeschalteten Verrukano- und Gneisreste dokumentiert wird. Vom Schieferbachtäli, noch günstiger vom Gaudergrat aus sieht man sehr gut, wie sich Hauptdolomit und Liasgesteine zu verschiedenen Malen

überlagern und wie die am „Gemeinen Boden“ noch horizontal lagernden Schichten gegen die Alp Casanna zu plötzlich gegen NNW einfallen. Zugleich keilen auch hier die Liasschiefer und -kalke in derselben Richtung aus, so dass weiterhin im Gebirge die Zugehörigkeit der verschiedenen Dolomithorizonte zu dieser oder jener Schuppe nur mit grösster Mühe festgestellt werden kann.

Ungefähr 200 m über dem Untersäss von Alp Casanna entspringt der Cunscharuolbach aus einer Prachtsquelle: Durch einen mässig tiefen Graben stürzt das Wasser nach dem Alpboden hinunter. Beiderseits der Runse befinden wir uns im Anstehenden. Zur Linken (beim Abstieg) baut grünlicher Gneis den langen erlenbestandenen Hang auf, der sich über den Alphütten durchzieht. In dieses stellenweise pyritreiche Gestein wurde vor Zeiten ein Stollen getrieben, dessen Eingang über alten Haldenresten oberhalb der Hütten von Casanna-Untersäss bequem aufgesucht werden kann. Zur Rechten zieht sich ein Felsrücken gegen die Schafhalde hinunter, der in seinen höhern Partien aus Dolomit und Dachsteinkalk, in den tiefern aus grauem Liaskalk und Schiefer besteht; die Schichten fallen um einige Grade weniger steil als der Hang nach Norden ein. Unter der hohen Dolomitmauer der Casanna durch kann dieser Liashorizont bis an den Felskopf verfolgt werden, zu welchem ein alter Erzweg hinführt. Hier wurde im hangenden Hauptdolomit aus kieseligen, brecciösen Nestern eisenhaltiges Manganerz gewonnen. Über den alten Gruben durch zieht sich, von Dolomit überlagert und unterteuft, das Rauhwaskeband vom Grünhorn-Casannasattel. Somit gehören der Hauptdolomit und die Liasgesteine am Cunscharuolbach einer verkehrten Serie an, die, wahrscheinlich mehrfach verschuppt, ins Grünhorn hinüberstreicht. Die Tatsache, dass das Tobel genau auf der Grenze zwischen diesen Felsarten und dem Kristallin verläuft, nötigt uns zur Annahme, dass hier eine Verwerfung durchstreicht, deren Sinn zu ermitteln ich kaum für möglich halte. Vermutlich gehören die Gneise ins Liegende der benachbarten Liasgesteine sowie der in einem kleinen Aufschlusse weiter NE anstehenden Aptychenkalke und Radiolarite; sie können in diesem Falle mit den Casanagesteinen an der Cotschna in Verbindung gebracht werden (schon von *Theobald* so angenommen).

Die ganze wild zerrissene Nordwand der Casanna wie auch das vegetationslose Felsgelände N des „Gemeinen Bodens“ wird von den gegen das Prätigau geneigten Dolomit- und Hierlatzkalkhorizonten der zweithöchsten Casannaschuppe aufgebaut. Der infolge unregelmässiger Intersektion von nordfallenden Gesteinskomplexen mit der Felsoberfläche sichelartig erscheinende Verlauf einiger Felsbänder täuschte *Theobald* das Vorhandensein einer Mulde vor, in welcher wie in einer Schale dem Gneis von Casannaalp der ganze Gebirgsstock aufruhon sollte.

Von den Bündnerschiefervorkommnissen im Obersässtäli abgesehen, suchen wir vom Schieferbach bis ans Drostobel im Wald- und Allmendgelände vergeblich nach Anstehendem, das ganze Gebiet ist nur Moräne-, Bergsturz- und Rutschlandschaft. Grosse Komplexe, die man auf den ersten Blick für sichern, festen Felsen anzusehen geneigt ist, erweisen sich bei näherer Betrachtung als abgerutscht, so die ganze Dolomitmasse zwischen Erzweg und Drostobel, aus der, soviel alte Spuren erkennen lassen, auch Erz gewonnen wurde. Ebenso lösten sich nördlich des Grünhorns und der Cotschna grosse Dolomit-, Gneis- und Radiolaritpartien aus dem Schichtverband, um sich mehr oder weniger weit talwärts zu bewegen; aus kleinern losbrechenden Blöcken und abbröckelnden Gesteinsplittern bilden sich die ungeheuren, in steter Bewegung befindlichen Schutthalden.

Wie um den Geologen nicht allzusehr im unsichern herumtappen zu lassen, hat die Erosion im Drostobel von zirka 2300 m Höhe bis fast auf den Talgrund hinunter eine prächtige Reihe von Aufschlüssen geschaffen. Seinen Ursprung nimmt dieser „Krachen“ am Grünhorn, eine Strecke weit ist er in anstehenden Dolomit, von 2100 bis auf ungefähr 1920 m in alten versinterten Gehängeschutt und Hängegletschermoräne der Grünhorn-Casannawand eingegraben. Östlich Kalbersäss stossen wir im Tobel auf anstehenden Radiolarit von ungefähr $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit, der von einer zirka 10 m starken Lage graublauen Aptychenkalkes unterteuft wird; es folgen im unmittelbaren Liegenden 20 m hellgrauer, schieferig gewordener Sulzfluhkalk sowie auf etwa 120 m Vertikal-
distanz Falknismalmkalk. Die dicken Bänke dieses Jurakalkes fallen steil nordwärts ein, das Wasser eilt durch eine kännelförmige Mulde desselben zu Tal, die einzelnen Schichtstufen in einer

Reihe kleiner Wasserfälle überfließend. Die obersten dieser Stufen sind leicht zu überklettern, die untern aber sind lotrecht und so hoch in den Felsen eingeschnitten, dass man sich von hier am besten rückwärts und alsdann nach Kalbersäss oder Matt wendet, wenn man es nicht vorzieht, nach E durch die Wand auf wegsameres Gelände sich zu begeben. In diesem Falle gelangt man an die Quelle eines kleinen oberhalb Sässje von rechts einmündenden Seitenbächleins, welches, den reichlich herumliegenden Gesteinsbrocken nach zu schliessen, aus Falknis- oder Sulzfluh-Couches rouges entspringt, die, wenn auch nicht im Tobel, so doch hier anzustehen scheinen. Vom Zusammenfluss beider Bergwasser ist das Drostobel rückwärts wieder auf ein gutes Stück zugänglich; Bündnerschiefer, nämlich Sandsteine, Sandkalke und Tonschiefer, wahrscheinlich der Äbigratserie, sind es, auf die wir hier trafen. Im Gehängeschutt sind oberhalb Sässje durch Wasserwirkung einige mächtige, grüne Konglomeratgneisblöcke blossgelegt worden.

So kann also nicht nur im S und W, sondern auch auf der Nordseite unserer Gebirgsgruppe die Überlagerung der Prätigauschiefer durch mehrere mächtige Schubeinheiten, mit andern Worten die Wurzellosigkeit ihres ganzen Oberbaues, unzweifelhaft festgestellt werden.

6. Die tektonische Stellung des Totalp-Serpentins.

„Wenn irgendeine der normal auftretenden Gesteinsarten Anspruch machen kann, die Grundmasse dieser Gebirge zu heissen, so ist es der Serpentin.“ So schrieb *Bernhard Studer* (77, 52) 1836 in seiner Veröffentlichung über die Gebirgsmasse von Davos. Auf Grund der damaligen Anschauungen über die Entstehung unserer Alpen sowie in Anbetracht der von *Salis-Marschlins* (51) schon beobachteten Kontaktumwandlung von Sedimentärgesteinen konnte dieser Gelehrte unmöglich anders urteilen. Wer heute noch für eine Intrusion der basischen Eruptiva aus dem Autochthonen eintreten wollte, müsste vor allem den Beweis erbringen, dass diese Plutonite irgendwo auch die basalen Schiefer durchdrungen und metamorphosiert haben.

Noch im Jahre 1900 schrieb *Rothpletz* (47, 58 etc.), es seien die Eruptiva vielerorts im Plessurgebirge und Rätikon durch das „basale Grundgebirge“ ins rätische Deckgebirge emporgedrungen; die Intrusion war nach *Rothpletz* daher jünger als die Überschiebung seiner grossen rätischen Schubmasse. In Wirklichkeit handelt es sich an den erwähnten Örtlichkeiten um Kontakte mit Felsarten der Aroserzone (z. B. am Brüggerhorn).

Die Beobachtungen im Weissfluhgebiet ergaben, dass der Totalp-Serpentin mit hangenden und liegenden Felsarten bald in primärem, bald nur in sekundärem, tektonischem Kontakte steht, in primärem vielerorts mit seiner Unterlage, nur in sekundärem mit den überlagernden Schubmassen.

Zuerst sei auf die Verhältnisse im Liegenden eingegangen. Über dem Schwarzsee ruht die Serpentinmasse dem Casanakristallinen der Cotschna an scharfer Grenzfläche auf; die Gneise sind hier stark zerruschelt und mylonitisiert worden. Auf Gebiet der Schwarzseealp und am Cotschnagrät stehen die Aptychenkalke und Radiolarite mit dem Eruptivum in Primärkontakt. Der oberhalb Stützalp in den Serpentin sozusagen eingeschmolzene Radiolaritblock sei hier nochmals erwähnt. Von Laret bis ans Schwarzhorn (2672 m) ist der Totalpserpentin in über 100 m Mächtigkeit durch ausgeschiedenes Eisenoxyd grösstenteils weinrot gefärbt und reichlich mit Calcitmineral erfüllt, welches unzweifelhaft aus resorbierten jurassischen Kalken und Schiefeln der obersten Weissfluh-Cotschnaschuppe stammen muss. Andere Bestandteile (Quarz etc.) dieser oft nichts weniger als reinen Kalkfelsarten sind im Schriff sehr häufig zu konstatieren.

Auf der eigentlichen Totalp, d. h. zwischen Stützalpbach und Dorftäli, steht reiner, dunkelgrüner Serpentin an; Schutthalden und Moränen bestehen hier auf weite Strecken (ca. 9 km²) ausschliesslich aus solchem rostbraun anwitternden Material.

Die Grenzfläche zwischen Weissfluhschuppen und Totalp-Eruptivum ist nichts weniger als einfach beschaffen. Sowohl südlich der Wasserscheide, im Hauptertäli, als auch nördlich derselben, gegen die Parsennfurka hin, wird der Weissfluhdolomit vom normalen Lias, Aptychenkalk und Radiolarit (dem roten Jaspis *Studers* und *Theobalds*), hoch über den Wallbrunnerquellen von braunen

und schwarzen Sandsteinen vom Saluvertypus überlagert; erstere Schichten sind, wie an der Cotschna, durch die basischen Eruptiva im Hangenden ophiolithisiert worden. Dem ganzen Hochtälichen entlang, welches sich zwischen Schwarzhorn und Weissfluh gegen die Wasserscheide hinaufzieht und das in morphologischem Sinne als Fortsetzung des Hauptertälis angesprochen werden muss, ruht das Totalgestein direkt dem Weissfluh-Hauptdolomit auf; nirgends ist indessen auch nur die Spur einer Umwandlung dieses Karbonatgesteins zu bemerken; es liegt somit hier ein mechanischer Kontakt vor. Ein Rest gelber, bröckeliger, tektonischer Rauhwaacke (schon von *Jennings* so gedeutet) an der Dolomit-Serpentingrenze liefert uns hierfür die Bestätigung. Für diese Verhältnisse gibt es nur eine Erklärung, dass nämlich eine Scherfläche zweiter Ordnung zwischen Aptychenkalk und Dolomit durchlaufe, die ihrer Anlage nach jünger sein muss als die Intrusion basischer Eruptiva.

An dieser Scherfläche wurde wohl die mächtige Casanaschiefermasse des Cotschnagrates mitten in eine normale Gesteinsfolge hineingetrieben (T. II). Die Frage, aus welchem Schichtverband dieses Kristallin stamme, muss ich noch offen lassen; entweder handelt es sich um ein Stück Gneisunterlage der höchsten Weissfluhscuppe oder aber um eine weiter im Süden vom Kristallin des Schaflägerzuges abgespaltene Gesteinsplatte, welche infolge eines Durchstechungsvorganges in ihre jetzige Lage gelangte.

Längs einer Linie, die ungefähr vom Schafläger- durch den Salezerhorngrat nach dem Wolfgang verläuft, wird das Totalp-Eruptivum durch eine mächtige Lage altkristalliner Felsarten überlagert.

7. Der Schaflägergrat.

Dieser scharfe Felskamm zieht sich von Punkt 2693 östlich der Wasserscheide nach dem Schiahorn hin. Der nördliche Teil desselben wird noch aus Totalp-Serpentin gebildet. An einer typischen Schubfläche tauchen die basischen Eruptiva unter eine Serie von pegmatitdurchsetzten Casanaschiefern ein. Lotrecht dringen die mächtigen, schneeweissen Pegmatitgänge durch die kristallinen Schiefer, dieselben zu Hornfelsen und Injektionsgneisen umwandelnd. Infolge der leichten Verwitterbarkeit der Casanaschiefer überragen Türme aus Pegmatitgestein den beiderseits steil abfallenden Grat.

Als erste Geologen überkletterten *B. Studer* und *A. Escher von der Linth* den Schaflägergrat um das Jahr 1835; eine spätere Beschreibung desselben stammt von *G. Theobald*, der hier ausnahmsweise nicht so genau wie seine Vorgänger beobachtete. Im Sommer 1917 überschritten mein Freund *W. Leupold* und ich zusammen den Grenzkamm zwischen Schanfigg und Davos. Den sowohl von *Studer* als von *Theobald* zwischen Serpentin und Casanaschiefern angegebenen Kalk konnten wir nirgends finden. Das Schafläger (Punkt 2683) selbst besteht noch aus Casanakristallin. Kurz nach Verlassen des Gipfels in der Richtung nach dem Schiahorn stösst man auf ein schmales Band von Sedimentgesteinen, welches SE einfällt und die Schaflägergneise von einem höhern Komplex kristalliner Felsarten trennt. Die beiden auffälligsten Gebirgsarten dieser Quetschzone haben schon *Studer* und *Escher* gesehen; es sind dies „dolomitischer Kalk, breccienartig, mit gelber, staubiger Aussenfläche und roter Tonschiefer“. In Wirklichkeit wird dieses merkwürdige Sedimentband von einer ganzen Reihe typischer Gesteine der Arosersonne aufgebaut. Von N nach S fortschreitend durchquert man folgendes Profil:

1. (unten) graugelber Dolomit, einige m;
2. Verrukanoschiefer, rot und grün, bis 3 m;
3. Verrukano und gelber (Raibler?) Dolomit, durcheinandergemengt, 10—20 cm;
4. Liasstreifenschiefer, ausgewalzt, 40 cm;
5. Verrukanosandstein und Schiefer, am E-Hang bis 8 m mächtig werdend;
6. Ganggranit, Injektionsgneise etc.

Zwischen 5 und 6 schalten sich tiefer unten am Berg Hauptdolomit, Rhät- und Hierlatzkalk ein (0—8 m).

An der Scharte N des grossen Schiahorns dringt das Kristallin (6) von oben in den Schiahorndolomit ein und trennt dadurch eine schmale Dolomitschuppe von der Schiahornbasis ab (*W. Leupold*), s. Taf. II B. Diese keilartige Schuppe ist von *Studer* und auch von *Theobald* als tektonisches Wundergebilde beschrieben und mit den Jungfrau- und Gstellhornkeilen verglichen worden.

Uns interessiert vor allem der Sedimentzug vom Schafläger. Derselbe kann, samt dem basalen Kristallinen, seiner tektonischen Stellung (über dem Totalperpentin und der Weissfluh!) wegen nach N hin nur mit den Casanaschuppen in Zusammenhang gebracht werden. Zur Einreihung der höhern Untereinheiten der Aroslerzone ins Deckenregister geht man am besten vom Hangenden aus. Wie *Leupold* (12, 401) gezeigt hat, gehört der Schiahorndolomit in den Bereich der Campo-Aeladecke; das denselben unterteufende Kristallin ist ebenfalls nach *Leupold* als von oben her eingewickelttes Silvrettakristallin anzusehen und als solches mit dem „Rothornmassiv“ in Parallele zu setzen. Das Sedimentband vom Schafläger und die Klippe der Casanna entsprechen somit den höchsten Schuppen unserer Aroslerzone südlich der Plessur, nämlich denen der Parpaner Weisshorn-Tschirpenkette oder mit andern Worten dem Parpaner Zwischenstück *Hoeks*. Auch fazielle Argumente sprechen hierfür, so das Auftreten derselben Rhät- und Liaskalke im Norden wie im Süden.

Was den weitem Verlauf unserer Sedimentzone nach E hin anbetrifft, so ist dieselbe gut durch das schmale Kar zwischen Schafläger und Grünthurm zu verfolgen; von diesem Felskopf weg bis an den Davosersee scheint jede Spur davon zu fehlen; erst dort tritt sie wieder auf, soweit ersichtlich, ausschliesslich aus Hauptdolomit gebildet.

8. Davos-Klosters-Monbiel.

Von Davos-Dorf erreicht man in wenigen Minuten den inmitten einer prächtigen Wiesen- und Waldlandschaft gelegenen Davosersee. Dem ganzen Weg entlang steht, zur Linken überall in den Grashalden zum Vorschein kommend, Silvrettakristallin an, und zwar grösstenteils Casana-injektions- und Orthogranitgneis. Weiterhin baut dieses Kristallin, streckenweise von Moräne- und Gehängeschutt überdeckt, das ganze Westufer des Sees auf. Am „Seehorn“ reicht das Anstehende in einer spornartigen Felsrippe in den See hinaus; auch der malerische, bewaldete Hügel von Punkt 1569 besteht aus kristallinem Fels; er mag wohl einst, als das Gebiet von „ober dem See“ noch nicht so hoch mit Alluvionen überführt war, eine kleine Insel gebildet haben. Auf mannigfaltigere Verhältnisse treffen wir am östlichen Seeufer. In Felsköpfen und -wänden sowie durch den Gletscher abgeschliffenen Rundbuckeln steht unter und über der Bahnlinie bei der Badanstalt Casanagestein an. Der Fussweg nach Höhwald führt zuerst über recht grobblockige Moräne. Gegenüber dem Seehorn erhebt sich in der Folge eine bis 25 m mächtige, von Kristallin überdachte und unterteufte Lage von grauweissem Hauptdolomit über den Seespiegel, um bis über das Tracé der rätschen Bahn anzusteigen und nordwärts wieder vor der Einmündung des Drusatschabaches unter das Seeniveau einzutauchen. Wir haben es hier unzweifelhaft mit dem Sedimentband vom Schafläger zu tun.

Wie das Südufer durch die Schotter des Flüelabaches, so wird das Nordufer durch diejenigen des Totalpbaches gebildet; von anstehendem Fels fehlt hier jede Spur. Unterhalb Höhwald liegen nach Aussage ortskundiger Leute allenthalben Baumstrünke im See, die mit Lawinschutt zusammen durch die Rinne des Drusatschabaches von den Westhängen des Hörnlis (2448 m) und Seehorns zu Tal gefahren sind.

Der Sattel von Wolfgang sowie der über 150 m hohe Waldhügel von Drusatscha bilden wohl heutzutage den Abschluss des Davosertales gegen N hin; in frühern Zeiten jedoch floss das Landwasser in die Landquart. Man mag die Drusatschahöhe besteigen, von welcher Seite man nur will, allorts macht man die Feststellung, dass die ganze Anhöhe bis zu den obersten Maiensäshütten hinauf aus einem wirren Haufwerk von Serpentin besteht, welches besonders auf der Bergseite ziemlich stark mit Gneisblöcken aus dem Hörnligebiet übersät ist.

Wir haben es hier mit einer mächtigen, alten Bergsturzmasse zu tun, die nur aus dem Tot- und Stützalpgebiet herkommen kann. Wie bei Elm und Goldau, so brandete die Sturzmasse vorerst auf der gegenüberliegenden Talseite, wo im Drusatschgebiet ein grosser Teil der Trümmer liegen blieb und das Landwasser staute, so dass dasselbe seinen Weg fortan gegen S hin nehmen musste, während ein anderer Teil als mächtiger Strom talauswärts, gegen Klosters zu, fuhr. Das hügelige Waldgelände von „Weiden“ (Fröschweiher!) und Stützwald, der festen Felsen vortäuschende Serpentin-Komplex westlich und südlich Selfranga (unterhalb des Mariensteins, Dorf Selfranga, Schiessplatz) sind als Trümmergebiet des ungefähr 600 Millionen m³ Rauminhalt messenden Drusatschbergsturzes gehörig zu betrachten (vgl. S. 89).

Die auf der linken Seite des ehemaligen Tallaufes sich befindenden Aufschlüsse wurden bei der Beschreibung des Aufstieges zur Cotschna schon erwähnt. Der östliche Talhang von Unterlaret bis Selfranga ist weitaus aufschlussreicher.

Von den Maiensässen auf Drusatscha fliesst ein kleiner Bach durch ein schönes, einsames Tälchen nach N hin, um plötzlich durch eine wenig tiefe Rinne dem Rande der Trümmermasse entlang den Talboden zu erreichen. Einige 100 Schritte talauswärts steht schon bis auf 1525 m hinunter (beim L des Wortes Lareterbach) Silvrettakristallin an; durch Gestrüpp und steiles Waldgebiet kann man die untere Grenze der Gneise gut bis an den Ausgang der Mönchalpschlucht verfolgen, wo in deren Liegendem die Quetschzone sedimentärer Felsarten vom Schafaläger und Davosersee wieder zum Vorschein kommt.

Durch den Druckleitungsstollen Davosersee—Aeuja (Klosters) der Bündner Kraftwerke und den zugehörigen, vom Mönchalpbach in ca. 1525 m Höhe vorgetriebenen 87 m langen Fensterstollen sind hier ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen worden. Dennoch konnte ich über die Kleintektonik nicht recht ins Klare kommen; im Fensterstollen wechselt das Streichen der Schichten auf ca. 50 m Distanz von N 81° E bis zu N 10° E. Das Schafalägersedimentband besteht am Mönchalpbach aus roten und grünen Verrukano-Sandsteinen und -Schiefern, aus Quarzit (Verrukano oder Buntsandstein) und Hauptdolomit. Der letztere ist mit dem Silvrettakristallinen (Serizit-Chloritgneise) im Hangenden verschuppt und verfaltet; nur wenige cm starke Spähne von Kristallin wurden in das Sediment hineingestossen und mit demselben in Falten gelegt (Radius derselben einige cm). Bei der Kreuzungsstelle Fensterstollen-Druckstollen ist der Dolomit 2—3 m mächtig, ca. 16 m weiter nördlich keilt er bis auf wenige mm, einige cm weit sogar ganz aus, um nach weitem 5 Metern 40 cm stark im First zu verschwinden (Streichen hier N 44° E). Über dem Stollen sind beim „Tritt“ am Mönchalpweg in 1545—1570 m Höhe 1. Verrukano, 2. Quarzit, 3. wieder Verrukano und 4. Dolomit (3 m) aufgeschlossen. Der Verrukano tritt hier als roter Tonschiefer und Sandstein auf, unter dem Dolomit zeigt er infolge Gipsgehaltes (Infiltration aus ehemaliger Gips-Grenzschicht) rauh-wackeartiges Aussehen.

Wir begeben uns wieder talwärts nach dem „Grünbödeli“ („in den Gründen“ auf der Karte). Unmittelbar nördlich desselben lagert ein Haufwerk von Lawinenschutt, das aus den „Zügen“ über den Bach bis an die Landstrasse gelangte. Über Allmendland führt von hier ein Fussweg rechts des Wassers nach Selfranga, zuerst über zwei mächtige, steile Schutthalden, die in schmalen Runsen hoch oben am Berg ihren Ursprung nehmen. In 1800 m Höhe durchzieht das Dolomit- und Verrukanoband vom Mönchalpweg diese Breschen im Gebirge. Bei gleichbleibendem östlichem Axialgefälle steigen die Schichten gegen das Landquarttal hin wiederum an.

Wie weit die Quetschzone vom Davosersee unter der Drusatscha in die Tiefe taucht, um am Mönchalpbach wieder ans Tageslicht zu kommen, kann nicht mit Sicherheit berechnet werden; die von derselben beschriebene Mulde verläuft westwärts über die Parsennfurka ins Fondei. Mit den grossen Deckensynklinalen verglichen, muss die Totalp-Drusatschamulde als eine sekundäre, in die Weissfluh-Längskulmination eingelassene Furche bezeichnet werden (s. T. III).

Die Lagerungsverhältnisse bringen es mit sich, dass wir gegen Klosters zu auf der Deckentreppe immer tiefer hinuntersteigen. Nicht gar weit von der Stelle, wo der Mönchalpbach auf der Karte eine kleine Insel umfließt, zweigt ein schlechter Fussweg bergwärts nach dem untern Gschwandenboden (Punkt 1672) ab. Nördlich desselben steigen wir über folgende Felsarten hinauf:

1. ca. 70 m Hauptdolomit, nach oben zu brecciös werdend;
2. einige m Streifenschiefer und Aptychenkalk;
3. (nur südlich gegen den Weg anstehend) 0—4 m Radiolarit, rot;
4. („ „ „ „ „ „ „) 50 cm Casanaglimmerschiefer, pegmatitisch injiziert;
5. 4 m Ophicalcitgestein, weiter N von einigen m Diabas unterteuft;
6. 10—20 m Serpentin;
7. Silvrettakristallin.

Beim Abstieg über den gehängeschuttübersäten Ronawaldrücken trifft man in 1630 m Höhe einen Aufschluss von Kristallin, tonigem und schieferigem Radiolarit, sowie Aptychenkalk. Ein grösstenteils im Anstehenden angelegter neuer Holzweg führt uns von ungefähr 1570 m Höhe wieder an den Fuss der Dolomithwand W Punkt 1672 zurück. Zuerst stossen wir am Weg auf diesen Dolomithorizont; er wird durch Radiolarit und Aptychenkalk sowie durch Sandkalke, Sandsteine und Tonschiefer (*Schistes lustrés* der Arosersonne) unterteuft, die beinahe 300 m mächtig bis an den Talbach hinunter anstehen. Oberhalb des Klosterser Scheibenstandes bilden diese letztern Felsarten eine ziemlich hohe Felswand, unter welcher vorbei das Mönchalpwasser durch eine epigenitische Schlucht in das ebenere Talstück von Leusücken hinunterfliesst. Auf dem linken Ufer setzen in den Schiefen Lagen polygener Breccien auf. Man kann sich nicht darüber verwundern, dass *Theobald* und andere ältere Autoren diese orogenen Bildungen für Bündnerschiefer ansahen, sie zeigen mit solchen gänzliche lithologische Übereinstimmung. Ihre tektonische Stellung beweist indessen, dass wir es mit unterostalpinen Sedimenten zu tun haben. Beiderseits des Mönchalpbaches werden die Schiefer nämlich von rotem und grünem Verrukanosandstein unterteuft, welcher bis an den Mariastein (bei Ziffer 1 von Quote 1238) hinunter ansteht. Unter dem Brücklein am Weg nach Selfranga ruht dieser Verrukanosandstein auf einer Bank von Triasdolomit, der stellenweise Druckschieferung aufweist.

Als ein kleines Eldorado für Geologen verdient das vom Klosterser Kurverein erschlossene Felsgelände beim Mariastein erwähnt zu werden. Dieser Felsklotz steht in unmittelbarem Zusammenhange mit einer ebenfalls aus Sulzfluhkalk bestehenden Felsgruppe, welche einerseits durch den Mönchalpbach aus den Trümmern des Cotschnabergsturzes herauspräpariert wurde, anderseits noch im Serpentinenschutt des Drusatschasturzes drinn steckt. Eine mehrere m starke Schicht von Couches rouges trennt den Kalk in zwei Lagen, sie steht auf der Südseite des Mariasteins und am Weg, der südlich über dem Wasser der Wand entlang führt, an. Nur eine kleine Strecke weiter flussaufwärts treffen wir auf den soeben beschriebenen, hier bis zur Unkenntlichkeit zer-ruschelten Verrukanosandstein. Wir haben an dieser Stelle die Überschiebungsfläche von Arosersonnen auf Sulzfluhgestein vor uns, an welcher die basale Partie des Verrukanos in ein rostbraunes Reibungsprodukt verwandelt wurde. Über den Steg gelangen wir hinüber auf das linke Ufer, wo hart am Bache ein kleines Vorkommnis massigen, braun anwitternden Gaultquarzites sich findet, dessen Gestein wohl als zur höhern Sulzfluhkalkschuppe gehöriges Kreideschichtglied aufzufassen ist. *Theobald* hat diesen Gault als spilitartiges Gestein beschrieben und kartiert. Ungefähr 300 m oberhalb des Brückleins steht zwischen Verrukanosandstein und Hauptdolomit Gips an, der zeitweise ausgebeutet wurde. Auch das Liegende des Sulzfluh-Kalkes ist weiter unten an diesem epigenetischen Flusslaufe aufgeschlossen; bis fast zu den Häusern von Bad hinunter stehen flyschartige Schiefer und Sandsteine an, die wohl eher zur Falknisdecke als zum Penninikum gehören. Sie bilden auch teilweise das Fundament einiger zum Hotel Silvretta gehöriger Gebäulichkeiten.

Über die Tektonik der alten rechten Landwassertalseite kann zusammenfassend folgendes gesagt werden: Unter das Silvrettakristallin tauchen nach E folgende Schubelemente ein:

1. (oben) die unerhört ausgewalzten höhern Teile der Arosersonne, also der Parpaner Weisshorn-, Tschirpen-, Schafläger-, Casanakomplex (Quetschzone Davosersee-Mönchalptal-Fraschmardin), nur das zugehörige Kristallin ist hier ziemlich mächtig (bis 200 m);
2. der auf 10—20 m reduzierte Totalserpentin, mit liegendem Radiolarit und Aptychenkalk in Primärkontakt stehend und an seiner Basis begleitet von mitgeschürften Casanaschieferfetzen;

3. eine kaum entwirrbare Folge von Verrukano, Dolomit, Kalk, Hornstein und Schiefer, den Weissfluh- Cotschnaschuppen entsprechend;

4. zwei unvollständige Serien der Sulzfluhdecke, zweifelhaftem Falknisflysch aufruhend.

Der Vollständigkeit halber sei im folgenden der Verlauf der verschiedenen tektonischen Einheiten im hintern Landquarttal, gegen Aeuja und Monbiel hinein, soweit mir dies auf Grund von kursorischen Begehungen möglich ist, beschrieben. Mächtige Schuttmassen umkleiden den Fuss der Gatschiefer- und Schiltgruppe, und nur die wilden Töbel beider Talseiten bieten dem Beobachter gute Aufschlüsse. Das Sedimentband vom Schafläger zieht, aus Verrukano und Dolomit aufgebaut, vom obern Gschwandenboden nach dem äussern und innern Kinntobel (hier auch Aptychenkalk) durch. Im Innerkinn stehen unter diesen Schichten Casanagneise und Pegmatite mit reichlich eingestreuten Turmalinkristallen an. Das von *Mylius* (38) im Ausserkinntobel aufgenommene Profil ist durch einen mehrere 100 m weit abgerutschten Komplex von Gneis, Verrukano und Dolomit gelegt, dieser Autor scheint das von *Theobald* deutlich beschriebene und kartierte höherliegende Anstehende nicht gesehen zu haben.

Hoch über Bäretrüti in der Fräschmardirunse erscheint unsere Quetschzone wiederum nördlich der Landquart. Über Casanagneis stehen zuerst links, dann rechts des Tobels (1640 bis 1725 m) an: 1. ca. 12 m bald massiger, bald schieferiger, zum Teil rot und grüner Aptychenkalk, 2. Hauptdolomit, zur Rechten ca. 50 m mächtig aufgeschlossen, in den tiefern Lagen zu Rauh-wackenbildung neigend. Nach *Theobald* wiederholen sich diese Schichten höher oben noch einmal, was ich leider nicht nachkontrollieren konnte. Den bunt gefärbten Aptychenkalk hat *Theobald* als Verrukano bezeichnet. Er fällt stellenweise bis zu 30° N ein; wir befinden uns hier im Nord-schenkel des Weissfluhdeckengewölbes, welcher aus dem Casanna-Cotschnagebirge heraus durch das Tal von Klosters-Novai in die Schiltkette hinein verläuft. Ein neuer Waldweg führt aus dem untern Fräschmardintobel in den Monbielerwald, beim Tobel steht an diesem Weg noch Casanagneis an; einige 100 m weit fehlt dann jede Spur anstehenden Gesteins; auf 1550 m findet sich im Gehängeschutt reichlich Schiefermaterial, und in 1620 m Höhe treffen wir unter dem Strässchen zuoberst im grossen Schuttanriss über Monbiel auf Hauptdolomit. Vom Weg zwischen Monbiel und Bergli kann man eine wohl 50 m mächtige Lage von Hauptdolomit gut bis zu den Maiensässen von „Alp“ verfolgen. In dessen Hangendes gehört das 50—60 m mächtige Serpentinvorkommnis der sogenannten „blauen Rüfi“, 300 m östlich Punkt 1477. Tektonisch entsprechen diese basischen Eruptiva denen vom untern Gschwandenboden, somit dem Totalserpentin. Auch die Aroserzonen-Schistes lustrés vom Selfranger Schiessplatz treten nördlich der Landquart wieder auf, zwischen „im Zug“ und „im Tal“ sehen wir diese von *Mylius* (38, 134) als „Flysch bzw. Bündnerschiefer“ bezeichneten Gebirgsarten längs des Weges aufgeschlossen. Einer geologischen Detailuntersuchung sei es überlassen, zu zeigen, wie die verschiedenen unterostalpinen Schubelemente über Schlappin in den östlichen Rätikon durchziehen. Hier seien nur noch einige sehr schöne, von der Station Klosters-Dörfli in kaum 10 Minuten zu erreichende Aufschlüsse in der Falknis- und Sulzfluhdecke beschrieben.

Am Ausgang des Schlappinertales ist auf der Siegfriedkarte bei Matatsch ein Felsband eingetragen. Bei *Seidlitz* (55, Taf. IX, Fig. 3) findet sich eine geologische Ansichtszeichnung desselben, auf der wie im zugehörigen Text die Verhältnisse nicht ganz zutreffend dargestellt sind. Ich nahm an dieser Örtlichkeit folgendes Profil auf:

1. (unten) ausgewalzter Kalkschiefer mit tonigen Häuten = Couches rouges, 2 1/2 m, darüber Rasenband, 3—4 m breit;
2. zerruscheltes grünes Kristallin (Granit?), 4 1/2 m, hierauf 4 m Vegetation;
3. Massiger, hellgrau anwitternder Sulzfluhkalk, ca. 15 m.

Über demselben liegen auf der NSeite des Felskopfes glaukonitführende, kieselige und tonige Schiefer, mit Kalkbänken wechselnd = Gault, sowie graue, mergelige Kalkschiefer, gespickt voll Globigerinen = Couches rouges. Diese beiden nur einige m mächtigen Schichtglieder streichen mit dem Berghang N 60° E. Zweihundert m weiter nördlich erhebt sich das Kalkriff des Schlif-fitschuggen (Punkt 1273) mitten im Schlappinertaleinschnitt. Der Sulzfluhkalk wird hier von

massigem, grünem Granit und von kretazischen Schiefen unterteuft, wie wir sie soeben von Matatsch beschrieben haben. Alle diese Gesteine der Deckenbasis sind von Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe durchsetzt, grössere Brüche verlaufen zweifellos in NNE Richtung beiderseits des Schliffitschuggen, den wir als ein Klemmpaket zu betrachten haben (Fig. 6 stellt eine Teilansicht der Südwestseite der Felswand von Punkt 1273 dar).

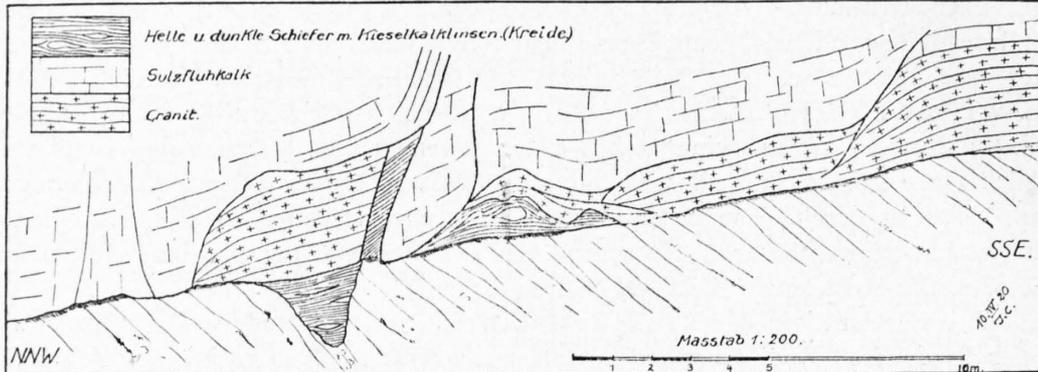


Fig. 6. Profil am Schliffitschuggen (Punkt 1273) bei Klosters-Dörfli.

Die Falknisdecke ist im Liegenden durch zwei Schuppen vertreten. Die Gesteine der höhern Schuppe stehen am Schlappinbach vom Steg bei Punkt 1273 bis gegen Klosters-Dörfli sowie am Hang S Palfern an, und zwar von oben nach unten eine vollständige Schichtreihe von schwarzen und braunen Flyschkalken und Schiefen, grauen Couches rouges, Gault, Tristelschichten, Neokom- und Jurakalk (Tobel bei Spadla). Über die Serie der tiefern Schuppe werden wir durch die Bauten für das Kraftwerk Klosters-Küblis (Druckstollen Klosters-Dörfli-Plevigin) Aufschluss erhalten; es gehören dazu die Gault- und Tristelschichten der Adlerfluh über dem Grubenstutz. Was die basalen Bündnerschiefer in deren Liegendem anbelangt, so kann mit ziemlicher Sicherheit gesagt werden, dass das Fenster Höfli des Stollens in Äbigratschichten, das Fenster Matteli in Ruchberggestein liegt.

B. Die tiefern unterostalpinen Decken im östlichen Rätikon und im Unterengadin.

I. Im östlichen Rätikon.

Die von Trümpy aufgenommene Spezialkarte des westlichen Rätikons gibt uns zusammen mit Tafel II seiner Arbeit (95) ein gutes Bild der Verbreitung der einzelnen tektonischen Einheiten und ihrer Schichtglieder von Maienfeld bis an die kleine Furka nördlich Seewis. In kurzen Zügen orientiert uns Trümpy ferner über das von ihm längs des ganzen Prätigauerfensterrandes festgestellte Auftreten der Falknisdecke. Im folgenden sollen seine Ausführungen ergänzt und auch über die Sulzfluhdecke und Aroslerzone einiges mitgeteilt werden.

Von der neuen Scesaplanahütte aus führt ein guter Fussweg der ganzen Südseite der Rätikonkette entlang bis nach Partnun bei St. Antönien, fast nie vom schmalen aus Falknisgestein aufgebauten Gebirgsstrich unter dem Grenzkamme abweichend. Von diesem Pfad aus ist es ein leichtes, bald da, bald dort einen kleinen Abstecher auf die Zinnen und Passcharten der Hauptkette oder in die Vorberge des Schieferlandes zu unternehmen.

Von der kleinen Furka westlich des Hornspitz weg bis zum Cavelljoch finden sich Sulzfluh- und Falknissedimente nur als Quetschzonen unter den kolossalen Triasmassen des Scesaplanabäudes vor.

Einige hundert Meter westlich Punkt 2050 der Siegfriedkarte sind am Weg folgende Falknisgesteine aufgeschlossen:

1. Falknisbreccie, in den untern Partien kopfgrosse, grüne Granite, nach oben hin fast ausschliesslich gelben Hauptdolomit und zuletzt nur mehr mit dem Zement als identisch sich erweisende Kalkbrocken führend. Übergehend in
2. dichter Jurakalk mit Hornsteinlagen.

Das Felsband über der Wurmhalde (b. Punkt 2050) besteht aus Gesteinen der Falknis- und Sulzfluhserie. *Lorenz (31)* legt (auf Tafel IV, Fig. VIII) ein Profil durch diese Lokalität. Von unten nach oben finden sich nach ihm anstehend: 1. Streifenschiefer (untere Trias), 2. Tithon, dolomitische Kalkfazies, 3. Falknisbreccie, 4. Muschelkalk mit Hornstein, 5. Flysch.

Mir seinen (1) Streifenschiefer (Couches rouges?) anzusehen, reichte leider meine Zeit nicht hin. Sein Schichtglied Nr. 2 möchte ich mit Vorbehalt als unter die Falknisserie eingewickelten oder derselben eingefalteten Sulzfluhkalk ansehen. Die Falknisbreccie (3) steht jurassischen Kalken eingelagert in mehr als einer Bank an. Sein (4) Muschelkalk mit Hornstein stellte sich als letzterer Felsart normal aufgelagerter Falknisjurakalk heraus, und sein Flysch (5) ist sehr wahrscheinlich das zugehörige Falknisneokom.

Bald gewahren wir S Punkt 2376 über unserem Wege eine Felspartie, die in ihren höhern Teilen aus Sulzfluhkalk besteht. Derselbe schwillt nun plötzlich zu grosser Mächtigkeit an, um die Flühe und Türme des östlichen Rätikons aufzubauen. Im Hintergrunde des kleinen Sumpfes nordöstlich Pkt. 2124 bei Hochbühl stossen wir auch wieder auf anstehenden Sulzfluhkalk; es scheint sich um den dunkeln fossilführenden Horizont von Seidlitz zu handeln. Hoch oben am Felskopf von Punkt 2291 bei Lüneregg stehen rote Sulzfluh-Couges rouges an.

Am Rücken südlich Lüneregg und nördlich der Goldrosenhütte treffen wir wieder auf Falkniskreide, hauptsächlich Gaultsandstein und Breccie, die noch am Cavelljoch anstehen. (Ein kleines Jurakalkvorkommnis sei nur der Vollständigkeit halber erwähnt.)

Wir werfen einen letzten Blick auf den schönen Lünensee, an dem im Sommer 1917 österreichische Soldaten hausten, und wandern ostwärts unter den Kirchlispitzen durch dem Schweizer tor zu. Mittewegs führt unser Pfad hinter dem Kirchli, einem gegen die Alp Hintercavell vorspringenden Felskopf vorbei, welcher grösstenteils aus Falknisgestein aufgebaut ist. *Lorenz (31, Taf. V, Prof. XIV)* sowohl als *Seidlitz (55, Taf. VIII, Prof. V)* legten durch diesen Punkt ein Profil. Da diese Autoren ungefähr die Hälfte der hier anstehenden Schichten übersahen, seien ihre Feststellungen hier etwas vervollständigt.

Lorenz 1901	von Seidlitz 1906	J. C. 1917
d. Couches rouges u. Sulzfluhkalk.	6. Couches rouges, eingequetschte (Kreide?) Flyschgesteine und Tithon der Kirchlispitzenwand.	XIII. Couches rouges und übrige Sulzfluhgesteine der Kirchlispitzenwand.
c. Flysch.	5. Falknisbreccie.	XII. Gault (+ Couches rouges?). XI. Tristelbreccie, unten gröber, oben dichter. X. Neokomkieselkalk und eingeschaltete Schiefer. IX. Malmkalk. VIII. Falknisbreccie.
b. Streifenschiefer (untere Trias).	4. Muschelkalk mit Hornstein. 3. Radiolarit. 2. Globigerinenschiefer.	VII. Gaultquarzit und Kieselkalk. VI. Couches rouges, ca. 20 m. V. Schwarze Schiefer, 50 cm. IV. Gaultquarzitsandstein, 10 m. III. Schwarze Schiefer, 50 cm. II. Couches rouges, ca. 20 m.
a. Flysch.	1. Prätigaufflysch.	I. Prätigaufflysch? Lokal nicht aufgeschlossen.

Auf der Ostseite des Kirchli (Punkt 2263) erscheint über den Couches rouges (VI), mit seiner Spitze beinahe lotrecht in einem graubraunen, zähen Sandstein steckend und durch denselben umhüllt, ein Muldenkeil von Sulzfluhkalk. Der kurzen, mir zur Verfügung stehenden Zeit wegen war ich nicht imstande, festzustellen, ob der Sandstein mit dem Gault VII des Profils identisch ist, was ich vermute. Das zweimalige Auftreten von schwarzen Schiefen (III und V) über und unter dem Gaultquarzit IV lässt auf das Vorhandensein einer zweiten, tiefern, muldenartigen Einspitzung schliessen. Es sind in diesem Falle auch noch die hangenden und liegenden Couches rouges (II und VI) als eingewickelte Teile der Sulzfluhserie zu betrachten. Wie schon *Lorenz* (31, Kartenskizze, S. 49) zum Teil richtig angibt, steht an einem kleinen Felskopf westlich des Kirchlis typische Falknisbreccie und Jurakalk (bei ihm Muschelkalk mit Hornstein) an, die ineinander übergehen. Die Schichten des Kirchlis lassen sich zum Teil, die grosse Felswand bis gegen das Schweizertor hin aufbauend, bis an diese Passlücke hin verfolgen. Von hier weg findet sich Falknisgestein, die Sulzfluhserie unterteufend, bis in die Gegend von Partnun, bald hier, bald da aufgeschlossen. Als widerstandsfähigstes Schichtglied der Falknisdecke erwies sich der Gault, den *von Seidlitz* (55, 53) wohl gesehen hat. Gaultgesteine finden wir (meist den Äbigratschichten des Prätigauflyschs direkt aufgelagert) an unserem Fussweg bei Bregez und am Drusenaugstberg unter der Drusenfluh; feine Gaultbreccie bildet das Hügelchen von Punkt 2217 weiter östlich; Gault treffen wir wieder, nicht weit davon, südlich der Sporerfurka beim 2 von Punkt 2400 an, dann auch am Weg gegen das Ziperli hin bis auf die Garschinfurka.

Beim Betrachten des Landschaftsbildes von diesem Joche aus fällt uns schon aus weiter Ferne östlich über dem Tale von St. Antönien das mächtige, leuchtend weisse Felsband des Sulzfluhkalkes in die Augen. Von der Scheienfluh weg nach Süden zu verliert dasselbe beständig an Mächtigkeit, um dann gegen die Rätchenfluh hin wieder anzuschwellen (*Seidlitz* 55, Taf. XI).

Südlich der Gempfluh finden wir die Schichtglieder der Falknisteildecke wieder sehr gut aufgeschlossen (vgl. *Trimpy* 95, 129)¹⁾. Die Decke scheint hier in mehrere Schuppen gegliedert aufzutreten. *Seidlitz* beschreibt die Falknisbreccie der Thalegg. Wie leicht festzustellen ist, zieht sich die Bank dieser Felsart, von Gault unterteuft, welcher die untere Bachschwelle (ca. 1980 m) aufbaut, in den Felskopf des Hochstelli (Punkt 2144) hinein. An dieser Örtlichkeit hat *Theobald* schon vor 60 Jahren das Vorkommen von Falknisbreccie festgestellt; wir finden hier eine vollständige, 150 m mächtige Serie von der Falknisbreccie bis zum Gault vor (1. Falknisbreccie, 2. Jurakalk, 3. Neokom, 4. Tristelbreccie, 5. Gault). Von all diesen Herrlichkeiten gibt *Seidlitz* (55, Taf. VIII, Fig. 6) nichts an. Falls mit dem Tithon seines Aufrisses Falknisjura gemeint ist, wie man ja annehmen könnte, so hat der Autor den Sulzfluhkalk darüber einzutragen vergessen. Ob *Seidlitz* auch hier, wie beim Kirchli, Gault für Radiolarit angesehen hat, konnte ich nicht ermitteln.

Eine von jeher vielbesuchte Örtlichkeit im östlichen Rätikon ist die nähere Umgegend von Weberlis Höhle am Plasseggengpass. Merkwürdigerweise widersprechen sich die Angaben der verschiedenen Forscher über diese Stelle in hohem Masse. *Rothpletz* (47, 46) schreibt darüber: „Zwischen d(ies)en Vertretern der Gneisformation („Silvretta“) und dem Tithon („Sulzfluhkalk“) liegt . . . noch eine 20 m mächtige Serie von Schiefen, zuunterst wellig-schiefrige, graue Kalke mit einzelnen grünlichen Schieferzwischenlagen, zuoberst schwarzer Tonschiefer. *Theobald* wollte in diesem 20 m starken Schieferzug alle Glieder der Trias wiedererkennen, aber an Ort und Stelle bleibt es wirklich rätselhaft, wie man darin versuchen kann, Kössener Schichten, Hauptdolomit, Raiblerschichten, Partnachmergel, Virgloriakalk, Streifenschiefer und Verrukano auszuscheiden.“ *Tarnuzzer* (80, 75) gibt auf seinem Profil Mittelflüh-Rotspitz zwischen Silvrettakristallin und Sulzfluhkalk triasische Bildungen (grauer Schiefer) und Verrukano an. Mehr vom Glück begünstigt war wiederum *von Seidlitz*, der bei Weberlis Höhle eine mannigfaltige Schichtreihe feststellte, nämlich von unten nach oben: 1. Streifenschiefer, 2. dunkle, massige Kalke, 3. grüne Radiolaritschiefer, 4. roter Radiolarienhornstein, 5. grüne Radiolaritschiefer, 6. grüne Schiefer, 7. Casanna-schiefer, 8. Hornblendeschiefer. Im September 1917 fand ich, wie schon Rothpletz, an dieser

¹⁾ Beobachtung 1921: Gilt auch für den Schallberg bei Partnun.

Tarnkappenörtlichkeit zwischen Sulzfluhkalk und grün und rötlich anwitterndem Silvrettakristallin nur jurassische Streifenschiefer und Kalke der Aroser Schuppenzone eingelagert. Vivant sequentes!

Gegen das Madrisjoch hin erlangt die Aroserzone wiederum grössere Mächtigkeit, sodass die Zugehörigkeit der obenerwähnten Streifenschiefer zur Zone nicht in Zweifel gezogen werden kann. Über den Gafierplatten sind die Aroserzonengesteine fast durchwegs unter den grossen Trümmerhalden verborgen. Da, wo man bei Punkt 2216 die Platten betritt, kommt über dem Sulzfluhkalk im Schutt eine Bank von rotem und grünem, quarzreichem Sandstein zum Vorschein, die ich in meinem penninischen und unterostalpinen Schichtenregister nirgends unterbringen konnte; gewisse Verrukano- und ophiolithische Felsarten gleichen derselben noch am ehesten.

Auf den Bändern unterhalb Punkt 2433 ist auf einige Meter hin die Unterlage der Silvrettagneise aufgeschlossen, und zwar:

1. (unten) zuckerig-sandiger Dolomit, gelb anwitternd, 1 m;
2. blaugüne und rote Schiefer, Ophiolithikum?
3. dichter, dunkelgrauer, von Calcitadern durchzogener Hauptdolomit;
4. mehrere Meter gelbe und braune tektonische Rauhwaacke mit kristallinen und sedimentären Einschlüssen;
5. darauf überschoben das Silvrettakristallin.

Wie südlich von Klosters, ruht somit auch im Rätikon die oberostalpine Schubmasse mit basaler Reibungsbreccie den unterostalpinen Felsarten auf. Die basale Schubfläche der Silvrettadecke ist wohl von allen die ausgesprochenste Diskontinuität des gesamten ostschweizerischen Alpenlandes. Siehe auch *Paulcke* (40, Taf. III etc.), Unterengadin.

Theobald (90, 100) hat seinerzeit am Grate zwischen Madrisjoch und Madrisa ein Profil durch die Schichten der Aroserzone aufgenommen. In neuerer Zeit beschrieben *Tarnuzzer* und *Seidlitz* die Verhältnisse am Madrisjoch wieder. *Seidlitz* schreibt unter anderem ziemlich pessimistisch (55, 90): „Das Madrisjoch besteht aus so vielen Schuppen, dass eine Aufteilung der Schichtglieder ihrem Alter nach, wie es *Theobald* und *Tarnuzzer* versucht, gänzlich erfolglos ist . . .“, ferner: „Wollte man genau jede einzelne Schicht, die auf der Gratschneide ansteht, aufzählen, so würde man vom Tithon bis zur eigentlichen Überschiebung oberhalb des Dolomits mehr als 50 Schichten zählen können, während kaum ein Dutzend verschiedener Schichtglieder vorhanden sind.“

Auf Grund der stratigraphischen Ergebnisse unserer Untersuchungen im Weissfluhgebiet kann an das Problem des Madrisjochgrates herangetreten werden.

Von der Rätchenfluh (2706 m) her über den Verbindungskamm nach dem Madrishorn (2829 m) wandernd, überschreitet man folgende Horizonte (Prof. T. I B):

1. den bläulich-weissen Sulzfluhkalk der Rätchenfluh, dessen Südfallen am Saaser Calanda durch EW streichende Verwerfungen — rückläufige Pakete sind auch vorhanden — noch verstärkt wird;
2. Tristelschichten? z. T. Breccie mit Komponenten von bis 4 mm Durchmesser;
3. Gaultquarzit;
4. marmorisierte Kalkschiefer, gelb anwitternd, Couches rouges?
5. Rauhwaacke, gelbbraun, leicht zerbröckelnd;
6. marmorisierter Kalk;
7. Kalk und rostige, schwarze Tonschiefer, dem Sulzfluhdogger von der Zähnjeffluh ähnlichsehend;
8. Sulzfluhmalm- oder -Liaskalk, einige Meter;
9. gelber (Haupt-)Dolomit mit schwarzen Häuten;
10. Sulzfluhgranit und Granitporphyr sowie gneiss- und verrukanoartige Druckumwandlungsprodukte; schwarze Schiefer = Mylonit?
11. = 9 und 12 = 8, mit dem Granit eine falsche Mulde bildend;
13. grüner Granit und Schiefer wie 10;
14. kalkige, gelbliche Schiefer, Couches rouges?
15. Gaultquarzit, -sandsteine und sandige Schiefer;
16. Dasselbe Gestein mit Sandkalk, Sandstein und Breccie, wahrscheinlich von Neokom- und Urgoaptalter (Tristelschichten), viermal (tektonisch) wechsellagernd;

17. schwach sandige Kalke und Tonschiefer, tiefere Partien von Dolomitkomponenten erfüllt, in einer Mächtigkeit von einigen Metern mit Serpentinmaterial durchtränkt und ophicalcitisiert, 20 m;
18. graublauer Hauptdolomit, mehrmals mit eisenschüssigen, braunen, sandigen Schiefern (tektonisch) wechselnd, 35 m;
19. durch Druck kristallin gewordene Kalke sowie schwarze, graue und braune Tonschiefer, 20 m;
20. grüne quarzitische Sandsteine und schwarze Schiefer;
21. Hauptdolomit, gegen das Hangende zu in Rauhacke übergehend;
22. eisenschüssige, schwarzbraune, schieferige Sandsteine, ähnlich 20;
23. Silvrettakristallin.

Die Zuteilung all dieser Schichtglieder zu den uns bekannten tektonischen Einheiten kann mit grösserer Sicherheit vorgenommen werden unter Berücksichtigung einiger Aufschlüsse bei Punkt 2389 östlich des Saasercalandas. Durch das ganze, Viehcalanda genannte Tälchen hinauf ist bald hier, bald dort das unmittelbare Hangende des Kalkes aufgeschlossen, so am Bache W des I von Viehcalanda Couches rouges und Flysch(?)schiefer. Bei Punkt 2389 treffen wir auf dasselbe Kristallin, wie wir es vom Madrisjochgrat (10) her kennen. Es wird überlagert von einigen Metern hellgrauem Dolomit, dem wiederum schwarzgraue Kalke und Kalkschiefer (Anwitterung gelblich) aufliegen, den höchsten Punkt des Felskopfes aufbauend. Der Dolomit unterscheidet sich nicht vom Hauptdolomit der Arosersonne, die stellenweise von Fossilresten völlig erfüllten Kalke und Kalkschiefer vom zugehörigen Rhät und Lias. Als kleine Klippe schwimmen diese Sedimente auf dem Kristallinen, denn wenige Schritte nördlich des Punktes kommt dasselbe wieder unter dem Dolomit zum Vorschein. Noch einmal wiederholt sich dann diese Erscheinung bergwärts; die Schichten fallen hier ziemlich genau mit dem Hang nach S ein. Kaum 500 m weiter oben treffen wir unser Kristallin samt zugehörigem Dolomit am Madrisjoch wieder (9, 10, 11 und 13, Taf. IB); die Schichtreihe ist hier verkehrt. Ob der den Dolomit unterteufende, ziemlich stark marmorisierte Kalk (8 und 12) als Liaskalk oder Sulzfluhkalk anzusprechen ist, kann ich nicht entscheiden. Überlagert werden die nun beschriebenen Felsarten von typischer Falknis-Sulzfluhkreide; sie gehören zweifellos zur Sulzfluhserie. Es ist somit erstmalig der Nachweis von Rhät und Triasdolomit (Hauptdolomit?) in der Sulzfluhteildecke erbracht. Im Liegenden dieser Gesteine treffen wir auf doggerähnliche Bildungen (7), auf eine Kalkbank (6) und Rauhacke (5), von welcher letzterer ich nicht angeben kann, ob sie tektonischer oder sedimentärer Natur sei. Weiterhin folgen dann kretazische Sedimente (4, 3, 2, 1); sicher kenntlich ist von denselben nur der Gault. Einige hundert Meter östlich Punkt 2602 erhebt sich am Grate ein Felskopf aus Arosersonnengestein; hell leuchtet uns der Dolomit desselben aus aller Ferne entgegen. Die Schubfläche zwischen Sulzfluh und Arosersonnenserie müssen wir an dessen Basis zwischen Kreide (16) und Streifenschieferbreccie (17) annehmen. Die dem Hauptdolomit (18) eingeschalteten Schiefer sowie die Sandsteine und Schiefer (19, 20, 22) in dessen Hangendem sind identisch mit solchen an der Weissfluh (Prof. T. II); es handelt sich um Gesteine vom Saluvertypus. Als Allgäu- oder Streifenschiefer sind die unter 17 und 19 aufgeführten Felsarten zu bezeichnen. Den Dolomit vom Madrisjoch (18) fasste *Seidlitz* als Ausläufer seiner sog. Mittagspitzmulde auf, d. h. er brachte denselben in Verbindung mit den sedimentären Felsarten der Tschaggunser Mittagspitze, welche den Gneisen des Walseralprgrates aufgelagert sind, was also im Norden auf „Silvrettagneis“ schwimmt, würde an der Madrisa unter denselben zu liegen kommen. In neuerer Zeit scheint *Seidlitz* von dieser seiner Ansicht wieder abzukommen.

Das Kristallin des Madrisagipfels (23) rechnen wir wie alle frühern Autoren zur Silvretta-decke; es setzt dies (nach unsern Aufnahmen) zwar voraus, dass die mehrere hundert Meter mächtige Lage kristalliner Gesteine mitsamt dem ihr auflagernden Sedimentzug Schafläger-Davosersee-Monbiel auf der Strecke Cunnrüfi-Madrisjoch vollständig auskeilt, dass wir es also nicht mit zweierlei, nur durch eine Schubfläche voneinander getrennten Gneismassen zu tun haben, zwischen welche sich weiter im Norden wieder Sedimentgesteine einschalten könnten, ähnlich wie

dies *Seidlitz* für seine Mittagspitzmulde angenommen hatte. Die genaue Kartierung wird hierüber erst mit völliger Sicherheit entscheiden wie auch über das gegenseitige Lagerungsverhältnis von Silvrettakristallin und ostalpinen Triasschuppen im Norden der Rätikonhauptkette.

Ampferer (1) gibt in seiner Kritik der *Seidlitz*schen Arbeit ein auf Grund eigener Beobachtungen abgeändertes Profil von der Mittagspitze quer durch den Rätikon nach Partnun. Neben vielen zutreffenden Richtigstellungen enthält diese Kritik auch nicht stichhaltige Behauptungen, so wenn *Ampferer* schreibt: „Die tektonischen Einschaltungen von Couches rouges in den Sulzfluhkalken beruhen auf hypothetischen Annahmen“, ferner: „Die Zerlegung der Sulzfluhmasse in Schuppenpakete hat keine Berechtigung.“ Hätte sich *Ampferer* die Verhältnisse im ganzen Rätikon angesehen, würde er diesen Passus nicht geschrieben haben.

Auf dem von *Ampferer* gegebenen Profil erkennen wir unsere sämtlichen Einheiten der Weissfluhgruppe wieder. Der grüne (Sulzfluh-)Granit beim Partnunersee wird überlagert: 1. von Sulzfluhkalk, 2. von Breccien, Fukoidenschiefern und „Flysch“ der Aroslerzone, vielleicht zum Teil auch noch der Sulzfluhserie (Madriserjoch!). Die obligate Serpentineinlage fehlt auch hier nicht. Die Mittagspitze wird aus Felsarten typisch ostalpiner Fazies aufgebaut. *Seidlitz* (55) gibt auf seinem Profil (Taf. VI) an: Verrukano, Rauhwanke, Dolomitbreccie, grauer Dolomit, Rhät und Lias, *Mylius*: Verrukano, Muschelkalk, Arlbergschichten, Hauptdolomit und Lias. Nach *Ampferer* steht der Verrukano mit den liegenden Gneisen in primärem Sedimentationskontakt; es liegt hier somit wohl ein Stück normalen Sedimentmantels des schwimmenden Silvrettamassives vor.

II. Im Unterengadin.

Das Unterengadin in geologisch-geographischem Sinne, d. h. das obere Inntal zwischen Guarda und Prutz stellt, wie *Termier* zuerst dargetan hat, geologisch ein Fenster dar, in dem penninische und unterostalpine Decken des Prätigaus und der Hohen Tauern, zu einer SW-NE streichenden Antiklinale aufgewölbt, vorübergehend unter höhern Schubmassen ans Tageslicht emportauchen. In der Umgegend von Prutz, wo das mächtige Deckengewölbe genau wie bei Davos mit periklinalem Gefälle in die Tiefe verschwindet (*Hammer* 21, 507), glaubte *Termier* folgende Einheiten wiederzuerkennen: 1. zwei Schieferdecken, 2. in den Triaszügen von Prutz seine Tribulaundecke, überlagert vom (3.) Silvrettakristallin.

Im Jahre 1910 ward *Paulcke* zur Deckentheorie „bekehrt“, und in der Folge wandte er das *Steinmann*sche Deckenschema auf die Verhältnisse im „Antirätikon“ an. Die einzelnen Einheiten sind nach *Paulcke* (40, 36 etc.) durch folgende Felsarten vertreten:

I. Die Bündnerdecken: Mesozoikum in Schieferfazies. Obere Kreide als grobe, polygene Minschunbreccie und brecciöse Schiefer mit Tristelbreccienfauna entwickelt. Alttertiär glaubte *Paulcke* durch den Fund einer Orthophragmina in der Rozbreccie nachgewiesen zu haben. Wie *Schubert* (Über das Tertiär im Antirätikon, Verh. K. K. R. A. 1910) betonte, ist eine sichere Altersbestimmung mittels dieser Foraminifere nicht möglich.

II. Zwei Klippendecken (im Text spricht *Paulcke* nur von deren einer): Verrukano, Quarzite, Gips, Rauhwanke, bunte, an Quartenschiefer erinnernde Schiefer, Tonschiefer, fragliche Falknisbreccie, Tithonkalke.

III. Brecciendecke: Quarzite, Triasdolomite, bunte Schiefer, fossilreicher Lias (Krinoidenbreccien) mit Belemniten, Gryphaeen und Arieten, Urgoaptien und Flysch.

IV. Rätische Decke: Basische Eruptiva, rötliche und grüne kontaktmetamorphe Kalkschiefer, von ruppigen Tonschiefern und Sandsteinen überlagert.

V. Ostalpine Decke: Gneise, verkehrt gelagerte Trias (brecciöse dunkle Dolomite, rhätische Tonschiefer und Kalke), Liasbreccie. Am Stammerspitz ist die Decke zweigeteilt.

1913 hat *Paulcke* (19) an seiner Einteilung wichtige Abänderungen vorgenommen. Die Trias der Stammerspitz gehört nunmehr zwischen die Bündnerdecken (obere Bündnerdecke und Schieferdecke) hinein. Sie entspricht nach *Paulcke* der Trias von Campatsch-Blauwand, ist also nicht mehr

als Klippe der Silvretta („ostalpinen“)decke zu betrachten. In seiner Rätikonarbeit spricht sich *Triimpy* dahin aus, dass die Tristelbreccie *Paulckes* „ohne Zweifel die Falknisdecke repräsentiere und nicht zur Unterlage, d. h. den Bündnerschiefern“, gehöre. Ich konnte dies bestätigen. Auf meinen Wanderungen im Unterengadin (Sommer 1917) kam ich zur Überzeugung, dass Sulzfluh- und Falknisdecke hier durch (in spätern Schubphasen entstandene) Schuppen einer und derselben Stammdecke vertreten sind (12). Bei einem neuerlichen Aufenthalte in Ardez und Umgebung im August 1920 gelang es mir, ausser den 1917 nachgewiesenen Couches rouches und Gaultschichten sowie der Urgontransgression auf Tasnagranit erstmalig in diesem Gebiete Falknisbreccie und Neokom der Falknis- und Sulzfluhdecke und endlich in tektonisch höhern, unterostalpinen Komplexen Radiolarit aufzufinden. Mit meinem Freund *Staub* zusammen durchzog ich im Herbst 1920 alsdann die Südwestecke des Fensters, um vor allem einen Einblick in die äusserst komplizierte Tektonik zu gewinnen (Mittlg. d. Zürcher geol. Ges. H. 2, Eclogae 1921). Für das Gebiet von Guarda-Ardez-Fetan mit den Seitentälern Tuoi und Tasna ergaben sich uns kurz gefasst folgende Resultate: Über den basalen, penninischen Schiefern der Innschlucht von Schuls-Vulpera liegen folgende tektonische Elemente:

I. eine mächtige Zone von Gneisen, Ophiolithen, Rauhacke, Gips etc., die wir einstweilen noch als penninisch betrachten (*Schuppen von Champatsch*);

II. die *Falknis-Sulzfluhdecke* (nach *Staub* 2 Stammdecken) mit einer Serie von Tasnakristallin (Granit, Quarzporphyr, kristalline Schiefer etc.), Verrukano, Buntsandstein, Hauptdolomit, Lias, bunten Schiefern und Falknisbreccie (zusammen = oberer Jura), Neokom, Tristelschichten (Urigo-Aptien), Gault sowie Couches rouges;

III. zur *Aroser Schuppenzone* gehören bei Ardez sehr wahrscheinlich einige stark mitgenommene Schuppen von Hauptdolomit, Aptychenkalk und Radiolarit (Zone Piz Cotschen-Fuorcla d'Urschai) sowie Tristelbreccie und Gault, begleitet von basischen Eruptiva (Furclettaschuppe, N Piz della Clavigliadas). Diese Vorkommnisse stehen nach N hin in Verbindung mit der Liaszone von Val Fenga-Samnaun und der Gipszone von Zebblas-Salàs, wo die Serie vollständiger und mächtiger auftritt. Die stellenweise in grosse Falten gelegten Komplexe von I, II und III werden diskordant überlagert durch das Silvrettakristallin = IV.

Wir befassen uns hier vor allem mit der *Falknis-Sulzfluhdecke*. Sie zerfällt bei Ardez nach unsern vorläufigen Beobachtungen in 5 Schuppen, nämlich (von unten nach oben):

1. die *Clünasschuppe*, so genannt nach dem Vorberg des Piz Minschun, dessen Basis sie bildet (Serie Granit bis Gault);
2. die *Ardezerschuppe*, mit der grössten normalen Granitunterlage (dem „Haupttasnagranit“) und einer zugehörigen Schichtreihe von Verrukano bis und mit Couches rouges, sie baut das Hügelgelände von Ardez auf. Ihre oberjurassischen und kretazischen Felsarten lassen sich vom Inn in das Felsgebiet von Tanterassa und weiterhin nach Val Tasna verfolgen. Vom Tasnan gegen den Lai Minschun hinauf verlieren sie an Mächtigkeit. Aus den Schichtgliedern der
3. *Valmala-* und
4. *Tschaintschelsschuppe* (nach Örtlichkeiten in der Val Tasna benannt) besteht der Sockel des Piz Cotschen und das Felsgestell des Minschungipfels;
5. die Schuppe von *Chaschlogna* (spr. Tschaschlonja) endlich ist vor allem in den Fensterbuchten von Val Tuoi und Urezzas, dann gegen den Futschölpass hin entwickelt; den schon von *Theobald* kartierten Granit von Urschai betrachten wir als basales Kristallin derselben. Es ist nicht ausgeschlossen, dass Schuppe 4 und 5 identisch sind, indem die Überlagerung von 4 durch 5 bei Valmala durch grosse Rückfaltung zustande kommt.

Im folgenden sei auf die tektonischen Verhältnisse nur soweit eingegangen (s. Eclogae geol. Helv. 1921), als mir dies zur Erklärung der stratigraphischen Verhältnisse notwendig erscheint. Die letztern seien, da diesen vorläufigen Mitteilungen noch keine Karte des Gebietes beigegeben werden kann, andern Besuchern des Gebietes zuliebe topographisch beschrieben. Gemeinsame Beobachtung mit *R. Staub* wird durch die Abkürzung m. *R. St.* angegeben.

1. Ardez (Steinsberg)-Tantersassa-Piz Cotschen.

Wohl alle Alpengeologen kennen aus eigener Anschauung oder aus der Literatur das berühmte Steinsberger Liasvorkommen. Als Wahrzeichen der schönen, alten Ortschaft Ardez erhebt sich auf einer hügeligen Terrasse über dem Inn der Schlosshügel von Steinsberg, einer Klippe gleich. Die bunten, belemnitenreichen Breccien und Spatkalke desselben lagen einst mit dem zugehörigen Hauptdolomit als gefaltete Schichtplatte von Clüs bis Suot Sassa und von Ardez bis Bellezza über ihrer Tasnakristallinunterlage. Als grosse, liasische Erosionsklippe kann auch die Motta Bischöff NE Ardez bezeichnet werden, dunkle bis helle Krinoidenbreccien, stellenweise hellgraue, gelbliche oder rote Kalke finden wir hier, unterhalb Punkt 1762, von einer Lage Dolomit durchzogen (aufgefaltete triasische Unterlage). Der hie und da Eisenglanz (rote Färbung!) führende Spatkalk von Steinsberg sieht dem Lias unter dem Sulzfluhkalk bei Litzirüti (Arosa) vollständig gleich. Beim Bau der Strasse zum Bahnhof Ardez wurde an der Basis der Liaskalke eine Lage polygener Breccie mit reichlich eingestreuten kristallinen Komponenten blossgelegt. An der Innbrücke bei Resgia (Punkt 1300) erkennen wir den Steinsbergerkalk in einem wenige Meter starken marmorisierten Kalk mit serizitischen Häuten wieder. Er ruht direkt auf Tasnakristallin und wird von jüngern, jurassischen, bunten Kalken und Tonschiefern überlagert. Am Feldweg 100 m E der Fabbrica da quadrels (dem Hügel von Steinsberg wieder näher!) fehlt der Liaskalk, wie nachfolgend aufgeführtes Profil zeigt, vollständig. Unter Aptychenkalk (1.) und (2.) grünen, tonigen Schiefen, 3 m, finden wir nämlich an dessen Stelle 3. 15 cm tektonische Rauhwaacke; darunter folgen 4. verrukanoartige, grüne Arkose mit Quarzgeröllen und Dolomitkomponenten = Liasbreccie? 5. Hauptdolomit, 6. grünschieferartiges Gestein, 7. Tasnakristallin (Granit, Quarzporphyr, Casanaschiefer usw.). Östlich Ardez ist der Hauptdolomit 5 in einer ganzen Anzahl isolierter Felsköpfe erhalten geblieben, so bei Chanova und Bellezza; am Hügel unter der Strasse bei Craistas wird er in einem Ofen gebrannt.

Spitz und *Dyhrenfurth* haben auf ihrer Karte das Tasnakristallin (7.) von der Innbrücke (La Resgia) mit dem von Punkt 1520 bei Ballastres in direkten Zusammenhang gebracht. Es schiebt sich indessen zwischen diese beiden Granitvorkommen eine mächtige Lage von dunkelgefärbten Sandkalken, Sandsteinen und Tonschiefern ein, die am Weg nach Sampuoir gut aufgeschlossen sind. Mit dem Granit des Rundhöckers von Punkt 1520 setzt über derjenigen von Ardez wiederum eine neue höhere Serie ein. Die zwischengelagerten Schiefer gleichen am ehesten jurassischen und Neokomfelsarten vom Gürgaletsch (Falknisdecke) bei Parpan. Von zwei Schliften dieses Gesteins enthielt nur der eine gerollte Bryozoen, die Grundmasse ist zum grössten Teil kristallinisch geworden, aus diesem Grunde fehlen andere Mikrofossilien. Schon von Ardez aus fallen dem Beobachter die ruinenhaften, bewaldeten Felsköpfe von Ballastres (= Hexentanz) auf, deren Gestein von *Dyhrenfurth* (64, 74) als sulzfluhkalkartiger Bündnerschiefer bezeichnet wurde. Die Ähnlichkeit mit Sulzfluthithon ist in der Tat eine sehr grosse, es liegt ein dichter, heller Malmkalk vor, der kleine, nicht allzu reichlich verteilte kristalline Komponenten (u. a. grünen Granit) führt, und welchen ich unbedenklich als Falknisbreccie bezeichne. Der Zement des Gesteins ist ein mehr oder weniger dichter Kalk; die darin enthaltenen *Milioliden* und *Textulariden* sehen hier und da aus, wie wenn sie gerollt worden wären, sie stammen in diesem Fall wohl aus wieder aufgearbeitetem Malmkalk. Die Granittrümmer sind stark zersetzt, vor allem die Feldspäte haben gelitten, das basische Mineral wurde chloritisiert. Die Falknisbreccie von Ballastres gehört mit dem Granit von Punkt 1520 zusammen zu einer normalen Schichtreihe, deren einzelne Glieder zwischen Val Sampuoir und Val Plavna gut aufgeschlossen sind (Schuppe von Valmala, 3). Wir kehren wieder über den Inn in den Bereich der Serie von Ardez zurück. Am Fahrweg zur Station hinauf queren wir die mächtige Lage der oben schon erwähnten sogenannten „bunten Schiefer“, die grosse Masse derselben erwies sich als typischer Aptychenkalk, wenn stärker tektonisch beansprucht als Hyänenmarmor, mit bläulichen, roten und grünen Tonschiefern wechselnd; quarzitisches und sandiges Partien kommen auch vor (m. *R. St.*). Den besten Beweis für diese Altersbestimmung auf Grund der lithologischen Beschaffenheit liefert das Vorkommen einer vollständigen Kreideserie über diesem bunten Malm von Ardez. Ganz allmählich geht derselbe nach

oben hin in sandige „Flyschschiefer“ über, wie sie an der Bahnlinie gegen den Magnacuntunnel und von den letzten Häusern in Ardez (am Weg nach Guarda) bis nach Saluorna hinauf anstehen. Dieses Neokom ist, wie auch im Schanfigg, von basalen Bündnerschiefern makroskopisch kaum zu unterscheiden. Das untere, hohe Felsband von Tanterassa besteht ebenfalls noch aus knorrigen, grau und braun anwitternden Sandkalkschiefern des Neokoms. Der Kalkgehalt ist hier schon grösser, er nimmt nach oben hin zu, d. h. es findet ein Übergang in Urgo-Aptien statt. Die Wandstufe (Wildheuplanke) von Tanterassa entspricht dem Bereich der Tristelschichten dieselben sind zum Teil als grobe Konglomerate mit kristallinen Komponenten von bis 10 cm Durchmesser entwickelt. Das höhere Felsband besteht aus Quarziten, Kieselkalken und Sandkalken der Gaultstufe. Auf ungefähr 2220 m finden wir im Hangenden alsdann eine wenig mächtige Lage von schwarzgrünen Tonschiefern und endlich einige Meter globigerinengespickte, hellgraue Couches rouges Flaserkalke. Genau wie im Gürgaletschgebiet treten hier schwarzgrüne Schiefer als Grenzschicht zwischen Gault und Couches rouges auf.

Beim Anstieg über den Muot del hom nach dem Piz Cotschen überschreiten wir tektonisch höhere unterostalpine Jura- und Kreidekomplexe, sie bieten uns in stratigraphischer Beziehung nichts Neues. Zunächst steht in einer kleinen Wandstufe dichter, massiger, grauer Malmkalk an; ein Schriff von solchem enthielt als einzige Mikrofossilreste Spongiennadeln. Bis auf den Muot del hom (2334) herrschen bald unregelmässig geschichtete, bald schieferige Kalke vor. Schichtung und Clivage der letztern bilden stellenweise einen Winkel von ca. 70—80°. Die rasch wechselnden kalkreichern und tonigern Lagen wittern auf der Clivagefläche ungleich stark aus und verleihen so dem Gestein das Aussehen eines Hyänenmarmors. Am leichtesten kenntlich sind beim weitem Anstieg die Gaultschichten, obschon sie in der Nähe des Silvrettakristallinen durch Druckumwandlung ziemlich stark ausgewalzt und geschiefert wurden. Solche Gaultgesteine finden wir z. B. E des Lai nair. Höher oben folgen darüber schwarze und braune Tonschiefer, bald sandiger, bald toniger, an der Basis mit Einlagerungen von zweifelhaftem Kristallin (Granit?). Zwischen diesen Schiefen zweifelhaften Alters und den Amphiboliten, Glimmerschiefern und Gneisen der Silvretta stehen ungefähr 15 m verschiedenartige bunte Schiefer an, und zwar von unten nach oben: I. 10 m grüne, serizitreiche Ton- und Kalkschiefer (Aptychenkalk), II. 2½ m roter und grüner Radiolarit (geschiefert und gefältelt) sowie Tonschiefer, III. einige Meter hellgraue bis grüne tönig-serizitische Schiefer, ein Mylonit. Denselben Radiolarit II konstatierte ich später mit *R. Staub* zusammen am Punkt 2875 zwischen Piz Cotschen und Piz dellas Clavigladas. Dort ist er besser erhalten, so dass man mit der Lupe die Radiolarien als Punkte im Gestein zu erkennen vermag. Leider sieht man davon auch im Schriff nicht viel mehr als die Umrisse der einzelnen Individuen, zwischen den Hornsteinspartien durch ziehen sich Quarzadern und Schlieren chloritischer Substanz. Diese roten Hornsteine vom Piz Cotschen und Clavigladas wurden schon von *Theobald* als Verrukano und bunte Allgäuschiefer, später von Grubenmann und Tarnuzzer nur unter letzterer Bezeichnung beschrieben und kartiert. Nun wissen wir, dass oberjurassische Schichtglieder vorliegen. Mit *R. Staub* zusammen betrachte ich diese reduzierte Schichtreihe I—III unter dem Silvrettakristallinen als Äquivalent der Aroser Schuppenzone.

2. Val Tasna mit dem Seitental Urschai.

Der kürzeste, aussichtsreichste und auch geologisch interessanteste Weg von Ardez nach Val Tasna hinein führt über Clüs auf der rechten Talseite durch die Alp Tasna nach Valmala. Bis gegen Plans grischans steigt der Tasnagranit der Ardezerschuppe stetig gegen N an. Kurz bevor man diese Örtlichkeit erreicht, findet man unter und über dem Weg im Hangenden des Kristallinen aufgeschlossen: 1. Buntsandsteinquarzit, 2. bunte Schiefer, 3. Neokomschiefer und Sandkalke. Hauptdolomit und Lias fehlen also hier. Im kleinen Bachtobel von Punkt 1773 steht am Weg typische Falknisbreccie an, mit grauem Aptychenkalkzement und vorwiegend kristallinen Komponenten. Erst zuhinterst in der Alp Tasna taucht mit einemmal die ganze Schichtreihe der Serie von Ardez unter den Talboden ein. An der Runse bei Punkt 1934 (s. Fig. 7) steht noch deren

Neokom an; darüber stösst man auf eine tektonisch reduzierte Lage von Tristelschichten und Gault; Couches rouges sind möglicherweise auch vorhanden, aber nicht aufgeschlossen. Vor allem interessieren uns nun hier die darüber folgenden Gesteine der Schuppe von Valmala. Der kleine Felskopf zuoberst über der Schutthalde besteht aus hellgrauem Hauptdolomit, welchen wir mit wenig mächtigem Buntsandstein und Verrukano zusammen als reduzierten Mittelschenkel betrachten. Über diesem Felsvorsprung durch zieht sich eine hellblaue Wand, an welcher in grossartiger Klarheit und Schönheit die Transgression der Tristelschichten über den Tasnagranit zu beobachten ist. Der Tasnagranit gleicht hier infolge seines Gehaltes an roten Feldspäten einem Juliergranit. Nach oben geht die ganze Granitmasse gleichsam aus den Fugen; sie löst sich in Blöcke auf, die in Kalkzement gebettet sind und gegen das Hangende hin immer kleinere Masse annehmen. Dieses Transgressionskonglomerat des Urgo-Aptiens ist, wie in der Folge noch ausgeführt wird, mit der Minschunbreccie *Paulckes* identisch. Ein bis mehrere Meter über der unregelmässigen Granitoberfläche stehen schon feine Tristelbreccie und -kalke in gewohnter Ausbildung an (m. R. St.). Die Tristelschichten mögen hier ungefähr 30 m mächtig sein; nach oben findet ein Übergang in feine, braun anwitternde Gaultbreccie statt, welche, makroskopisch und mikroskopisch betrachtet, grösste Übereinstimmung mit der Schanfiggerfelsart aufweist. Der Schriff zeigt folgendes Bild: Das Gestein besteht zu ca. $\frac{3}{5}$ aus Kalk (wenig Oolithe) und Dolomit, zu $\frac{2}{5}$ aus Quarz. Mikrofossilien sind reichlich vorhanden und zwar vor allem Echinodermensplitter (gute Querschnitte von Seeigelstacheln) und ausserordentlich schönerhaltene Bryozoen, ferner noch Reste von Diploporen (Mühlbergi?), wohl aus den Tristelschichten stammend. Der nunmehr gekennzeichnete Gault setzt in den Felskopf über den Hütten von Valmala fort, überlagert von Tonschieferschmitzen führendem Kalk, von Sandkalken, typischer Falknisbreccie, von rot und grünen Kalkschiefern (Aptychenkalk), deren Tongehalt zum Teil in Serizit übergeführt wurde. Diese Felsarten repräsentieren den Malm der Schuppe 4 von Tschainchels. Das Vorkommen grobklastischer Bildungen in bathyalen Schichten zeigt wieder einmal deutlich, welche steile submarine Abstürze in den Geantiklinalgebieten der jüngern Jurazeit existierten. In mächtigen, spitzen Rückfalten greift der Malm der Schuppe 4 von Tschainchels im Passe von Valmala in den liegenden Gault hinunter, welcher infolge seiner hohen Widerstandsfähigkeit vom Tasnan nur in enger Schlucht durchbrochen werden konnte. Die Schichten fallen hier 40° N und streichen E-W diskordant unter das Silvrettadach hinein.

Relativ einfache Lagerungsverhältnisse weist die Berggruppe zwischen Val Urschai und Val Urezzas auf. In den Felsköpfen über den Gras- und Schutthalde treffen wir noch auf denselben Gault der Schlucht von Valmala (Schuppe 4); er wird hier von Couches rouges begleitet. Darüber steht eine vollständige Serie von Granit bis und mit Couches rouges an (Schuppe von Chaschlogna, 5), wiederum überlagert durch das Silvrettakristallin des Piz Chaschlogna und Piz d'Urschai. Ob stellenweise noch Arosersongestein auftritt, wissen wir nicht. N über Alp Urezzas nahm ich von 2185 m an aufwärts folgendes Profil auf: 1. 12 m Gaultsandstein, 2. 1—2 m Couches rouges (Foraminiferen mit der Lupe als dunkle Punkte sichtbar), an deren oberer Grenze schwarze Schiefer und Linsen von Gaultgestein, 3. 5 m Gault, 4. 15 m Sandkalkschiefer mit eingeschuppten, grünen Granitlinsen. (1—3 = Schuppe 4, 4 = Schuppe 5). Diese Fetzen von Kristallin entsprechen tektonisch der nordwärts nun rasch einsetzenden und alsdann ebenso rasch wieder auskeilenden Lage von *Tasnagranit*, welche gegenüber Alp Urschai maximal 40 m mächtig ist. Im selben Masse, wie das Kristallin an Mächtigkeit zunimmt, dünnt dessen Couches rouges-Unterlage aus, so dass streckenweise Granit und begleitende Quarzporphyre auf glatt anwitterndem Gault-Kieselkalk ruhen. In der Schuttrinne unterhalb Punkt 2588, wenig S des auf der Karte ein-

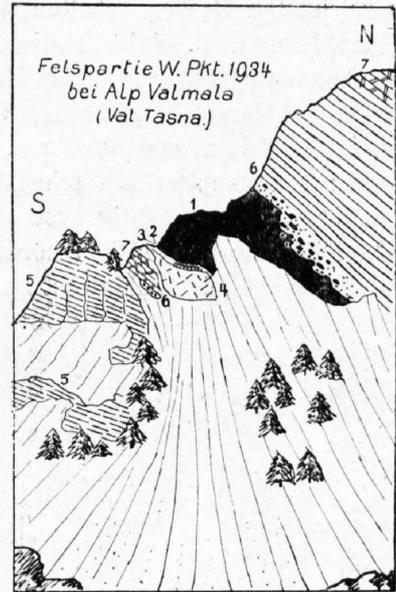


Fig. 7.
 1. = Tasnagranit. 2 = Verrukano.
 3. = Buntsandstein. 4. = Hauptdolomit. 5. = Neokom. 6. = Tristelschichten. 7. = Gault.

gezeichneten Baches, schalten sich zwischen Granit und Jura ein (von 2295 bis 2320 m): 1. 2 m Hauptdolomit, 2. einige Meter Arkose (Buntsandstein?), 3. Casanagneis, 4. Hauptdolomit, 2 m, 5. Casanagneis. Der Jura im Hangenden ist durch dunkle Schiefer und Sandkalke vertreten. Wir haben es hier wohl mit einer Verschuppung von Trias und Kristallin zu tun, die infolge ungleicher Plastizität zustande kam. N über dem Graben ist das Kristallin nur mehr wenige Meter stark; der Hauptdolomit schwillt auf etwa 10 m an; es erscheinen auch die Couches rouges wieder, um, etwa 15 m mächtig, von schwarzen Gaultsandsteinen unterlagert, den auffallend weisslich-hellen Felskopf 3—400 m nördlich Punkt 2138 aufzubauen. Als breites, weisses Band durchzieht diese obere Kreide zuhinterst im Val Urschai die Südwand des Piz Faschalba- oder Grenzeggkopfes.

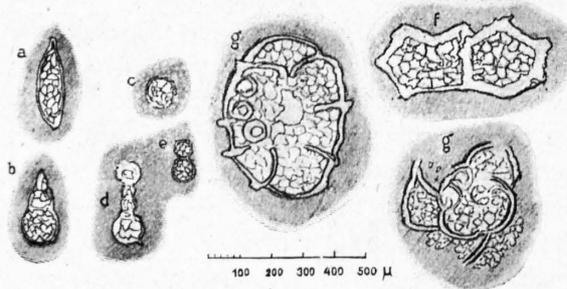


Fig. 8. Couches rouges-Foraminiferen (Val Urschai, Unterengadin). a = *Lagena laevis* Mont. b = *Textularia* cf. *conulus* Reuss. c und e = *Globigerina* spec. f und g = *Discorbina canaliculata* Reuss. Vergrößerung ca. 40 ×.

rouges aus Urschai stellen die *Globigerinen* das Hauptkontingent der vorhandenen Mikrofossilien; an zweiter Stelle folgen *Discorbinen*. In der besterhaltenen Probe konnte ich die auf Fig. 8 abgebildeten Arten bestimmen¹⁾.

3. Piz Minschun-Clünas.

Quer durch Val Tasna streichen die nunmehr beschriebenen Felsarten des Piz Cotschen und Piz Chaschlogna in den Piz Minschun hinüber. *Paulcke* (19) hat im „Bündnerführer“ eine Exkursion über diesen Gipfel und den Piz Tasna in die Val Fenga besprochen. Unsere ergänzenden Beobachtungen rechtfertigen wohl eine nochmalige teilweise Beschreibung dieser Route. Wir gehen von Fetan aus und gelangen durch den prächtigen Lärchenwald von Clarai nach der Alp Laret, der „zweitschönsten Alp des Bündnerlandes“. Der ganze waldige Rücken von der Säge bei Punt Tasna bis hier hinauf besteht aus Tasnakristallin. Der Granit erinnert stark an Falknis- und Sulzfluhgranit sowie an südbündnerische Gesteine. Der ganze kristalline Gesteinskomplex ist von *U. Grubenmann* (84) ausführlich beschrieben worden, wir können deshalb hier auf diese Publikation verweisen. Oberhalb von Alp Laret zieht sich von etwa 2230 m an bis auf den Muot del hom eine stets gut aufgeschlossene Lage von hellen, spätigen Tristelschichten durch, das Tasnakristallin in eine höhere und eine tiefere Lage trennend. Die höhere Granitmasse, mit den Tristelschichten schwach verschuppt, entspricht dem „Haupttasnagranit“ von Ardez (Schuppe 2); die tiefere setzt in die Basis des Piz Clünas fort (Schuppe 1). Vom Muot del hom bis ins Kar des Lai Minschun liegt das Anstehende unter Moräne und Gehängeschutt begraben. Beim Aufstieg gegen Punkt 2848 treffen wir schon einige Schritte über dem See auf eine Bank von polygener Tristelbreccie; aus ebenderselben Felsart besteht das breite Felsband, welches, nur auf kurze Strecken unterbrochen, vom Clünas her die Schutthalden unter dem Piz Minschun durchzieht. Wie bei Valmala, so liegt auch hier ein typisches Transgressionsgebilde vor; die kalkige Grundmasse wird stellenweise von kristallinen Klastika vollständig verdrängt (Verrukano von Theobald!). Das transgredierte Kristallin selbst ist in einer 6 m langen und 3 m hohen Bank aufgeschlossen, unterteuft von quarzreichem Sandstein, welcher vielleicht Buntsandsteinmaterial auf sekundärer (kretazischer)

¹⁾ Nach Egger: Foraminiferen der Seewener Kreideschichten, Sitzungsber. K. bayr. Ak. d. Wiss. Math. phys. Kl. Jahrg. 1909. 11. Abh. Die Bestimmung wurde mir freundlichst durch Herrn Prof. *Rollier* nachkontrolliert.

Lagerstätte darstellt. Auf 2770 m gelangen wir an eine 40 m hohe, aus dem Schutt herausragende Felsnase. Sie besteht von unten nach oben aus: 1. Tristelkalk, derselbe geht über in 2. Tristeltkonglomerat mit grossen Granitgeröllen (bis 50 cm Durchm.), 3. quarzreiche Arkose, 4. orange-gelb anwitternde Dolomitbreccie. Es fragt sich, ob 3 und 4 Buntsandstein und Raibler- oder Hauptdolomit repräsentieren oder ob deren Aufbereitungsprodukte vorliegen. Die Tasnagranitunterlage fehlt hier. Nach kurzer Zeit erreichen wir die Basis der grossen Minschunwand, nachdem wir noch einige Meter braune und graue Schiefer und Sandsteine fraglich jurassischen Alters überschritten haben. Die ganze Wand besteht aus kretazischen Gesteinen, die zwischen Punkt 2848 und dem Gipfel sehr gut aufgeschlossen sind. Am Joch bei Punkt 2848 steht wieder die Tristeltransgressionsbreccie an mit bis 4 m langen Tasnagranitkomponenten. Vom Lai Minschun bis hierher queren wir somit fast ausschliesslich Tristelschichten; der mehrmalige Wechsel von gröberem und feinerem Gesteinsmaterial beruht nicht auf stratigraphischer, sondern auf tektonischer Wechsellagerung infolge Verschuppung oder Faltung; es schalten sich denn auch weiter westlich und nördlich wieder jüngere und ältere Sedimente zwischen diese Tristelschichten ein, so am Felskopf beim L von Lai Minschun, welcher aus Augengneis besteht, der auf Gault und Tristelschichten aufruht.

Das Profil von Punkt 2848 zum Minschungipfel ist zunächst ein normales: Die grobe Tristelbreccie, welche stellenweise auch wieder aufbereitetes Tristelmateriale enthält, geht zunächst in Tristelkalke und -kalkschiefer über, diese wiederum durch Wechsellagerung in Gaultquarzit, bis auf 2960 m, wo wir auf grünliche, marmorisierte Couches rouges treffen. Die weiterhin bis zum Signal (3071 m) folgenden schwarzen und grünen Schiefer sowie braun anwitternden Sandsteine bezeichne ich in der vorläufigen Mitteilung als fraglichen Flysch. Auch im Sommer 1920 kam ich nicht recht ins klare darüber, ob normales Senon (grünliche Schiefer) und Tertiär vorgenannter Schichtglieder oder aber ob Jura einer höheren Schuppe (5.) vorliege. Wahrscheinlicher scheint mir das letztere. Beim Abstieg nach N hin treffen wir wieder auf dieselben Felsarten in umgekehrter Reihenfolge.

An der Furka 2875, die ich mit Freund Staub der Bequemlichkeit halber Fuorela Minschun benannte, schreiten wir wieder über Tristelschichten, über deren tektonische Stellung uns Profil

Fig. 9 orientiert. Dieselben liegen mit polygenem Konglomerat direkt auf Tasnagranit, mit welchem zusammen sie in grosse Rückfalten gelegt sind. Der Kontakt gegen den Granit ist hier ein tektonischer (sekundäre Gleitfläche!), fast stets finden wir an der Grenze einen dunkelgrünen Mylonit-schiefer. Das Kristallin konnten Staub und ich über der Alp Champatsch durch in den Clünas hinein verfolgen, es repräsentiert mit seinen zugehörigen Sedimenten zusammen unsere

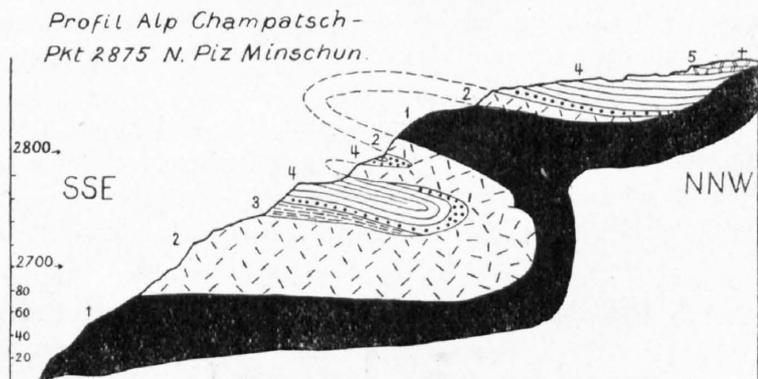


Fig. 9. 1 = Serpentin. 2 = Tasnakristallin. 3 = Neokom. 4 = Tristelschichten mit polygener Breccie. 5 = Gault.

Schuppe 1, die Clünaschuppe. Als konkordantes Liegendes des Kristallinen erwies sich eine mächtige Lage von Serpentin, der mit andern basischen Eruptiva und alten Gneisen zusammen einer Art von Schuppenzone über den basalen, penninischen Schiefen von Alp Champatsch angehört. An der Fuorela Minschun, gegen welche hin der Tasnagranit unter den Tristelschichten auskeilt, greift das basische Eruptivum kuppelartig in die Kreideserie hinauf. Die Gault- und Tristelschichten sind der Serpentinoberfläche nach geschleppt und abgeschert, so dass man fast den Eindruck erhält, sie seien vom Serpentin durchbrochen. Überdies ist die Grenze Tristelschichten-Serpentin eine etwas verwischte, es tritt reichlich Ophikalzit auf, richtige Kontaktminerale finden wir aber nicht. Nach langem Herumsuchen und Klopfen neigten wir zur Ansicht, dass dieses Ophikalzitmaterial eine Reibungsbreccie beider Gesteine darstelle. Westlich der Furka ist der Serpentin

nur in einer schmalen Felsbank aufgeschlossen, erst weiter im Norden bildet er den Gratkamm selber mit der Erhebung des Piz Nair. Punkt 2955 besteht noch aus Gault, welcher westwärts nach Punkt 2773 hinunter- und hinübersetzt. Weiterhin steht er am Steilbord unter Muot da Lais bis Davò Jarvò und gegen Punkt 2541 an. Die Tristelschichten im Liegenden sind bald durch krinoidenreiche Kalke, bald durch polygene Breccie (Minschunbreccie) vertreten. Im Zement der letztern fand ich auf 2670 m, genau W der Fuorela Minschun, Belemniten, wodurch das mesozoische Alter der Minschunbreccie sicher festgestellt ist (nach *Paulcke* Tertiär oder Kreide). Die Tristelkalke sind oft so dicht ausgebildet, dass sie jurassischen Kalken gleichen; enthält das Gestein Tasnagranit, so erinnert es stark an Falknisbreccie. Im Hangenden des Gault sind von 2600 m an abwärts vielerorts foraminiferenführende Couches rouges aufgeschlossen, so auf 2520 m unterhalb Punkt 2541 E Alp Urschai, ferner auf 2400 m am Bache unterhalb Davò Jarvò.

Der Piz Clünas. *Paulcke* (19, 29) hat vom Südhang dieser Anhöhe, vom Munt del Piz, eine Profilansicht gegeben, die mit unsern Aufnahmen ziemlich gut übereinstimmt. Zuunterst an der Ostecke des Clünas steht Serpentin an; der Gneis, unser Tasnakristallin, liegt, wie *Paulcke* angibt, an scharfer Überschiebungsfäche darüber (Mylonit). Die Reibungsbreccie von *Paulcke* ist nach unserer Ansicht mit seiner Minschunbreccie, also mit unserer Tristelbreccie, identisch, sie geht in Krinoidenbreccien, d. h. in Tristelkalk, über. Der nun folgende Komplex von *Rozbreccie*, braunsandigen und tonigen Schiefen sowie Quarziten stellt den normalen zugehörigen *Gault* dar; der Clünasgipfel besteht wiederum aus Tristelschichten. Als *Rozbreccien* bezeichnet *Paulcke* (vgl. auch *Hammer* 21, 479) hier wie am Piz Minschun die meist den Übergang vom Urgo-Aptien zum *Gault* vermittelnden, quarzreichen, feinen Breccien, unsere *Gaultbreccie* der Falknisserie, nicht, wie *Trümpy* (95, 85) vermutete, den penninischen Ruchbergsandstein. Der meist massige *Gaultquarzit* zeigt makroskopisch genau dasselbe Aussehen wie jenseits, westlich der Silvretta, grüngrau gefärbte Bruchfläche und bräunliche Anwitterung. Anfänglich nahm ich an, die grüne Färbung beruhe auf Glaukonitgehalt, es liessen sich aber mit der Lupe keine Körner dieses Minerals auffinden. Zwei Schliche grüner Quarzite vom Muot del hom bei Ardez und vom Sattel N Piz Clünas zeigten folgende Verhältnisse: Zwischen den Quarzkörnern liegt, wie ein spärlich verteilter Zement, schlierig, faserige Chloritsubstanz, an einigen wenigen grössern homogenen Körnern war der optisch zweiachsige, negative Charakter derselben zu erkennen. Die blaugrünen, typischen Glaukonitaggregate sind also hier durch gewöhnlichen, hellgrünen Chlorit ersetzt, ob infolge Dynamometamorphose wissen wir nicht.

In den vorliegenden drei Abschnitten sind unsere wesentlichsten stratigraphischen Beobachtungen im Gebiete der unterostalpinen Decken des Unterengadinerfensters niedergelegt. Zusammenfassend kann noch einmal gesagt werden, dass mittel- und ostbündnerische Fazies der Falknis-Sulzfluhdecke über Erwarthen grosse Übereinstimmung zeigen.

4. Das Fenstergebiet zwischen Samnaun und Prutz. — Zu den Untersuchungen von W. Hammer.

Auf Grund eigener Beobachtungen und in Berücksichtigung der Literatur konnten *R. Staub* und ich (*Eclogae geol. Helv.* 1921) annehmen, dass sich Falknis- und Sulzflussschuppen rings um das ganze Fenster verfolgen lassen, dass die penninischen, basalen Schiefer für sich allein ein kleineres Fenster in einem unter-, mittel- und oberostalpinen Rahmen bilden. In den höhern „Bündnerschiefer“zonen von *W. Hammer* erkennen wir unsere unterostalpinen Decken des Westens und Südens wieder. Eine genaue Abgrenzung gegen das Penninikum wagen wir nach den vorliegenden Angaben nicht vorzunehmen, da hier wie im Schams auch schon Anklänge an unterostalpine Fazies sich geltend machen könnten (Bündnerkreide). Im nordöstlichen Fensterteil sind die Schichtglieder, besonders in den tiefern Partien, viel stärker druckmetamorphosiert als im SW und deshalb schwieriger zu bestimmen als im Rätikon- und Plessurgebirge.

Hammer (21) hat nördlich des Inns über den zentralen grauen Bündnerschiefern folgende hauptsächlichliche Randzonen ausgeschieden:

1. die innere Zone bunter Schiefer, begleitet von Triasschollen,
2. eine Zone grauer Bündnerschiefer,
3. die Verrukano-Triaszone,
4. die äussere Schieferzone, ebenfalls mit Triasschollen,
5. die Liaszone (Malfragkamm) mit Serie Verrukano-Kreide,
6. die Diabase des Grübele- und Bürkelkopfes.

Zur Serie der grauen, basalen Bündnerschiefer und der Bündnerkreide gehören in der Hauptsache Kalkglimmerschiefer, dunkelgraue, nahezu dichte Kalke, Tonschiefer und quarzitische Kalke sowie, durch ihre Fossilführung und durchgehende Verbreitung besonders wichtig, zwei Arten von Breccie, Quarzbreccien und mehr kalkige beziehungsweise dolomitische Breccien. Die letztern sind mit der Bündnerkreide *Paulkes* und mit der Tristelbreccie von *Lorenz* identisch. *Hammer* gibt an, dass die Tristelschichten am Piz Minschun gegen das Hangende zu in quarzreiche Breccien und Sandsteine übergehen, die *Paulcke* als Rozbreccie beschrieben habe. Es handelt sich, wie oben ausgeführt wurde, um Falknis-Sulzfluhgault. *Hammer* vergleicht die Felsarten vom Minschun u. a. mit Quarzbreccien aus den grauen „Bündnerschiefern“ des tirolischen Fensteranteiles. Wir stehen nicht an, den Grossteil der Quarzbreccien *Hammers*, welche in Vergesellschaftung mit seinen Tristelschichten auftreten auch als Gault zu bezeichnen. Zur Bestätigung dient uns *Hammers* Aussage: „Auch die Tristelbreccie ist (bei Tristel) mit Quarziten eng vergesellschaftet“. Nach *Trümpy* steht an der erwähnten Stelle in der Alp Jes (im westlichen Rätikon) Gault an, wovon ich mich auch selbst überzeuge. Quarzite von Riatsch, die *Hammer* im Schlift untersuchte, unterscheiden sich von Ölquarziten aus dem Rätikon durch das Fehlen von „sehr fein aggregierten, lebhaft grünen, chloritischen Umwandlungsprodukten“, welche uns unter dem Namen Glaukonit bekannt sind. Die Quarzite von Riatsch streichen, wie *Hammer* angibt, über Saraplana nach dem Fortezzasattel bei Remüs durch. Es liegt hier nicht ein Fazieswechsel in horizontalem Sinne (Übergang von kalkreicherem zu quarzreicherem Gestein) vor, wie *Hammer* annehmen möchte, sondern ein Übergang von Urgo-Aptien in Gault. Mit *R. Staub* zusammen besuchte ich diese Vorkommnisse, soweit dieselben W des Inns liegen. Bei Punkt 1113 E Plattamala steht Tristelbreccie an. Wir sind diesem Gestein und dem normalen zugehörigen Gaultquarzit nachgegangen bis über Punkt 1536 W Fortezza hinaus. Ein Querprofil durch letztgenannte Örtlichkeit (s. Fig. 10.) zeigt

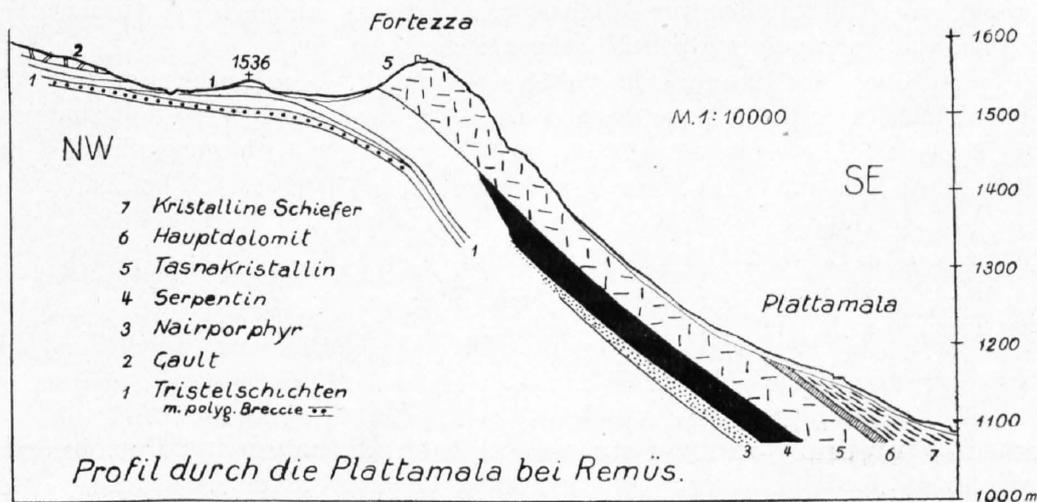


Fig. 10.

folgendes: Punkt 1536 besteht aus typischer, spätiger Tristelbreccie. Im kleinen Steinbruch wenige Meter unter dem Signal sowie 300 m weiter N am Strässchen nach Chilcheras zeigt das Gestein infolge Dynamometamorphose ein ganz anderes Aussehen, die normale Breccie ist hier in Kalkphyllit umgewandelt worden. Am Abhang SW Punkt 1536 steht grobklastische Tristelbreccie an. Der Gault im Hangenden ist stellenweise durch weissen Quarzit vertreten, wie ich solchen nur vom Casanpass bei Langwies kenne. Meist zeigen die Quarzite und Kieselkalke aber das gewohnte Aussehen

(graue Bruchfläche, braune Anwitterung). Der Granit von Plattamala mit samt einer Lage von Serpentin und Quarzporphyr liegt über der Kreide von Riatsch-Fortezzasattel, er selbst wird durch eine Lage von Hauptdolomit von den hangenden kristallinen Schiefern getrennt, welche wir als eingewickelteres Silvrettakristallin betrachten.

Die „bunten Bündnerschiefer“ kennzeichnet *Hammer* als eine Serie, „welche sich durch ihren Reichtum an kalkig-tonigen, sandigen und grobklastischen Sedimenten und die Dünnschiefrigkeit der kalkigen Teile sowie durch ihre Färbung leicht kenntlich von den andern kalkigen Bündnerschiefern abhebt“. Fragen wir uns einmal, welche Felsarten aus der Umgebung von Ardez nach *Hammer* als bunte Bündnerschiefer zu bezeichnen wären. Ohne Zweifel die des Falknis-Sulzfluhjuras sowie die Aptychenkalke und Radiolarite der Aroserzone. Wie bei Ardez, so treten auch bei Prutz in diesem Komplex Sandsteine, Breccien und Konglomerate auf, unsere Falknisbreccie. Dieselbe führt in der Umgebung von Prutz oft beinahe ausschliesslich dolomitische Komponenten wie an der Wurmhalde S der Scesaplanawand (lokale Transgression auf Hauptdolomit statt auf Tasnagranit?). Wie *Hammer* schreibt, ist zwischen Finstermünz und Prutz nirgends ein Übergang von bunten Schiefern in Kreide festzustellen, die Erklärung hierfür ist wohl folgende: Entweder sind die „Serien“ durch Neokom, welches *Hammer* allem nach zu den grauen Bündnerschiefern gerechnet hat, voneinander getrennt, oder aber es liegt eine stratigraphische oder tektonische Lücke, d. h. eine scharfe Grenze vor.

Auf Grund unserer Vergleiche können wir von den verschiedenen durch *Hammer* gegebenen Schichtfolgeerklärungen nur diejenige gelten lassen, in welcher er die Felsarten wie folgt anordnet: Verrukano, Trias, Rhät, Lias, bunte Schiefer = (mittlerer? und) oberer Jura, Tristelkreide, Tertiär? Diese Reihenfolge tritt denn auch bei Prutz und im obern Stubental (s. Kartenbeilagen von *Hammer*) häufig auf.

Hammer nimmt für seine sämtlichen Bündnerschieferzonen (unser Penninikum u. Unterostalpin) an, „dass wir es im ganzen nicht mit tektonisch gemischten Schichtreihen zweier Faziesgebiete, sondern mit der Formationsreihe eines Ablagerungsraumes zu tun haben. Nach diesem Autor ist das „Unterengadinerfenster immer noch aufzufassen als ein von Silvretta- und Ötztalergneisen umwalltes und randlich überschobenes, Senkungsfeld. Schalten wir aber nur die unterengadinischen Schubmassen ohne deren wurzelwärtig gelegene Teile direkt hintereinander, d. h. bringen wir dieselben unmittelbar zur Abwicklung, so kommen wir auch bei Annahme von mehrseitigem Schub mit kurzfristigen Überschiebungen nicht mehr aus.

Die ganze Bauart des Unterengadinerfensters — das Wiederauftauchen der basalen Schiefer, der Falknissulzfluhdecke und der Aroser Schuppenzone, der regelmässige Verlauf der unterostalpinen Komplexe längs des Fensterrandes und die nach N gerichtete Umbiegungsstirn der Engadiner Dolomiten — lässt sich nur durch einseitigen, weitreichenden Deckenschub befriedigend erklären, ganz abgesehen von der Unmöglichkeit, fazielle Zusammenhänge zwischen Fensterrahmen und Fensterinnerem, d. h. zwischen Unterengadinerdolomiten und Bündnerschiefergebiet, wie sie bei Annahme lokaler Schübe vorliegen müssten, festzustellen.

Was *Termier* anno 1903 von den nördlichen Ostalpen gesagt hat, gilt auch heute noch: „Rien n'est en place, il n'y a que des nappes.“

Über die Einreihung unserer unterostalpinen Einheiten ins Deckensystem.

Die Erkenntnis vom Deckenbau der gesamten Alpenkette bedingte, wie die grundlegenden Arbeiten von *Bertrand*, *Termier*, *Lugeon* und *Schardt* zeigen, notwendigerweise ein Einordnen sämtlicher Schubmassen in ein Schema, sowohl in vertikalem Sinne (nach ihrer Überlagerung) als auch nach ihrer Entwicklung in der Streichrichtung des Gebirges. Im Laufe der letzten zwei Dezennien ist es den Erforschern unseres Landes möglich geworden, die grossen Gruppen der helvetischen, penninischen, unter- und oberostalpinen Schubmassen ziemlich scharf gegeneinander abzugrenzen, nicht aber alle einzelnen Decken von W nach E und S nach N zu parallelisieren. Eine Gleichsetzung in strengem Sinne würde eine gleichmässige Auffaltung parallel verlaufender

Geantiklinal- und Geosynklinalzüge — zugleich stratigraphischer Einheiten — voraussetzen. Unsere Alpen sind aber kein so ideal gebautes Gebirge. Wie sich im Jura die einzelnen Ketten in der Längsrichtung gabeln oder zwischen ihresgleichen auslaufen, so entwickeln sich in den Alpen oft aus einer Deckfalte in westöstlicher Richtung deren zwei (Monterosa-D. im W = Tambo-D. + Suretta-D. im E), so keilen die Einheiten oft im Streichen aus, oder es treten wieder andere auf (Ausdünnen der Diablerets-D. gegen E zu, Entwicklung der Axendecke vom Brünigpass nach E hin).

Als Ursachen solcher tektonischer Ungleichheiten kommen vor allem in Betracht:

1. Unebenheiten und ungleiche Widerstände im hercynischen Untergrund;
2. ungleichmässige Senkungen und Hebungen während der Ablagerung sowie während der Aufaltung der paläozoischen bis und mit der tertiären Gesteinskomplexe;
3. Erosion während der Überschiebung.

Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass viele Deckenschuppenflächen als Faltenverwerfungen angelegt wurden. Dieselben durchsetzten die Erdrinde unter sehr flachem Winkel, so dass die jüngern Schichten von den ältern abgesichert und in der nächst höhern Schubmasse nach N verfrachtet wurden. Nehmen wir gar an, dass listrische Flächen in spitzem Winkel oder annähernd parallel zur Schubrichtung verlaufend angelegt wurden, oder dass die Streichrichtung der Scherflächen um 90° dreht (vgl. Transversalbruch-Faltenverwerfung), oder dass zu verschiedenen Zeiten verschiedene Schubrichtungen herrschten, so können wir uns wohl ausdenken, wie sehr die Parallelisierbarkeit der Decken unter diesen Umständen gelitten hat.

Wie *R. Staub* zeigte, eignen sich die grossangelegten penninischen Decken weitaus am besten für Vergleiche, ihre Bauart und Stratigraphie stimmen auf weite Strecken merkwürdig gut überein, was vom helvetischen sowie vom ostalpinen Deckenbereich nicht gesagt werden kann.

Wir befassen uns hier ausschliesslich mit dem Unterostalpinen. Die Erfassung der Zusammenhänge wird in diesem Deckenbezirk erschwert, einerseits durch die grosse Erosionslücke vom Thunersee bis zum Rheintal, anderseits durch den infolge Ausquetschung und Abscherung geschaffenen Unterbruch in Mittelbünden (Einwicklung im Gebiete der Berggünertstöcke etc.).

Steinmann, der in Bünden hervorragende Pionierarbeit leistete, hat im Jahre 1905 folgende Gleichsetzungen vorgenommen:

- | | |
|---|---------------------|
| 1a Falkniszone = Zoophykusdoggerzone | } der Klippendecke, |
| 1b Sulzfluhzone = Mytilusdoggerzone | |
| 2. Brecciendecke (Rätikon, Arosa) = Nappe de la Brèche, | |
| 3. Rätische Decke = heutige Simmendecke von <i>Rabowski</i> . | |

Falknis- und Sulzfluhzone wurden von *Steinmann* als zweierlei sich überlagernde Faziesgebiete derselben Decke betrachtet. Den sichern Nachweis der Überlagerung von Falknis- durch Sulzfluhgestein hat zwar erst *Trümpy* geleistet. Aus unsern Untersuchungen geht weiterhin hervor, dass der Aptychenkalk und Radiolarit der rätischen Decke das normale Hangende zu Streifenschiefen, Liasbreccie, Hauptdolomit und Buntsandstein der Bündner Brecciendecke darstellen. Man hätte nun daran denken können, das *Steinmanns*che Schema diesen Richtigstellungen anzupassen, wenn nicht *Jeannet* (26) 1912 und *Lugeon*¹⁾ 1914 die Nappe de la Brèche als ursprünglich *unter* die Préalpes médianes gehörig, d. h. als *über* dieselbe eingewickelt betrachtet hätten. *Jeannet* zog diesen Schluss auf Grund der von ihm konstatierten Ähnlichkeit der Trias der Nappe de la Brèche mit der Nordfazies der Préalpes médianes-Trias. Einen ähnlichen Grund führt *Christ* in seiner Monographie des Stanserhorn-Arvigratgebietes (Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. Liefg. XII, 1920) auf, nämlich „die zunehmende brecciöse Ausbildung des Doggers nach N hin“; es handelt sich hier indessen um eine Erscheinung, die natürlich überall gegen die Deckenstirn hin normalerweise auftritt. *Lugeon* beruft sich auf ein Vorkommen von Couches rouges über dem Flesch der Brecciendecke an der *Pointe de Granges* im Chablais. Couches rouges kannte man

¹⁾ Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen (Préalpes suisses). C. R. soc. géol. France 1914.

indessen seit 1912 auch aus der Brecciendecke (*Rabowski*), und es ist möglich, dass die obere Kreide der *pointe de Granges* nicht unbedingt der Klippendecke zugehört (höhere Abspaltung der *Nappe de la Brèche*?). *Jeannet* verzichtet heute (mündliche Mitteilung, Frühjahr 1920) auf sein stratigraphisches Argument und betrachtet die Brecciendecke wie *Rabowski*²⁾ und *H. Huber* (Greizeralpen) als S der *Préalpes médianes* wurzelnd. Ich schliesse mich diesen Autoren an, von der Ansicht ausgehend, dass wir uns in erster Linie auf tektonische und erst in zweiter auf stratigraphische Verhältnisse zu stützen haben. Wir kennen ja bis dahin weder eine Einwicklungsstirn beider Decken noch eine Stelle, wo ein grösserer Schichtkomplex der Klippendecke der Brecciendecke aufrucht, im Gegenteil überlagert die *Brèche* auf weite Strecken hin die Klippenserie (*Chablais*, *Hornfluh* u. a. O.), und nur wo diese fehlt, liegt erstere direkt dem *Niesenflysch* auf (*Chamossaire*).

Staub (67, 403, u. 73, 177 etc.) hat 1916 und 1917, gestützt auf *Lugeon* und *Jeannet* die tiefste unterostalpine Einheit Graubündens, die *Falknisdecke* (unsere *Falknisteildecke*) als Äquivalent der Brecciendecke bezeichnet und damit angenommen, dass die mächtige, von *Lugeon* propionierte Einwicklung der Westalpen in Bünden nicht existiert. Was die stratigraphischen Verhältnisse anbetrifft, so lässt die Übereinstimmung von *Falknis-* und *Breccienserie* zu wünschen übrig. Die *Falknisbreccie* mit ihrer reichlichen Granitführung sieht anders aus als die *Brèche supérieure*. Der mächtige *Falknis-Malmkalk* fehlt im Westen, die beinahe helvetische Kreideserie des *Rätikons* zeigt grössere Übereinstimmung mit der vollständigern *Klippenserie* (*Neokom-Barrémien* und *Couches rouges*). Falls man überhaupt auf einen Vergleich von Trümmergesteinen Wert legen will, lassen sich die *Klastika* der *Aroser Schuppenzone* viel eher denen der *Nappe de la Brèche* gegenüberstellen, sie sind denselben auch im Handstück viel ähnlicher. Die mesozoischen *Kalkschiefer* würden alsdann den *Schistes ardoisiers* entsprechen. Das stetige Nebeneinandervorkommen von *Simmendecke* und *Nappe de la Brèche* bestärkte mich seinerzeit in der Annahme einer nahen Verwandtschaft beider Einheiten. „Ihrer Ausbildung nach könnte die ‚*Nappe rhétique*‘ (*Simmendecke*) zwar auch als oberostalpin angesehen werden“ (12, 396). *Rabowski* (s. Zitat weiter oben) hat neuerdings die *Simmendecke* auf Grund ihres besondern *Faltenbaues* (*Rückfalten*) und in Berücksichtigung der *Staubschen Schubphasentheorie* als ursprünglich zwischen die nördlichere *Klippen-* und die südlichere *Breccienserie* hinein versetzt und letztere als höchste „*romanische*“ (= unterostalpine) *Decke*, als Äquivalent der *Campodecke* angesprochen. Es liegt hier eine unsichere Begründung vor.

In der vorläufigen Mitteilung über die Geologie Mittelbündens stellte ich 1919 unter Vorbehalt folgendes Schema auf (12, 398):

<i>Préalpes médianes</i> = <i>Falknis-Sulzfluh-D.</i> = <i>Albula-Err-D.</i> (<i>Klippen-D.</i>),		
<i>Nappe de la Brèche</i>	}	= <i>Aroser Schuppenzone</i> = vereinigte <i>Bernina-Languard-D.</i> ,
<i>Nappe rhétique</i>		

Aroser Dolomiten = *Unterengadinerdolomiten* (nach *Leupold*)
= *Aela-D.* = *Campo-D.* (*Staub*),

Falknis- und *Sulzfluhserie* betrachte ich als zu einer *Stammdecke* gehörig. Beide umfassen eine *Serie* hauptsächlich oberjurassischer *Kalke* sowie mächtiger, kretazischer *Kreideschichten*, wie sie in solcher Ausbildung den höhern und tiefern *Decken* des *Prätigaus* fehlen, und mit welchen, an *Masse* verglichen, die *südbündnerischen unterostalpinen Vorkommnisse* beinahe verschwinden. *Falknis-* und *Sulzfluhteildecke* lassen sich gut mit den beiden tiefsten unterostalpinen *Teildecken* südlich der *Einwicklung* in den *Bergünnerstöcken*, mit der *Albula-* und *Errdecke* in Zusammenhang bringen. *Staub* sagte in seinem Vortrag über „*Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens*“ (*Eclogae* Vol. XVI, 1, 1920): „... die *Sulzfluhdecke* sehen wir nirgends in *Graubünden* mit der *Falknisdecke* verschmelzen, wie *Cadisch* es möchte, sie ist im Gegenteil überall, so weit man sie auch nach S zu kennt, immer wohl von derselben getrennt, wie ja eben *Cadisch* selber gezeigt hat. Das spricht aber nicht für *Verschmelzung* in eine *Einheit*, sondern für *verschiedene*

²⁾ Les préAlpes entre le Simmental et le Diemtigtal, Fasc. I. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. Liefg. XXXV, 1920.

Stammdecken dieser Einheiten.“ Meiner Ansicht nach verschmelzen Falknis- und Sulzfluhteildecke — soweit man sie kennt, d. h. N. der Albula — nicht, weil eben ihre Trennung zwischen Albula- und Errgranit hinein verläuft, diese Granite vereinigen sich schon im Errgebiet, somit würde nur *eine* und nicht zwei Stammdecken in Frage kommen. Ich kann ebenfalls nicht ohne weiteres zugeben, dass die Albuladecke als präalpine Decke, d. h. im Schanfigg und Rätikon, nicht mehr auftrete (s. *Staub*, ebenda S. 21). Wennschon deren triasische und unterjurassische Schichten am Piz Mulix eine Stirn von Albulagranit umschliessen, kann die hier fehlende Sedimentfolge vom Dogger oder Malm bis zum Flysch sehr wohl durch die höhern Decken abgequetscht und nach N verschleppt worden sein. Bei der Abtrennung der Falknis- von der Sulzfluhserie hat vielleicht das mächtige Tithonriff der letztern eine Rolle gespielt, um so mehr als die zugehörige Trias hier nur wenig stark entwickelt war.

Infolge der Zusammenfassung von Falknis- und Sulzfluhserie zu einer Falknis-Sulzfluhdecke und deren Gleichstellung mit der Albula-Errdecke bleiben uns zwischen Campo- und Errdecke für die tektonische Parallelisierung mit der Arosener Schuppenzone die Bernina- und Languarddecke übrig, wobei wir freilich nicht wissen, ob sich die ganze Bernina- oder eine Zweigdecke der zweiteiligen Languarddecke überhaupt weiter als bis zur Fuorela da Tschitta bei Tinzen fortsetzt. Stratigraphisch zeigen diese Schubmassen mit der Arosenerzone grosse Übereinstimmung, vom grünen Granit mit den überlagernden pegmatitdurchsetzten Casanagneisen bis zum Radiolarit hinauf in der normalen Serie, wie auch in den klastischen Ablagerungen (Liasbreccie — saluverartige Gesteine). Dieser Verwandtschaft quer zur Geantiklinalen- und Faltenachsenrichtung ist indessen keine so grosse Bedeutung zuzumessen, eine Lösung der Frage kann uns nur durch die im Gange befindliche tektonische Untersuchung der Gebirge zwischen Preda und Tinzen gebracht werden.

Diese Ausführungen wurden aus dem Gefühl heraus geschrieben, dass über die Parallelisierung von Prätigauer- mit west- und südalpinen Einheiten noch nicht das letzte Wort gesprochen wurde. Es musste hier die nähere Begründung unserer vorläufigen Mitteilung gegeben werden. Wir wollen nicht vergessen, dass es sich um eine „intern unterostalpine Angelegenheit“ handelt, die Zusammenhänge im grossen ganzen sind uns durch die Arbeiten von *Lugeon*, *Argand* und *Staub* klargelegt worden und das ist und bleibt schliesslich die Hauptsache.

VI. Tektonik und Oberflächengestaltung, Diluvium und Alluvium.

Das Durchtalungssystem Mittelbündens wird in seiner Anlage bestimmt durch den Verlauf der Falten grössten Stiles, der Deckenantiklinalen und -synklinalen, der Kulminationen und Depressionen; Stirnfalten und Falten von kleinerem Radius spielen keine grosse Rolle.

Bei Einbeziehung der zwischen Plessur und Albula gelegenen Gebirgsteile lassen sich drei von W nach E das Prätigauer- und Schanfiggerhalbfenster durchziehende Deckengewölbe unterscheiden (s. Schubflächenisohypsenkarte, Taf. III): 1. die Parpanerantiklinale. 2. die Hochwangantiklinale (schwach zweigeteilt), 3. die Rätikonantiklinale. In ihrer Bauart erinnern diese Grossfalten an die Falten des östlichen Juragebirges, sie besitzen kofferfaltenartiges Gefüge, d. h. die Muldenschenkel nehmen meist unmittelbar stärkeres Gefälle an. Auch das Axialgefälle sämtlicher Einheiten ist kein gleichmässiges, es zeigt oft knickartigen Verlauf. Die Steilstellung der Schichten erleichterte es der Erosion, Breschen in die ungleich beschaffene Gesteinsfolge zu legen. Die Zonen stärkern Gefälles gaben so Veranlassung zur Entstehung von Tälern, die wir als Deckenisoklinal- oder Steilzonentäler bezeichnen können.

Ein Umstand sei hier noch hervorgehoben: Fast jeder tektonischen Einheit ist eine besonders mächtige resistenterere Gesteinsstufe eigen, die durch die Verwitterung immer wieder aus weicherem Schichtgefüge herauspräpariert wurde. In der Falknis-Sulzfluhdecke sind es die jurassischen Kalke, in der Arosenerzone und den Arosener Dolomiten die Triasdolomite, in der Silvrettadecke vor allem das Kristallin. Je mächtiger diese widerstandsfähigen sowie die zwischengelagerten weichern Komplexe entwickelt sind, um so tiefere Furchen grub sich die Erosion in den Gebirgskörper; es

entstanden an den Steilzonen die Deckenrandtäler, waren sie von geringerer Stärke, so kamen nur treppen- oder terrassenartige Formen zustande, oder aber es wurde die gesamte ostalpine Schubmasse über der weichen Schiefermasse als eine grosse Wandstufe angeschnitten.

Versuchen wir nun, in das Geheimnis der Morphogenese einzelner Täler ein wenig einzudringen. Das Schanfigg fällt in seinem Verlaufe mit einer Deckensynklinale zusammen, das Prätigau in der Gegend von Klosters bis Küblis ebenfalls. Im Laufe der Zeiten verlegte die Landquart ihren Oberlauf in die Nordflanke des im Weissfluhgebiet zweigeteilten Weissfluhgewölbes (Hochwangantiklinale). Über die Tektonik der Bündnerschiefer im untern Prätigau sind wir nur wenig unterrichtet (Querfalten n. *Trümpe*.) In ihrer Anlage fiel die Talrichtung des Prätigaus wohl mit einer Deckenmulde zusammen; dies gilt wohl auch für das Albulatal zwischen Filisur und Tiefenkastel.

Ausgesprochene Deckenrandtäler sind das Tal der Lenzerheide, das Plessurtal von Arosa bis Langwies, das Fondei, das alte Talstück Davosersee-Klosters, das Tal von St. Antönien, die abgelegenen Seitentäler der Alp Vals und der Maienfelder- und Fläscheralpen (Stürvis-Eck-Sarina) im westlichen Rätikon.

Gipfel- und zugleich Deckentreppen haben wir vor uns in Gebirgsketten, die gegen das Fensterinnere zu verlaufen, jeder grössere Gipfel derselben gehört oft einer besondern tektonischen Einheit an. Drei Beispiele seien hier angeführt:

1. Gürgaletsch-Aroserrothorn-Kette.

- Gürgaletsch — Falknisteildecke;
- Parpaner Schwarzhorn — tiefere Schuppen der Aroserzone;
- Parpaner Weisshorn — höhere Schuppen der Aroserzone;
- Aroser Rothorn — Silvrettakristallin (eingewickelt!).

2. Stelli-Weissfluhkette.

- Stelli — Falknisteildecke;
- Zahnjeflüh — Sulzfluhteildecke;
- Weissfluh — Aroser Schuppenzone.

3. Jägglishorn-Madrisa.

- Calanda — Falknisteildecke;
- Rätschenfluh — Sulzfluhteildecke;
- Punkt 2742 — Aroser Schuppenzone;
- Madrisa — Silvrettadecke.

Nicht mit Sicherheit zu beurteilen sind die Entstehungsursachen vieler kleiner Seitentäler. Das Mönchalptal fällt in seinem Verlaufe zusammen mit einer ungefähr SE streichenden Falte im Silvrettakristallinen und dessen Unterlage. Brüche verlaufen in der Talrichtung des untern Schlappins. Das „Täli“ zwischen grossem und kleinem Gürgaletsch (oder Täliflüh), das Farur- und Urdenal sind als Querschuppen-Randtäler zu bezeichnen, sie verdanken ihre Entstehung Querüberschiebungen innerhalb der Falknisdecke und den Schiefen im Liegenden (s. T. I A). Diesen Querüberschiebungen entsprechen im westlichen Rätikon Querfalten, welche ebenfalls die Entstehung von Seitentälern veranlassten (*Trümpe* 95, 69).

Zwei interessante Fälle selektiver Erosion seien hier noch erwähnt. In ungefähr 1800 m Höhe fliesst der Wildbach des Drostobels bei Klosters eine ziemliche Strecke weit in einer Muldenumbiegung des Falknismalms, deren Axe mit ungefähr 20° nach N einfällt, talwärts (Faltenradius ca. 25 m). Einen ähnlichen, nur einige Meter Durchmesser besitzenden natürlichen Kännel aus Bündnerschiefer durchfliesst der Sapünerbach unterhalb Eggen bei Langwies.

Im folgenden möchte ich bei der Besprechung des Diluviums nur die Weissfluhgruppe berücksichtigen. Wie im Schanfigg bis über Langwies hinauf, so liegen auch noch im untern Fondeital mächtige diluviale Schuttmassen, die unregelmässige Schichtung aufweisen. Es liegt wohl Grundmoräne mit zwischengeschaltetem Schotter vor, die infolge Stauung durch den Gletscher des Haupttales (in letzter Linie durch den Oberhalbsteiner-, Lenzerheide- und den Rhein-gletscher) hier angehäuft wurde. Es sind durchwegs Gesteine aus dem obern Fondeital, die wir

hier antreffen. *Trümpy* (95, 157) nahm an, es sei zu Zeiten Eis aus dem Prätigau über den Durannapass nach dem Schanfigg abgeflossen. Wir fanden indessen im Fondeital keine Spur von Silvrettaerratikum. Von allen eiszeitlichen Stadien sind nur die Moränen der Daunzeit erhalten geblieben, diese aber zeigen ausserordentlich guten Erhaltungszustand. Der kleine, aus dem Kar zwischen Weissfluh und Zähnefluh gegen Barga abfliessende Gletscher hinterliess bei seinem Rückzug fünf Endmoränenwälle, andernorts sind meist deren drei oder vier erhalten geblieben. Ob wir es teilweise mit rezenten Bildungen zu tun haben, kann ich nicht entscheiden. Die Oberfläche des diluvialen Eismeres erreichte in der Weissfluhgruppe nachweisbar eine Höhe von 2625 m, Blöcke von basischem Eruptivgestein wurden nämlich von der Schwärzi um die Zähnefluh herum auf den Stelligrat verfrachtet.

Auf Gletscherschliffe stiess ich bei meinen Aufnahmen vielerorts, so am Ostufer des Davosersees (Silvrettagneis), an der Ostabdachung der Weissfluh (Hauptdolomit) und beim Totalpsee (auf Serpentin). Auf der Nordseite der Casannaspitze wies eine ungefähr 25 m lange Felsschulter mit Gefälle gegen den Berg (infolge Rutschung?) Gletscherschliff auf.

Ein kleines Gletscherchen zielt heute noch den sanft abfallenden Weissfuhrücken, es lässt sich somit die Schneegrenze in unserem Gebiet recht genau bestimmen, sie liegt in 2800 m Höhe (Sonnseite).

Wie im Frühjahr bei der Schneeschmelze die Lawinen in den Alpen niederfahren, so stürzten während des Rückzuges der eiszeitlichen Gletscher vielerorts mächtige Felsmassen zu Tal. Zwei Beispiele solcher Bergstürze aus dem Gebiete von Klosters sowie zwei aus dem obersten Talstück der Plessur seien hier kurz besprochen.

1. Der Cotschna-Bergsturz bei Klosters.

Wer von Klosters-Brücke einen Spaziergang nach Cavadürli und von dort nach Ried unternimmt, wandert durch ein von Wald überwachsenes, das ganze Zugwaldgebiet umfassendes Blockmeer. Die mächtigen Schuttmassen stammen samt und sonders von der Cotschna. Als Abbruchnische derselben kommt nur der Felszug von Punkt 2131 (Kälbertschuggen) zum Gipskilchle unter der Cotschna in Betracht. Die leichte Terrassierung („Hinter dem Zug“, Tschesboden, Cavadürli) und stellenweise Versumpfung des Geländes lässt schon auf die Bergsturz Natur des ganzen Revieres schliessen. Als häufigste Trümmer seien erwähnt Hauptdolomit und jüngere Breccien, daneben finden sich alle höher oben am Berg anstehenden Felsarten auch vor. Tektonische Momente sind wohl in hohem Masse für diesen Bergsturz verantwortlich zu machen, so das am Cotschnagrät plötzlich einsetzende Nordfallen, möglicherweise auch heute nicht mehr sichtbare Brüche, die mit dem hier herrschenden periklinalen Gefälle im Zusammenhange stehen. Die ziemlich mächtige Gipschicht vom Gipskilchle spielte wohl auch eine mehr oder minder grosse Rolle (Gipstrichter oberhalb dieser Örtlichkeit!). Dem Alter nach muss der Cotschnabergsturz als spätglazial bezeichnet werden, er ist jünger als Riss, älter als Daun. Von Leusücken (S Selfranga) bis unterhalb der Eisenbahnbrücke beim Bahnhof Klosters liegen seine Trümmer nämlich auf Moräne. In der Abbruchnische blieb ein Rest von Daunmoränenschutt kleben, das eiszeitliche Alter des Sturzes ist somit sichergestellt.

Mächtige meterweit klaffende Spalten durchziehen den Cotschnagrät in E-W-Richtung; an ihnen werden sich mit der Zeit grössere und kleinere Trümmermassen ablösen, um ins Zugwaldgebiet niederzugehen.

2. Der Bergsturz von Drusatscha-Klosters (Volumen $\frac{1}{2}$ km³).

Derselbe fand im tektonischen Teil (S. 66) schon Erwähnung, es sei hier deshalb nur noch das Allerwichtigste nachgetragen. Die Trümmermassen dieses Bergsturzes bilden den ganzen Hügel von Drusatscha und erfüllen das alte Landquarttal von Unterlaret bis Selfranga hinunter. Ein ganzer Berg fuhr hier aus dem Totalpgebiet zu Tal und staute das Landwasser weit flussaufwärts

(im heutigen Sinne flussabwärts). Der Davosersee ist der Rest eines damals entstandenen grossen Staubeckens, welches durch die Alluvionen des Flüela- und Dischmabaches zuerst wohl in mehrere Teilbecken getrennt und später bis auf den heute noch erhalten gebliebenen See zugeschüttet wurde. Das Trümmergebiet selbst ist reich an kleinen und kleinsten stehenden Gewässern; ich erwähne die Tümpel auf Drusatscha, den Schwarzsee mit den benachbarten Torffeldern und den Klosterser Fischweiher („Beim Weiher“). Der Mönchalpbach und sein Zufluss, der Lareterbach, mögen wohl früher da und dort ihren Lauf geändert haben, alte Rinnsale derselben finden sich mehrerenorts, so eines hinter dem Schiessplatz S Selfranga (epigenetische Schlucht), durch ein anderes führt heute ein Strässchen von Leusücken über Selfranga nach Klosters-Bad hinunter, zeitweilig floss das Wasser auch direkt ins Dogjeloeh. In spätern Zeiten schuf sich der Mönchalpbach beim Schiessplatz und am Mariastein eine natürliche Verbauung in Form zweier Felsschwellen. Den alten Landwassertalgrund erreicht der Wildbach heutzutage noch nirgends. Bei Selfranga findet sich Bergsturzmaterial mit Silvrettamoräne (Gneise) vermischt. Ich erhielt dort den Eindruck, der Serpentschuttstrom sei an den (im Rückzug befindlichen) Gletscher gefahren und an dessen Seitenmoräne, die zwischen Aeuja und Klosters-Bad noch gut erhalten ist (Karte!), gebremst worden. Nirgends fand sich sonst diluviales Geschiebe auf der Schuttmasse vor, selten einmal vorhandene Dolomit- und Gneisblöcke (Wald E Station Laret) sind wohl als Bergsturzmaterial zu betrachten. Merkwürdigerweise konnte ich nirgends eine Überlagerung von Cotschna- durch Totalpalmaterial oder das Gegenteil beobachten. Die beiden Stürze sind vielleicht gleichaltrig (Würmzeit).

Mylius (38) gebührt das Verdienst, die Bergsturnatur der zwischen Wolfgang und Klosters lagernden Serpentschuttmasse zuerst erkannt zu haben, *Jennings* (27, 28, 29) spricht immer nur von Moräne.

3. Der Bergsturz von Sonnenrüti.

Diesen Bergsturz müssen wir schon allein aus dem Grunde als das Muster eines solchen bezeichnen, weil jeder Geologe, der mit der Chur-Arosabahn von Langwies nach Litzirüti fährt, vom Wagenfenster aus die Unter- und Überlagerung der Trümmermasse durch mächtige Moränenschichten beobachten kann. Der obere Abbruchrand des Abrutschgebietes wird gebildet durch eine Wand von Hauptdolomit und Liaskalk (Übergang), die sich in ungefähr 1680—1700 m Höhe hinter dem „soppigen Boden“ (Skizze Fig. 2) und dem kleinen Wasserbecken in der Witi (Siegfriedkarte) durch den Wald hinzieht. Alle Schichten im Liegenden (Profil Fig. 2) sind losgebrochen und abgestürzt, Diabas, Dolomit und andere Gesteine. Der ganze malerische Weiler Sonnenrüti liegt auf diesen Sturzmassen. Noch über der Bahnlinie auf der heutigen linken Talflanke trifft man auf bunte, spätige Liasbreccien, die von der gegenüberliegenden Seite herkommen. Ein riesiger, am rechten Flussufer liegender, etwa 25 m hoher Klotz von rotem Hornstein fällt schon von weitem auf. Dieses Vorkommen lässt uns einigermassen begreifen, wie *Theobald* dazukam, das ganze Gelände als anstehend zu betrachten (den Diabas bezeichnete er als Diorit). Unmittelbar oberhalb der Einmündungsstelle des Bühlbaches in die Plessur liegt mehr oder weniger in Zusammenhang gebliebenes Bergsturzmaterial, wie oben schon angeführt, zwischen ältere und jüngere Moräne eingebettet. Für weniger wahrscheinlich halte ich, dass die Sturzmasse mitsamt auflagerndem diluvialen Schutt abgefahren sei, dass also die beiden Moränen gleichaltrig seien. Dies trifft zu für den nächsten zu beschreibenden „Fall“.

4. Der Furkaalp-Bergsturz.

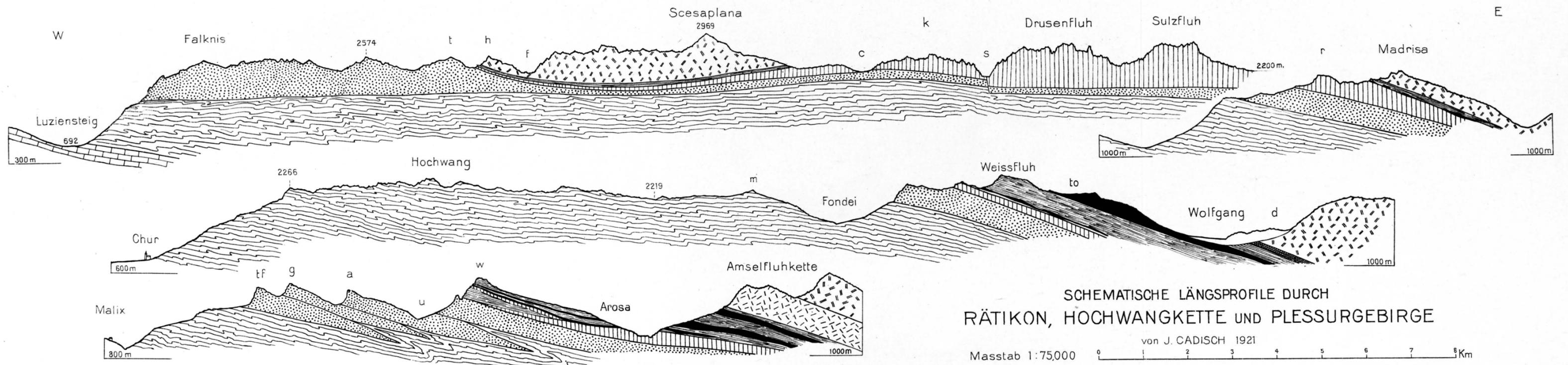
So nenne ich diesen Bergsturz, weil beinahe das ganze zur Furkaalp gehörige Gelände auf seinem Rücken liegt. Die Flanken der Schuttmasse werden begrenzt: im Norden durch die Linie Weissbach—Waldrücken N Grünseeli, im Süden durch die Linie Islastausee, Südufer—Furkahorn, Westgrat. Der obere Rand der Abbruchnische liegt am Furkahorn, er bildet gleichsam die Einfassung des „Gerisels“ mit seinen abgerutschten Felsmassen und kolossalen Schutthalden.

Am rechten Ufer des Islakeckens kam in den Jahren 1918 und 1919 bei Schürfungen unter

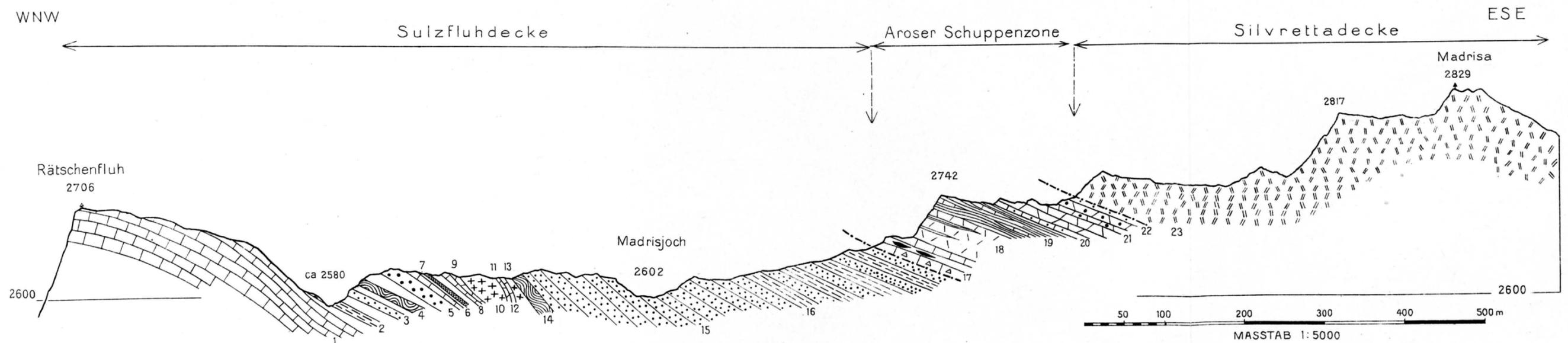
der mitabgestürzten Moräne in Blöcke aufgelöster Schieferfels (Mesozoikum der Aroslerzone) zum Vorschein; aus ebendemselben Material besteht das rechte Plessurufer unterhalb des Staues. Der Weg von hier zum Arosler Kraftwerk hinunter führt an einem 150 m hohen Schuttanriss in völlig verruscheltem, malachitgrünem Serpentin (an der Basis etwas Dolomit) vorbei. Der wasserreiche Weissbach, welcher wenige Minuten weiter talauswärts in die Plessur sich ergiesst, entspringt in 1665 m Höhe, er fliesst dem Rande der Sturzmasse entlang und legt somit einen Weg von nur 500 m zurück.

In aller Kürze mag noch einiges angeführt werden über die Lawinen und „Rüfenen“ (Murgänge) der Weissfluhgruppe. Die Langwieser wissen viel zu erzählen von Lawinen, die am Eingang ins Fondeital und bei Sapün niedergingen. Von der Cotschna führen dieselben in frühern Zeiten mehrmals durch den „Zug“ über die Landquart, so auch am 25. Januar 1689¹⁾. Am selben Tage zerstörte eine vom Meyerhoferberg bei Davos herunterkommende Lawine acht Häuser und eine Mühle und tötete dreizehn Personen. Das Unglück vom 27. April 1917, an welchem Tage ein in voller Fahrt befindlicher Zug der rätschen Bahn bei Höhwald am Davosersee von einer Lawine aus dem Seehorngebiet ergriffen wurde, ist wohl noch in jedermanns Erinnerung. Die Davoser Lawinenkatastrophe vom 23. Dezember dieses Jahres (1919) hat gezeigt, dass die Gefahr in diesem Geländestrich auch heute noch in unvermindertem Masse weiterbesteht. Weit weniger gross als der Lawinenschaden ist der Schaden angerichtet durch die Wildbäche unseres Gebietes, zumal demselben durch Verbauungen viel leichter entgegengearbeitet werden kann. Als schlimmster unter diesen Gesellen ist hier wohl der Mönchalpbach zu nennen, der den Klostersern schon viel zu denken und zu tun gegeben hat. Auch die Wasser der Westflanke des Davosertales schwellen oft in kurzer Zeit zu reissenden Sturzbächen an. Landammann *Valär* (97) zählt anno 1806 einige derselben auf: „Die vornehmsten (Töbel) sind: 1. das Persenner Tobel im obern Laret (Stützbach der Siegfriedkarte), 2. ein zwar kleines, aber oft gefährliches Tobel im Seewerberg, ob dem Dörfli (Dorfbach der Karte), 3. das grosse Scheyentobel (Schiatobel).“

¹⁾ Chronik des *Joos Marugg* in Klosters: „Weiter ist von Gotschna eine Lauwena über die Landquart gange.“ (92).

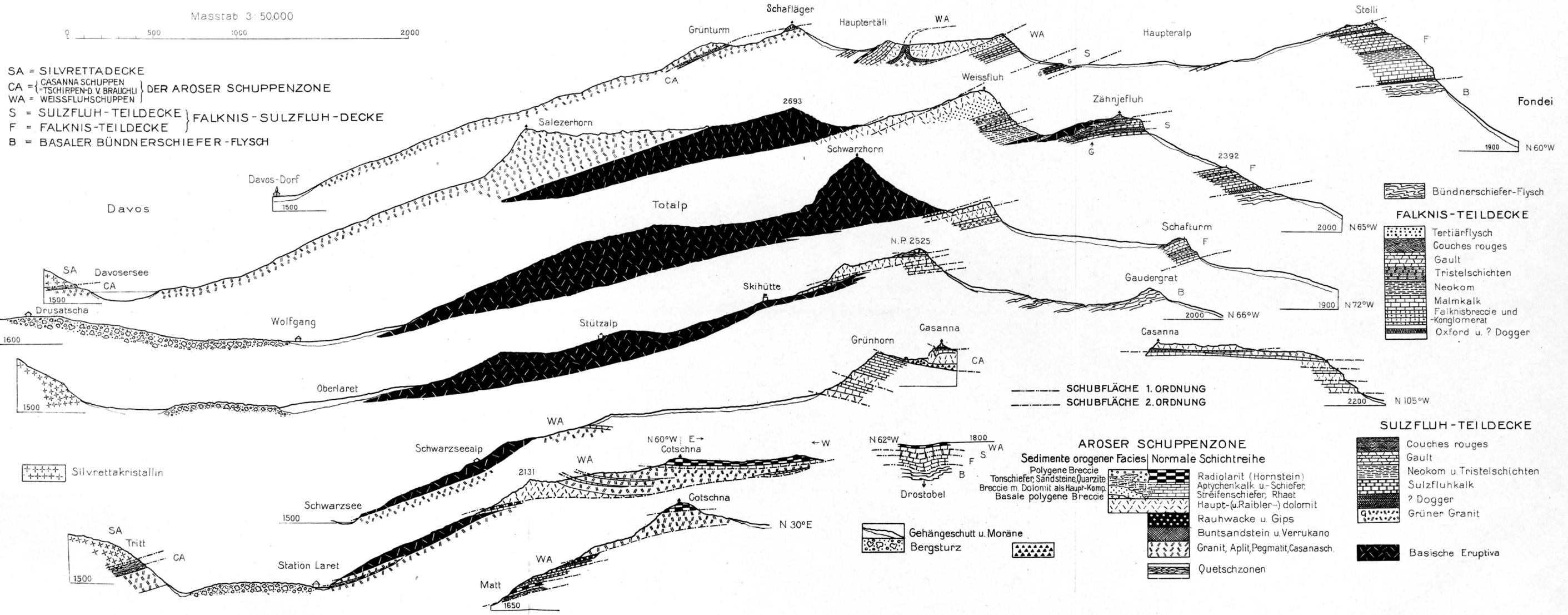


a = Alpstein. c = Cavelljoch. d = Drusatscha. f = Kleine Furka. g = Gürgaletsch. h = Hornspitz. k = Kirchlispitzen. m = Mattlishorn. r = Rätschenfluh. s = Schweizertor. t = Tschingel. tf = Täliflüh. to = Totalp. u = Urdenal. w = Aroscher Weisshorn.



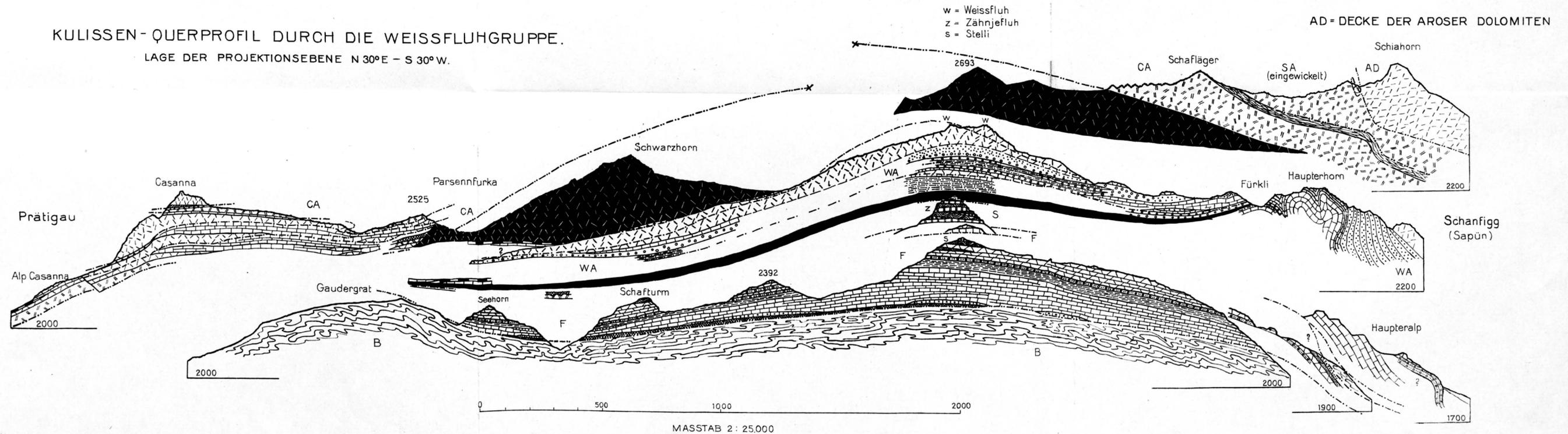
LÄNGSPROFILE DURCH DIE WEISSFLUHGRUPPE

Masstab 3: 50,000



KULISSEN-QUERPROFIL DURCH DIE WEISSFLUHGRUPPE.

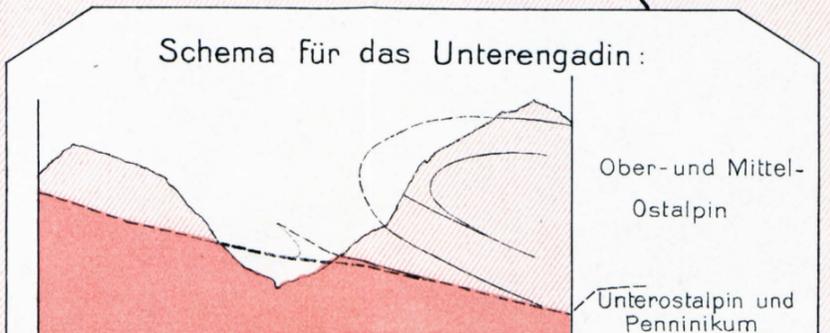
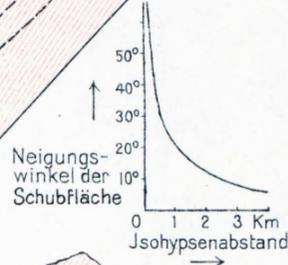
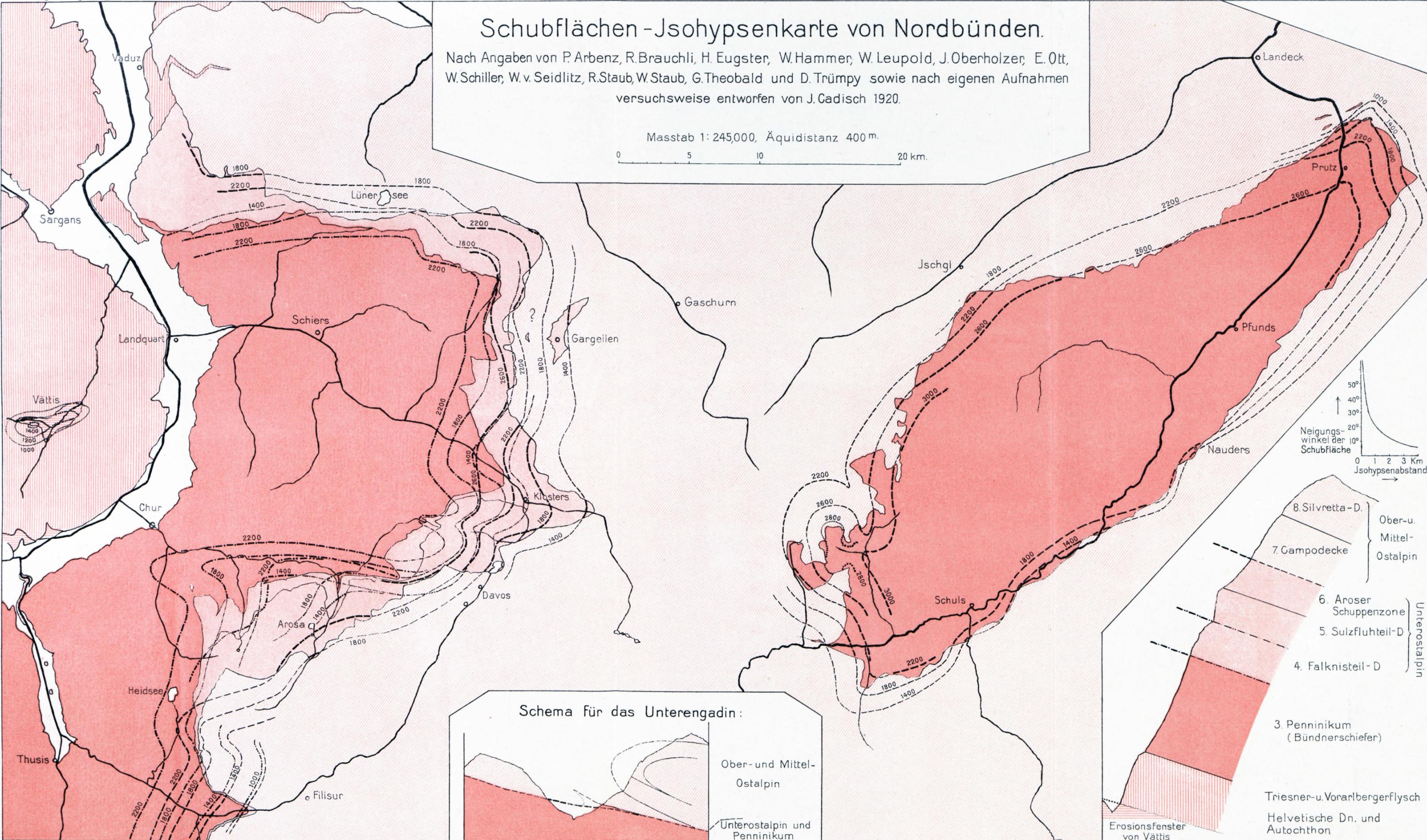
LAGE DER PROJEKTIONSEBENE N 30° E - S 30° W.



Schubflächen - Isohypsenkarte von Nordbünden.

Nach Angaben von P. Arbenz, R. Brauchli, H. Eugster, W. Hammer, W. Leupold, J. Oberholzer, E. Ott, W. Schiller, W. v. Seidlitz, R. Staub, W. Staub, G. Theobald und D. Trümpy sowie nach eigenen Aufnahmen versuchsweise entworfen von J. Cadisch 1920.

Masstab 1:245,000, Äquidistanz 400 m.



- 8. Silvretta-D.
 - 7. Campodecke
 - 6. Aroser Schuppenzone
 - 5. Sulzfluhteil-D
 - 4. Falknisteil-D
 - 3. Penninikum (Bündnerschiefer)
 - Triesner-u. Vorarlbergerflysch
 - Helvetische Dn. und Autochthon
- Ober- u. Mittel-Ostalpin
Unterostalpin
Erosionsfenster von Vättis