

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

VII. Abteilung

Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide
(Graubünden)

Mit 5 Textfiguren und 2 Tafeln

Von

Theodor Glaser †

(Ausgegeben im Februar 1926)

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.
1926

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

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

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

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

Für den Druck wurde folgender Plan angenommen:

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

Im März 1921 konnte mit dem Drucke begonnen werden; Blatt A der Karte ist 1922, Blatt C 1924 erschienen; Blatt E und F werden 1926 fertig.

* * *

Die vorliegende siebente Abteilung der Texte wurde von Dr. *Th. Glaser* der Kommission am 25. Februar 1922 vorgelegt und zum Druck angenommen. Das druckfertige Manuskript ist im März 1922 eingegangen.

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

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

* * *

Zu unserm grossen Leide hat Herr Dr. *Th. Glaser* noch vor dem völligen Abschluss dieser Arbeit auf einer Bergtour an der Belledonne (Dauphiné) durch Absturz den Tod gefunden. Er war im Begriffe, seine begonnenen Aufnahmen in den Flysch- und Bündnerschiefergebieten der Stätzerhornkette zu vervollständigen und abzuschliessen. Mit der Drucklegung der vorliegenden Arbeit konnte erst mit einiger Verzögerung begonnen werden. Die Korrekturen wurden von dem Freund des Verstorbenen, Herrn Dr. *J. Cadisch*, besorgt, der dem Text einen Anhang mit Ergänzungen beigelegt hat.

Zürich, den 15. Januar 1926.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

Vorwort des Verfassers.

Die vorliegende Arbeit wurde 1920/21 im geologischen Institut der Universität Bern auf Anregung von Herrn Prof. *P. Arbenz* ausgeführt. Den Feldaufnahmen wurden zirka 130 Tage in den Sommermonaten 1920/21 gewidmet.

Ich bin meinem verehrten Lehrer für das interessante Thema und für die vielen wertvollen Anregungen und Ratschläge zu grossem Dank verpflichtet. Er begleitete mich auf mehreren Exkursionen in meinem Untersuchungsgebiet und half mir in reichlichem Masse bei der Redaktion des Textes.

Das Ziel der Arbeit war ursprünglich eine Bearbeitung der Bergstürze der Lenzerheide. Diese führten mich auf das Problem der rückläufigen Terrassen. Dadurch ergab sich die Notwendigkeit, mein Untersuchungsgebiet im S bis an die Albula auszudehnen. Im Sommer 1921 wurden auch die geologischen Verhältnisse der Gegend, sowohl der Flyschregion der Heide wie der Triasschuppen im Albulatal, eingehend untersucht.

Als Grundlage für meine Beobachtungen diente eine photographische Vergrösserung der Siegfriedkarte im Massstab 1 : 10,000.

Bern, Februar 1922.

Th. Glaser.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort</i>	III	C. Gletscher und Moränen	25
<i>Literaturverzeichnis</i>	V	<i>a)</i> Talgletscher	25
		<i>b)</i> Lokalgletscher	27
		D. Diluviale Epigenesen	28
		1. Heidbach.	28
		2. Albula	30
		<i>III. Teil. Die Bergstürze der Lenzerheide.</i>	
<i>I. Teil. Geologie der Lenzerheide.</i>		A. Historisches und Überblick	33
A. Historische Einleitung	1	Historisches	33
B. Verlauf der stratigraphischen Horizonte des Flysches	5	Übersicht, Herkunft	34
1. Ruchbergsandstein.	5	B. Die einzelnen Bergstürze	38
2. Stätzerhorn (Äbigratschichten)	8	1. Der grosse Bergsturz von Parpan	39
3. Heidbühlbreccie	9	2. Der Bergsturz von Schaingels	44
4. Faulenberg-Wittitobel	10	3. Der Muttbergsturz	46
5. Faulenberg-W-Hang	10	4. Abstürze von Sanaspans-Cresta Stgoira	47
6. Scalottas-Crap la Pala	11	5. Absackungen im Gebiet der Bündnerschiefer	47
7. Die obere Grenze des Flysches östlich der Lenzerheide	12	C. Allgemeines und Zusammenfassung	49
8. Vergleich zwischen Lagerung der E- und W-Seite	13	Die Erscheinungen der Oberfläche	49
C. Resultate	13	Erscheinungen am Rande des Trümmerstromes	50
		Trümmer der Oberfläche und innere Struktur	50
		Quellen und Entwässerung	51
		Bergsturz und Moränen; Alter der Bergstürze	54
		Zusammenfassung	55
		Nachtrag von J. Cadisch (12. Dezember 1925).	
<i>II. Teil. Morphologie der Lenzerheide und Umgebung.</i>		1. Die Grenze zwischen Prättigauflysch und Meso- zoikum der Aroserzone am Lenzerhorn	55
Einleitung	15	2. Die Nivaiglserie bei Tiefenkastral	56
A. Allgemeine Lage der Lenzerheide	15	3. Der Bau der Margnadecke in der Umgebung von Tiefenkastral	57
B. Terrassen	17		
<i>a)</i> Terrassen auf der E-Seite	18		
<i>b)</i> Terrassen der W-Seite.	21		
<i>c)</i> Zusammenfassung.	23		
<i>d)</i> Zusammenhang mit angrenzenden Gebieten	24		
<i>e)</i> Resultate	24		

Literaturverzeichnis.

1. *Aeppli, A.* Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 4. 1894.
2. *Arbenz, P.*, und *Staub, W.* Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, S. 23. 1910.
3. *Arbenz, P.* Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1 : 50,000. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 55. 1911.
4. *Arbenz, P.* Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, Bd. 58, S. 15—34. 1913.
5. *Arbenz, P.* Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. in die Obwaldneralpen. Ecl. geol. Helv., XII, S. 689—721 (Bergsturz von Engelberg, S. 713). 1913.
6. *Arbenz, P.* Geologische Karte der Urirotstockgruppe 1 : 50,000. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 84. 1918.
7. *Argand, E.* Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. Bull. soc. vaud., XLVIII. 1912.
8. *Baltzer, A.* Über Bergstürze in den Alpen. Zürich 1875.
9. *Beck, P.* Das Substratum der medianen Präalpen und die Beziehung zu den Habkern- und Bündnerdecken. Ecl. geol. Helv., XI, S. 736. 1912.
10. *Beck, P.* Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv., XVI, S. 139. 1921.
11. *Bodmer.* Terrassen und Talstufen in der Schweiz. Diss. Zürich 1880.
12. *Brauchli, R.* Zur Geologie des südwestlichen Plessurgebietes. Jahrb. d. philos. Fakultät II d. Univ. Bern. Bd. I, S. 8 (Auszug). 1921.
13. *Brauchli, R.* Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 49, II. Abt (Geologie von Mittelbünden, II. Abt.). 1921.
14. *Braun.* Über Flussterrassen. Petermanns Mitt. 1907.
15. *Buxtorf, A.* Aus der Talgeschichte der Via Mala. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich (Heimfestschrift). 1919.
16. *Cadisch, J.*, *Leupold, W.*, *Eugster, H.*, *Brauchli, R.* Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (vorläufige Mitteilung). Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich (Heimfestschrift). 1919.
17. *Cadisch, J.* Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 49, I. Abt. (Geologie von Mittelbünden, I. Abt.). 1921.
18. *Diener, C.* Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. d. kais. Ak. d. Wissenschaften, math.-naturw. Klasse, Bd. XCVII. 1888.
19. *Diener, C.* Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.
20. *Engler.* Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. 1919.
21. *Escher, A.*, und *Studer, B.* Geologische Beschreibung von Mittelbünden. Neue Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges., Bd. III, S. 1—128. 1839.
22. *Escher, A.*, und *Studer, B.* Geologische Karte der Schweiz. 1853.
23. *Früh, J.* Über Form und Grösse der glazialen Erosion. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges., Zürich 1903.
24. *Früh, J.* Die Entstehung des Rheintales und seiner Formen. Jahresber. d. naturf. Ges. St. Gallen. 1904.
25. *Gogarten, E.* Über alpine Randseen und Erosionsterrassen. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 165. 1910.
26. *Gümbel, C. W. v.* Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. 31. Jahrg. 1888.
27. *Heim, Alb.* Über die Talstufen und Terrassen in den Alpentälern. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1878.

28. *Heim, Alb.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
29. *Heim, Alb.* Über die Erosion im Gebiet der Reuss. Jahrbuch S. A. C., Bd. XIV. 1878/79.
30. *Heim, Alb.* Der Bergsturz von Elm. Denkschrift von E. Buss und Alb. Heim. 1881.
31. *Heim, Alb.* Über Bergstürze. Neujahrsblatt d. naturf. Ges. Zürich. 1882.
32. *Heim, Alb.* Der alte Bergsturz von Flims. Jahrbuch S. A. C. 1883.
33. *Heim, Alb.* Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. Lfg. 25, S. 251 bis 343 und 421—479. 1891.
34. *Heim, Alb.* Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1894.
35. *Heim, Alb.* Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1895. Neujahrsblatt d. naturf. Ges. Zürich. 1895.
36. *Heim, Alb.* Geologie der Schweiz. Leipzig 1918—1921.
37. *Heim, Alb.* Das Gewicht der Berge. Jahrbuch S. A. C., Bd. LIII, S. 179. 1918.
- 37 a. *Heim, Alb.* Geologie der Schweiz. 2 Bände, Leipzig 1919—1922.
38. *Heydweiller, E.* Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. Ecl. geol. Helv., XV, S. 149. 1918.
39. *Hess, H.* Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschrift für Gletscherkunde, II, S. 321. 1908.
40. *Hoek, H.* Das zentrale Plessurgebirge (mit geologischer Karte). Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 16. Bd., S. 367. 1906.
41. *Hug, J.* Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Annalen d. schweiz. Landeshydrographie, III. 1918.
42. *Jegerlehner, J.* Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Beitr. z. Geophysik, V. 1903.
43. *Keilhack, K.* Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1917.
44. *Lautensach, H.* Über alpine Randseen und Erosionsterrassen. Petermanns Mitt. 1911.
45. *Lorenz, Th.* Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Der südliche Rhätikon. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. Br., XII. 1901.
46. *Löwl, Frdn.* Über den Terrassenbau der Alpentäler. Petermanns Mitt. 1882.
47. *Ludwig, A.* Über Talbildung in den Alpen und im Vorland. Jahrbuch S. A. C., Bd. LIII, S. 225. 1918.
48. *Ludwig, A.* Über die Vorgänge bei der Talbildung. Ecl. geol. Helv., XII, S. 245. 1912.
49. *Lugeon, M.* La loi de la formation des vallées transversales des Alpes occidentales. Bull. soc. vaud. sc. nat. 1897. (In «Leçon d'ouverture du cours de Géogr. phys.».)
50. *Lugeon, M.* Anciens thalwegs de l'Aar dans le Kirchet près de Meiringen. Ecl. geol. Helv., VI, S. 496. 1900.
- 50 a. *Lugeon, M.* Les anciens cours de l'Aar, près de Meiringen (Suisse). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 131, p. 810 à 812. 1900.
51. *Lugeon, M.* Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Annales de Géogr., X. 1901.
52. *Meyer, H. L. F., und Welter, O.* Zur Geologie des südlichen Graubündens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Monatsber., S. 65. 1910.
53. *Mojsisovics, Ed. v.* Über die Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Zeitschr. d. deutsch. Alpenvereins, Bd. IV, S. 8—18. 1873.
54. *Mühlberg, F.* Mutmasslicher Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. Verh. d. schweiz. naturf. Ges. 1907, S. 91.
55. *Nägeli, H.* Die postglazialen-prähistorischen Biaschina-Bergstürze. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1920.
56. *Nussbaum, F.* Über die Talbildung in den Alpen. Jahrbuch S. A. C., Bd. LI, S. 135. 1916.
57. *Nussbaum, F.* Die Täler der Schweizeralpen. Wissensch. Mitt. d. schweiz. alpinen Museums. Bern 1910.
58. *Oberholzer, J.* Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 9. 1900.
- 58 a. *Ott, E.* Zur Geologie der westlichen Berggipfelerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa) im Oberhalbstein (etc.). Jahrb. Phil. Fak. II d. Univ. Bern, II, S. 113. 1922.
59. *Penk, A.* Talbildung in den Alpen. Mitt. d. deutsch-österr. Alpenvereins. 1885.
60. *Penk, A., und Brückner, E.* Die Alpen im Eiszeitalter. 1908—09.
61. *Pivovarov, A.* Über Maximalböschung trockener Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1903.

62. *Richter, E.* Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 132. 1900.
63. *Rothpletz, A.* Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 35, S. 134. 1883.
64. *Rothpletz, A.* Über das Alter der Bündner Schiefer. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1895.
65. *Rothpletz, A.* Über die Entstehung des Rheintales oberhalb des Bodensees. Verein der Ges. d. Bodensees. 29. Heft, S. 36. 1900.
66. *Rothpletz, A.* Geologische Alpenforschung: I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. München 1900.
67. *Rütimeyer, L.* Über Thal- und Seebildung. Basel 1869.
68. *Salis, F. v.* Notanden über erratische Erscheinungen im Rheingebiet. Jahrb. S. A. C., S. 457—464. 1874/75.
69. *Schwinner, R.* Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Mitt. d. geol. Ges. Wien, V, 1912, S. 128.
70. *Simonet.* Geschichte der politischen Gemeinde Obervaz. Ingenbohl 1915.
71. *Staff, H. von.* Morphogenie der Präglaziallandschaft. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXIV. 1912.
72. *Staub, R.* Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen (mit tekt. Karte 1 : 250,000). Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 46, 1. Abt. 1916.
73. *Staub, R.* Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. geol. Helv., XV, S. 492—501. 1920.
74. *Staub, R.* Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1917.
75. *Staub, R.* Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 46, III. Abt. 1917.
76. *Staub, R.* Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich (Heimfestschrift), 1919, S. 295.
77. *Staub, R., und Cadisch, J.* Zur Tektonik des Unterengadiner-Fensters. Ecl. geol. Helv., XVI, S. 223. 1921.
78. *Steinmann, G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. 1. Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. IX, S. 245. 1895.
79. *Steinmann, G.* Geologische Beobachtungen etc. (Fortsetzung und Schluss). Ebd. Bd. X, S. 215.
80. *Studer, B.* Geologie der Schweiz. 1851—53.
81. *Supan, G.* Studien über die Thalbildungen des östlichen Graubündens und der Tiroler Zentralalpen. Mitt. d. geogr. Ges. Wien. 1877.
82. *Tarnuzzer, Chr.* Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan. Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens (Kantonsschulprogramm 1897/98). 1898.
83. *Theobald, G.* Zur Kenntnis des Bündnerschiefers (mit 1 Tafel). Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens, V, S. 23. 1860.
84. *Theobald, G.* Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Lfg. 2, 1863.
85. *Theobald, G.* Blatt XV der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100,000. 1864.
86. *Trümpy.* Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. 46, II. Abt. 1916.
87. *Turnau, V.* Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. Mitt. d. naturf. Ges. Bern. 1906.
88. *Welter, O.* Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helv., X, S. 394. 1909.
89. *Zyndel, F.* Über die Tektonik von Mittelbünden. Ecl. geol. Helv., XI, S. 294. 1910.
90. *Zyndel, F.* Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., Lfg. 41. 1912.
91. *Zyndel, F.* Kurze Mitteilung über die Bündnerschiefer-Region des Schams und Avers. Ecl. geol. Helv., XII, S. 498. 1913.

Als Auszug der vorliegenden Arbeit ist erschienen:

92. *Glaser, Theodor.* Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II. d. Univ. Bern, II, S. 89—99. 1922.

Ergänzungen

(zum Nachtrag von J. Cadisch).

93. *Cadisch, J.* Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1926.
 94. *Kopp, J.* Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. Ecl. geol. Helv., XIX, Nr. 1, 1925.
 95. *Ott, E.* Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F., Lfg. II, 5. Abt., 1925.
 96. *Staub, R.* Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. min.-petrogr. Mitt. 1922.
 97. *Staub, R.* Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. N. F., Lfg. 52. 1924.
 98. *Staub, R.* Geologische Karte des Avers. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 97. Probedruck vorgelegt an der Jahresversammlung der Schweiz. naturf. Ges. in Luzern 1924, erscheint 1926.
 99. *Wilhelm, O.* Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera), Graubünden. Zeitschr. für prakt. Geologie, 30. Jahrg. 1922.
-

I. Teil.

Geologie der Lenzerheide.

A. Historische Einleitung.

Ein historischer Überblick über die geologische Forschung im Gebiet der Lenzerheide führt uns mitten hinein in die Diskussion über die Bündnerschieferfrage. Schon die ersten Geologen, *H. C. Escher*, *L. v. Buch*, die sich mit der geologischen Beschaffenheit von Mittelbünden abgaben, stiessen auf die riesigen Komplexe von Ton-Mergel-Kalkschiefer, Sandkalken und Sandsteinen, die das Innere der Alpen vom Unterengadin und Prättigau durch Mittelbünden bis ins Wallis und Briançonnais durchziehen. Im Laufe der Jahre entstand eine reiche Literatur über diese Bündnerschiefer. Man gab lithologische Beschreibungen, suchte über die Tektonik ins klare zu kommen und versuchte vor allem den Bündnerschiefer nach seinem Alter zu klassifizieren. Einen kurzen Überblick über den heutigen Stand der Bündnerschieferfrage gibt *Alb. Heim* in der «Geologie der Schweiz», II. Bd., S. 494 ff. Ich beschränke mich auf die wichtigsten Daten, um dann besonders die neuesten Untersuchungen, die speziell unser Gebiet betreffen, eingehend zu erwähnen.

B. Studer verglich 1836 den Bündnerschiefer des Prättigau mit dem Glarnerflysch und stellte ihm in die Kreide. 1838 kommt *Arnold Escher* zur selben Ansicht. Die übrige westliche Schiefermasse wird als jurassische Schiefer angesehen, auf Grund der Funde von Belemniten und Pentaeriniten. In der *Carte géologique de la Suisse 1 : 760,000 (2^e édition)* von *Studer* und *Escher* wird das ganze Bündnerschiefergebiet, einschliesslich Prättigau, einheitlich als «Schiste gris» kartiert. Durch die Bestimmung von tertiären Chondriten im Prättigauschiefer wurde aber *Studer* vom eocänen Alter dieses östlichsten Schieferkomplexes überzeugt. *Studer* kommt deshalb 1851 in der «Geologie der Schweiz», Bd. I, S. 379, zum Schluss, dass irgendwo eine Grenze zwischen dem Flysch, d. h. den Fucoiden enthaltenden Prättigauschiefern im E, und dem jurassischen, vorwiegend liasischen Bündnerschiefer des W bestehen müsse. Die Schiefer der Hochwangkette, zwischen dem Schanfigg und Prättigau erscheinen ihm noch als wahre Flyschschiefer. Oberhalb Parpan aber erkennt er Schiefer, die sicher älter als Eocän sind. *Studer* setzt also die Möglichkeit einer Grenze zwischen Flysch und Bündnerschiefer voraus, konnte sie aber nicht ziehen.

Gümbel, *Diener*, *Rothpletz* und andere hielten die Hauptmasse der Bündnerschiefer für paläozoisch. Überzeugende paläontologische Gründe konnten dafür aus begrifflichen Gründen nicht gegeben werden; es wurde vielmehr mit lithologischen Vergleichen argumentiert, die aber nicht massgebend sein konnten. Immerhin hatten auch diese Autoren aus der grossen Schiefermasse ein Glied ausgeschieden und als eocänen Flysch angesehen, und zwar fussend auf den Fucoidenfunden *Heers* im Prättigau.

Während *Studer* nicht wagte, eine Grenze zwischen Flysch und den ältern Bündnerschiefern zu ziehen, glaubten *Heer*, *Mojsisovics*, *Diener* weniger vorsichtig sein zu müssen. Sie nahmen willkürliche Grenzen an. Bei *Heer* (Urwelt der Schweiz, Karte) muss die Erosionsfurche der Plessur erhalten. *Diener* (19) bezeichnet auch noch die Bündnerschiefergruppe des Stätzerhorns als eine Bucht des Flyschsenkungsfeldes und zeichnet ringsum einen Senkungsrand ein.

Theobald kartierte den Bündnerschiefer durchwegs übereinstimmend. Er unterschied die grauen Schiefer *Studers*, rechnet dazu die Schiefer im W und im E und verfolgt einzig die darin auftretenden kalkigen Horizonte, die er als kalkige Bündnerschiefer ausscheidet. Die Fucoiden des Prättigau sind ihm nicht beweisend für eocänes Alter. Er betont, dass sich im Gesteinscharakter der Prättigauschiefer und der Schiefer des Stätzerhorns und Faulenberg kein Unterschied ergibt. Hier findet er

aber Belemniten. «Kurz unter dem Malixerfaulhorn stehen nackte Schieferplatten an, und auf deren verwitterten Flächen findet sich eine ziemliche Anzahl Belemniten, stark auseinandergezogen und verdrückt durch die metamorphische Dehnung des Gesteins, jedoch als Belemniten wohl erkennbar» (84, 148). In den Steintrümmern unter dem Stätzerhorn findet er einige gryphitenähnliche Muscheln. Die *Theobalds*chen Belemniten des Faulenberges finden sich im Churer Museum; Untersuchungen haben endgültig ergeben, dass es sich dabei nicht um Petrefakten handelt; es sind Konkretionen von Calcit, die Belemniten vortäuschen. Ganz entsprechende Formen finden sich noch an andern Stellen des Stätzerhorngrates. *Theobalds* Beweis für das liasische Alter dieser Schiefer fällt also dahin.

Heim (33) geht noch 1891 völlig einig mit *Theobald*. Er vertritt entschieden das liasische Alter der Bündnerschiefer Westbündens, hierin übereinstimmend mit *Escher*, *Studer* und *Theobald*. Aus den verschiedenen Gebieten der westbündnerischen Schiefer, aus deren tiefsten und höchsten Lagen waren nach und nach sichere liasische Belemniten gefunden worden, neben liasischen Gryphaeen, Cardinien u. a. *Heim* erwähnt ferner die Pentacrinitenbreccie und macht in diesem Zusammenhang aufmerksam, dass die Soliskalke diesen Pentacrinitenbreccien gleichen. «Im Gegensatz zu den vielen liasischen Petrefakten im Bündnerschiefergebiet haben die Anwölfe des paläozoischen Alters der Bündnerschiefer noch niemals auch nur die leiseste Spur eines paläozoischen Petrefaktes namhaft machen können» (33, 308). Auch die Schiefer des Prättigaus rechnet *Heim* mit *Theobald* zum Lias. Er glaubt nicht, dass man sicher tertiäre und liasische Fucoiden voneinander unterscheiden könne, und kommt zu folgendem Schluss: «Ich bleibe an der Schwierigkeit hängen, eine Grenze zu finden zwischen den liasischen Bündnerschiefern vom Blatt XIV, die ich kenne, und den angeblich eocänen des Prättigaus. Alles ist ein einheitliches Ganzes von unterjurassischem Alter, das durch keine der Theorien zuliebe erfundenen Künste in drei verschiedene Dinge zerlegt werden kann» (S. 308).

Für den W wird *Heims* Ansicht wohl stets Geltung behalten: Der tiefere Bündnerschiefer, der die Hauptmasse im S und im SW Graubündens, im Tessin und Wallis bildet, ist Lias. Die Bündnerschiefer im NE aber verlangten noch weitere Untersuchungen, bis auch sie endgültig eingeordnet werden konnten.

Eine neue Komplikation ergab sich, als von verschiedenen Seiten Kreidefossilien im Prättigauschiefer erwähnt wurden. *Lorenz* (45) studierte den Bündnerschiefer des Prättigaus. Auf Grund seiner Funde von Algen und Helminthoiden und eines Exemplars von *Orbitoides* kommt er zum Schluss, dass das Alter der Bündnerschiefer im Prättigau als sicher eogen gelten könne. Er betont aber, dass dort ein grosser Teil von in petrographischem Sinn typischem Flysch der untern Kreide angehört. Der Nachweis wird gestützt auf Leitfossilien der untern Kreide. Über die Grenze zwischen dem Flyschgebiet des E und den liasischen Bündnerschiefern W-Bündens äussert er sich nicht.

Es müssen noch zwei ältere Arbeiten erwähnt werden, die Arbeit von *Steinmann*: «Über das Alter der Bündnerschiefer» (78, 79), und *Rothpletz*: «Das Grenzgebiet zwischen den E- und W-Alpen» (66). Beide unterscheiden zwischen Flysch und Bündnerschiefer; *Rothpletz* scheidet auch noch paläozoische Schiefer aus.

Steinmann geht vom Prättigau aus und erkennt hier Schiefer von unbestritten eogenem Alter. Sie sind reich an Flyschalgen, unter Ausschluss aller sonstigen Fossilien. Er sieht sie als Oligocänflysch an. Für ihn beginnt das strittige Gebiet erst mit dem Faulenberg. Bis hierher lässt sich eine wesentliche Änderung der Schiefer nicht konstatieren. Höchstens zeigt sich eine geringe Zunahme der Kristallinität; der Habitus wird mehr «kalkphyllitisch». Nach *Steinmann* liegt aber am Stätzerborn auf dem Flysch noch ein anderes Gestein (78, 11). «Am Touristenweg unterhalb der Spitze sieht man schwarze, sehr kalkreiche, in verwittertem Zustand weissgefleckte Schiefer, die ich nur mit den jurassischen, wahrscheinlich liasischen Crinoidenkalken vom Gürgaletsch vergleichen kann, und zwar sowohl nach dem makroskopischen Aussehen wie nach dem mikroskopischen Befund. Die grossen Kalkspatkristalle, die das Gestein zur Hälfte zusammensetzen, glaube ich auch hier als Crinoidenstielglieder deuten zu dürfen, trotzdem die Gitterstruktur nicht mehr erhalten ist. Es überlagern daher meiner Ansicht nach sogenannte kalkige Bündnerschiefer, hier gerade so wie am benachbarten Gürgaletsch, den typischen Flysch.» Mit Ausnahme dieser «Klippe» am Stätzerhorn-Faulenberg sind auch alle weiter westlich

auftretenden Bündnerschiefermassen nach *Steinmann* als Flysch aufzufassen, und er kommt zu folgendem Schluss, S. 259: «Der durch Chondriten und Helminthoiden sowie durch eine innerhalb enger Grenzen schwankende Zusammensetzung ausgezeichnete Oligocänflysch des Prättigau lässt sich unter allmählicher Zunahme der Kristallinität und der dieselbe bedingenden Stauchung und unter allmählichem Undeutlichwerden seiner Einschlüsse ohne Unterbrechung bis in die Schiefer des Schyn und der Via Mala verfolgen.» Erst westlich des Safientales treten für ihn die eigentlichen liasischen Schiefer auf. Er unterscheidet also zwischen tertiärem und liasischem Bündnerschiefer und zieht die mutmassliche Grenze von den Splügenerkalkbergen weg gegen Ilanz. Als charakteristisch für die ältern Bündnerschiefer betrachtet *Steinmann* neben den mesozoischen Fossilien besonders die basischen Eruptiva. Schiefer ohne Ophiolithe, z. B. Via Mala, sieht er als Flysch an, diejenigen mit solchen als Lias. Er übersieht dabei, wie *Heim* richtig bemerkt, dass z. B. die Ophiolithe auch der belemnitenreichen Zone Nufenen-Scopi fehlen.

Einen eigenen Weg schlägt *Rothpletz* (66) ein, sowohl in Tektonik wie in Stratigraphie. In seinen Ansichten über das Alter der Schichten weicht er erheblich von *Theobald* und *Steinmann* ab. Er hält am paläozoischen Alter eines grossen Teiles der Bündnerschiefer fest. Seine tektonische Karte macht heute einen ganz phantastischen Eindruck. Er erkennt ebenfalls in den Schiefen des Prättigaus den tertiären Flysch. Diese Flyschzone zieht sich nun nach *Rothpletz* als schmales Band gegen das Schanfigg und wendet sich dann beim Churerjoch gegen die Heide. Die Lenzerheide ist also auch Flysch. Die direkte Verbindung des Prättigauflysches mit den Schiefen der Heide ist ihm bekannt. Am Fusse des Lenzerhornes zieht sich die Flyschzone südwärts und keilt in der Suravermulde aus, d. h. wird dort von der «rhätischen Schubmasse» überlagert. Das ganze Hochwanggebiet, die Faulenbergkette und das grosse westliche Schiefergebiet sind als liasische Bündnerschiefer kartiert. Südlich Tiefenkastral-Thusis schliessen die paläozoischen Schiefer an. Bei Alvaschein trennt die (übrigens verkehrt liegende!) Trias die liegenden paläozoischen Schiefer, aufgeschlossen im Fenster der Albula, von den hangenden liasischen Schiefen. Noch höher setzt bei Lenz der Flysch ein. Die Querfalte in der Trias bei Solis gibt ihm Anlass zur Konstruktion einer viel grössern Querkaltung, wodurch zwischen Solis und Passmal die liasischen Bündnerschiefer in die paläozoische Unterlage eingeschlossen werden. Längs der Albula, von Tiefenkastral bis Thusis würde man also queren: im Fenster unterhalb Alvaschein paläozoische Schiefer, bei Solis eine schmale, eingeklemmte Triaszone, dann bis Passmal liasische Schiefer und endlich wieder Paläozoikum. Und doch lassen sich diese Schiefer absolut nicht voneinander unterscheiden.

Wir sehen also, dass man für W-Bünden zu einem endgültigen Resultat gekommen war; die Schiefer im W Graubündens werden übereinstimmend, mit Ausnahme von *Rothpletz*, als liasische Bündnerschiefer angesehen. Im E aber stritten sich noch die verschiedensten Ansichten: Eocän, Oligocän oder Kreide kann in Betracht kommen. Endlich wurde aber auch hier die Altersfrage abgeklärt, und zwar durch die Untersuchungen *Trümpys* im westlichen Rhätikon, 1916 (86).

Er unterscheidet im Prättigau von unten nach oben:

- a) Schiefer unbestimmten Alters (*Schistes lustrés*);
- b) Prättigauflysch:
 1. Gandawaldserie (unterer Flysch);
 2. Ruchbergsandstein;
 3. Aebigratschichten (oberer Flysch);
 4. Ganeysschiefer.

Die Schiefer unbestimmten Alters weisen eine ziemlich einheitliche Facies auf. Es sind im allgemeinen schwarze bis graue Kalke. Das Strukturbild erlaubt meist, das Gestein als Kalkphyllit zu bezeichnen. Das Alter ist wahrscheinlich Lias; doch erwähnt *Trümpy* die Möglichkeit, dass diese Schiefer tertiär sind, da zwischen ihnen und dem Flysch jede Grenze fehlt. Über diesen ältern Schiefen liegt der untere Flysch, die Gandawaldserie: Flyschkalke, Tonschiefer, Sandsteine und polygene Breccien. Die Flyschschiefer enthalten eine reiche Algenflora und schöne Helminthoiden (Frassspuren?). In feinen Breccien fand *Trümpy* eine *Orthophragmina* und *Lithothamnium*. Der Ruchbergsandstein bildet für tektonische Untersuchungen den einzigen brauchbaren Leithorizont. Denn die Arkosen,

Sandkalke und Breccien bilden eine ununterbrochene Reihe von Bänken. In den Breccien und Sandkalken finden sich neben vielen Trümmern kristalliner Gesteine auch Trümmer von Sedimenten: jurassische Gesteine, Kreidekalke, besonders Urgonkalke mit Textularien und Rotaliden. «Die Sedimente, welche die Trümmer der Kalkbreccien lieferten, gehören in der Hauptsache jurassischen und kretazischen Schichten an» (86, 88). Der Ruchbergsandstein ergab eine reiche Mikrofauna: Nummuliten, Orthophragminen usw. Die Äbigratschichten bestehen aus hellen und dunklen Flyschkalken, Sandkalken und Sandsteinen mit Nummuliten. Dieser obere Flysch weicht faciell nur wenig vom untern Flysch ab. Charakteristisch sind dünnbankige Flyschkalke die hellockergelb anwittern; im Bruch sind sie meist hell und zeigen dunkle Flecken. Helminthoiden sind sehr häufig. Der oberste Flysch sind die Ganeysschiefer: sandige Fucoidenschiefer, feine polygene Breccien und Arkosesandsteine. 1912 fand *Trümpy* in diesen Arkosesandsteinen einen makroskopischen Nummuliten, den ersten in den Bündnerschiefern. Es handelt sich um ein im Durchmesser 3 mm messendes megasphaerisches Individuum. Nach *Arn. Heim* und *Trümpy* handelt es sich um eine unbestimmbare, dem *Num. variolarius* nahestehende Spezies.

Die grösste Verbreitung und die grösste Mächtigkeit besitzt die Gandawaldserie. *Trümpy* rechnet dazu das Hochwanggebiet und die Stätzerhornkette. Den Ruchbergsandstein findet er im Gebiet der Lenzerheide wieder in der Felsrippe, die vom Churerjoch bis nach Parpan zieht. Die Ganeysschiefer scheinen sich auf das Gebiet des Prättigau zu beschränken. Das Alter des Flysches wird durch die Vergesellschaftung von Nummuliten mit Orthophragminen als eocän angenommen. Die Abgrenzung nach unten konnte *Trümpy* nicht feststellen. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Grenze zwischen Lias und Flysch; wie sie beschaffen ist, konnte noch nicht beobachtet werden. Während *Rothpletz* das Fehlen des obern Jura und der Kreide auf Regression des Meeres zurückführt, nimmt *Trümpy* an, dass Kreide und oberer Jura abradiert worden sind; deshalb auch die Kreidefragmente im Ruchbergsandstein. In beiden Fällen handle es sich um eine Transgression des Flysches auf Lias.

Wenn von verschiedenen Seiten (*Seidlitz, Lorenz, C. Schmidt, Paulke*) Kreidegesteine im Prättigau-flysch erwähnt wurden, und zwar auf Grund von Kreidefossilien, so stammen diese nach *Trümpy* nur aus Einschlüssen in Breccientrümmern oder aus eingeschlossenen Schollen anderer Decken.

Über die Stellung des Prättigau-flysches im tektonischen Gebäude Graubündens geben besonders die Untersuchungen *Zyndels* Auskunft (89—91). Die Arbeiten *Trümpys*, besonders aber *Zyndels*, bilden die Grundlage zu allen weiteren Untersuchungen. Im Gebiet des Schyn und der Lenzerheide kommt *Zyndel* zu folgenden Resultaten. Die Masse der Via Mala-Schiefer wird südlich des Schyn überlagert von Triasschuppen, der «Zone der obern Breccie» *Meyers*. In der Gegend vom Schyn bis westlich Tiefenkastel bauen sie die Hänge auf. Die Via Mala-Schiefer treten in einem Fenster zwischen Solis und Müstail unter der Trias von Alvaschein zutage. Die Alvascheinerschuppen zeigen den Bau einer liegenden Deckfalte. Sie entsprechen der «Zone der obern Breccie». Über dieser Trias folgt nun nach *Zyndel* der Flysch von Tiefenkastel und Lenz, der im Zusammenhang steht mit den Schiefern am Stätzerhorn und bei Churwalden. Er bestätigt den Zusammenhang dieses Flysches mit dem Prättigau-flysch, wie das auch *Steinmann* und *Rothpletz* angenommen haben. Der Flysch lässt sich aber auch südlich Tiefenkastel feststellen; er zieht hinauf gegen das Muttnerhorn und ins Oberhalbstein hinein, überall höher liegend als die Zone der obern Breccie. Die verschiedenen Schuppen, die von *Meyer* und *Welter* (52) beiderseits des Schams festgestellt wurden (Zone der obern Breccie, Zone der untern Breccie, Zone der Marmore), fasst *Zyndel* zusammen zu einer tektonischen Einheit, der Schamserdecke. Der Prättigau-flysch, der sich nach S fortsetzt in die den Schamserdecken aufgelagerten Flyschmassen von Lenz und des Oberhalbstein, wird ein Teil einer selbständigen Decke, die *Zyndel* Prättigaudecke nennt. Sie liegt höher als die Schamserdecke, höher natürlich auch als die Via Mala-Schiefer. Sie liegt tiefer als die «Aufbruchzone» oder also als die unterostalpinen Decken. Die Prättigaudecke wird zum höchsten Glied der penninischen Decken. Im Schyn und im Domleschg senken sich die aus SW-Bünden heranziehenden Bündnerschiefer gegen E unter die Schiefer der höheren Teile der Stätzerhornkette. Da hier die Schamserdecken auskeilen, so muss sich der Prättigau-flysch als Überschiebungsmasse direkt auf die tiefen Bündnerschiefer legen. Der Nachweis, dass der Tertiärflysch des Prättigau unabhängig sei von dem zu einem Teil wenigstens als sicher liasisch erkannten Bündnerschiefer SW-Bündens gibt den-

jenigen Recht, die von jeher die Existenz einer Grenzlinie zwischen dem Flysch des Prättigau und dem Liasschiefer behaupteten. «Diese Grenzlinie ist aber nicht nur eine stratigraphische, wie man dies bis jetzt annehmen wollte, sondern zugleich und vor allem eine tektonische» (90, 9). *Zyndel* stellt noch die Frage, ob sich wohl in der Prättigaudecke auch Horizonte älter als Tertiär nachweisen lassen.

Weitere Arbeiten in Mittelbünden bestätigten die Auffassung *Zyndels*. In stratigraphischer, aber besonders in tektonischer Hinsicht sind vor allem die weitgreifenden Zusammenfassungen von *R. Staub* bahnbrechend geworden für die endgültige Auffassung der Verhältnisse in Bünden. Das Gebiet der Lenzerheide wird allerdings durch seine Arbeiten nur indirekt berührt. Die Annahme einer tektonischen Grenze zwischen dem Flysch und den liasischen Bündnerschiefern wird zur logischen Folgerung aus den Deckenverhältnissen. In der tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen (72) zieht *R. Staub* die Grenze zwischen dem Flysch und den tiefern Bündnerschiefern von Muldain aus dem W-Hang der Stätzerhornkette entlang, wie *Zyndel*. Er erwähnt auch die Breccie von Tiefenkastel, im Liegenden des Flysches; ihr Alter ist noch unsicher; sie kann liasisch, jurassisch überhaupt, sie kann aber auch jünger, tertiär sein. Er erblickt in ihr das Basiskonglomerat der Flyschtransgression und vergleicht sie mit der Basisbreccie der Niesenzone. (Ob aber das Hangende der Breccie wirklich tertiär ist, ist sehr unsicher.)

Albert Heim fasst in der «Geologie der Schweiz», II. Bd., S. 496, die Ergebnisse über unser Gebiet zusammen und formuliert die Probleme, die sich für uns stellen, kurz folgendermassen: «Bündnerschiefer ist im NE (Prättigau, Schanfigg, zum Teil bis Stätzerhorn) eocäner Flysch, im Unterengadin und Oberhalbstein und im SW (Lugnetz, Tessin, Wallis) grösstenteils Lias; noch weiter gegen SW enthält er in seiner Basis noch obere Trias. Wir beschränken fortan den Namen ‚Bündnerschiefer‘ (Bdsch.) auf die liasischen und höchstens noch Doggerstufen und werden in Zukunft den sicher tertiären Teil nicht mehr Bündnerschiefer, sondern Flysch, Prättigauflysch, Niesenflysch nennen. Es muss sich also doch, der grossen stratigraphischen Lücke entsprechend, eine Grenze zwischen Flysch und liasischen Bündnerschiefern finden lassen; sie muss gesucht werden. Vielleicht ist sie eine Überschiebung, die kompliziert verfaltet und verschuppt sein kann; vielleicht ist sie eine Transgression von Eocän auf Lias, vielleicht ist sie ein stratigraphischer Übergang, und man findet noch trennende Oberjura- und Kreideschichten, wenn auch verkümmert, dazwischen.»

B. Verlauf der stratigraphischen Horizonte des Flysches.

1. Ruchbergsandstein.

a) Verbreitung nach Trümpy.

Als Leithorizont kann der Ruchbergsandstein dienen; es ist ein dickbankiger Sandstein, oft ein Arkosesandstein, der da und dort in feine Breccien übergehen kann und im Gelände als Steilstufe und Felsrippe auffällt. *Trümpy* hat diesen Horizont vom Prättigau bis ins Gebiet der Heide verfolgt und fand ihn hier wieder in der Felswand, die von der Mittagfluh über den Tschuggen gegen Parpan zieht: auch hier ein typischer Ruchbergsandstein, grobe Arkosesandsteine und feine Breccien. Weiter südlich konnte er ihn noch nachweisen an der Strasse zwischen Lenzerheide und Lenz. *Trümpy* fragte sich, ob er noch weiter nach S zieht und ob er über oder unter der Trias von Tiefenkastel liegt. Der Ruchbergsandstein des Tschuggen bei Parpan sticht infolge des starken axialen Gefälles nach E steil unter den Rand der unterostalpinen Decken ein. Nach ihm streicht gegen W die Verlängerung der Axe über das Stätzerhorn und den Faulenberg hinaus. *Trümpy* sieht deshalb im ganzen Schieferhang der W-Seite der Lenzerheide das Äquivalent der Gandawaldserie; denn die Schiefer des Stätzerhorns seien Flyscheschiefer (Fucoiden und Helminthoiden), die tiefer liegen als der Ruchbergsandstein, also seien es Gandawaldgesteine.

Dass das Profil, welches *Trümpy* im Prättigau fand und das steten Wechsel von Schiefen, Kalken, Sandsteinen, Breccien usw. aufweist, nicht bis in alle Details in unserem Gebiet Geltung finden kann, war vorauszusehen. Bereits zeigte *Cadisch*, dass im Schanfigg die Ganeysschichten fehlen oder nicht

typisch ausgebildet sind. Immerhin mag auch im W als sicher gelten, dass ein charakteristischer, mächtiger Sandsteinhorizont (Ruchbergsandstein) den ganzen nonotonen Komplex gliedert; die hangenden Schiefer entsprechen den Äbigratschichten, die liegenden der Gandawaldserie.

b) Östliche Talseite.

Die scharfe Felsrippe Mittagfluh-Tschuggen erreicht im Tschuggen ihr südliches Ende. Dass wir es hier nicht mit einer einfachen horizontal liegenden Gesteinsplatte zu tun haben, ist am Tschuggen ersichtlich; eine deutliche, grosse nach N überkippte Falte verdoppelt die Schichtserie; dieses Gewölbe ist vom gegenüberliegenden W-Hang gut zu beobachten. Die Faltenaxe sinkt mit 27° nach E. Die südliche Fortsetzung des Felsbandes fehlt, grosse Erosionslücken, Gehängeschutt und die Bergstürze der Heide verunmöglichen das genaue Verfolgen nach S. Im God Lai am Heidsee, dem anstehenden Felsrücken, der vom grossen Bergsturz des Rothorn-Weisshorn nicht überdeckt, aber umfahren wurde, tritt wieder grobkörniger Sandstein auf, und ich erblicke in ihm die Fortsetzung des Ruchbergsandsteins. Weiter südlich steht er an der Strasse Lai-Lenz an, wie bereits von *Trümpy* erwähnt wird. In typischer Ausbildung erkennen wir ihn wieder westlich St. Cassian in der ganzen E-Seite des Bual, ebenfalls setzt er dessen S-Hänge von Lenz-Munter-La Tguma zusammen und wird dann gegen die W-Seite unterteuft von mergeligen Schiefen, Kalkschiefern und Sandkalken. Auf der W-Seite des Bual fallen sowohl in den hangenden Sandsteinen des Ruchbergsandsteins wie in den liegenden Schiefen der Gandawaldserie viele N-S-streichende, nach W überliegende Querfalten auf. Am Wege, der von Tschividains der W-Seite des Bual folgend nach Alvaschein führt, stehen die Flyschschiefer oft fast senkrecht, N-S-streichend; an eingelagerten Kalkbänken sind schöne Umbiegungen zu beobachten. Es mag hier erwähnt werden, dass am Heidbach unterhalb Zorten die Schiefer ebenfalls sehr steil nach E einfallen und prächtige N-S-streichende Gewölbebiegungen zeigen. Wir haben es also auf dieser Zone mit einem bedeutenden Bündel von Querfalten zu tun. Südlich Lenz steht der Ruchbergsandstein noch mehrmals in kleinen Aufschlüssen an der Strasse an. Der letzte Aufschluss findet sich bei Punkt 1220 nördlich Vazerols. Es besteht also wirklich ein mehr oder weniger zusammenhängender, N-S-laufender Ruchberghorizont. Im S ist er wieder im Oberhalbstein bekannt; wie weit sich aber die direkte Verbindung durch die Suraverecke herstellen lässt, wird aus den Arbeiten von *E. Ott* (58 a) ersichtlich sein.

Auf der ganzen Linie von Tschuggen bis südlich Lenz fallen die Sandsteinbänke axial nach E ein. Der ganze Horizont steigt als mächtige (am Tschuggen über 100 m) Felsbank langsam von S nach N an, weist aber innerhalb dieser einfachen tektonischen Lagerung noch Komplikationen durch Faltung auf. Dass der Ruchbergsandstein auf der E-Seite der Heide, als Ganzes betrachtet, nach N ansteigt, mag wohl beachtet werden, da wir auf der W-Seite entgegengesetzte Verhältnisse antreffen.

c) Westliche Talseite, Spoina-Danis.

Lässt sich nun der Ruchbergsandstein irgendwo auf die W-Seite verfolgen, so dass auch hier eine Gliederung der eintönigen Flyschmassen möglich wird, oder streicht er durchwegs über den Kämmen des W-Grates in die Luft hinaus und ist der ganze W-Hang also als Gandawaldserie, eventuell als noch tieferer Horizont zu taxieren? Der Schlüssel zu diesen Fragen liegt auf der Linie Spoina-Piz Danis.

Vom Heidsee den W-Hang emporsteigend, queren wir unten die schmale Zone des kristallinen Schuttmaterials des grossen Bergsturzes. Anstehender Flysch, meist dunkle, sandige, mergelige Schiefer wechseln nachher mit Moränenmaterial der Talgletscher, besonders mächtig bei Masons. Bei der Hütte Punkt 1570 tritt eine Quelle aus, und nördlich davon steht wieder Flysch an, und zwar ein dickbankiger, grober Sandstein, eventuell Ruchbergsandstein. Aufwärts gegen Spinatscha und Spoina ist die Gegend übersät von grossen Blöcken, von groben, dickbankigem Sandstein, man möchte fast an einen kleinen Bergsturz denken (auf der Karte als Gehängeschutt kartiert). Unterhalb Spoina stösst man nun auf das Anstehende dieses Sandsteins. Als scharfe, ausgeprägte Felsrippe sieht sich von Spoina dieser Sandstein den Hang aufwärts Richtung Piz Danis. Von N kommend, wandert man über

die Alpen von Lawoz, ohne diese charakteristische Linie zu beachten. Plötzlich aber steht man an einem Steilabbruch, der sich über den ganzen Hang in W-E-Richtung hinabzieht. Von S kommend, gewahrt man dieses lange Felsband schon von weitem.

Es handelt sich um einen groben, ziemlich hellen Sandstein, oft wird er brecciös und erscheint als grober Arkosesandstein, oft wird er zu einem dunkleren, feinen Sandkalk. Das Gestein ist dickbankig, einzelne Blöcke ragen über den Abwitterungsrand heraus und geben fortwährend Zuwachs zu den sich unten ausbreitenden Trümmerhalden. Zwischen die mächtigen Sandsteinbänke schieben sich dünne Zwischenlagen von schwarzen Schiefen. Wir haben ohne Zweifel hier typischen Ruchbergsandstein vor uns, wie wir ihn kennen am Tschuggen oder bei St. Cassian. Alle drei Vorkommen stimmen leider auch in der vollständigen Armut an makroskopischen Fossilien überein. Bei allen drei Lokalitäten fand sich trotz angestrengten und wiederholten Suchens nie einen Nummuliten (mikroskopische Untersuchungen stehen allerdings noch aus).

Dieser Ruchbergsandstein stellt somit eine mächtige, bis 100 m dicke Felsplatte dar, die, übereinstimmend mit dem Gefälle des Hanges, vom P. Danis herabzieht. Man wandert also von oben bis unten infolge des grossen Axialgefälles fast immer auf derselben Sandsteinbank, Streichen S 60° E, Fallen 16° NE. In der Höhe von 2100 m tritt im Streichen des Felsbandes eine Stufe auf; der Ruchbergsandstein setzt höher oben wieder ein und weist nun eine andere Lage auf. Die Felsplatten liegen horizontal oder fallen gegen W (Streichen N 70° W, Fallen 20° NW). Wir haben es hier mit einer Störung durch Verwerfungen zu tun. Der Sandstein lässt sich weiter verfolgen in die E-Wand des Piz Danis; der Horizont streicht schräg südlich aufwärts um südlich des Danisgipfels den Grat zu erreichen. Der markante Absturz des Grates nach S, der dem Danis die charakteristische Form gibt, ist von Ruchbergsandstein gebildet. Nach unten setzen wieder Schieferzwischenlagen ein, die oft mächtig werden, dann treten dunkle Kalkbänke auf. Zwischen dem typischen Ruchbergsandstein und den liegenden Schiefen und Kalken finden sich alle Übergänge. Eine scharfe Grenze kann unmöglich gegeben werden. Auf dem Grat vom Danis zum Stätzerhorn setzen die typischen Ruchbergsandsteine bald aus.

Wir stellen also einstweilen als sicher fest, dass sich der Horizont des Ruchbergsandsteins auch auf der W-Seite der Heide vorfindet, und zwar auf der Linie Spoina-Danis. Dieses Vorkommen lässt sich ganz gut verbinden mit den Aufschlüssen am God Lai. Aber auch westlich des Danis finden wir die Fortsetzung. In den Felsköpfen nördlich der Alp Parnegl treffen wir wieder die bekannten Sandsteinbänke an. Der ganze Horizont quert also den N-S-Grat, um im Culmet (2150 m) auf der Domleschgerseite in die Luft hinauszustreichen.

d) Profil beim Culmet westlich Piz Danis (Fig. 1).

Während wir auf der E-Seite des Grates auf der Linie Spoina-Danis im Liegenden des Ruchbergsandsteins langsame Übergänge in Schiefer und schwarze Sandkalke antrafen, finden sich auf der Domleschgerseite ganz andere Verhältnisse. Das interessante Profil des Culmet wurde zuerst von Prof. Arbenz 1917 gefunden. Die Sandsteinbänke gehen nach unten über in eine grobe Breccie; wenig mächtige Schieferbänke ziehen in dieser Grenzzone durch. Die grobe Breccie, die in mehreren übereinanderliegenden Bändern ansteht, mag eine Mächtigkeit von 50—60 m haben. Wahrscheinlich handelt es sich nicht um einfache Lagerung, sondern um Faltung. Die einzelnen Komponenten sowohl wie die Zwischenmasse zeigen oft Spuren von intensiver mechanischer Beanspruchung. Oft ist alles sehr gequetscht und gepresst.

Es handelt sich um eine zum Teil ganz grobe Breccie oder um ein Blockkonglomerat. Einschlüsse von 1 m Länge sind nicht selten. Ihre Form ist abgerollt, eckig oder plattenförmig; meist sind die Komponenten flach gelagert, manchmal auch hochkant.

Als Komponenten notiere ich:

- hellgraue, sandige Kalke,
- helle Sandsteine, ähnlich der Tristelbreccie,
- helle, grünblaue Quarzite,
- dunkle Kalke.

Es finden sich nur Gesteine der Unterlage; Fremdlinge fehlen. Die Culmetbreccie ist sicher keine tektonische Breccie, sondern eine stratigraphische. Die Gerölle entstammen der ehemaligen Unterlage. Als Zwischenlagen treten grüne Quarzitbänke auf.

Nach unten setzen dunkle und helle, quarzreiche Sandkalke ein; das Gestein erscheint ziemlich metamorph. Diese untern Horizonte scheinen sich in regellosem Wechsel mit Schiefen abwärts gegen das Domleschg fortzusetzen und sind wohl als Schyn-Via Mala-Schiefer anzusprechen, also als liasische Bündnerschiefer.

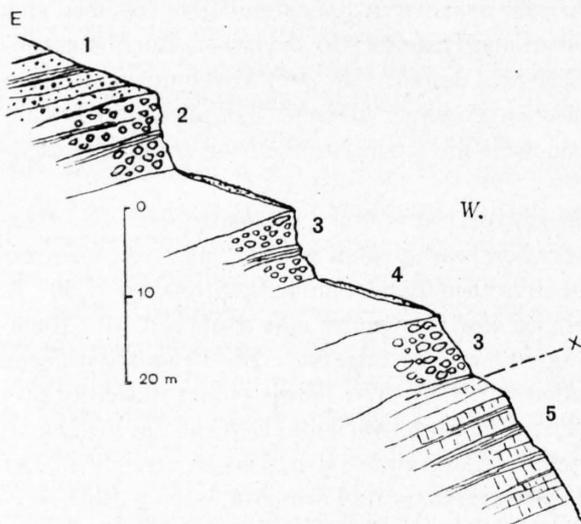


Fig. 1. Profil am Culmet.

1. Sandstein mit Schiefen: Ruchbergsandstein.
2. Breccien-Blockkonglomerat: Culmetbreccie.
3. Schieferbänke.
4. Schutt.
5. Kalke und Schiefer metamorph: Via Mala-Schiefer.

Wenn diese Annahme zu Recht besteht, so hätten wir in der Culmetbreccie möglicherweise eine Transgressionsbreccie des Flysches, speziell des Ruchbergsandsteins zu erblicken. Damit wäre wieder ein Punkt in der oft gesuchten Grenzlinie zwischen Flysch und Bündnerschiefer gefunden. Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass ebenfalls Prof. *Arbenz* zuerst darauf hinwies, dass in der Culmetbreccie eine Flyschtransgressionsbreccie gefunden ist. Diese lokalen Verhältnisse des Culmet dürfen aber noch nicht genügen, um obige Ansicht als sicher zu taxieren; immerhin spricht der Aufbau der Breccie, die Verhältnisse im Hangenden und im Liegenden sehr für ihre Wahrscheinlichkeit ¹⁾.

2. Stätzerhorn (Äbigratschichten).

Nördlich der Linie Spoina-Danis-Culmet finden wir nirgends mehr Gesteine, die mit Sicherheit auf Ruchberg sandstein schliessen lassen würden. Ob schon sich hin und wieder Sandsteinbänke und

Breccien nachweisen lassen, kann von typischem Ruchberg sandstein doch nicht die Rede sein. Alles, was nördlich der erwähnten Linie liegt, gehört stratigraphisch über den Ruchberg sandstein. Dieser sinkt eben, was gut beobachtet werden kann, schwach nach N und wird überlagert von immer höheren Gesteinsserien. Diese Verhältnisse können ohne weiteres auch am Grat beobachtet werden. Wenn wir vom Danis gegen das Stätzerhorn wandern, gelangen wir stets in höhere Schichten, die alle nach N einfallen. Die Stätzerhornschichten liegen also stratigraphisch weit über dem Danis, dieser über dem Crap la Pala. Wenn wir am Danis den Ruchberg sandstein feststellten, so werden am Stätzerhorn wohl die höher folgenden Äbigratschichten anstehen. An diesen etwas schematisch skizzierten Verhältnissen ändert auch die Tatsache nichts, dass wir es in der ganzen Aufeinanderfolge der Schichten von S nach N nicht mit einer einfachen Lagerung zu tun haben. Von Unregelmässigkeiten merken wir allerdings auf der E-Seite des Grates wenig, dafür aber zeigt sich auf der steilen W-Seite gegen das Domleschg, wo die ausstreichenden Schichtköpfe den Bau der Flyschmassen gut studieren lassen, dass der ganze Komplex in ausserordentlich komplizierter Weise gefaltet und gefältelt, gequetscht, zerrissen und oft zerborsten ist.

Die E-Abhänge des Stätzerhornes bis hinab gegen Parpan, also die Gegend von Schamella, Alp Stätz, Sartons (Cresta Sartons), Runc, setzen sich grösstenteils aus einem Komplex von Schiefen und Kalken zusammen, in welchem sich die einzelnen Horizonte unmöglich verfolgen lassen. Die Gesteinsart ändert auf Schritt und Tritt: dunkle Flyschkalke, Sandkalke und Schiefer, mergelige Schiefer, helle Fleckenmergel ähnliche Kalke u. a. An verschiedenen Stellen finden sich Fucoiden (mehrmals am Weg aufs Stätzerhorn); oft sind mit ihnen vergesellschaftet die Helminthoiden. So fand ich prächtige Helminthoiden mit Bändern von über 1/2 cm Breite am S-Absturz der Cresta Sartons, auf dem

¹⁾ *Glaser* verfolgte im Sommer 1922 den Horizont weiter nach N und S, konnte ihn aber in gleicher Ausbildung nicht mehr finden (*P. Arbenz*).

S-Grat des Stätzerhorns und in der Alp Stätz. Gerade diese grossen Helminthoiden, oft an hellere Kalkschiefer gebunden, sind für die Äbigratschichten charakteristisch; dies stützt wieder unsere Annahme, dass wir in der ganzen Gegend von Sartons und der Alp Stätz die den Ruchbergsandstein überlagernden Äbigratschichten zu suchen haben.

Unter diesen Umständen wird nun auch folgende Überlegung in den Bereich der Möglichkeit gerückt und verdient, diskutiert zu werden. Infolge des N-Fallens der Schichten treten am Stätzerhorngrat und gegen den Faulenberg hinüber immer höhere Horizonte auf, es wäre deshalb wohl möglich, dass wir dort noch höhere Stufen als Flysch antreffen, eventuell sogar noch unterostalpine Elemente, voran die Gesteine der Falknisdecke. Um dieser Frage näher zu treten, folgen wir dem Stätzerhorngrat über das Stätzerhorn gegen den Faulenberg (ein genaues Profil zu geben, ist bei diesen in den Details fortwährend wechselnden Gesteinsverhältnissen fast ein Ding der Unmöglichkeit). Bei der Wegbiegung im Sattel unterhalb des Stätzerhorns finden wir schwarze, dünne, meist glänzende Schiefer mit Fucoiden. Sie wechseln mit Bänken von hellen Sandkalken und Sandsteinen. Auffallend ist ihre rötlichbraune Anwitterungsfarbe. In den hellen Kalken finden sich grosse Helminthoiden. Oft fallen fein gestreifte und gewellte Schiefer auf. Weiter oben am Grat treten bald grobe Sandsteine und Breccien auf; diese werden der später zu besprechenden Heidbühlbreccie entsprechen. Dunkle Sandkalke führen langsam über zu schwarz getüpfelten Kalken, den auch anderswo bekannten Tüpfelkalken: eine helle, etwas serizitische Grundmasse, darin eine Menge von kleinen, schwarzen Tüpfeln (ähnliche Tüpfelkalke auf der Pradaschiereralp und auf Dreibündenstein). Gegen den Gipfel des Stätzerhornes treten dickbankige, schwarzblaue Sandkalke auf; diese lassen sich auch noch auf dem Grat gegen den Faulenberg verfolgen; sie sehen oft charakteristisch fleckig und kleinkarrig aus. Als Zwischenlagen finden sich überall dunkle Tonschiefer; sie spalten auf rauher Fläche; im Gegensatz zu den glatten, glänzenden Schiefen finden sich darin nie Fucoiden. Dafür aber enthalten sie eigentümliche, länglichrunde Einschlüsse, die schwer zu deuten sind, vielleicht nur irgendwelche Konkretionen darstellen, oft aber an kleine Schnecken erinnern. Gegen den Faulenberg hin werden die Tüpfelkalke und besonders die Tüpfelschiefer dominierend, und diese lassen sich nun weiter nach N in den Punkt 2525 verfolgen. Obschon also in diesem Profil Gesteine auftreten, die für den Flysch fremd sind, so muss doch gesagt werden, dass jegliche typischen Gesteine, die auf Relikte eines unterostalpinen Elementes schliessen lassen, vollständig fehlen. Es handelt sich bis zu den Tüpfelkalken um Flysch, und zwar um dessen oberste Stufen. Einer besondern Deutung und andern Einreihung bedürfen aber wohl die Tüpfelkalke und Schiefer des Faulenberges.

3. Heidbühlbreccie.

Östlich unterhalb des Gipfels des Faulenberges zieht sich ein scharfer, auffälliger Grat hinab gegen den Heidbühl. Dieser Grat, wir nennen ihn das «Grünbergli», fällt im N schroff und wild gegen das Wittitobel ab, im S mit steilen Grashalden gegen das Stätzerkar. Oberhalb des Heidbühl steht ein Sandstein an. Dieser geht nun nach oben in eine grobe Breccie, die Heidbühlbreccie über. Oft ist es ein grobes Konglomerat. Im Gegensatz zur Culmetbreccie an der Basis des Ruchbergsandsteins finden wir hier keine Quarzite, es fehlen beiden aber Dolomite und jegliche kristallinen Gerölle. Die Hauptbestandteile sind dunkle, kieselige Kalke, oft über 2 dm lang, regellos und fest verkittet; weiter gelb und braun anwitternde Kalke; zwischen diesen Komponenten finden sich oft schieferige, serizitische Schlieren. Die Heidbühlbreccie ist von der Culmetbreccie ganz verschieden und sofort zu unterscheiden. Die Mächtigkeit beträgt 15—20 m. Das Gestein ist sehr massig ohne schieferige Zwischenlagen und ohne deutliche Schichtung. Auf dem Grat ist der ganze Breccienhorizont sehr zerklüftet, von Brüchen durchsetzt, oft abgesackt. Das Breccienband fällt etwas nach N und E ein und zieht durchs Grünbergli in den Fuss des Faulenberges. Dort verschwindet es unter den Schutthalden. Wahrscheinlich zieht der Horizont unten durchs Faulhorn und Stätzerhorn, gegen S langsam ansteigend, und tritt vielleicht in den erwähnten Sandsteinen und Breccien im S-Grat des Stätzerhorns wieder zutage. Während bei der Culmetbreccie die Möglichkeit einer Transgressionsbreccie des Flysches vorhanden ist, ist bei der Heidbühlbreccie, die keine fremden ältern Gesteine, sondern nur solche, die dem Flysch eigen sind, auf-

weist, die Annahme eines Transgressionsproduktes ausgeschlossen. Das Breccienband durchsetzt den Faulenberg quer. Ich fand es jenseits auf der Alp Surmera, unter Pala bella in der entsprechenden Höhe von 2160 m wieder. Ich suchte dort die Basisbreccie des Culmet, stiess dann aber auf typische Heidbühlbreccie.

4. Faulenberg-Wittitobel.

Am «Grün Bergli» (E-Grat des Faulenberg) kann eine Änderung im Verlauf der Schichten konstatiert werden. Diese Tatsache war *Zyndel* bereits bekannt, indem er erwähnt, dass auf der Linie Stätzerhorn-Städtli ein Abbiegen des Kalkschieferkomplexes gegen N zu bemerken sei. Am Grün Bergli fallen die Schichten sehr steil nach N ins Wittitobel. Diese Tatsache wird besonders auffallend in einem tiefen Riss, der sich vom Grat hinab gegen das Tobel zieht: Kalkbänke und Schiefer sinken in die Tiefe, sind aber unter sich noch in unentwirrbarer Weise verfaltet. Wenn man in das Wittitobel absteigt, so folgt man stets den absinkenden Schichten der schwarzen Kalke und Kalkschiefer. Der Hintergrund des Wittitobels wird gebildet durch die wilden, schwarzen Wände des Faulenberges. Auch hier fallen die festen Bänke steil abwärts; grosse Komplexe stehen senkrecht. Oben aber im Gipfel des Faulenberges streichen die Schiefer wie diskordant dazu nach N. Das Absinken des Flysches wird übrigens bereits sehr schön oben auf dem Grat zwischen Stätzerhorn und Faulenberg beobachtet, was hier noch nachgeholt werden soll. Halbwegs fällt eine gewaltige Schichtumbiegung auf. Im ganzen Grat finden sich, wie überall im Flysch, kleine Falten der einzelnen Schichten. Hier aber ist der ganze Komplex harmonisch abgebogen. Die Axe streicht W-E. Die festen Bänke, ein dunkler, blauer Sandkalk, sind von einer Transversalschieferung durchsetzt. Die schieferigen Zwischenlagen schmiegen sich den festen Bänken an, sind oft ganz ausgepresst und reduziert, werden dann in weniger dem Druck ausgesetzten Stellen angehäuft. Die Faltung und dieses Absinken nach N machen die höchsten Schichten, die dem Gipfel des Faulenberges aufbauen, wie bereits erwähnt, nicht in demselben Masse mit.

Diese Tatsache des Absinkens des Flysches gegen N gewinnt an Bedeutung, wenn ich erwähne, dass sich jenseits des Wittitobels, bei Pradaschier und andern Orten Schiefer und Kalke finden, die von den Via Mala-Schiefern nicht unterschieden werden können. Beim untersten Querriegel des Wittitobels stehen auf der linken Seite Schiefer an: dünnbankige, blauschwarze, stark serizitische Tonschiefer, wechselnd mit Bänken von getupften serizitischen Kalken. Das Streichen dieser Kalke und Schiefer ist ebenfalls EW. Das axiale Gefälle nach E ist gering. Ich sehe diese Gesteine als ältere Bündnerschiefer an. Wir haben also auf der Linie Faulenberg-Churwalden das N-Ende des Flysches vor uns.

5. Faulenberg-W-Hang.

Den Verhältnissen auf der E-Seite des Faulenberges entsprechen diejenigen der W-Seite. Sowohl der Ruchbergsandstein des Danis wie die Basisbreccie des Culmet lassen sich nicht weiter nach N verfolgen. Da ein Absinken dieses Horizontes nirgends beobachtet werden kann, so muss angenommen werden, dass weiter nördlich die Äbigratschichten auf die Liasschiefer überschoben sind und dass der Ruchbergsandstein mit dem Culmet aussetzt, während die noch tieferen Glieder (Gandawaldserie) noch früher zurückblieben. Die W-Teile des Stätzerhorns werden aufgebaut aus den dunklen Kalken und Schiefen, wie sie am Grat anstehen. Lagen von Sandkalken und Sandsteinen wechseln mit ihnen. Alles ist stark gefaltet, was natürlich auf der E-Seite nicht zum Ausdruck kommt. Hinter dem Faulenberg streicht, wie bereits erwähnt, die Heidbühlbreccie aus. Unten auf der Transeralp (1900 m) stösst man auf phyllitische, rauhe, schwarze Schiefer und Kalke, gemischt mit Tüpfelkalken. Wendet man sich aufwärts gegen den Sattel zwischen den beiden Faulenbergen, so wird man immer begleitet von denselben Gesteinen, den phyllitischen serizitischen Schiefen und den Tüpfelkalken und -schiefern. Sie sind stark gefaltet, stehen oft senkrecht und führen hinauf zu den Tüpfelschiefern des Faulenberges. Nichts mehr von Sandsteinen, den hellen Plattenkalken und Schiefen und den Fucoidenschiefern des Stätzerhorns. Wenn wir die phyllitischen Schiefer der Transeralp als Lias ansehen — sie sind auf alle Fälle dasselbe wie die Schiefer tiefer unten im Domleschg —, so sind die Schiefer des Faulenberges ebenfalls Lias, und

wir können also auf dieser Zone eine Einwicklung oder ein Eintauchen des Prättigauflysches in den Lias konstatieren. Die nördlichste Partie der Prättigaudecke hat sich auf der Linie Faulenberg-Churwalden in die grosse Masse des viel weiter nach N reichenden Liasschiefers eingebohrt, und ein kleines Stück des Bündnerschiefers liegt am Faulenberg rückwärts überkippt auf dem Flysch.

Wenn mich meine Untersuchungen in diesem Gebiet zu dem hier entwickelten Resultat führten, so bin ich mir wohl bewusst, dass noch weitere Beobachtungen nötig sind, um sie mit der erforderlichen Beweiskraft zu versehen. Wir bewegen uns in einem Gebiet, wo leider genaue stratigraphische Horizonte nicht abgegrenzt werden können. Wir müssen uns mit lithologischen Kriterien begnügen und durch stetige Vergleiche der Gesteine und durch Analogieschluss zum Ziele kommen. Dabei muss aber auch beachtet werden, wie sehr die Gesteine dieser Schieferzone je nach der Tiefe, je nach der mechanischen Inanspruchnahme ihr Aussehen ändern. Gerade die Trennung von Lias und Flysch wird dadurch natürlich sehr erschwert. Und dennoch glaube ich, gestützt auf fortwährende sorgfältige Vergleichung der Gesteine und gestützt auf das genaue Verfolgen der Horizonte und tektonischen Linien, dass die obige Erklärung zu Recht besteht.

Ich kann mir folgende Erwähnung nicht versagen: Wenn weitere Untersuchungen die Richtigkeit der besprochenen Verhältnisse ergeben, so bekommt der älteste und gründlichste Kenner dieser Gegend recht, *Theobald*. Der Faulenberggipfel bleibt Lias, wie er ihn kartierte, obschon *Theobalds* Belemniten keine Belemniten sind. Auch *Steinmann* vertrat eine ähnliche Ansicht.

6. Scalottas-Crap la Pala (Gandawaldserie).

Wir haben nun die Verhältnisse geschildert, wie sie sich nördlich der Linie Spoina-Danis vorfinden. Es muss nun kurz die südliche Gegend, also Tgantieni-Sporz-Piz Scalottas-Crap la Pala, erwähnt werden. Am Grat Scalottas-Crap la Pala kommt nirgends der Ruchbergsandstein in typischer Ausbildung vor. Tiefer am Hang aber, im Val-Sporz, vor Sporz und über der Heidmühle steht er an und fällt steil axial nach E. Alles andere liegt unter dem Ruchbergsandstein und gehört zur Gandawaldserie. Schematisierend können wir also sagen, dass die mächtige Gesteinsplatte des Ruchbergsandsteins den W-Hang der Heide auf der Linie Spoina-Danis schneidet und nach N eintaucht; was nördlich dieser Linie liegt, sind Äbigratschichten, was südlich davon liegt, muss zur Gandawaldserie gerechnet werden.

Wir finden in diesen südlich gelegenen Hängen unter dem Ruchbergsandstein vorwiegend schwarze Kalke, schwarze, glänzende Tonschiefer, rotbraun anwitternd, feine Sandsteine, oft schieferig, streifig, hellrötlich anwitternd, grobe Breccien mit Dolomit, alles in stetem Wechsel.

Am Crap la Pala notierte ich vom Sattel zum Gipfel folgendes Profil:

1. schwarzer, bankiger Kalk, wechselnd mit
2. dünnblättrigen Tonschiefern, mit glänzenden Schichtflächen, ohne Fucoiden;
3. Bänke von hellen Sandsteinen, übergehend in
4. grobe Sandsteine mit viel Dolomitkomponenten;
5. grobe Breccien mit Dolomit- und Kalkkomponenten ($\frac{1}{2}$ cm), Grundmasse ein dunkler Kalk.

4 und 5 bilden nordöstlich unterhalb des Gipfels eine schöne Umbiegung, eine nach N überliegende Falte. Streichen W-E mit kleinem Axialgefälle nach E. Gegen den Scalottas hin setzen graue bis schwarze Sandkalke ein, anstehend als $\frac{1}{2}$ m dicke Bänke, in 1 cm dicke Platten spaltend. Streichen W-E; Axialgefälle, 4° E; Fallen 14° N. Überall Zwischenlagen von glatten und rauhen, schwarzen Schiefen.

Auf der W-Seite des Crap la Pala absteigend, queren wir zuerst riesige Trümmerhalden, besät mit oft grossen Blöcken von den W-Wänden des Crap. Hier dasselbe Bild wie längs der ganzen Kette: Die E-Seite senkt sich mit gleichmässigem Gefälle, meist mit dem Axialgefälle übereinstimmend. Die Alpen zeigen überall die charakteristischen Formen, wie sie durch kleine, verrutschte und abgesackte Gesteinskomplexe verursacht werden. Grosse Aufschlüsse im Anstehenden sind selten. Auf der Domleschgerseite aber streichen die Schichtköpfe aus. Dadurch werden in den Hängen Steilstufen erzeugt, bald als hohe, wilde Wände, wie im W des Scalottas, bald als sich stets wiederholende und sich ablösende Felsbänder. Überall wird die intensive Fältelung und der in den Details sehr komplizierte Bau ersichtlich.

Bei Creusen westlich des Crap la Pala, auf der Domleschgerseite (1550 m), wird der Flysch nach unten begrenzt durch die Schiefer der Nivaiglsrie, die sich hier, von Tiefenkastel über Obervaz verfolgbar, zwischen die liasischen Basisschiefer (Via Mala-Schiefer) und den Flysch einschiebt. Während weiter im E, bei Tiefenkastel und im Nivaiglertobel, für diese Schiefer quarzreiche, helle Kalke, oft metamorph, und metamorphe, gelbe und bunte Schiefer, ähnlich den Quartenschiefern, charakteristisch sind, finden wir hier bei Creusen, am Weg gegen Obervaz im ersten Tobel dickbankige, helle, meist grüne Quarzite¹⁾. Dazwischen liegen helle, metamorphe, quarzreiche Schiefer. Darüber folgen die dunklen Gandawaldgesteine. Wir haben hier sicher wieder einen Grenzpunkt zwischen Flysch und tiefern Horizonten.

7. Die obere Grenze des Flysches östlich der Lenzerheide.

Der Flysch der Margnadecke wird auf der ganzen Länge vom Oberhalbstein bis östlich Churwalden überlagert von den unterostalpinen Decken. Seine obere Grenze fällt mit der östalpinen Überschiebungsfläche zusammen. Dieselbe wird auf weite Strecken durch grosse Schutthalden und durch die ausgedehnten Bergstürze der Heide verdeckt. Die detaillierten Untersuchungen im Gebiet dieses Erosionsrandes der ostalpinen Decken durch *Cadisch* und *Brauchli* (17, 13) haben gezeigt, dass fast alle Glieder an die Überschiebungsfläche heranreichen, sei es im Oberhalbstein oder sei es nördlich der Albula. Im N wird die Grenze durch die Falknisdecke gebildet, die sich vom Gürgaletsch aus nach S verfolgen lässt. Südlich des Malakoff verschwinden ihre Spuren zwischen dem Flysch und den hangenden Decken. Die Überschiebung ist im Ochsentobel zu finden. (Die dortigen Verhältnisse wurden durch *Cadisch* näher verfolgt). Weiter südlich muss diese unterste unterostalpine Decke bald auskeilen. Dass die Sulzfluhdecke die Flyschgrenze erreicht, ist unwahrscheinlich. Ihre letzten Ausläufer bilden einige Linsen Sulzfluhkalk nordwestlich des Schwarzhorngipfels. Auf grosse Strecken wird nun die Grenze von den Deckenelementen der Arosersonne gebildet, die sich vom Parpaner Schwarzhorn unter dem Rothorn und Lenzerhorn durch bis nach Brienz und ins Oberhalbstein zieht. Die Basis dieser Schuppenzone wird eingenommen aus einer oft mächtigen Folge von regellos wechselnden Ton- und Kalkschiefern. Von *Brauchli* werden diese Aroserschiefer zum grössten Teil als Lias angesehen. Im Einschnitt der Ova da Sanaspans darf das Durchziehen der Arosersonne als sicher gelten. Von Lai dem Bache aufwärts folgend, wandert man stets in Flysch, und zwar in den Äbigratschichten. Nichts von Falknisgesteinen, aber auch keine Überschiebung der Arosersonne. Doch zu oberst, wenig unterhalb des Wasserfalls, bedingt durch den Hauptdolomit der Tschirpendecke, finden sich basische Eruptiva im Schutt zwischen dem Schiefermaterial; damit kann das Vorhandensein der Aroserschiefer, wenn auch nur als dünne, ausgequetschte Gleitungszone, als erwiesen gelten. Die Überschiebung muss hier ungefähr bei 1800 m liegen. Da die sichere Grenze im Ochsentobel bei 1930 m zu finden ist, im N wahrscheinlich noch höher, so haben wir auf dieser Linie die Überschiebungsfläche als nach N ansteigend anzunehmen. Über ihre genauere Beschaffenheit kann nichts Bestimmtes ausgesagt werden.

Südlich der Ova da Sanaspans findet sich ein guter Aufschluss in einer Lichtung ob Cresta Stgoira. *Brauchli* (13, 90—93) gibt eine Serie von Profilen. Meistens liegt unten Hauptdolomit der Tschirpendecke auf Schiefeln, und zwar auf den Aroserschiefern. «Unter dem Lenzerhorn gehören wahrscheinlich die von Serpentin und Diabas durchtränkten Schiefer an der Basis der Tschirpendecke und der Rothornschuppe zur Arosersonne. Freilich unterscheiden sich diese kaum von den Bündnerschiefern, zeichnen sich dagegen in gleicher Weise wie die Schiefer der Arosersonne durch Intrusionen basischer Gesteine aus. Eine Schubfläche zwischen den ophiolithhaltigen und ophiolithfreien Gesteinen konnte allerdings nirgends gefunden werden.» Es ist zweifellos richtig, dass es sich hier nicht um Flysch handelt; denn die Schiefer sind von Ophiolithen intrudiert. Zwischen den Schiefeln liegen Serpentine in 2—3 m mächtigen Bänken und Linsen, oft aber auch nur als 2—3 dm breite Einlagerungen. Die Schiefer selber weisen aber auch Formen auf, die sie als absolut nicht zum Flysch gehörend erscheinen lassen. Sie verlieren oft ihre Schieferung, oder diese wird doch undeutlich. Das Gestein erhält ein knorriges, wulstiges Aussehen; die Farbe wird oft grünlich, und eine blaugrüne Anwitterungsfarbe ist charakteristisch. Im allgemeinen erscheinen sie viel metamorpher als die Flyschschiefer.

¹⁾ Ähnlich denjenigen in der Culmetbreccie (*P. Arbenz*).

Wenn wir bis hier nicht im Zweifel sind, dass sich zwischen der Trias der unterostalpinen Decken und dem Flysch noch ein neuer Komplex von Schiefen, die Schiefer der Aroserszone, einschiebt, so wird, je weiter wir dem W-Fuss des Lenzerhorns nach S folgen, das Vorhandensein der Aroserschiefer fraglicher.

Sowohl an der Bova gronda, bei Vastarnos wie noch weiter südlich bei Brienz und bei Belfort finden wir unterhalb der typischen ostalpinen Elemente (Lenzerhornschuppe und Zone der Aroserdolomiten) grosse Schieferkomplexe, die ich vorläufig aber nicht als Flysch, sondern ebenfalls als Aroserschiefer betrachte. Das Charakteristischste, die Ophiolithe, wie sie bei Cresta Stgoira noch sehr häufig sind, tritt zurück. Dafür spricht der allgemeine Habitus der Schiefer wieder ganz gegen Flysch: dunkle, schwarze Tonschiefer, stark gefältelt und gepresst, schwarzblaue Tonschiefer, oft mit grünlichem Schimmer, wulstig, ganz an Cresta Stgoira erinnernd. Bei Vastarnos fand ich in diesen Schiefen Bänke von hellen, gelblichen Kalken und grünlichen Quarziten, $1\frac{1}{2}$ —3 m mächtig, meist bald auskeilend. Auch noch metamorphe, knorrigte Einschlüsse, an Ophiolithe erinnernd, sprechen sehr dafür, dass wir es noch mit Elementen der Aroserszone zu tun haben.

Dieser Schieferkomplex, tektonisch vom Flysch getrennt und auch stratigraphisch verschieden, liegt also vor allem im N, wo die Aroserszone grossen Raum einnimmt. Nach S, immer als Basis des ganzen unterostalpinen Deckengebäudes auftretend, keilt sie bei der Ova da Sanaspans beinahe aus, schwillt dann aber wieder stark an und schiebt sich, gewaltig aufgestaut und durch intensive Faltung in der ursprünglichen Mächtigkeit vervielfacht, als Klemmpaket und als Schmiermaterial zwischen dem Flysch von Lenz und die Rothornschuppen. Dass wir übrigens in den Schiefen, die ob Lenz zwischen dem Ruchbergsandstein und der Trias des Piz Linard in einer Mächtigkeit von 500 m anstehen, nicht allein die Äbigratschichten erblicken können, liegt auf der Hand. Die normale Mächtigkeit der Äbigratschichten mag maximal 100—150 m betragen (am Stätzerhorn infolge Faltung verdoppelt). Auch eine Zusammenstauung der obern Flyschserie auf diese gewaltige Mächtigkeit ist nicht zu erwarten, da im Gegenteil die tiefern Glieder, Ruchbergsandstein und Gandawaldschiefer, an Mächtigkeit einbüßen.

8. Vergleich zwischen Lagerung der E- und W-Seite.

Wenn wir W- und E-Seite der Heide miteinander vergleichen, so fällt ein grosser Unterschied auf. Auf der E-Seite steigen die stratigraphischen Horizonte von S nach N langsam an; der Ruchbergsandstein steht im S bei St. Cassian (1419 m) an; im N am Tschuggen bei 1600 m. Auf der Stätzerhornseite aber sinken die Schichten im allgemeinen von S nach N. Der Ruchbergsandstein, auf der Linie Spoina-Danis am Hang anstehend, sinkt nordwärts ein und ist am E-Fuss des Runc vielleicht noch in den dort auftretenden Sandsteinen zu suchen. Dieses ungleiche Fallen der Schichten ist mit schuld, dass wir vom Tschuggen den Ruchbergsandstein nicht in der richtigen Verlängerung der Achse finden, sondern die westliche Fortsetzung liegt bedeutend zu tief. *Trümper* hat deshalb unter alleiniger Berücksichtigung der Verhältnisse am Tschuggen den W-Hang als tiefer liegend, als zur Gandawaldserie gehörend, angesehen. Unter vergleichender Berücksichtigung der beiden Talseiten gelang es uns, diese Ansicht zu korrigieren. Wir können uns die komplizierten tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Lenzerheide vielleicht am ehesten erklären durch Annahme grosser Querfalten. Auf der Linie Alvaschein (Solis) Heide, durch Brüche oder durch Querschuppung, wie sie nach *Cadisch* in den unterostalpinen Decken von Tschierschen zu finden ist. Dafür, dass wir uns hier sicher auf einer Linie befinden, die in tektonischer Hinsicht Störungen erfuhr, sprechen die vielen Querfalten, die sich gerade in dieser Linie im Flysch bemerkbar machen. Auch soll in dieser Beziehung an die Kulmination von Alvaschein und an die grosse, schiefe Querfalte bei Solis erinnert werden.

C. Resultate.

Die Verfolgung der Flyschhorizonte führte uns zur Ansicht, dass die W-Seite gegenüber der E-Seite zu tief liegt. Die Schieferhänge des Stätzerhorns werden durch die Äbigratschichten aufgebaut, auf der Linie Spoina-Danis schneidet der Ruchbergsandstein den Hang, und alles, was südlich

dieser Linie ansteht, muss der Gandawaldserie zugerechnet werden. Eine Erklärung für diese komplizierten tektonischen Verhältnisse kann durch Querschuppung gefunden werden. Ich möchte dafür die Einengung des Deckenbogens infolge weitem Vorrückens verantwortlich machen. Die innern Partien erlitten seitliche Stauung, und diese führte zu Querfalten und Querschuppung, d. h. zu lokalem E-W-Schub.

Im S schieben sich zwischen die Prättigaudecke, d. h. die Heideschiefer und die Bündnerschieferunterlage, die Alvascheinerschuppen ein, Triassschuppen, die den obern Schamserdecken entsprechen. Sie erreichen ohne Zweifel in der Alvascheinermulde ihr Ende, und zwar mit einer Tauchstirn. Über diesen Triassschuppen liegt ein Schieferkomplex, der sich vom Flyschschiefer von Lenz und der Heide gut unterscheiden lässt: die Nivaiglsrie. Über deren Alter kann nichts Bestimmtes gesagt werden; eine Grenze zwischen Nivaiglsrie und Flysch ist nicht gefunden. Nördlich Creusen setzt die Nivaiglsrie aus, und erst von hier an kommen Flysch und liasische Bündnerschiefer in Kontakt. Ein Punkt in dieser Grenzlinie ist in der Culmetbreccie zu suchen; denn diese muss als eine Art Transgressionsbreccie des Ruchbergsandsteins angesehen werden. Dies schliesst aber nicht aus, dass dort nicht ausserdem noch eine Überschiebung vorhanden sei. Von Creusen an liegt die Gandawaldserie auf dem Lias, beim Culmet setzt diese aus, und der Ruchbergsandstein transgrediert. Endlich finden sich nördlich dieser Gegend nur noch die Äbigratschiefer, durch intensive Faltung verdoppelt, und dieses oberste Glied der Margna-
decke findet auf der Linie Faulenberg-Churwalden sein Ende.

Wir dürfen nun behaupten, die Grenze zwischen Prättigaudecke und den liegenden Bündnerschiefern sei auf dieser Strecke gefunden. Es sind allerdings einstweilen nur einzelne Punkte daraus sicher festgestellt. Doch werden weitere Zwischenglieder folgen. Die enorme Verfaltung des Hangenden und des Liegenden, des Flysches und des Bündnerschiefers, erschwert die kontinuierliche Verfolgung des Grenzhorizontes. Ob es sich nun aber um eine Überschiebung, um eine reine Transgression oder um beides handelt, ist noch schwer zu entscheiden. Wahrscheinlich kommt beides in Betracht: In erster Linie wird es eine tektonische Grenze sein, eine Überschiebungsgrenze; in zweiter Linie mag sie eine Transgressionsfläche darstellen.

Die obigen Ausführungen weichen in mehreren Punkten ab von den bis heute geltenden Ansichten. Ich bin mir sehr wohl bewusst, dass damit das letzte Wort noch nicht gesprochen ist. Diese Arbeit soll, auf neuen Beobachtungen fussend, einen Versuch zur Abklärung der schwierigen Probleme stratigraphischer und tektonischer Natur darstellen. Schliesslich muss auch das komplizierte Bündnerschieferproblem eine endgültige und befriedigende Lösung finden.

II. Teil.

Morphologie der Lenzerheide und Umgebung.

Einleitung.

Während die geologische Forschung in Graubünden Jahr für Jahr bedeutende Fortschritte zeitigt und stratigraphisch und tektonisch Neues zutage fördert, liegt die Morphologie dieses Gebietes noch im argen. Wohl fehlt es nicht an einer grossen allgemeinen theoretisch-morphologischen Literatur; spärlich aber ist die detaillierte und monographische Behandlung beschränkter Gebiete aus Graubünden, besonders eben aus Mittelbünden. Wohl finden wir in diesen und jenen geologischen Spezialwerken auch morphologische Beobachtungen, und an kühnen Folgerungen und an Formulierungen von morphologischen Gesetzen fehlt es ebenfalls nicht. Die meisten aber suchten die eine oder die andere vorher aufgestellte Theorie zu beweisen oder zu widerlegen, und gar zu leicht wird dabei der Formenschatz nur von einem einseitigen Standpunkt aus betrachtet, vieles wird dabei übersehen und anderes verallgemeinert. Nur so sind die grossen Kontroversen, oder sagen wir besser, die grossen Meinungsverschiedenheiten denkbar, wie sie noch heute bestehen, z. B. in bezug auf die Lehre von der Talbildung. Nur die eingehende, unvoreingenommene Untersuchung vieler Einzelgebiete wird den erwünschten Fortschritt bringen. Wenn es möglich ist, bei der Erklärung eines Phänomens zu wählen zwischen mehreren Erklärungsarten, so fehlt es offenbar an einer genügend grossen Beobachtungsreihe und an den grundlegenden Methoden.

In Mittelbünden macht sich bei allen Versuchen, morphologischen Gesetzen nachzuspüren, der Mangel an genügend vielen Detailuntersuchungen geltend, besonders, was die Verbreitung der Gletscher, die Zusammenhänge der Terrassen u. a. anbelangt. Es kann sich auch bei der vorliegenden Arbeit nicht darum handeln, allgemeine Gesetze aufzustellen, sondern ich kann einzig zu ergründen versuchen, unter welchen Bedingungen und Gesetzen sich das Relief einer bestimmten Gegend, also der Lenzerheide im weitesten Sinne, gebildet hat.

A. Allgemeine Lage der Lenzerheide.

Von der Passhöhe der Lenzerheide zwischen Parpan und Lai (1551) senkt sich das Tal nordwärts gegen Churwalden-Chur, südwärts gegen die Albula. Obschon wir es also heute auf der Linie Chur-Tiefenkastel mit zwei entgegengesetzt gerichteten Tälern zu tun haben, darf doch allgemein von einem Tal der Lenzerheide gesprochen werden; denn diese Auffassung ist auch genetisch wohl begründet. Zur Richtung der Alpen mit ihrem W-E-Streichen ist die Heide ein Quertal wie das Oberhalbstein oder das Domleschg, für sich allein aber ein Isoklinaltal. Infolge des starken Axialgefälles der Decken nach E scheinen die Schichten parallel zum Tal zu streichen und fallen alle mit 20—30° nach E unter die ostalpinen Decken ein. Die Heide ist ein isoklinales Deckenrandtal. Da ist von vornherein ein asymmetrischer Bau zu erwarten; wir finden stets auf der W-Seite sanft geneigte Schichtflächen, auf der E-Seite aber eine durch die Schichtköpfe gebildete steile Talwand. Im allgemeinen werden wir in diesen Fällen in der schroffen Talwand die stabilere und in der schwach geböschten die in steter gleitender Bewegung befindliche Seite erkennen. Die Lenzerheide macht in dieser Beziehung eine Ausnahme, indem nicht nur von W Plattenrutschungen und Sackungen stattgefunden haben, sondern indem auch von der E-Seite, also von den Schichtköpfen, sich grosse Massen als richtige Bergstürze herabwälzten. Die Asymmetrie wird in unserem Falle aber nicht nur durch den isoklinalen Bau bedingt, sondern ebenso-

sehr und verstärkt durch den Gesteinsunterschied, den verschiedenen Aufbau der Decken, der Margnadecke im W, der unterostalpinen Decken im E, an deren Grenze die Lenzerheide sich hinzieht.

Im «Mechanismus der Gebirgsbildung» von *Albert Heim* (28, 321—322) findet das Gebiet der Lenzerheide wohl zum erstenmal folgende talgeschichtliche Deutung: «Der Hinterrhein fing einst 500 m vertikal über Reichenau den Vorderrhein auf und setzte seinen Weg in gerader Richtung über Kunkels und Vättis nach dem Einschnitt zwischen Fläscherberg und Gonzen fort. Die Terrassen von Kunkels, Valens und Pfäfers lassen sich als die Fortsetzung des Talbodens von Schams nachweisen. Es ist dies ein westlicher Rhein. Damals floss der Oberhalbsteinerrhein als östlicher Rhein in geringer Entfernung fast parallel ebenfalls direkt nördlich über die Lenzerheide, Parpan, Chur, zwischen Falknis und Fläscherberg gegen den Bodensee. Die Terrasse von Marmorera, Molins, Präsans im Oberhalbstein setzt sich in die Lenzerheide fort. Die alten Seitenzuflüsse, wie das Davoserlandwasser, zeigen entsprechende Terrassen und Talböden, so bei Schmitten, Wiesen und Davos selbst.

«Der östliche Rhein durchschnitt von unten nach oben den Sattel zwischen Chur und Reichenau auf das jetzige Niveau, lenkte den Hinter- und Vorderrhein in den östlichen Rhein ab und legte dadurch das Kunkelstal in Stagnation. Ein rechter Seitenbach des Hinterrheins, der Schyn, fiel dem Oberhalbsteinerrhein in die Seite, so dass das Talstück von Tiefenkastel über die Lenzerheide nach Chur als ein Torso eines Stammtales aus dem Flusslauf ausgeschnitten wurde und die Flüsse sich, der neuen Erosionsbasis des Hinterrhein entsprechend, neue schauerliche Schluchten in die alten Talböden gruben, da, wo sie überhaupt in denselben blieben.» Die gleiche Ansicht vertritt *Alb. Heim* in der «Geologie zwischen Reuss und Rhein» (33). Auch hier unterscheidet er die beiden Urstromtäler des W-Rheins und des E-Rheins.

In der Tat muss die grosse Querfurche-Lenzerheide-Oberhalbstein auffallen; unbekümmert um Bergketten und Täler, zieht sie auf 70 km Länge als alter Talzug von S nach N. Auch das nähere Studium der Gegend von Churwalden-Lenz lässt uns ein Stück eines alten, grossen Tales erkennen. Gut ausgebildete Terrassen begleiten es östlich von Churwalden. *Alb. Heim* macht in der «Geologie der Schweiz» aufmerksam, dass der Talboden Lenz-Parpan wie übrigens auch die grosse dorfbesetzte Felsterrasse im Domleschg talauswärts ansteigt.

Die beiden parallellaufenden Quertäler des W- und E-Rheins dürfen als Urstromtäler bezeichnet werden; es sind die konsequenten S-N-gerichteten Ablaufsrinnen, wohl ursprünglich durch das konsequente Gefälle von der Firstlinie der penninischen und zum Teil ostalpinen Deckenrücken gegen das Aarmassiv angelegt worden. Heute sind sie in Mittelbünden typische Isoklinaltäler geworden.

Die neuen geologischen Untersuchungen lassen uns bereits ein anschauliches Bild der Gebirgs-oberfläche in den verschiedenen Stadien ihrer Entwicklung entstehen. Besonders *Argands* Konstruktionen der penninischen Deckenembryologie und in unserem Gebiet die Untersuchungen von *R. Staub* lassen es möglich erscheinen, die Unbekannten in der Voraussetzung durch Bekannte zu ersetzen. Versuche zu solchen Erklärungen sind bereits möglich.

Für die heutigen Verhältnisse ist uns die Talfurche des E-Rheins völlig erklärlich: auf der ganzen Strecke liegt sie in den schwarzen, weichen Schiefen, dem Flysch und den Bündnerschiefen und läuft dem Erosionsrand der ostalpinen Decken entlang. Wollen wir aber auf ursprüngliche Verhältnisse zurückgehen, so stellt sich zuerst die Frage: Wie alt ist dieses Stammtal? Darauf kann einstweilen keine befriedigende Antwort gegeben werden. Am N-Rand der Alpen finden sich bestimmte Anzeichen dafür, dass Ende Miocän-Pliocän das Festland intensiv durchtalt war und dass diese alte Talbildung im Molasseland durch die Faltung nicht abgelenkt wurde. *Lugeon* zeigte in zwei Arbeiten (49, 50), wie bei vielen Tälern ein Sinken der Formationen von beiden Seiten her zum Tal konstatiert wird. Dieselben Beobachtungen machte *Blumer* beim Rheintal. Er sprach den Gedanken aus, dass dieses Faltenabsinken mit präalpinen Tälern zusammenhängen könnte. Die Decken sanken in die präalpinen Molassetäler. Flüsse, die erst jetzt, nach dem Schluss der alpinen Überschiebung, auftraten, benutzten diese natürlichen Täler. Der «präalpine» Rhein muss ein ziemlich tiefes Tal gewesen sein, denn die Säntisfalten sind unter das Rheintal abgesunken und tauchen im Vorarlberg wieder auf. Wie weit aber diese voralpinen Täler, die in der Molasse nachgewiesen oder vermutet werden können, nach S reichten, ins Gebiet der heutigen Alpen, ist schwer zu entscheiden. Die Talsysteme, die wir in den Terrassen der verschiedensten

Alpentäler erkennen, sind natürlich nicht Überreste von Tälern, die schon während des Heranrückens der Decken gebildet wurden. Es geht dies aus der ungestörten Lage der Terrassen hervor. Die höchsten Terrassen unserer Täler sind Reste von Talböden, die zu einer Zeit gebildet wurden, als die Alpen schon zur Ruhe gekommen waren. Unstete relative Hebungen und Senkungen, wohl isostatische Ausgleichshemmungen ¹⁾, hielten aber noch durch das ganze Diluvium an. Von den Tälern, die zur Zeit der Gebirgsbildung entstanden sind, wenn es überhaupt damals zur Bildung von geographisch fixierten Tälern gekommen ist, ist uns nichts mehr erhalten.

B. Terrassen.

Östlich von Churwalden ist der Hang, der sich gegen Gürgaletsch und Schwarzhorn hinaufzieht, in ausgezeichneter Weise gegliedert, terrassiert. Von der Talsohle der Rabiusa (Churwalden 1240) gelangt man, dem sich über das erste Steilbord hinaufwindenden Strässchen folgend, bald auf ebenes Gelände in 1500 m Höhe, bei Jakobshaus und «Am Berg». Während hier die in den fetten Wiesen zerstreut stehenden Wohnungen meist noch das ganze Jahr bewohnt sind, ändert sich mit der nächsten Stufe das Bild. Über der steil abfallenden Wand der Mittagfluh liegt die gutausgeprägte Terrasse von Oberberg bei 1750 m. Über der ganzen Ebene, die sich breit südwärts gegen Parpan hinzieht, liegen hingesät viele kleine Häuschen und Ställe, und nur während der Heuernte ist hier oben reges Leben, wo es gilt, das Gras auf den oft sumpfigen Wiesen zu mähen und zu dörren. Wieder eine Stufe höher zieht sich parallel dem Oberberg die Terrasse der Alp Foppa und des Götzigerberges (1900 m) dem Hang entlang. Auffallen muss sofort bei allen Terrassen auf dieser Talseite ihr rückläufiges Gefälle. Haben wir hier wirklich einen Fall, wo im Innern der Alpen Felsterrassen talauswärts ansteigen? Während am Alpenrand, sowohl im S wie im N, die rückläufigen Terrassen von verschiedenen Autoren nachgewiesen wurden, sind solche Verhältnisse bis anhin aus dem Innern des Gebirgskörpers noch wenig erwähnt worden.

Bodmer (11), der die Terrassensysteme in den Alpen verfolgte und verglich, erwähnt auch das Gebiet des östlichen Rheins. Während für andere Talgegenden die Resultate *Bodmers* von verschiedenen Seiten neuerdings geprüft worden sind, wobei vieles ergänzt werden konnte, verschiedenes aber als unrichtig korrigiert werden musste, bleibt in unserer Gegend diese Untersuchung die einzige. Indem er seine Resultate aus den verschiedenen Flussgebieten miteinander vergleicht, kommt er zum Schluss, dass überall in den Alpentälern Terrassensysteme existieren. In Quer- und Längs-, Haupt- und Nebentälern desselben Flussgebietes sind entsprechende Terrassen. In verschiedenen Hauptflussgebieten sind die Systeme in Zahl und Niveau aber verschieden. Für den östlichen Rhein, vorwiegend für die Gegend Oberhalbstein-Albulatal-Lenzerheide, Schanfigg sind die Verhältnisse nach *Bodmer* (etwas gekürzt) die folgenden: (Ein Profil in seiner Arbeit erläutert die betreffenden Beobachtungen. Die Orte, die sich auf unser Gebiet beziehen, sind von mir unterstrichen.)

1. *Talboden 2450—2250*: Albulapass, Flüelapass, Hühnersee (Schanfigg), Scalotta (Oberhalbstein), Muchetta (Bergün), *Urden-Augstberg*;
1 a) *2200—2150*. Schöne Flächen im Oberhalbstein: Alp Surgonda (Julierpass), Murtarilg, Alp Promiez;
2. *Talboden 2050—1920*: Faller, Alp d'Err, Rodels, la Motta, Flex, *Muntèr*, *Motta Palousa*, *Joch*, *Ochsenalp*;
3. *Talboden 1850—1700*: Muotta, Bivio, Malmigiuer, Platz (Oberhalbstein), *Oberberg* (b. Churwalden);
4. *Talboden 1650—1450*: *Marmorera*, *Sur*, *Stürvis*, *Capveders* (b. Churwalden);
5. *Talboden 1400—1250*: *Roffna-Molins*, *Reams*, *Saluz*, Schmitten, *Lenzerheide*, *Obervaz*, *Tschier-tschen*, Churwalden;
6. *Talboden 1160—1070*: *Alvaneu*, *Brienz*, *Vazerols*, *Zorten*, *Solis*.

Dass *Bodmer* seine Resultate nicht durch eigene Anschauung in der betreffenden Gegend gewinnen konnte, ist einesteils begreiflich, da dies infolge des ausgedehnten Arbeitsgebietes eine sehr zeitraubende und kostspielige Arbeit gewesen wäre. Andernteils leidet dadurch die Zuverlässigkeit der Arbeit. Er

¹⁾ Oder eher noch Nachklänge der Faltung selbst (*P. Arbenz*).

benutzte die Karten und suchte dort durch Studium der Schraffierung und der Kurven den Verlauf der Terrassen herauszulesen. Er ging dabei von der Ansicht aus, dass die in der Karte bezeichneten Terrassen und Talstufen immer sicher in der Natur vorhanden sind, während allerdings hie und da deutliche Terrassen in der kartographischen Darstellung übergangen worden sind. Das ganze System, das *Bodmer* aufstellt, besteht nur in den grössten Zügen zu Recht. In den Details entspricht es den Tatsachen nicht. Die Rückläufigkeit der Terrassen vom Oberberg und Götzigerberg, die er als solche kannte, ist ihm entgangen; *Obervaz* und *Ochsenalp*, in der Karte als Terrassen erkennbar, kommen nicht in Betracht, da wir es hier mit abgerutschten Massen zu tun haben. Gerade durch Rutschungen, besonders in *Flysch*, entstehen schöne Terrassenformen, die aber mit Erosionsterrassen nichts zu tun haben. Bei seinen Talböden IV und V fehlt die richtige Verbindung der einzelnen Terrassenglieder.

Um wirklich überzeugende Resultate in bezug auf Terrassensysteme zu erhalten, braucht es detaillierte Beobachtungen im Feld, Beobachtungen der geologischen und morphologischen Verhältnisse. Unvoreingenommen muss untersucht werden, was Schichtterrasse ist, was als weit vorspringender Hintergrund eines Kares, was als seitliche Passlücke, als Talsporn, als Bergsturz aufzufassen ist und was endlich als Erosionsterrasse gelten kann. Jetzt stellt sich erst noch die Schwierigkeit der richtigen Verbindung der einzelnen Glieder ein. *Gogarten* (25) hat darauf besonders aufmerksam gemacht. Bestimmt man eine Terrasse genau barometrisch am Anfang, am Ende und in der Mitte, so kommt man selten auf eine gesetzmässige, ebene oder geneigte Fläche; sie ist nach verschiedenen Seiten geneigt. Der talwärts gelegene Endpunkt liegt meist tiefer, als ihm ursprünglich zukam, und zwar infolge seitheriger Erosion. Bei den von Moränen bedeckten Terrassen fehlt meist diese nachträglich entstandene Neigung. Die spezifische Neigung einer Terrasse können wir nur feststellen, wenn sie eine gewisse, über 1 km grosse Ausdehnung besitzt. Auch hier müssen wir uns überzeugen, dass keine sekundären Gefälle in Betracht kommen. Ist die Längenausdehnung eines Terrassenstückes so klein, dass kein Eigengefälle konstatiert werden kann, so wird die Einordnung der Terrassen schwieriger. Dann führt meist eine Betrachtung von einem genügend entfernten, in der richtigen Höhe gelegenen Standpunkt zu einem sicheren Resultat.

Nach diesen Auseinandersetzungen gehe ich über zur Schilderung der Verhältnisse im Gebiet der *Lenzerheide*, wobei wir unterscheiden zwischen der W- und E-Seite. Auf die komplizierten und noch nicht endgültig zu beantwortenden Fragen über den Ursprung der Terrassen trete ich nicht ein. Diese interessanten Probleme haben direkt mit der Tatsache der Terrassen nichts zu tun. Studieren wir die tatsächlichen Verhältnisse in der Natur und überlassen es einstweilen noch jedem einzelnen, die Entstellungsmöglichkeiten mit irgendeiner der elf Theorien, wie sie von *Gogarten* zusammengestellt wurden, in Übereinstimmung zu bringen.

a) Terrassen auf der E-Seite (Fig. 2).

1. Terrassen von *Parpan-Capveders*. Während sich Bach und Strasse von *Parpan* nördlich rasch senken, zieht sich am E-Hang eine deutliche Terrasse hin. Dahin gehört die Ebene unter dem *Tschuggen* (1480—1500); jenseits der jungen Bäche, die vom Oberberg herabkommen und das Bild der Terrassen etwas verundeutlichen, es folgt das Terrassenstück unter der *Mittagsfluh* (1500—1520) und zu äusserst im N das Plateau von *Capveders* (1513). Die Terrasse weist schwache Bedeckung mit Moränematerial auf. In den Rinnen der vielen kleinern und grössern Bäche ist der anstehende *Flysch* in ganz geringer Tiefe aufgeschlossen. Gegen die steile Rückwand des *Tschuggen-Mittagsfluh*, durch den *Ruchbergsandstein* gebildet, stellen sich oft Stürzlinge und Gehängeschuttmassen ein. Die Terrasse zieht sich also mit schwachem rückläufigem Gefälle taleinwärts gegen *Parpan*. Bei *Parpan* selber aber mit seiner Höhe von 1511 m liegt der anstehende Fels der Terrasse vergraben unter Bergsturz. Ich schätze die Felschwelle auf der E-Seite bei 1480—1490 m, d. h. zirka 30 m unter der Oberfläche. Die ursprüngliche Talfurche ist noch tiefer unter Bergsturzmaterial begraben. Weiter südwärts finden wir am E-Hang keine Fortsetzung dieser *Parpanerterrasse*, da alles unter den grossen und kleinen Bergstürzen der *Lenzerheide* bedeckt liegt. Erst im S bei *Lenz* stossen wir wieder auf interessante morphologische Form. Mitten im breiten Querschnitt des *Taltorsos*, zwischen der jungen Erosionsschlucht des

Heidbaches im W und dem auch nachträglich vertieften, jetzt verlassenen Taltorso von Lenz im E, liegt der breite Rücken des Bual. Von W, von Obervaz betrachtet, wirkt er imponierend. Eine breite Felsterrasse senkt sich da von N schwach gegen S, um bei 1440 m Höhe schroff gegen das Albulatal, gegen Alvaschein abzubrechen. Die Felsterrasse, überdeckt von Moräneflecken, befindet sich in den obern Horizonten des Ruchbergsandsteins und steht, wie wir später beweisen werden, mit der Parpanerterrasse in Verbindung. Diese schneidet den Ruchbergsandstein schief. Die Parpanerterrasse lässt sich also, allerdings mit Überbrückung eines Unterbruches auf der Heide, auf 13 km Länge verfolgen und sinkt dabei von 1513 m auf 1440 m. Die Parpaner Bualterrasse entspricht einem letzten Talboden, im Bual in noch relativ grosser Breite erhalten, der vom ehemaligen E-Rhein durchflossen wurde. Nachher wurde das System der Heide ausgeschaltet. Junge Gewässer mit entgegengesetztem (Heidbach) und mit normalem Gefälle (Stätzerbach) erodierten weiter. Ich werde auf diese Verhältnisse später im Zusammenhang zurückkommen.

2. Terrasse von Oberberg. Die Oberbergterrasse ist die am besten und auffälligsten erhaltene Terrassenform. Der Weg Parpan-Churerjoch folgt ihr meist, und auf der ganzen Route gegen das Joch steigt man langsam an. Gerade für diese Terrasse ist es nötig, ihren Verlauf und ihren Zusammenhang

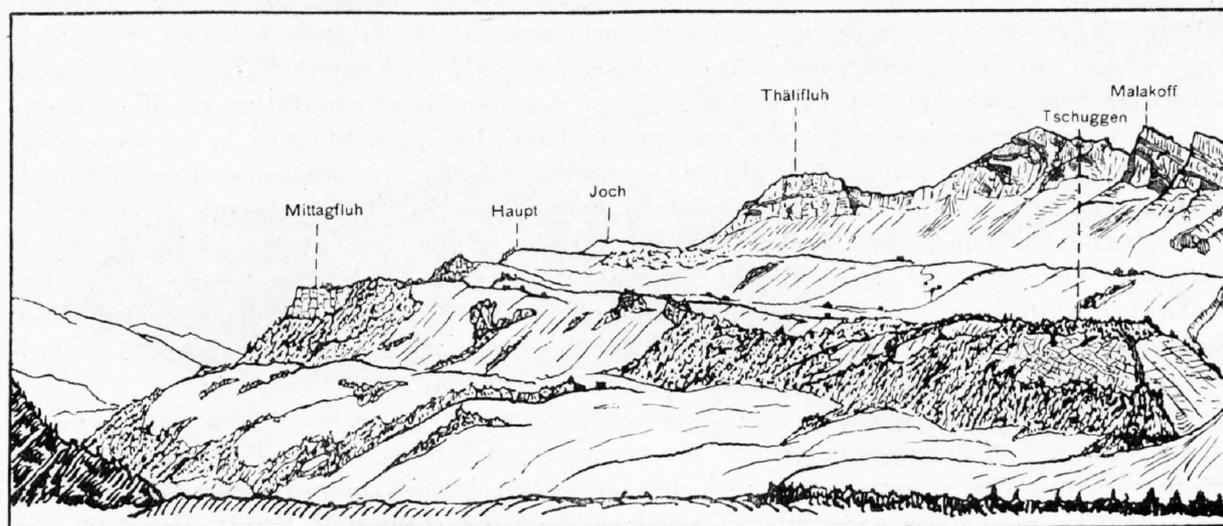


Fig. 2. Terrassen östlich Churwalden, von Acla alva aus gesehen.

mit dem Gesteinswechsel zu untersuchen. Die Vermutung liegt nahe, es möchte sich hier um eine Schichtterrasse handeln, bedingt durch den Ruchbergsandstein. Die Terrasse beginnt im S auf dem Tschuggen (1647). Es ist wohl möglich, dass die südlichste und tiefste Ecke durch nachträgliche Erosion der hier gegen Parpan herabfliessenden Bäche vertieft wurde; doch glaube ich, nach den schönen glazialen Rundhöckern auf dem Tschuggen zu schliessen, dass der Erosionsbetrag gering ist. Nun steigt die Terrasse gegen N langsam an, und es stellen sich mehr und mehr die den festen Ruchbergsandstein überlagernden Äbigratschiefer ein. Sie sind am Weg gegen Oberberg typisch entwickelt. Die Terrasse verbreitert sich stark, bis 500 m, und zeigt meist schwaches Gefälle gegen den Hang hin, was seinen Grund wohl in der erodierenden Tätigkeit der Gewässer hat, die am innern Rand der Ebene entlang fließen und die Terrasse, dem Fallen der Schiefer entsprechend, einwärts vertiefen, so dass jetzt am Fuss des innern Steilrandes ein kleines Isoklinaltäälchen liegt. Die Terrasse trägt gegen die Aussenkante hin, also dort, wo die ursprüngliche Höhe vorliegen mag, viel Moränematerial der grossen Talgletscher. Die Terrasse steigt gleichmässig und deutlich bis zum Punkt 1750, was wohl beachtet werden muss. Von gewissen Punkten aus betrachtet, hat es nämlich den Anschein, dass die Mittagfluh (1689) die eigentliche Fortsetzung der Tschuggen-Oberbergterrasse sei. Das stimmt nicht. Im Punkt 1689 befinden wir uns, allerdings entsprechend dem Tschuggen, auf dem Ruchbergsandstein, und dieser Punkt wurde durch Erosion, besonders durch die die Terrasse bei Runcalatsch durchbrechenden Bäche, herausmodelliert. Die Mittagfluh wird von einer Schichtterrasse gekrönt, und die eigentliche Felserosionterrasse liegt bedeu-

tend höher. Diese Verhältnisse werden bei genauer Verfolgung der betreffenden Horizonte und besonders bei Betrachtung von einem gegenüberliegenden Punkt aus vollständig klar. Der Weg gegen das Joch, der bis jetzt meist der Terrasse gefolgt ist, senkt sich plötzlich steil gegen Capetsch, um dann jenseits wieder rasch emporzusteigen. Diese Durchbrechung der ehemals wohl durchgehenden Terrasse verwischt die Zusammenhänge etwas. Doch können wir die Fortsetzung der Oberbergterrasse nur erblicken in der Terrassenfläche bei Punkt 1845. Und wirklich haben wir, was aus Tafel 1 zu erkennen ist, in der Linie Tschuggen 1647-Oberberg 1660-1845 einen zusammenhängenden, gleichmässig sich nach S senkenden Horizont. Das rückläufige Gefälle ist sehr gross (zirka 3°). Entsprechend den Verhältnissen auf Oberberg liegen auch jenseits des Einschnittes von Runcalatsch auf der Fläche bei Punkt 1845 viele Erratica der Talgletscher.

Ist diese grosse Terrasse aber nicht doch vielleicht durch die obere Grenze des Ruchbergsandsteins bedingt, also als Schichtterrasse anzusprechen?

Wie bereits erwähnt wurde, besteht der Tschuggen aus Ruchbergsandstein. Je weiter wir nun dem Weg auf Oberberg folgen, desto mächtiger werden die den Sandstein überlagernden Schiefer. Über die Grenze dieser Schieferhorizonte gibt die Querrunse Runcalatsch-Jakobshaus Auskunft. Von Churwalden aufsteigend, befinden wir uns stets in den grauschwarzen Schiefen und Mergeln der Gandawaldserie. Oberhalb Jakobshaus zieht sich der Ruchbergsandstein, als steile Felsstufe erkenntlich, vom Tschuggen in die Mittagfluh und quert die Runse. Aber bald, noch unterhalb Runcalatsch, stellen sich wieder dünne, schwarze Schiefer ein; diese finden sich nun bis zu den Hütten von Runcalatsch, und ebenso begleiten sie uns, wenn wir den Weg gegen Punkt 1845 hinaufsteigen. In der Strasse liegt ein schöner Aufschluss: dünnblättrige, glänzende, schwarze Schiefer mit Fucoiden, steil nach E fallend; darauf lagert zirka $\frac{1}{2}$ m Talmoräne mit Verrukano, Spilit, Gneis, Kalk. Sowohl Punkt 1766 oberhalb der Mittagfluh wie Punkt 1845 liegen in den Äbigratschiefern; die obere Grenze des Ruchbergsandsteins liegt hier viel tiefer. Die Oberbergterrasse ist also unabhängig vom Gesteinscharakter angelegt; sie folgt nicht dem Ruchbergsandstein; sie schneidet die Schichten schief. Nachträgliche Erosion hat dann die Grenze des Ruchbergsandsteins hervortreten lassen. Die Oberbergterrasse hat starkes rückläufiges Gefälle von 1845 m auf 1647 m.

Wenn der Tschuggen als durch nachträgliche Erosion vertieft angesehen werden muss, so mache ich auf folgende Verhältnisse aufmerksam. Wir können bei den Hütten Punkt 1743 am Ochsentobel eine schwach ausgeprägte Terrasse in den Schiefen und mit mächtiger Talmoränenbedeckung erkennen. Möglicherweise ergibt sich die ehemalige Verbindung: 1845 - Oberberg 1756 - Ochsentobel 1743. Also ebenfalls rückläufiges Gefälle, aber bedeutend geringer und eher übereinstimmend mit der Parpanerterrasse.

3. Terrasse Götzigerberg-Alp Foppa. Die dritte Terrasse lässt sich ohne Unterbruch verfolgen über Götzigerberg 1852-Brüggigerberg-Alp Foppa 1933-Haupt 1964. Sie steigt ebenfalls talauswärts schwach an. Unterhalb der Täliflugh trägt sie einen gut abgegrenzten Bergsturzhauften, und von hier südlich wird der anstehende Fels durch Lokalmoränen und Gehängeschutt bedeckt. Südlich des Götzigerberges hört die Terrasse plötzlich auf, und höher oben, bei Punkt 2034, scheint eine Fortsetzung zu sein. Nach den Untersuchungen von *J. Cadisch* (mündliche Mitteilung) ist aber der Hang westlich unterhalb des Parpaner Schwarzhornes-Fineschs bis ans Ochsentobel abgesackt. Die Terrasse vom Götzigerberg findet deshalb hier ihr Ende. Jenseits des Ochsentobels, auf der Alp Scharmoin, liegt alles unter Bergstürzen begraben. Diese haben aber zweifellos bei ihrem Absturz einen gut terrasierten Hang vorgefunden; das zeigt deutlich die morphologische Gestalt dieser Bergsturzlandschaft. Die Frage, ob sich die Götzigerbergterrasse fortsetzt in die Gegend der Alphütte Scharmoin und der Lajets, muss offen bleiben.

4. Churerjoch 2037. Als Glied eines obersten Terrassensystems dieser Gegend sehe ich das Plateau des Churerjochs an. Es fehlen auf der E-Seite der Lenzerheide deutliche entsprechende Geländeformen. Über das Gefälle kann deshalb nichts ausgesagt werden. Da wir aber auf der W-Seite der Talfurche eventuell entsprechende Terrassenglieder finden, so darf dem Churerjochplateau die Bedeutung eines Terrassengliedes zugemessen werden.

b) Terrassen der W-Seite (Fig. 3).

Die Beobachtungen an der E-Seite, die uns rückläufige Terrassensysteme erkennen lassen, werden gestützt und ergänzt durch die Verhältnisse auf der gegenüberliegenden Seite, am Bündnerschieferhang des Stätzerhornes und seiner südlichen Fortsetzung. Allerdings ist das Bild hier infolge des andern Gesteins und besonders infolge der dem Hang parallel fallenden Schichten ein anderes. Schon *Bodmer (11)* machte darauf aufmerksam, dass Terrassenformen im Gebiet des Flysches, besonders in den helvetischen Voralpen und im Rheingebiet, oft schlecht erhalten sind, da erstens die nachträgliche Erosion die typischen Formen leicht verwischt und da zweitens leicht Rutschungen erfolgen. Der grösste Teil des ganzen W-Hanges der Lenzerheide ist nicht anstehend; alles ist mehr oder weniger abgesackt,

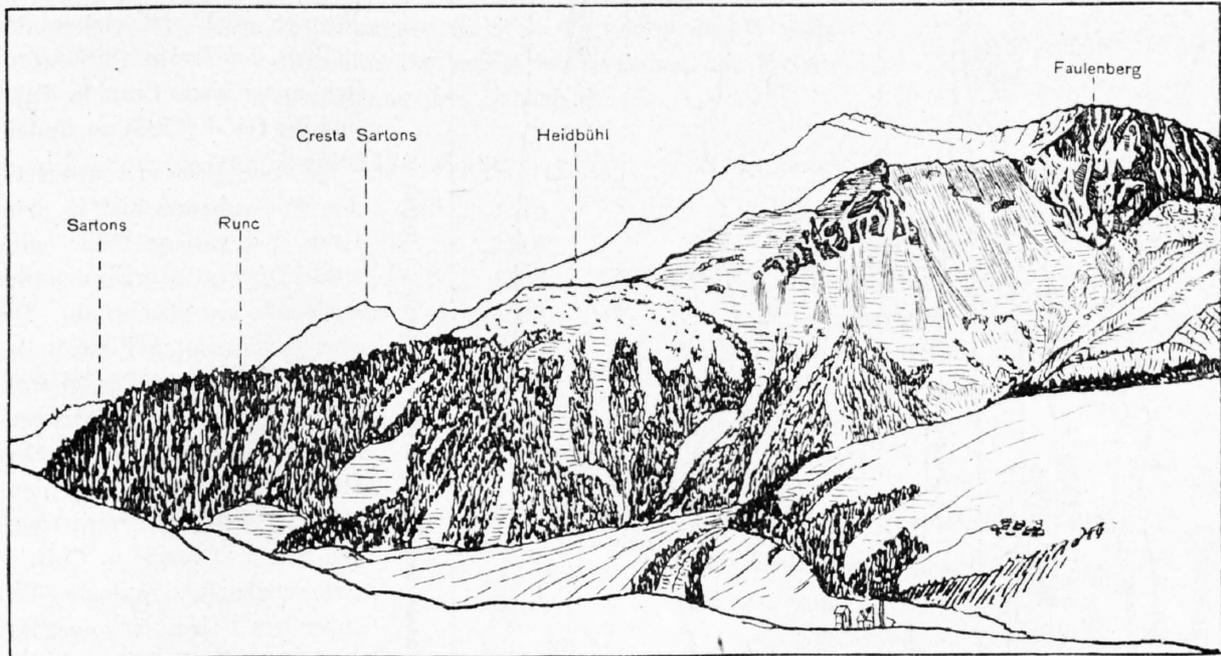


Fig. 3. Terrassierter Grat Faulenberg-Runc, von Jakobshaus aus gesehen.

verrutscht. Genaue Grenzen können nicht gegeben werden, und auf der Karte werden nur diejenigen Gebiete, die diese Absackungen in deutlichem Masse und in grosser Ausdehnung zeigen, als nicht anstehend kartiert. Um zu entscheiden, was als Erosionsterrasse angesehen werden darf, musste in erster Linie genau untersucht werden, was sicher anstehend ist. Dies ist um so mehr notwendig, da gerade durch Schieferabsackungen Stufen und Terrassen entstehen, die sogar in der topographischen Karte zum Ausdruck kommen, die aber für unsere Beobachtungen wertlos sind. Wir finden infolge dieser Verhältnisse auf der W-Seite keine langen zusammenhängenden Terrassenformen, sondern wir können nur kleine einzelne Glieder unterscheiden, die aber immerhin noch eine seitliche Verbindung gestatten. Am charakteristischsten und deutlichsten sind wohl die Verhältnisse am Grat, der sich vom Faulhorn östlich herab gegen den Runc zieht (siehe Fig. 3). Er ist in ausgezeichneter Weise terrassiert, gestuft. Er möge uns als Ausgangspunkt dienen.

1. Terrasse Sartons-Sporz. Vom Runc 1725, der untersten Stufe im soeben erwähnten Grat, zieht sich eine deutliche Terrasse gegen Sartons (1693—1660). Weiter südlich fehlt jede sichere Andeutung einer Terrasse; alles ist durch Rutschungen und durch starke Erosion der vielen kleinen Bäche ausgeglichen worden. Bei Sporz-Davains 1623 setzt die Terrasse wieder ein und lässt sich verfolgen über Sporz 1590-Plam 1561. Hier ist das Ende dieser Terrasse, denn das weiter südlich folgende Gebiet von Obervaz ist verrutscht und gibt keine Anhaltspunkte, und in den Schyn lassen sich die Terrassen nicht verfolgen.

2. Terrasse Cresta-Sartons-Good. Oberhalb Runc treffen wir in einer Höhe von 1950 m wieder eine ausgeprägte Stufe an; es ist die Gegend des Heidbühls. Das entsprechende Terrassenglied erkennen wir in der Cresta-Sartons. 1950 m, dem Hügel über Sartons; er trägt ein flaches Plateau. Auf seiner W-Seite wird er durch ein kleines Tälchen abgegrenzt, und jenseits breitet sich in ganz entsprechender Höhe wieder eine Terrasse aus. Weitere analoge Formen sind erst viel weiter südlich, bei Punkt 1807 (nördlich unter dem Crap la Pala) und bei Good (1703), zu finden.

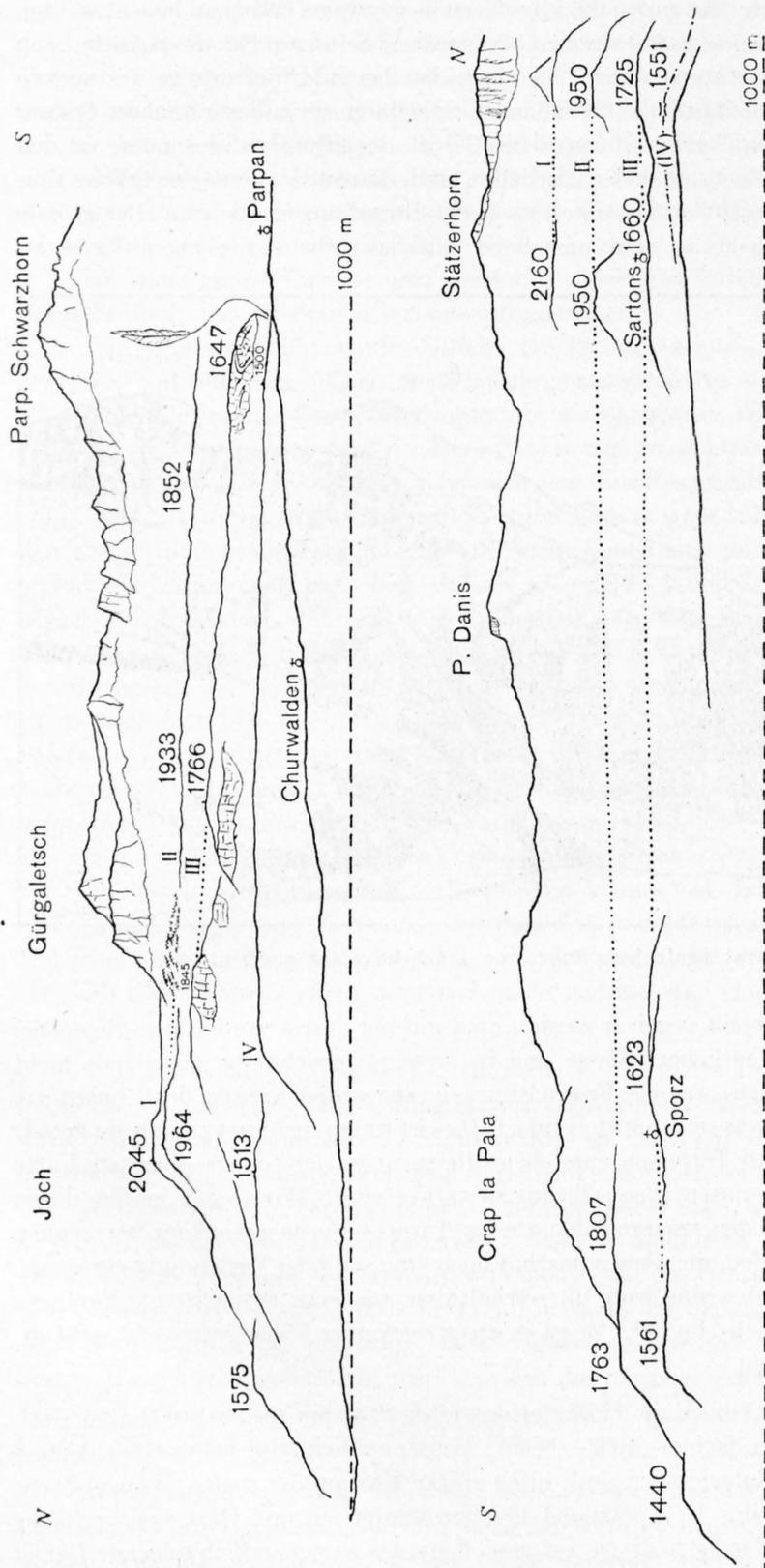


Fig. 4. Erosionsterrassen der Lenzerheide. Massstab 1 : 40,000.

3. Bei 2166 m, unterhalb des Faulenberges, ist in dem Grat Faulenberg-Runc eine letzte Terrasse zu erkennen (auf der Karte gut ersichtlich). Die oberste horizontale First, in der Gegend das «Grün Bergli» genannt, ist nicht als Terrassenform anzusprechen. In gleicher Höhe liegt etwas südlich oberhalb der Cresta ein entsprechendes Stück. Ob wir in Crap la Pala eventuell ein analoges Glied zu suchen haben, ist ungewiss; es fehlen alle Zwischenglieder, und der Crap la Pala selbst hat nicht eigentliche Terrassen- oder Plateauform. Dass er flache und abgerundete Formen besitzt, ist wohl eine Folge des Gletschers, der ihn zur Zeit der maximalen Vergletscherung überdeckte, während die nördlichen Gipfel (Scalottas, Stätzerhorn, Faulenberg) als Inseln über das Eis hinausragten. Hingegen mag hier auf die Gegend von Plaun Cavalier 2100 und Dreibündenstein 2160, allerdings ausserhalb meines Arbeitsgebietes gelegen, hingewiesen werden. Alles ist hier eben. Anstehendes ist selten. Die Verwitterung durch diesen riesigen Terrassenflächen

fließendes Wasser ist auf ein Minimum beschränkt. Ich sehe in ein Äquivalent des Churerjochs, allerdings 80—100 m höher gelegen.

Bei allen Terrassen auf der W-Seite, besonders bei den untern, ist rückläufiges Gefälle offensichtlich. Die Verbindung der einzelnen Glieder zu Systemen mag infolge des grossen Unterbruchs unterhalb des Piz Danis etwas problematisch erscheinen. Jede andere Verbindung ist aber unmöglich und würde den Verhältnissen, wie sie an Ort und Stelle zu konstatieren sind, nicht entsprechen. Die Terrassen sind vollständig unabhängig vom Gesteinscharakter. Die Schichten der Schiefer, Kalke und Sandsteine tauchen alle nach N ein, ausgenommen die vielen kleinen Unregelmässigkeiten, die sich durch die oft intensive Faltung des Flysches ergeben. Die Terrassen aber fallen entgegengesetzt nach S.

c) Zusammenfassung (Fig. 4).

Verzeichnis der Terrassen.

Höhenangabe links = Terrassen der W-Seite.
 Höhenangabe rechts = Terrassen der E-Seite.
 Aufzählung von N nach S.

<p>IV. Terrassensystem 1570—1430.</p> <p>Runcalier 1575 Capveders 1513 Steinhalde 1500 Unterhalb Tschuggen . . . 1500 Parpan (1480) 1480 . . Bual 1480 1451 . . Bual 1444 1434 . . Careins</p>	<p>II. Terrassensystem 1960—1760.</p> <p>Haupt 1964 Alp Foppa 1933 1950 . . Oberheidbühl Götzigerberg 1852 1950 . . Cresta Sartons 1807 . . Unterhalb Crap la Pala 1763 . . Good</p>
<p>III. Terrassensystem 1840—1560.</p> <p>Arsola 1845 Oberberg 1766 1725 . . Runc Tschuggen 1647 1660 . . Sartons 1623 . . Sporz Davains 1590 . . Sporz 1561 . . Plam</p>	<p>I. Terrassensystem 2160—2030 (?)</p> <p>2160 . . Dreibündenstein 2100 . . Alp dil Plaun Churerjoch 2037 2160 . . Unterhalb Faulenberg Alp Scalottas 2093</p>

Gefällsverhältnisse.

Alle Terrassen zeigen rückläufiges Gefälle.	Höhendifferenz der Endpunkte m	Länge km	Gefäll in %
IV. Terrasse 1575—1434	141	13,5	1
III. Terrasse 1845—1561	284	10,5	2,7
II. Terrasse 1964—1763	201	11,3	1,8
I. Terrasse 2160—2093	67	10	0,6

Die Terrassen links und rechts des Tales entsprechen einander und zeigen je übereinstimmendes Gefälle. Beim Terrassensystem II fällt auf, dass die Terrassen auf der W-Seite höher liegen als die entsprechenden auf der E-Seite. Das System I setzt sich möglicherweise zusammen aus zwei Stufen: Dreibündenstein 2160 m-unterhalb Faulenberg 2160-Alp Scalottas 2093 und Alp dil Plaun 2100-Churerjoch 2037. So ausgezeichnet auch die Flächen beim Dreibündenstein und am Joch ausgebildet sind, so lässt sich doch der Zusammenhang dem Hang entlang schwer herausfinden. Es liegt im Wesen der Terrassen begründet, dass die ältesten und höchsten am schlechtesten erhalten sind.

d) Zusammenhang mit angrenzenden Gebieten.

Über die Verhältnisse in den benachbarten Gebieten kann ich nur andeutungsweise Angaben mitteilen, da ich diese Täler nur flüchtig streifte. Ohne Zweifel muss das Oberhalbstein entsprechende Terrassensysteme aufweisen, und zwar ist anzunehmen, dass diese dort normales Gefälle aufweisen, wie es *Bodmer* auch angibt. Von Rückläufigkeit, wie es für unser Gebiet so auffällig ist, kann im S nichts beobachtet werden. Die Terrassen, wie sie *Bodmer* für das Oberhalbstein erwähnt, und die er auch über die Lenzerheide zu verfolgen sucht (hier aber die Rückläufigkeit ganz übersieht), lassen sich jetzt nicht mehr ohne weiteres mit unsern Systemen in Verbindung setzen. Genaue Beobachtungen im Oberhalbstein sind nötig.

Im Gebiet des Schyn sind die Terrassen, die unsern vier Systemen entsprechen würden, nicht ausgebildet, was natürlich sehr begreiflich ist, da ja die Talbildung in der Richtung S-N = Oberhalbstein-Lenzerheide, tätig war. Erst nach der Bildung des tiefsten Systems der Heide wurde die Julia und Albula nach W abgelenkt, und es können sich deshalb im Schyn nur jüngere und tiefere Terrassen vorfinden. Ausgezeichnet erhalten ist der Talboden Alvanu 1200-Vazerols-Solis-Pleumna 1171; hier findet sich normales Gefälle talaufwärts. Die Terrasse von Alvaschein gehört einem jüngern Stadium an.

Wie weit nach N die Rückläufigkeit reicht, kann ich nicht beurteilen, denn im Gebiet, das nördlich an die Heide angrenzt, z. B. bei Malix, Brambüsch usw., lassen sich die Terrassen nicht deutlich nachweisen. Aufschluss mag vielleicht eine genaue Untersuchung im Domleschg ergeben. Dort müssen sich ebenfalls Terrassen mit rückläufigem Gefälle zeigen. *Alb. Heim* macht auf diese Möglichkeit aufmerksam; besonders glaubt er, dass die dortige grosse, dorfbesetzte Felsterrasse talauswärts ansteigt. Möglicherweise könnte hier auch das nördliche Ende dieser Unregelmässigkeit im Gefälle der Terrassen gefunden werden.

e) Resultate.

Im Gebiet der Lenzerheide lassen sich an beiden Talseiten Felsterrassen verfolgen, die einander entsprechen und sich in vier Systeme einordnen. Sie sind vom Gesteinscharakter unabhängig, sind also nicht Schichtterrassen. Alle zeigen rückläufiges Gefälle, d. h. sie steigen talauswärts an. Nach der Bildung der tiefsten und jüngsten Terrasse wurde das Talstück der Lenzerheide ausgeschaltet, da die Albula nach W abgelenkt wurde. Die Folge davon war, dass die südlichen Gewässer der Heide nun südwärts flossen und sich in dem jüngsten Talboden Parpan-Bual rasch vertieften. Die Schlucht des Heidbaches wurde geschaffen. Als Zeuge des letzten Talbodens blieben nicht nur seitliche Terrassen bestehen, sondern es blieb der breite Talboden des Bual erhalten.

Bis jetzt waren die rückläufigen Terrassensysteme nur vom N- und S-Rand der Alpen bekannt. Auf der N-Seite würde die rückläufige Zone ungefähr verlaufen (nach Gogarten): Lac du Bourget, Genfersee, südlich Freiburg, nach S biegend gegen Thun, am Napf vorbei, Sempachersee, Zürichsee, Bütschwil, südlich vom Thurknie, Bischofszell (die Ausweichung nach N dem Säntis entsprechend), Lindau. Auch im S sind durch Arbeiten von *Philippi*, *Baltzer*, *Wilmer* die rückläufigen Terrassen bewiesen worden. Beide Linien schmiegen sich den Streichen der Alpen an. Diese Linien fallen zusammen mit den Alpenrandseen. 1891 hat *Alb. Heim* und 1892 *F. A. Forel* die allgemeine Alpensenkung als Ursache der Talseebildung erklärt. 1894 gab dann *Heim* eine geostatische Erklärung: «Die Überbürdung der Erdrinde im Alpengebirge durch die dem Horizontalschub gehorchenden, aufeinander sich türmenden Falten, hat eine nachträgliche isostatische Einsenkung des fertig gefalteten Alpenkörpers zur Folge gehabt.» (S. *Alb. Heim*: Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 399—144, und **37**, 1918.) Diese Alpenrandflexur ist erfolgt lange nach den beiden ersten Vergletscherungen, am Schluss der grossen Interglazialzeit, vor der Rissvergletscherung (rückläufige Deckenschotter, aber ungestörte Hochterrassenschotter).

Dass sich die Störungen im Gebiet der Heide ebenfalls im Mitteldiluvium ereigneten, ist anzunehmen. Die Beweisführung, wie sie bei den rückläufigen Terrassen des Zürichsees zur Altersbestimmung möglich ist, ist aber in unserem Falle unmöglich.

Durch die Tatsache, dass nicht nur am Alpenrand, sondern auch im Innern des Alpenkörpers rückläufige Terrassen zu finden sind, wird bewiesen, dass sich isostatische oder faltende Bewegungen auch hier auswirkten. Der Alpenkörper ist nicht als starres Ganzes eingesunken, sondern die Bewegungen lösten sich auf verschiedenen Linien aus, teils am Rand, teils aber im Innern. Ohne auf diese ganze Theorie der Isostasie und auf die Schweremessungen einzugehen, mag nur auf die Vermessungsergebnisse der schweizerischen geodätischen Kommission (*Th. Niethammer*) hingewiesen werden. Im N, im Schwarzwald ist Massenüberschuss. Bei Basel treffen wir normale Schwere, und gegen SE nimmt der Massendefekt regelmässig zu. Im Rücken der penninischen Decken hat er ein Maximum erreicht. Im E liegt das Maximum des Massendefekts bei Davos, im W ungefähr bei Stalden im Nikolaital. Die Verbindungslinie streift im S bei Alvaschein unser Gebiet. Mir scheint, unsere Beobachtungen an den rückläufigen Terrassen lassen sich vollständig mit den Schweremessungen und mit der Theorie der Isostasie in Einklang bringen.

Möglicherweise ist die Ablenkung der Albula und Julia, also des E-Rheins, eine Folge der Rücksenkung der Lenzerheide. Denn die Linie, auf der sich das Einsinken am stärksten auswirkte, liegt im Gebiet Davos-Schyn. Wenn wir diese Voraussetzung machen, so sind wir nun auch imstande, eine gewisse Altersgrenze für die Flexur im Innern der Alpen zu finden. Die Terrassensysteme der Heide sind natürlich älter als die Dislokation; die tiefern Terrassen des Albulatales, speziell die Terrasse Vazerols-Solis-Pleumna und vor allem die Terrasse von Alvaschein sind in diesem Fall jünger als die Dislokation. Alle tragen mächtige Moränen, besonders im Gebiet von Alvaschein, wo sogar alte epigenetische Albulaschluchten vollständig durch sie verstopft sind. Die Flexur erfolgte vor Ende der Eiszeit, und zwar, nach den epigenetischen Schluchten zu schliessen, die nur Interglazialzeiten zugeschrieben werden können, am ehesten vor der grössten Vergletscherung, am Ende der grossen Interglazialzeit.

Ich möchte zum Schluss dieser Erörterungen noch darauf verweisen, dass bereits von anderer Seite angedeutet wurde, dass sich posttertiäre Flexuren nicht nur im N und S auf einer engbegrenzten Zone zeigen, sondern auch im Innern. So gibt *Buxtorf* eine neue Theorie, die er als «Modifikation derjenigen Heims» bezeichnet. Statt einer allgemeinen Einsenkung des Alpenkörpers, die Randzone mitziehend, nimmt er Vertikalbewegungen mit zonenförmig wechselndem Sinn an. Verantwortlich macht er letzte Faltungen. Ferner erwähnt *P. Beck* (10, 139), dass sich Erosionsterrassen und Talbodenreste im Berner Oberland auf 60 und 40 km Länge verfolgen lassen und kein Gefälle aufweisen, dass also für diese lange Strecke relatives Rücksinken des Gebirges angenommen werden muss. Der Vergleich dieser langen Strecke von 60 km mit den rückläufigen Terrassen des Zürichsees von 3—5 km Länge zeigt ebenfalls, dass wir in den posttertiären Bewegungen der Alpen keine so einfachen Vorgänge zu suchen haben, wie man bis anhin annahm. Es handelt sich vielmehr um komplizierte, auf verschiedenen Linien und verschiedenen Breiten sich auswirkende Hebungen und Senkungen. Diese Annahme wird gestützt durch die Tatsache der rückläufigen Terrassen im Alpeninnern¹⁾.

C. Gletscher und Moränen.

a) Talgletscher.

Die Lenzerheide wurde von einem mächtigen Eisstrom durchflossen. Albula und Juliergletscher, die sich bei Tiefenkastel-Vazerols vereinigten, überströmten als einheitlicher Gletscher die Heide. Der Landwassergletscher, von E gegen den Albulagletscher fliessend, erreichte die Heide wohl nicht (siehe *Brauchli*, 13), da er von den beiden mächtigen Rivalen, die das viel grössere Einzugsgebiet aufweisen, zurückgedrängt wurde. Im Gebiet von Brienz-Vazerols wurde das Eis der beiden von S kommenden Eisströme gewaltig gestaut, und die Lenzerheide wurde so gegen andere Zuflüsse gänzlich verbarrikiert. Ein kleiner, schwächerer Seitenarm überfloss den heutigen Schyn; während der beiden

¹⁾ Die interessanten Arbeiten von *A. Penck* über Rücksenkungen in den bayrischen Alpen erschienen erst nach Abschluss der vorliegenden Arbeit und konnten von *Glaser* leider nicht mehr benutzt werden (*P. Arbenz*).

ersten Eiszeiten haben wir uns hier einen Sattel zwischen Muttnerhorn und Crap la Pala vorzustellen, vielleicht in der Höhe von Creusen (1600 m oder noch höher). Während der ganzen Eiszeit floss der Gletscher über die Heide. Da aber dieses Gebiet vor der Risszeit seinen Fluss verloren hatte, blieb es in der Vertiefung zurück und wurde nicht übertieft. *Albert Heim* erwähnt denn auch in der «Geologie der Schweiz», Bd. I, Seite 379, unter den Argumenten gegen diluviale Glazialerosion die Lenzerheide: «Ein Hauptstromweg für das Eis der vorletzten und letzten Vergletscherung, aber dennoch nicht nur nicht übertieft, sondern in der Austiefung Hunderte von Metern zurückgeblieben, ist die Talstrecke Tiefenkaasel-Parpan-Chur.»

Als Leitgestein in unserem Gebiet kommt für die grossen Talgletscher vor allem der Albula-Juliergranit in Betracht. Ein grobkörniger Granit mit grünen Feldspäten (Oligoklas) und bronzefarben anwitterndem Biotit. Er findet sich auf der Lenzerheide und bei Alvaschein massenhaft. Ferner sind zu erwähnen:

- Gabbro aus dem Oberhalbstein, mit grossen Diagonalen, selten und meist nur als kleine Blöcke;
- Ophicalcite, rote und grüne, aus dem Oberhalbstein;
- Diorite, besonders häufig bei Alvaschein;
- Grüner Quarzporphyr von Bellaluna u. a. O., massenhaft bei Alvaschein.

Gneise, Amphibolite, Verrukanoquarzkonglomerat u. a. sind sehr verbreitet, können aber nicht als leitend gelten, da diese Gesteine auch durch Lokalgletscher aus dem Rothorn und Lenzerhorngebiet und durch Bergstürze aus dieser Gegend ins Tal hinabgelangt sein können.

Die Gesteine finden sich entweder als Wallmoränen in den tiefern Lagen, häufig und mächtig entwickelt bei Alvaschein, selten auf der Heide, oder dann als einzelne Blöcke und als wenig mächtige Grundmoräne auf den sanft geneigten Hängen und auf den Terrassen.

Auf der W-Seite der Heide, im Gebiet der Schiefer des Stätzerhorns, fällt jedes kleinste Stück eines Juliergranites sofort auf und zeugt von ehemaliger Vergletscherung. In den höhern Regionen sind aber die Erratica sehr selten, was herrühren mag von den stetigen Rutschungen und Absackungen. Ich fand die höchsten leitenden Erratica:

- auf Heidbühl und Alp Stätz 1800—1850 m;
- im Tälehen westlich Cresta-Sartons 1900 m;
- im Val Schamella 1800 m;
- Alp Scalottas beim Crap la Pala 2093 m;
- Crap la Pala 2152 m.

Auf der E-Seite erwähnt *Tarnuzzer* Glazialgeschiebe am Churerjoch 2037. Weiter südlich sind die obersten Erratica durch Bergstürze und Gehängeschuttkegel verdeckt. Die erwähnten Funde allein lassen sich aber nicht verwenden, um einwandfrei die Eisstromhöhe zu bestimmen. Auch *Penck* (59, 258 ff.) führt aus, dass im Innern der Alpen die erratischen Funde dazu nicht genügen. Wenn wir aber bedenken, dass am Calanda die obersten Spuren der Hocheiszeit bei 2100 m liegen (*F. v. Salis*, 68), indem sich hier eine deutliche Schliiffgrenze dem E-Hang entlang zieht (höchste erratische Blöcke bei 2070 m), so darf die Eisstromhöhe auf der Lenzerheide sicher auch 2150—2200 m berechnet werden. Das geht auch aus den Bergformen hervor. Crap la Pala wurde zur Risszeit überflutet, und nur die Gipfel des Danis, Stätzerhorn und Faulenberg ragten als Inseln hervor. Sie blieben der Verwitterung stets ausgesetzt und bieten deshalb ein wildes Bild mit typischen Erosionsreliktformen. Besonders auffällig sind diese Formen im Gebiet des Faulenberges zu konstatieren.

Auf der Heide selber, also zwischen Churwalden und Lai, ist alles Moränematerial durch Bergsturz verdeckt; überall treten aber am Rande der Bergsturzmassen die Erratica zutage. Direkt östlich Churwalden liegt am Rande des Bergsturzes Talmoräne, sandig bis lehmig, mit kleinen bis kopfgrossen Gesteinen, oft etwas gerundet; Kalke, Dolomite, Verrukano, u. a., oft mit sehr schönen Schliiffflächen und Kritzen. Ferner findet sich Talmoräne am Rand der Bergstürze: Bei Belvédère östlich Parpan, bei der Hütte Punkt 1743 am Ochsentobel, im God Lai auf anstehendem Ruchbergsandstein, bei Masons.

Dass sich auf den beidseitigen Terrassen, besonders auf der Oberbergterrasse, viel Talgletscherschutt findet, wurde bereits erwähnt. (Auf Oberberg liegt am Strässchen ein riesiger Block eines Spilites;

Dimensionen $6 \times 4 \times 3$ m). Die Erratica werden häufiger, je weiter wir nach S gehen. Auf dem Bual liegt Moräne, und zwar sind die vielen in verschiedenen Richtungen streichenden Geländewellen anstehender Flysch, während die Mulden dazwischen das Schuttmaterial beherbergen. Auch die Abrutschmulde von Obervaz trägt sehr viel Moränematerial. Es ist oft sehr schwer, Grenzen zu ziehen zwischen Gehängeschutt, Moräne und Flysch; alles zusammen ist in Bewegung gegen das Nivaiglertobel. Sowohl zwischen Fuso und Zorten wie auf der gegenüberliegenden Seite des Heidbaches reichen die Juliergranite mit ihren Begleitern bis tief in die Schlucht hinab. Das spricht wieder dafür, dass die Ablenkung des Wassers nach S vor Ende der Eiszeit erfolgte. Weitere Argumente für diese Ansicht finden wir in einer alten epigenetischen, jetzt durch Moräne gedeckten Heidbachschlucht.

Die schönste und grösste Moränelandschaft findet sich im Gebiet von Alvaschein. Der anstehende Fels ist selten. Die meisten Anrisse zeigen Talmoräne, und zwar treten hier neben Juliergranit vor allem grüne Quarzporphyre und Diorite auf. Das Gelände zeigt neben meist ruhigen, schwach welligen Formen auch sehr ausgeprägte und auffällige Wälle. Diese ziehen sich meist westöstlich am Hang entlang. Erwähnt soll nur werden der grosse Moränewall direkt ob Alvaschein, Punkt 1070. Über das Vorkommen von Moränen im Schyn kann ich nichts Sicheres sagen. Die Schlucht der Albula unterhalb Alvaschein, z. B. beim Stauwehr, hat keine Moräne, Müstail aber besitzt solche. Verschiedene alte Albuläläufe sind durch Moräne fest verkittet.

Neben den zahlreichen Glazialgeschieben finden sich in unserem Gebiet auch öfters schöne Rundhöckerlandschaften mit Gletscherschliffen. Der faule Schieferhang auf der W-Seite ist natürlich arm an solchen. Die meisten Rundhöcker sind denn auch in den festern Bänken des Ruchbergsandsteins zu treffen. Auf dem Heidbühl reiht sich Felsbuckel an Buckel, meist den nackten, glatten Fels aufweisend, oder aber überwuchert von der aus den dazwischenliegenden nassen Mulden herauskletternden Vegetation. Ähnliche Formen finden sich auf dem Tschuggen, wo besonders die glattgeschliffenen Sandsteinflächen auffallen, bei Sporz, bei Pleumna, auf dem Bual, auf Salons bei Alvaschein.

b) Lokalgletscher.

Zahlreiche kleine Lokalgletscher sassen in den Karen zu beiden Seiten der Heide. Ihre Moränen sind oft sehr schön erhalten. Das gilt besonders für das grosse Kar der Alp Stätz und für die Alp Raschil. Im obersten Teil der Stätzeralp zeichnet *Theobald* auf Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz eine grosse Moräne ein (wohl Talmoräne), diese läuft S-N. Von einer solchen ist aber nichts zu konstatieren, im Gegenteil, wir haben es dort zu tun mit einem grossen Kar, wo der Lokalgletscher prächtige Girlanden von sich meist schliessenden Moränen hinterliess. Der Karboden steigt von der Alphütte bei 1830 m langsam aufwärts, das Gefälle ist nicht kontinuierlich, sondern schwach wellenförmig. Der nackte Fels ist überall durch Schutt bedeckt. Seinen Abschluss bildet das Stätzerkar in den schroffen Wänden des Faulenberges. Die obersten Moränen sind geschlossen; es lassen sich wenigstens sechs solcher Bogen zählen, in denen wir die letzten Rückzugsstadien erkennen. Die untern Moränen ziehen sich abwärts und lassen sich verfolgen bis unterhalb der Hütte, wo nun die Talmoränen auftreten, bis endlich noch weiter unten das Bergsturzmaterial den anstehenden Flysch bedeckt.

Untere Grenze des Karbodens	1830 m
Obere Grenze des Karbodens	2350 m
Oberste Moränewälle	2250 m

Nach S anschliessend an das Stätzerkar müssen wir uns weitere Kare vorstellen; die meisten wurden aber teils durch den grossen Eisstrom, teils durch Rutschungen zerstört. Nur da und dort lassen sich noch Spuren von Karformen konstatieren.

Ein prächtig erhaltenes kleines Kar finden wir in der Alp Raschil; als Schulbeispiel muss es jedem Stätzerhornbesucher auffallen. Schroff fallen die Karwände vom Danis und seinen Ausläufern ab zu dem schwach geneigten Karboden. Auch hier sind die Karmoränen in schöner Weise erhalten und schliessen ein Karseelein ein. Hinter der Alphütte bei 2200 m fällt der Karbach in steiler Sturzbahn über den anstehenden Flyschiengel hinunter.

Auch der E-Hang zeigt in den oberen Regionen starke Bedeckung durch Lokalmoränen. Grosse Wälle kommen aus der Mulde südwestlich des Parpaner Weissorns und überlagern den obersten Teil des Muttabergsturzes. Ihr Ende liegt bei 2100 m. Grosse und gut ausgeprägte Wälle ziehen allerdings noch viel weiter hangabwärts. Doch sehe ich diese tiefer liegenden Formen als Bergsturz an. Sichere Grenzen zwischen Moräne- und Bergsturzwälle sind auch hier nicht zu geben. Hinter dem Vorwerk des Schaingels finden ebenfalls Moränen ihren Ursprung. Solche ziehen nordwärts, werden gegen den Berg zu überlagert von den riesigen Schutthalden des Rothorns und überlagern ihrerseits den kristallinen Schutt des grossen Parpanerbergsturzes. Ähnlich sind die Verhältnisse auf der S-Seite des Schaingels. Alle diese Moränen liegen auf dem Bergsturz und reichen bis auf 2100—1900 m hinab. Sie entsprechen im allgemeinen dem Daunstadium. Unsere Verhältnisse gleichen denjenigen von Arosa, wo die Daunstadien nach *Brauchli* ebenfalls auf 1900 m liegen, während sie in südlicheren Gebieten bei 2300—2200 m zurückbleiben.

D. Diluviale Epigenesen.

Flussverlegungen sind im schweizerischen Mittelland in grosser Zahl bekannt. Ich verweise besonders auf den zusammenfassenden Abschnitt in *Heim*, Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 379—394. Aber auch in den Alpen sind entsprechende Erscheinungen vorhanden. Die interessantesten Fälle finden sich dort, wo der Fluss einen Riegel in einer Schlucht durchbricht; meist treffen wir neben der heutigen Schlucht noch alte, verdeckte Flussläufe. Ich erinnere an den Kirchet bei Meiringen, wo *Lugeon* (49) neben der rezenten Aareschlucht drei bis fünf alte Klammen nachweisen konnte. In neuerer Zeit hat *Buxtorf* ähnliche Verhältnisse in der Via Mala gefunden (15). Auch dort sind ehemalige Wege des Hinter Rhein verstopft worden, meist durch Moränematerial. Das Wasser war gezwungen, sich daneben eine neue Schlucht zu graben. Was die Via Mala vor andern ähnlichen Fällen auszeichnet, ist die Enge der Gesamtschlucht, in deren tiefsten Sohle sich die alten und die neuen Klammen den Platz streitig machen. Würde man die alten der Ausfüllung entledigen, so kämen an einigen Stellen fast lamellenartige Felsmauern zum Vorschein.

Ich vermutete, dass auch die Albula in ihrem untersten Lauf, bei Alvaschein und im Schyn, Epigenesen aufweise. Angeregt durch die Arbeit *Buxtorfs*, stellte ich mir die Aufgabe, im S meines Gebietes auf Flussverschiebungen zu achten.

1. Heidbach. Alles Wasser südlich der Linie, die bei Acla alva die Heide quert, fliesst nach S ab, und zwar ist der Heidbach der Sammler. Bei der Heidmühle verlässt er den Bergsturz- und Moränenschutt und fliesst nur in anstehendem Flysch, in den er sich tief eingefressen hat. Bald verschwindet er in der tiefen Schlucht, die besonders bei Nivaigl wild und ungangbar aussieht. Bei Untersolis mündet der Heidbach in die Albula. Unterhalb Zorten ist die in den nach E fallenden Schiefen eingegrabene Schlucht mit schuld, dass das ganze nördliche Gebiet von Obervaz in Rutschung ist. Der Hang wird im Tobel unterhöhlt, und das rutschige Flyschgebiet, durch intensive Durchwässerung gelockert, senkt sich mit sanften, aufliegenden Moränen und dem Gehängeschutt gegen den Heidbach. Bereits wurde erwähnt, wie weiter nördlich die Talmoränen bis weit ins Tobel hinabreichen.

Steigen wir in die Schlucht von Nivaigl hinunter, so sehen wir uns umgeben von meist senkrechten, schwarzen Felswänden, aufgebaut aus dunklen, mergeligen Schiefen; im untern Teil sind es Via Mala-Schiefer, gegen die Ruine Nivaigl stösst man aber dann auf grüngelbe, helle Schiefer, auf rötliche Sandsteinbänke und auf dunkle Kalke.

Steigt man von unten die Schlucht hinauf, so hat man beidseitig den anstehenden Fels in grosser Mächtigkeit. Die Verhältnisse ändern sich plötzlich, wenn man die scharfe Biegung des Heidbaches erreicht in einer Höhe von 870 m. Mit scharfer Grenze setzen auf der östlichen Seite die Schiefer auf, und Schutt liegt von der Strasse bis hinab aufs Bachniveau. Es ist Moränematerial: kleine und grosse Blöcke von Gesteinen der Talgletscher, oft stark abgeschliffen und gerundet. Dieser mit Moräne zugestopfte Einschnitt ist ziemlich breit. Dann tritt das Anstehende wieder auf und begleitet uns durch die grosse Schlaufe, die die Schlucht um die Ruine von Nivaigl herum bildet. Die Klamm wird oft so eng,

dass ein Durchkommen fast unmöglich wird und nur der Heidbach seinen Weg findet. Von Moräne ist nichts zu finden. Dieser Teil hat ein jugendlicheres Aussehen als weiter unten gegen Untersolis. Weiter nördlich, in der Nähe der Nivaiglerbrücke, kommt auf der E-Seite von neuem das Schuttmaterial bis fast auf die heutige Bachsohle; es findet sich also hier eine zweite Lücke in der anstehenden E-Wand des Nivaiglertobels. Von jetzt an weiter bachaufwärts lässt sich aber kein Unterbruch mehr, weder links noch rechts, konstatieren.

Die linke Seite des Nivaiglertobels ist also an zwei Stellen nicht intakt. An zwei Orten finden sich Einschnitte, durch Moräne zugedeckt. Es lässt sich ohne weiteres erkennen, dass wir es mit einer alten, moränegefüllten Schlucht zu tun haben. Oben bei der Strasse lässt sich allerdings diese alte Rinne nicht verfolgen, da die ganze Gegend von mächtigem erraticem Material und von Schottern überdeckt wird. Aus dem ganzen Verlauf des heutigen Heidbaches in dieser speziellen Gegend wie aus dem Auftreten besonders des südlichen grossen Unterbruchs der E-Seite lässt sich die alte Nivaiglerschlucht mit Bestimmtheit ableiten. Das rechtwinklige Knie im Bachbett wird verständlich: der alte Lauf setzt sich an dieser Stelle gerade fort in den untern heutigen Heidbachlauf. Von dieser Einmündungsstelle an fallen alte und neue Schlucht zusammen, und zwar lag die Sohle der alten Klamm ungefähr gleich tief wie diejenige der heutigen. Von hier abwärts ist die Schlucht etwas geweitet, Schutt liegt oft darin; aufwärts aber stellt sie sich als ganz eng und wild dar, ohne Schutt und ohne jegliches Moränematerial. Dieses Stück bis fast hinauf zur Brücke ist jünger als die letzte Eiszeit.

Es mag noch auf die merkwürdigen und unklaren Verhältnisse von Sundroina und Gravadoiras hingewiesen werden. Die Ova da Sanaspans hat bei Lai einen riesigen alten Schuttkegel mit geringem Neigungswinkel abgelagert. Der Bach hat sich dann weiter oben tiefer im Anstehenden eingefressen und auch in ihrem Schutt ihr Bett tiefer gelegt. Aus dem alten Schuttkegel wuchs im untern Teil ein neuer kleinerer (siehe Karte).

An der Strasse sind zwischen Sundroina und Gravadoiras die mächtigen Schuttmassen in zwei Kiesgruben von grosser Mächtigkeit aufgeschlossen. In beiden fällt sofort schiefe Schichtung, Deltaschichtung auf: die Sand- und Kiesbänke sind deutlich geschichtet und fallen schräg ab, und zwar herrscht in den beiden Aufschlüssen ein entgegengesetztes Fallen. In der nördlichen Grube fallen die Kiesschichten gegen S, in der südlichen gegen N. Fremde Gesteine fehlen; es finden sich wohl hin und wieder gekritzte Geschiebe; aufgearbeitetes Moränematerial der höher liegenden Kargletscher mag in den Schottern sein. Aber von Talmoräne sind keine Spuren nachweisbar, weder innerhalb noch über dem Delta. Die auffällig geschichtete Schuttmasse muss sich spät abgelagert haben, und zwar in einem See, der möglicherweise durch einen letzten Gletscher gestaut worden ist.

Komplizierter werden diese Verhältnisse noch durch das Vorhandensein eines alten Ovalaufes. Während von Sundroina bis zu den ersten Häusern von Gravadoiras die Strasse auf der E-Seite durch ein mächtiges Steilbord, eben die erwähnten Deltaschotter, gebildet wird, setzt es bei Gravadoiras plötzlich aus. Eine deutliche Furche, dem kleinen, ganz unbedeutenden Bächlein folgend, zieht sich aufwärts. Dass es sich um ein altes, noch sehr gut erhaltenes Flussbett handelt, ist sofort klar. Auf beiden Seiten dieses bis auf 30 m breiten Einschnittes tritt der anstehende Flysch auf. Die Tiefe beträgt zirka 15 m. Dieses ehemalige Ovabett zieht sich in einem Bogen aufwärts gegen die heutige Ova. Nach oben werden die Verhältnisse undeutlich, da nachträgliche Schuttablagerungen die Abzweigungsstelle des alten Bettes vom heutigen verdecken. Wahrscheinlich war dieser Punkt ungefähr da, wo der kleine Seitenbach die Ova verlässt und gegen Gravadoiras fliesst, das alte Bett noch benützend.

Wenn wir im folgenden ein Schema aufstellen, um die Verhältnisse, die sich im Gebiet des Heidbaches zeigen, zeitlich festzulegen und zueinander in Beziehung zu bringen, so müssen wir uns wohl bewusst sein, dass es sich dabei nur um einen vorläufigen Versuch handeln kann. Weitere Anhaltspunkte werden die Bergstürze der Lenzerheide und die Epigenesen von Alvaschein geben.

1. Ablenkung des E-Rheins gegen W. Erste Anlage des Schyn. Als Folge davon rückläufiges Gefälle des Heidbaches und erste Anlage des alten Nivaiglertobels = gr. Interglazialzeit.
2. Verstopfen der alten Heidbachschlucht durch die vorrückenden Talgletscher. Beim Rückzug subglaziale Anlage des heutigen Nivaiglertobels = Würm.

3. Der sich zurückziehende Gletscher oder ein kleiner Vorstoss staut einen See bei Lai. Ablagerung der Deltaschotter von Gravadoiras.
4. Vertiefen des Nivaigertobels. Ablenken der Ova gegen Gravadoiras: Anlage des Ovabettes von Gravadoiras = post Würm.
5. Durch kleine Bergstürze und Schuttablagerung wird das neue Ovabett oben verstopft, und die Ova fliesst wieder direkt gegen W und frisst sich in ihrem alten Schuttkegel neu ein.

2. Albula. Sehr interessante talgeschichtliche Probleme bietet die Gegend zwischen Tiefenkaasel und Solis und zweifellos auch der Schyn. Die folgenden Ausführungen können nur einen kleinen Teil der Fragen lösen, die dieses Gebiet der Albula stellt. Es sind die Beobachtungen, die ich während eines kurzen Aufenthaltes in Alvasein gewonnen habe. Der Schyn blieb ganz unberücksichtigt. Noch vieles bleibt hier zu tun übrig.

Bei Tiefenkaasel vereinigen sich die Julia, die aus dem Oberhalbstein kommt, und die Albula. Unmittelbar oberhalb der Vereinigungsstelle fliessen beide durch Schluchten. Die Albula hat sich zwischen dem Kirhhügel und dem N-Hang eingefressen. Die Julia fliesst in einem Bogen um die Plattas 967 herum und muss sich nun zwischen Plattas und Kirhhügel durchwinden, um die Albula zu erreichen. Von der Einmündungsstelle an fliesst der Fluss durch eine auffallend weite Mulde.

Es fällt auf, dass die Julia den Plattashügel in einem grossen Bogen nach E umfliesst. Denn westlich dieses Punktes 967 liegt eine Einsenkung, eine sattelförmige Mulde, und das Anstehende ist unter Schutt verborgen. Ohne Zweifel floss ehemals die Julia direkt links am Plattashügel vorbei, zirka in einer Höhe von 880 m, in nordwestlicher Richtung gegen die Mulde von Prada, um sich erst hier in die Albula zu ergiessen. Später muss dieser Weg verstopft worden sein, und der Fluss wandte sich nach rechts. Er wollte aber einstweilen den grossen Bogen rechts um den Felshügel vermeiden und versuchte, den Plattas direkt zu durchsägen. Wir finden den harten Fels durchbrochen von einer schmalen, tiefen Klamm, die jetzt vollständig durch Moränematerial verdeckt ist. Diesen zweiten Weg der Julia beobachten wir schön an der Strasse Tiefenkaasel-Mons. Kurz nachdem man die neue Brücke über die Julia überschritten hat, sieht man zur Linken am Hang eine kleine, wahrscheinlich erst kürzlich angelegte Kiesgrube. Schuttmaterial wurde entfernt, und dadurch kam die alte Juliaschlucht zum Vorschein. Sie ist an dieser Stelle vielleicht 5 m breit; die Wände sind senkrecht, und die Basis muss noch tiefer als das Strassenniveau liegen. Nachdem auch dieser Weg dem Wasser versperrt wurde, wählte er den heutigen. (Diese Verhältnisse erinnern sehr an diejenigen der Aareschlucht bei Meiringen.) Die Gletscher fanden mitten im Tal einen Felshöcker, der links und im Zentrum durchfressen war. Das Eis schaffte den Hügel aber nicht weg; es formte einzig einige Rundhöcker und schliff den Fels; es füllte die alten Flussläufe ganz aus, erweiterte oder zerstörte sie aber nicht, sondern verstopfte diese Gräben mit Moräneschutt und nötigte den Fluss, sich nach E zu wenden und dort einen Durchgang zu schaffen.

Also riesige erodierende Tätigkeit des fliessenden Wassers; geringe abschleifende Wirkung des Eises.

Die Albula fliesst nun an der Flanke der Mulde von Prada entlang, um bald wieder zwischen den immer steiler werdenden Felswänden ihrer Schlucht zu verschwinden. Dieser Albulalauf von der Mineralquelle von Müstail bis nach Untersolis ist wohl relativ jung. Die Wände sind senkrecht, wenig durch nachträgliche Erosion zerfressen und abgesehägt. Die Schlucht ist meist schmal und bietet auf ihrem Grunde nur dem Wasser Platz. Moränen fand ich in diesem Schluchtabschnitt keine, muss allerdings beifügen, dass ich nur den kleinsten Teil begehen konnte. Auf halbem Weg, südlich Alvasein, ist der Fluss gestaut worden, und ein Stollen führt das Wasser nach Sils; sein Gefälle wird dort von den zürcherischen Elektrizitätswerken ausgenützt.

Bei der Mineralquelle von Müstail weist die rechte Wand der Schlucht eine Lücke auf. Der kleine Bach aus dem Val Mala fliesst hier durch ein kleines Tälchen der Albula zu. Ein Weg folgt ebenfalls diesem Einschnitt. Die Albula macht an dieser Stelle eine grosse Kurve nach links, und merkwürdigerweise fliesst der Val Mala-Bach in die obere Ecke dieser Schlaufe. Dieser Einschnitt südwestlich Prada ist aber nicht eine lokale Erosionsrinne eines kleinen Baches, sondern wir haben es mit einem alten Albulalauf zu tun: alte Schlucht unterhalb Müstail. Auf der östlichen Seite befindet sich der anstehende Fels; die Schichten sind meist senkrecht, die Wände zeigen öfters geglättete Stellen, und oft ist Moräne

angekleistert, und zwar Talmoräne mit Juliergranit und Quarzporphyr. Auch das Bächlein fliesst gewöhnlich auf Moränenschutt, stark vermengt mit Schiefermaterial, das es aus dem Val Mala herab transportiert hat. Auf der W-Seite liegt in grosser Mächtigkeit verfestigte Talmoräne. Die ursprüngliche Schlucht war also breiter als die jetzige, durch die Seitenbäche sekundär ausgearbeitete. Das Bächlein folgt aber nicht genau der ursprünglichen Schlucht. Bevor sich nämlich der Bach gegen die heutige Albulaschlucht hinaus wendet, stellt sich beidseitig seines Laufes der Bündnerschiefer ein, und das Moränenmaterial verschwindet. Dafür aber lässt sich die ursprüngliche Schlucht weiter westlich an der Moränenauffüllung erkennen. Diese alte Klamm unterhalb Müstail mündet nun in der untern Ecke der Schlaufe ein und setzt sich hier fast gerade in die rezente Schlucht fort. Die Basis des alten Albulalaufes liegt wenig über der jetzigen.

Ein interessanter Erosionsrelikt ist der Hügel von Salons (1021), der auf seiner südlich gelegenen Terrasse das äusserst malerische Kirchlein von Müstail trägt. Im SW fallen die Felsen von Salons senkrecht ab in die Albulaschlucht, im SE wird der Hügel durch die eben geschilderte alte Müstailerschlucht begrenzt. Im NE folgt die Strasse Tiefenkastralvaschein dem Einschnitt, der Salons von den nördlichen Hängen trennt. Der Hügel senkt sich dort auf 952 m (bei der Säge von Val Mala). Am auffälligsten aber ist die N-Grenze von Salons. Ein charakteristisches Tälchen zieht sich von der Strasse westlich abwärts gegen das Bahnwärterhäuschen und die Wohnung des Stauwärters. Ein Strässchen folgt ihm. Wir haben es ohne Zweifel wieder mit einem ausgeschalteten Flusslauf zu tun. Wie tief diese Schlucht von Salons ist, kann ich nicht bestimmt beurteilen. Unterhalb des Bahnwärterhäuschens führt eine Zickzacktreppe hinab zum Stauwehr, und zwar über senkrechte Bündnerschieferwände. Doch schien mir bei einmaliger flüchtiger Besichtigung der Stauanlage, dass sich westlich der erwähnten Treppe der Einschnitt der Salonserschlucht noch etwas gegen die Albula senke. Ich glaube, in der Mulde, die Salons auf der N- und W-Seite in einem Bogen umgibt, einen relativ alten Albulalauf gefunden zu haben. Dieses Flussbett war lange nicht so tief wie das heutige, es war breit, und nachträgliche Erosion, Rutschungen und Schuttablagerung geben ihm das Gepräge eines alten Flusslaufes. Mit der Schlucht unterhalb Müstail hat diese Schlucht von Salons gemeinsam, dass beide tektonisch sehr gestörten und komplizierten Stellen nachtasten. Infolge von Brüchen, von Lockerung und Zertrümmerung des Gesteins waren diese beiden Orte prädestiniert für Epigenesen.

Weitere deutliche Spuren von alten Schluchtbildungen lassen sich bei der Solisbrücke konstatieren. Die Strasse, die sich von Alvaschein hinab gegen Solis zieht, liegt in mächtigen Moränefeldern. Bevor sie sich dann unter rechtem Winkel gegen die Solisbrücke wendet, führt sie zwischen Felspartien durch, die aus dunklem Soliskalk aufgebaut sind. Jenseits dieser kleinen Schlucht verlässt ein Pfad rechts die Strasse und steigt rasch abwärts gegen den Heuschöber, der von der Brücke aus ganz unten an der Albula zu sehen ist. Wenn wir diesem Weglein folgen, so gehen wir stets auf Schutt und Moräne, das Anstehende tritt links in der Wand, die den Brückenpfeiler trägt, und rechts im Walde auf. Beim Hüttchen unten erkennen wir am Ufer der Albula verfestigte Schotter oder Moräne; der anstehende Bündnerschiefer fehlt, und diese Seite weist also wieder eine Lücke auf. Diese alte Solis-schlucht ist wohl so tief wie die rezente und ist verhältnismässig sehr schmal, was besonders oben an der Strasse gut zu konstatieren ist. Wieder beobachten wir, dass dieser epigenetische Albulalauf zusammenfällt mit einer mechanisch sehr beanspruchten Stelle; denn diese Klamm folgt der tiefen Querfalte der Triasschuppe von Alvaschein.

Ob sich zwischen Solis und Salons noch weitere Einmündungs- oder Austrittsstellen alter Flussläufe finden, ist schwer zu sagen. Sichern Aufschluss kann nur eine Begehung der Schlucht ergeben, denn nur in diesem Falle können Lücken im anstehenden Fels einwandfrei konstatiert werden. Eine Begehung dieser Strecke war mir bis jetzt aus technischen Gründen nicht möglich. Erste Bedingung dazu ist sehr niedriger Wasserstand, ferner braucht es die Unterstützung durch einen Gehilfen. Immerhin scheint mir wahrscheinlich, dass auf halber Strecke zwischen dem Stauwehr und Solis nochmals eine alte Schlucht einmündet. Oben an der Strasse liegt im Soliskalk ein kleines Tälchen; ein Bächlein folgt ihm. Das Gewässer stürzt jenseits des scharfen Strassenknies rasch in die Tiefe gegen die Albula. Ich folgte ihm und konnte, soweit eine Begehung möglich war, auf einer schmalen Zone nur Schuttmaterial konstatieren.

Wie ich das erstemal in diese Gegend an der Albula kam, fiel mir sofort die eigentümliche morphologische Gestalt der Umgebung von Alvaschein auf. Alvaschein liegt in einem Sattel, von dem aus sich die Strasse nach W gegen Solis und nach E gegen Tiefenkastel senkt. Zwischen Alvaschein und der Albulaschlucht zieht sich ein ausgeprägter Felsrücken hin, höher als das Dorf. Dieses liegt dahinter in einer Mulde, und hier fehlt das Anstehende; Moräne deckt alle Hänge. Eine sumpfige Wiese und ein kleiner See bezeichnen die tiefste Stelle der Mulde von Alvaschein. Von Anfang an schien es mir klar, dass ursprünglich die Albula hier durchgeflossen sein muss. Die Annahme wurde mir immer mehr zur Gewissheit, ohne dass ich sie direkt beweisen kann. Die Gesamtheit der Formen von der Mulde von Prada an über Alvaschein bis zu den sanft geneigten Moränefeldern zwischen Alvaschein und Solis unterstützen die Ansicht, dass nach der Ablenkung des E-Rheins der Fluss sich zuerst in einem Bogen über Alvaschein den Weg bahnte, der Stirnregion der Alvascheinerschuppen nachspürend und besonders die leicht verwitterbaren Gipse und Rauhwaeken als Pfadfinder benützend.

Aus obigen Ausführungen, die absolut nicht Anspruch auf Vollständigkeit machen, geht mit Sicherheit hervor, dass wir es im Gebiet zwischen Tiefenkastel und Untersolis mit mehreren Flussverschiebungen zu tun haben. Gegenüber andern ähnlichen Fällen aus den Alpen fällt auf, dass wir die Lücken in den anstehenden Felswänden der rezenten Schlucht nur auf einer Seite, der rechten Seite, antreffen und dass alle diese Lücken auf Einmündungsstellen schliessen lassen. Die heutige Albulaschlucht zwischen Müstail und Solis (im Schyn mögen ganz andere Verhältnisse herrschen) wird weder von alten Schluchten gekreuzt, noch gehen überhaupt von ihr alte Schluchten weg. Alle alten Schluchten münden in die rezente. Es ist deshalb unmöglich, bestimmte Beziehungen der verschiedenen epigenetischen Schluchten zu finden, sie untereinander zu verbinden und in ein einfaches Schluchtsystem zu ordnen, wie das *Buxtorf* in der Via Mala sehr schön gelungen ist. Die eigentümlichen Verhältnisse von Alvaschein und Umgebung sind schwer zu erklären.

Alle alten Schluchten sind mit Moräne ausgefüllt oder weisen wenigstens Reste davon auf. Lokal sind fluvioglaziale Kiese beigemengt. Die Entstehung der alten Klammern muss also zum mindesten in die Zeit vor dem endgültigen Rückzug der Gletscher aus diesem Gebiet verlegt werden. Es fand ein grossartiges Wechselspiel zwischen rein fluviatiler Schluchtbildung und nachfolgender Zufüllung durch Moräne statt. Im allgemeinen muss die Schluchtbildung in die eisfreien Interglazialzeiten verlegt werden. Die erste Anlage der Klamm hat aber wahrscheinlich noch während der vorangehenden Eisbedeckung subglazial stattgefunden. Die Verkleisterung mit Moräne ist die Arbeit der vordringenden Gletscher. Stets erfolgte die Ausfüllung so gründlich, dass der Fluss lieber eine neue Schlucht einsägte.

Als einen der ältesten Wege sehe ich, wie bereits erwähnt, die Mulde von Alvaschein an, und wir stellen diese erste Anlage in die grosse Interglazialzeit. Der E-Rhein fliesst jetzt nicht mehr über die Heide, sondern direkt durch den Schyn, aber im höheren Niveau. Durch die Dislokationen auf dieser Linie, die die rückläufigen Terrassen der Heide zur Folge hatten, mag die Ablenkung mit bestimmt worden sein. Durch vorstossende und sich zurückziehende Gletscher wird das Albulabett mehrmals verlegt. Das Hin- und Herpendeln des Flusses und die Möglichkeit zur relativ leichten Bildung neuer Schluchten ist aus dem geologischen Bau dieser Zone erklärlich. Die Schuppen von Trias mit Gips und Rauhwaeken, die Brüche und Querfalten erleichtern die Arbeit des Flusses. Deshalb kann er seinen Lauf hier leicht verschieben, und als Folge davon entsteht die Weitung von Alvaschein und Umgebung. Bei Solis aber ist sein Weg eingengt. Durch das Tor von Solis muss der Fluss hindurch, fliesse er nun bei Alvaschein auf der N- oder der S-Seite der Weitung. So müssen denn alle alten Flussläufe auf diese Richtung zutendieren. Die gerade Linie Tiefenkastel-Solis gibt den idealen Weg an, und auf diesen kehren sämtliche alte Schluchten zurück, die eine unterhalb Müstail, schon früh, eine andere westlich Salons, eine weitere schliesslich im letzten Moment bei Solis.

III. Teil.

Die Bergstürze der Lenzerheide.

A. Historisches und Übersicht.

Historisches. Die grossen Schuttmassen, welche die anstehenden Bündnerschiefer im Tal von Churwalden-Parpan fast überall bedecken, finden in der Literatur bereits ihre eingehende Berücksichtigung.

Theobald (84) erwähnt die Gegend kurz: «Jenseits Churwalden wird der Bündnerschiefer von grossen Massen Schutt und erraticem Gestein bedeckt, welche aus dem Dolomit des Weisshorn, dem Hornblendeschiefer und Gneis des Rothorns und andern Gesteinen der rechten Talseite bestehen, tritt jedoch insoweit immer hervor, dass man ihn als Grundgestein erkennt. Noch mehr nehmen die Schuttmassen zu und erreichen ihre grösste Ausdehnung in der Umgebung des jetzt ausgetrockneten Heidsees, der sich nach und nach mit Geschiebe, Kalktuff und Schlamm gefüllt hat. Jenseits treten die Schiefer wieder hervor und bleiben das herrschende Gestein bis nach Tiefenkaasel.» Genauere Abgrenzungen finden wir bei *Theobald* nicht. Auch nicht eine Unterscheidung von Bergsturzmassen und glazialen Geschiebe.

In einer Skizze der Gletscherverbreitung im Rheingebiet von *Fr. v. Salis* (68) werden alle fremden Gesteine der Heide ausschliesslich auf den Transport durch Gletscher zurückgeführt. «Verschiedene grosse Trümmer der schönsten Hornblende auf der Lenzerheide rühren her vom Schwarzhorn in Dischma (Davos) oder, was wahrscheinlicher ist, vom Parpaner Rothorn. Im Rabiussatal sind die roten Verrukanokonglomerate, die graugrünen Quarzporphyre und die Granite sehr häufig. Letztere können vom Albula oder vom Schwarzhorn her über Churwalden kommen.» Eingehend geschildert und untersucht wurde dann die Gegend von *Chr. Tarnuzzer* in seiner Arbeit: «Die erraticen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan» (82). In dieser Arbeit wurde gezeigt, woher die glazialen Geschiebe stammen, und vor allem wurden die grossen Anhäufungen der Blockgebiete zum erstenmal als Bergstürze gedeutet.

Tarnuzzer arbeitete noch unter der Voraussetzung, dass das Parpaner Rothorn quasi autochthon sei. In den Muldenschenkeln des kristallinen Fächers waren am Foil Cotschen und am Weisshorn die Sedimente eingefaltet. Die erst später erkannte Deckennatur der Bündnerberge schuf ganz andere Grundlagen, und es ist klar, dass dadurch die Ansichten über den Bau und den genetischen Zusammenhang der Bergsturzmassen in bedeutendem Masse beeinflusst wird. Durch *Hoek*, *Zydel*, *Brauchli* u. a. wurde endgültig festgelegt, dass das Parpaner Rothorn nicht in der Tiefe wurzelt, sondern wurzellos als Decke überschoben ist, und dass sich die Dolomite des Weisshorn unter dem Rothorn durch über Scharmoin mit denen des Foil Cotschen verbinden lassen. Dadurch wird aber die Ansicht über den Aufbau der Abrissnische der Bergstürze eine andere, was sich in der Verteilung der Sturzmassen geltend machen muss. Wie schon öfters in der Literatur betont worden ist, findet sich gewöhnlich das Sturzmaterial sortiert; die verschiedenen Gesteinskomplexe, die sich in der Abrissnische vorfinden, sind im Ablagerungsgebiet nicht regellos gemischt, sondern nehmen eine ihrem frühern Standort entsprechende Lage ein. Die glazialen Geschiebe und die Bergsturzmassen erfahren durch *Tarnuzzer* eine sehr eingehende Bearbeitung. Alle irgendwie auffallenden Gesteine, alle Blockanhäufungen finden Erwähnung, werden bestimmt, auf ihren ehemaligen Standort geprüft und je nachdem den Talgletschern aus dem Innern Bündens, dem Lokalgletscher der Lenzeralp, den Bergstürzen der E-Seite zugerechnet oder als Bündnerschieferschürflinge erkannt. Diese Detailbeobachtungen und Notizen boten für meine Untersuchungen eine vorzügliche Grundlage und liessen ein oft planloses Herumstreifen in der Gegend,

besonders in den unübersichtlichen, die Orientierung erschwerenden Wäldern vermeiden. In der Deutung der einzelnen Gesteine und der Zusammenhänge der Schuttmassen und ihrer Herkunft werden wir allerdings da und dort zu etwas andern Resultaten kommen. *Tarnuzzer* versucht, das Schuttmaterial in getrennte Sturzmassen aufzuteilen, und unterscheidet folgende vier Komplexe: Vom Foil Cotschen und Parpaner Rothorn her ereigneten sich zwei Bergstürze, welche Gneis- und Hornblendeschiefer in mächtigen Blöcken und von feinerem Material begleitet gegen den Heidsee hinunterbrachten. Ein dritter Bergsturz stammt vom Kalkvorwall des Schaingels, das Kalkmaterial stürzte über die Alp Scharmoin hinweg und durch das darunter befindliche Waldgebiet bis ans E-Ufer des Heidsees. Als letzten Bergsturz sieht er den schmalen Schuttstrich der Kalke und Dolomite vom Weisshorn her an. Auch uns gelang es, in der breiten Masse des Bergsturzmaterials mehrere einzelne Abbrüche zu erkennen, doch glaube ich nicht, dass es angeht, einfach die Grenzen zu ziehen nach den abwechselnden Gesteinsarten. Es ist ja ohne weiteres einleuchtend, dass ein Abbruch aus einer Felswand, die unten Kalk, oben kristallines Material aufweist, auch im Ablagerungsgebiet beide Gesteinsarten zeigen muss. Auch die Abgrenzung der Bergsturzmassen gegen die im Tal überall darunter hervortretenden glazialen Geschiebe war noch eine Hauptaufgabe, die durch vorliegende Studie gelöst werden soll.

Von *Hoek* (40), der das zentrale Plessurgebiet untersuchte, liegt eine geologische Karte vor, die im W durch die Lenzerheide begrenzt wird. Er kartierte die Abhänge unter dem Schwarzhorn, Weiss- und Rothorn durchgehend als Gehängeschutt. Auf die Arbeit *Tarnuzzers* geht er gar nicht ein. Als Bergsturz wird einzig die abgesackte Dolomitmasse westlich unterhalb des Weisshornes kartiert. Im Text findet das Diluvium keine eingehende Erwähnung.

Übersicht, Bergsturzmaterial, Herkunft.

Das alte Tal Oberhalbstein-Lenzerheide führt dem grossen Erosionsrand zwischen E-Alpen und W-Alpen, zwischen den penninischen Decken und ostalpinen Decken entlang. Der grosse Unterschied der penninischen und ostalpinen Facies ist in unserem Gebiet auffällig und ist schon aus dem Tal prächtig zu konstatieren. Hier Farben in allen Tönen: rote Radiolarite, begleitet von hellblauen Schiefen, hellweisse Dolomite, graue Kalke, gelbe Raiblerrauhacke, blau bis schwarzgrüne Hornblendeschiefer, rot und weiss gescheckte Verrukanokonglomerate usw.; im W aber ein eintöniges Grau und Weiss. Neben diesem Unterschied in der Facies fallen die Verwitterungsformen auf. Der ganze W-Hang in der Rothornkette ist durch und durch gelockert. Riesige Spalten und Klüfte ziehen längs und quer durch den Berg, besonders deutlich oben am Grat im Kristallinen; ganze Gratpartien sind abgesackt, Felstürme drohen nachzubrechen. Aber auch die sedimentäre Unterlage des Rothorns und das besonders aus Trias (Dolomit) aufgebaute Weisshorn zeigt die deutlichen Spuren der abtragenden Kräfte. Westlich vor dem Weisshorn liegt eine grosse abgesackte Masse, und überall ziehen sich riesige Schutthalden hinab auf die Weiden. Alles zusammen liefert das Bild eines grossen, zurückwitternden und nachbrechenden Erosionsrandes.

Dasselbe Bild, immer in andern Varianten, zeigt sich auf der ganzen Länge der W-Grenze der E-Alpen, im Prättigau, im Oberhalbstein und Engadin. Charakteristisch für unsere Gegend ist aber die geometrische Form der Grenze. Wir erblicken eine grosse Nischenwand, die sich vom Foil Cotschen bis zum Weisshorn zieht. Von unten, von Parpan oder von Lai aus betrachtet, fällt diese Form der schroffen Wände nicht auf. Dem Beobachter, der sich aber weiter oben am Hang befindet oder der über das Urdenfürkli herabkommt gegen die Heide, muss diese, die ganze Alp Scharmoin umgürtende Nische auffallen. Die Wand setzt quer durch die verschiedensten Gesteine, vom Weisshorn bis zum Foil Cotschen, ohne dass die Gesteinsdifferenzen durch Vorsprünge und lokale Nischen zum Ausdruck kämen. Die Nische ist als Ganzes jung, und die Verwitterung, obschon ja intensiv tätig, hatte noch nicht Zeit, die Gesteinsdifferenzen herauszuarbeiten.

Wenden wir uns nun den Schuttmassen im Tal zu. Überall dem ganzen Hang entlang finden sich die Spuren grösserer oder kleinerer Bergstürze. Ganz am N-Zipfel, am Fuss der Täliflüh, liegt auf der Chureralpterrasse ein grosser Bergsturzwall. Aber auch am S-Ende, bei Brienz, bei Lenz, bei Cresta Stgoira, ist das Anstehende im Tal verdeckt durch Bergsturzmaterial. Dass dieselben abtragenden

Kräfte auch heute noch tätig sind, ist ersichtlich bei Brienz, wo das Dorf fortwährend durch Rutschungen bedroht wird und wo alle Verbauungsarbeiten die Gefahr nicht endgültig beseitigen können. Am weit-aus mächtigsten aber treffen wir die Schuttmassen oben auf der Heide. Von Lai bis Churwalden, auf einer Strecke von 6 km, ist die ganze Talfurche von enormem Sturz- und Schuttmaterial bedeckt, das von der Rothornseite, eben aus der erwähnten grossen Nische Weisshorn-Foil Cotschen herkommen muss.

Bei Churwalden fällt eine deutliche Talstufe auf. Von Malix weg zieht sich die Strasse ziemlich eben über den Talgrund einwärts. Sie durchquert den breiten Schuttkegel der Rabiusa bei Churwalden. Das Gelände steigt nun plötzlich rasch an, und die Strasse sucht die Steigung in einem grossen Bogen zu überwinden. Der Stätzerbach aber ist nach rechts, nach W verdrängt und folgt dem Steilrand des waldigen Runc. Bei Churwalden treten noch an den Hängen und im Bachbett des Stätzerbaches Bündnerschiefer zutage; östlich des Dorfes ziehen sich Talmoränen dem Hang entlang. Bei den letzten Häusern aber sind wir im Bergsturzmaterial angelangt, und das Anstehende bleibt verborgen, ausgenommen einige Vorsprünge, die aus dem Schutt heraus schauen und uns auf die Form der Talsohle Schlüsse ziehen lassen. Im Stätzerbach lässt sich das Anstehende aufwärts bis zum kleinen Staudamm (zirka 1350 m) verfolgen. Die ganze Gegend ob Churwalden erinnert an das Ende des Engelbergersturzes bei Obermatt. Dort findet sich ebenfalls eine grosse Talstufe, verursacht durch den Bergsturz; auf der einen Seite windet sich die Strasse hinauf, auf der andern Seite, an der Grenze zwischen Schutt und Anstehendem, schneidet sich der verdrängte Bach ein und verursacht im Schutt eine Steilböschung mit fortwährenden Rutschungen.

Während bei Malix-Churwalden der Talboden bei 1200 m liegt, findet sich bei Parpan der anstehende Fels wahrscheinlich in der Höhe von 1450—1500 m. Wir haben es also mit einer Talstufe im Anstehenden zu tun. Einzelheiten lassen sich wegen der Schuttbedeckung nicht erkennen. Eine somit schon ursprünglich vorhandene Talstufe wurde durch Bergsturzmaterial noch verstärkt und erhöht. Es sind also zwei Faktoren an der Stufe Parpan-Churwalden beteiligt: 1. Die alten ursprünglichen Talstufen und Terrassenverhältnisse; 2. der Bergsturzstrom, der sich gegen Churwalden wälzte und hier zungenförmig wie ein Gletscher endigt.

Die Strasse bleibt von Parpan gegen S immer im Bergsturz. Überall treten die für Bergsturz charakteristischen Geländeformen auf: lange, flache Hügelzüge, die oft parallel, oft wieder regellos angeordnet sind, dazwischen häufig runde Vertiefungen und Trichter, die Tümpel oder Seelein enthalten können; dann wieder lose Haufwerke von grossen Blöcken. Am schönsten ist die Bergsturzlandschaft auf der Passhöhe bei Acla alva und Valbella (1550) ausgebildet. Auch rechts und links an den Hängen empor lassen sich die nämlichen Geländeformen wahrnehmen. Überall enthalten sie im grossen und ganzen dieselben Gesteine. Auf der W-Seite, gegen das Stätzerhorn, finden sich die Bergsturzsuren bis auf die Höhe von 1690 m bei Sartons, auf der E-Seite bleibt man bis an die Felsen des Rothorns (2400 m) immer im Schutt. Von der genannten Passhöhe bei Acla alva senkt sich die Hügellandschaft gegen S zum Heidsee, den wir als einen Bergsturzsee auffassen. Von hier an wird der Streifen von Bergsturzsutt wieder schmaler, und er folgt der ehemals tiefsten Talfurche bis zur Einmündung der Ova da Sanaspans in den Heidbach, die ganz ähnlich wie die Rabiusa bei Churwalden das Bergsturzgebiet mit einem grossen Schuttkegel abgrenzt.

Es fällt auf, dass das ganze Bergsturzgebiet zwischen Churwalden und Lai keinen durchgehenden Bach aufweist, was allerdings mit der heutigen Oberfläche, die von Acla alva nach N und nach S abfällt, übereinstimmt. Die Linie, die auf der Passhöhe das ganze Tal quert, gibt die Wasserscheide an. Sowohl die nach N wie die nach S abfliessenden Gewässer sind meist randlich verdrängt (Stätzerbach, Ochsentobelbäche, Heidbach). Gequert von Bächen wird die Bergsturzgegend nur an wenigen Orten. Beim Städtli fliessen die vereinigten Ochsentobelbäche quer durch das Sturzgebiet und streben dem Stätzerbach zu. Dieser selbst fliesst nur auf kurze Strecke innerhalb des Bergsturzareals. In diesen Fällen handelt es sich aber um Gebiete, wo das Schuttmaterial wenig mächtig ist, um Spritzzonen, die von den bergsturz fremden Gewässern verhältnismässig leicht durchfurcht werden konnten. Besondere Verhältnisse liegen am Fusse des God Scharmoin vor, wo aus dem Bergsturz eine grosse Zahl von mächtigen Quellen austritt. Die zahlreichen Quellbäche suchen, oft auf komplizierten Umwegen, sich aus den Bergsturzhügeln herauszuschlängeln.

Gleich wie in den Absturznischen an der Rothornkette die verschiedensten Gesteine auftreten, findet man auch in den Bergsturzmassen die ganze Musterkarte ostalpiner Gesteine wieder, vor allem das Kristallin (Amphibolit und Gneise) des Rothorns und den Hauptdolomit vom Weisshorn und Foil Cotschen. (Betreffend Stratigraphie und Tektonik dieses Gebietes verweise ich auf *R. Brauchli*: «Geologie der Lenzerhorngruppe», 13.)

Im Folgenden gebe ich die hauptsächlichsten Bergsturzmaterialien an, geordnet nach der Häufigkeit ihres Auftretens.

Amphibolit: Dunkelblau-grüne, bankige Hornblendeschiefer, gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig, oft in riesigen prismatischen, regelmässig zerklüfteten Blöcken. Grosse Blöcke liegen im Wald zwischen Parpan und Acla alva; häufig sind sie über 10 m lang, ragen meist wenig über den Boden. Eine Messung ergab $12 \times 10 \times 3$ m. Die grössten Blöcke sind im Laufe der Jahre gesprengt worden; sie finden sich in den Mauern der Häuser wieder. Charakteristisch ist eine grünweisse Streifung. Auffällig ist die rotbraune Anwitterungsfarbe, die zum grössten Teil von der Verwitterung des überall reichlich vorhandenen *Pyrits* herrührt. Dieser kommt im Gestein als einzelne Einsprenglinge oder als eigentliche Nester vor. Häufig erscheinen an den Amphiboliten lauchgrüne, bis Dezimeter breite Bänder von dichtem *Epidot*. Auch Kristalle von *Epidot* finden sich, aber seltener. Auf Scharmoin treffen wir Blöcke von granatführenden Amphibolitschiefern an. Hier liegen ferner Amphibolite, die ein dunkles, eisenschüssiges Karbonat (Eisenspat) als Kluftausfüllung aufweisen. Anstehend am ganzen Grat des Rothorns.

Gneis: Muskovit, Biotit- und Zweiglimmergneise. Oft gibt der Biotit dem Gneis ein rötliches Aussehen. Saure, quarzreiche Gänge und Adern; es mag sich hier zum Teil um Muskovit-Quarzite-Pegmatite, zum Teil um Aplite handeln. Die Aplitbänder können über 1 m mächtig werden. Sie sind meist durchtränkt von Pyrit, entweder in kleinen Hexaedern oder in kleinster Form gleichmässig verteilt. Die Verwitterung des Pyrites hat die oft zentimeterdicke, rotbraune Verwitterungsrinde zur Folge. Ausser Pyrit findet sich an diese sauren Adern der Gneise gebunden: Malachit, Kupferkies, Eisenspat. (*Brauchli* erwähnt Arsenfahlerz und Azurit.) Besonders mag noch auf die *Andalusit*kristalle hingewiesen werden. Sie sind ebenfalls an die quarzreichen, sauren Gänge der Gneise und Amphibolite gebunden. Die fleischroten Kristalle sind meist schlecht ausgebildet; in der Regel sind es knollige muskovitreiche Aggregate, aus denen man selten schöne Individuen herauslösen kann. Meist weisen die Andalusite eine starke Umwandlung im Glimmer auf. Wir finden sie in unserem Gebiet besonders oben auf Plan d'Uest, unter den Rothorngruben.

Die Rothorngneise finden sich im Bergsturz selten in grossen Blöcken. Meist sind sie zu kleinen, «faulen» Stücken verwittert. Sie treten stets in Begleitung der Amphibolite auf, mit denen sie am Rothorn wechsellagern. Sie ziehen hier als oft mächtige Bänke und Gänge durch die widerstandsfähigen Amphibolitschiefer. Die quarzreichen Partien (Aplite) sind die Stellen, wo die alten Erzgruben am Rothorn liegen; diese sind nie in den Amphiboliten angelegt worden.

Dolomit: Meist fein zuckerkörnig, hellgrauweiss bis gelblich, oft aber auch mit dunkeln Partien; bankig, selten in grossen Blöcken. Solche finden sich nur auf Scharmoin und bei den Lajets. (Zwischen Alphütte Scharmoin und Lajets liegen Felsblöcke von über 10 m Höhe; eine Messung ergab $11 \times 6 \times 6$ m; die ursprüngliche Schichtung ist noch gut erkennbar; Radiolarit ist angekleistert.) Häufig sind kleine Blöcke, die in eckige Bruchstücke zerfallen, dazwischen liegt meist feinstes zerriebenes Material, Kalk- und Dolomitmehl. Anstehend am Foil Cotschen und am Weisshorn, wo er ebenfalls die oft messerscharfen Verwitterungsformen aufweist. Dolomit und Kalk wurde im Tal oft gebrannt, deshalb sind die grossen Blöcke selten geworden.

Einer zusammenhängenden Serie von Gesteinen gehören an: *Radiolarit*, roter, selten grüner, kiesel-säurereicher Kalk und Hornstein, oft etwas marmorisiert. Die Radiolarien sind oft mit blossen Auge zu erkennen. Oft zeigt sich eine charakteristische Streifung, wobei die Farbe wechselt, vom dunkelrot bis hellrosa. Oft massig, meist aber plattig bis schieferig, beim Schlagen klingend auseinanderspringend. Häufig Übergänge von Radiolarit in Tonschiefer und in Kalke (Aptychenkalke). Im obern Heimberg, am Fussweg gegen das Urdenfürkli, liegen grosse Blöcke.

Ophiolithe: Bunte, rote und grüne Ophicalcite, oft ähnlich den Radiolariten.

Spilite: Grüne Gesteine der Diabassippe, mit brauner Anwitterungsrinde; im Innern dunkle Schmitzen.

Grünliche Diabase.

Aptychenkalke: Dicht, muscheliger Bruch; gelblich-grauweiss anwitternd.

Sandstein: Hell, anstehend in den Aroserschiefern über der Mutta.

Schiefer: Mergelig, grauschwarz, oft knorrig, mit schwarzen Flasern; von Bündnerschiefer leicht zu unterscheiden.

Hell blau-graue Schiefer: Zu der Radiolaritgruppe gehörend. Diese ganze Reihe ist für die Aroserschuppen charakteristisch, und sie findet sich in einem getrennten, kleinen Bergsturz, dem Muttabergsturz.

Hornblendefels: Reine, schwarzgrüne Hornblende; oft in grossen, prächtigen Blöcken mit 3—4 cm langen Kristallen, die sich kreuz und quer durchdringen. Ich fand dieses prächtige Gestein nur bei Acla alva. Anstehend wurde es nirgends gefunden; nach seiner Lage im Bergsturz muss es aus der Gegend nördlich des Rothorns stammen.

Liaskalke: Rotviolette, dichte Kalke, durch Verwitterung oft mit braunfleckigem Aussehen. Anstehend am Foil Cotschen und untergeordnet auch am Weisshorn.

Lithodendronkalke: Dunkle Kalke des Rhät, voll von Korallen. Anstehend in Verbindung mit dem vorigen. Beide im Bergsturzmaterial selten.

Aus dieser Zusammenstellung der Komponenten, die im Bergsturzschnitt vertreten sind, geht bereits folgendes hervor: Die Hauptmasse stammt aus der *Tschirpendecke* und dem *Rothornkristallin*. Eine kleinere Serie von Gesteinen (Ophiolith-Radiolarit) kommt aus der *Arosersonne* und bildet den gut abgrenzbaren kleinen Muttabergsturz. Es muss auch betont werden, dass sich in der grossen Masse des Bergsturzmaterials kein Flysch vorfindet. Die wenigen Schiefer, die sich feststellen lassen, können sofort als Aroserschiefer erkannt werden.

Die petrographische Übereinstimmung zwischen Anstehendem oben und Bergsturzmaterial unten ist also überall vorhanden, über die Herkunft der Sturzmassen kann man nicht im Zweifel sein. Auf einige fragliche Grenzstellen, wo eine Diskussion möglich ist, ob Bergsturz oder glaziales Material vorliegt, werde ich später zurückkommen. Wenn aber trotz dieses klaren Zusammenhanges gleichwohl keine ausgeprägte Abrissnische von der Deutlichkeit wie bei Elm, Kandersteg und andern Orten zu erkennen ist, so liegt das einmal daran, dass wir es, wie später dargestellt werden soll, mit mehreren Stürzen zu tun haben, und dass vor dem Sturz die Bergform so gestaltet sein konnte, dass durch den Abbruch keine typische Nische entstand. Immerhin darf doch von **einer** grossen Nische gesprochen werden. Deutlich wird sie besonders, wenn man sich, vom Urdenfürkli herkommend, der Mutta nähert. Da beobachtet man, wie die Kette vom Weisshorn bis hinaus zum Foil Cotschen einen schwach nach W konkaven Bogen beschreibt, wie der Abhang eine einheitliche konkave Flucht von gleichem Gefälle bildet, in der wir die Abrissnische der Bergstürze erblicken.

Die Ursache dieser Felsstürze ist im Gebirgsbau zu suchen. Ursprüngliche Gleitflächen fehlen, denn alle Schichten fallen ja ziemlich steil gegen E in den Berg hinein. Während auf der W-Seite der Heide solche Plattenrutschungen ohne weiteres zu erwarten sind, sind sie also für die E-Seite ganz ausgeschlossen. Hier kommt einzig der auffällige Gesteinswechsel der Abbruchnische und die verschiedene Verwitterbarkeit und Durchlässigkeit in Betracht. Das Kristallin des Rothorngrates wird durchgehend unterlagert von den Gesteinen der Tschirpendecke, von Dolomit, Kalk und andern Sedimenten. An der Basis des Weisshornes (oberhalb der Mutta) ist auch Gips der Arosersonne anstehend (teilweise abgesackt). Wie weit nach S sich dieser Gipshorizont erstreckt, ist ungewiss. Die durchziehende sedimentäre Basis, vielleicht durch die tektonischen Bewegungen schon stark gelockert, war der Verwitterung und besonders der Auslaugung stark ausgesetzt und ermöglichte die verschiedenen Bergstürze dieser Gegend. Obschon unter der ganzen Masse des Rothornkristallin, der Tschirpendecke und der Arosersonne die weichen rutschigen Flyschschiefer liegen, so darf doch nicht in diesen die erste Ursache der Katastrophen gesucht werden.

B. Die einzelnen Bergstürze.

(Fig. 5 und Tafel II.)

Von Anfang stellte sich die Frage: Handelt es sich auf der Lenzerheide um einen einheitlichen grossen Felssturz oder können mehrere einzelne Abbrüche unterschieden werden? Schon *Tarnuzzer* ist ja auf diese Frage eingegangen und hat die Masse in einzelne Glieder zu teilen gesucht. Wie ich aber

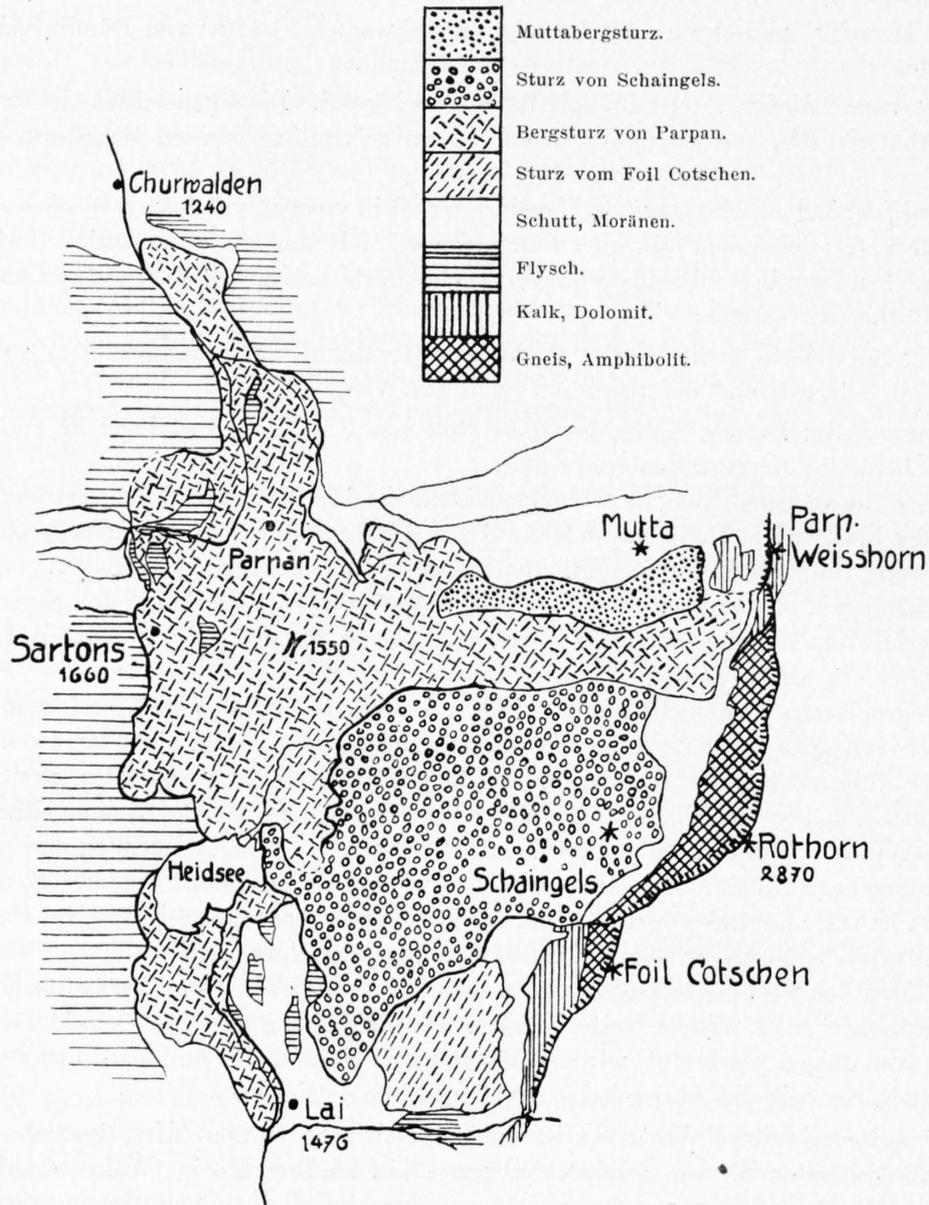


Fig. 5. Bergstürze der Lenzerheide. Übersichtskarte, Massstab 1 : 50,000.

schon eingangs darlegte, grenzt er die Stürze zu ausschliesslich nach den abwechselnden Gesteinsarten ab. Seitdem neuere Untersuchungen ergaben, dass das Rothorn durchwegs von Sedimenten der Arosersonne oder Tschirpendecke mit den Dolomiten des Weisshorn und Foil Cotschen unterlagert wird, so ist einleuchtend, dass bei einem grossen Felsausbruch aus dem Rothornmassiv Kristallin mit unterliegenden Sedimenten abstürzen konnte, aus einer Gegend, wo letztere heute unter dem Schutt verdeckt sind. Der Umstand gerade, dass im Bergsturzmaterial Zonen mit vorwiegendem Kristallin von solchen mit Dolomit getrennt und unterschieden werden können, gibt eine Handhabe für die Abgrenzung verschieden alter Stürze. *Heim* und andere betonen, dass das Material in der Sturzmasse gewöhnlich nicht

regellos durcheinandergewürfelt ist; es besteht eine gewisse Ordnung, und zwar so, dass die Gesteine, die in der Abrissnische in den untern Partien anstehend waren, auch im Schutt unten liegen oder, was gleichbedeutend ist, randlich auftreten. Darüber resp. von der Peripherie einwärts kommen die ehemals obern Gesteine, in unserem Fall die kristallinen Gesteine. Diese Anordnung in unserm Gebiet ist in der Tat durchwegs in ausgezeichneter Weise zu finden und stützt eine Einteilung der ganzen Masse in verschiedene Teilbergstürze. Neben dieser Einteilungsmöglichkeit muss aber stets die äussere Form als Hauptunterscheidungsmerkmal in Betracht gezogen werden.

Im allgemeinen fällt auf, dass die grossen postglazialen Bergstürze der Alpen eine schmale Abrissnische aufweisen. Der Abriss erfolgte nie aus weit ausgedehnten Gebieten. In unserem Fall handelt es sich um eine totale Länge der Nische von 3 km. Es mag also von vornherein unwahrscheinlich erscheinen, dass ein Ausbruch aus einem so langen Streifen in einem Mal erfolgte. Doch möchte ich dieser Argumentation nicht allzu viel Gewicht beimessen.

Auch *Albert Heim* beschäftigte sich bei der Untersuchung des alten Bergsturzes von Flims mit der Frage der Übereinanderhäufung von mehreren Bergstürzen. Und wirklich haben einige (*Hartung, Rothpletz, Gsell*) diese Vermutung bestätigen wollen. *Albert Heim* schreibt: «Leicht möchte die Vermutung aufsteigen, dass man es hier mit der Übereinanderhäufung mehrerer kleiner Bergbrüche zu tun habe. Allein diese trifft nicht zu. Nur wo die Hauptmasse in einem Schlag zu Tal gefahren ist, fehlt wie hier vollständig das schiefe Anlehnen des Schuttes in Form von Schuttkegel und Schutthalde an das Ursprungsgebiet hinauf und findet sich die grösste Schutthöhe vom Herkunftsgebiet durch eine Einsenkung abgetrennt im äussern Teil der Ablagerung, nur in diesem Falle können grössere zusammenhängende Schichtfetzen niedergehen, und nur so ist die wellige, vom Schuttkegel stark verschiedene und Seen erzeugende Gestalt des ganzen Schutthaufens verständlich.»

Wir finden auch auf der Heide Massen, die auf die andere Talseite hinaufgeschleudert wurden, die vom Herkunftsgebiet durch eine Einsenkung getrennt sind: das ist der grosse Bergsturz von Parpan, der sich nördlich bis nach Churwalden, südlich bis nach Lai hinzieht. Daneben aber findet sich, zum Teil noch über das andere Material gelagert, Schutt von anderer Gesteinszusammensetzung, der die Talsohle nicht erreichte: der Muttabergsturz, der nach seiner Form sofort zu umgrenzen ist. Eine dritte wohl abgegrenzte Masse, die den Talboden erreichte, hier sich aber am Abhang anlagert, eine Art Schuttkegel bildend, ist der Bergsturz oder besser Bergrutsch vom Schaingels. Daneben sind noch zu unterscheiden, kleinere Abstürze und Absackungen am Weisshorn und im S und Absackungen im Gebiet der Bündnerschiefer.

Ich gelange so zu folgender Einteilung:

1. *Der grosse Bergsturz von Parpan.*
2. *Der Bergsturz des Schaingels.*
3. *Muttabergsturz.*
4. *Kleinere Abstürze von Sanaspans, Cresta Stgoira.*
5. *Absackungen im Gebiet der Bündnerschiefer der W-Seite.*

1. Der grosse Bergsturz von Parpan (Churwalden-Parpan-Lenzerheide).

Abrissnische: Das Material dieses Bergsturzes kommt aus dem nördlichen Teil des grossen halbkreisförmigen Bogens Weisshorn-Foil Cotschen. Genaue Grenzen zu geben, ist nicht möglich. Wir müssen uns das Weisshorn und die Rothorngratpartie nach W wohl bis auf die Höhe Mutta-Schaingels verlängert denken und hätten dann in diesen vorgelagerten Partien das Material des Parpanerbergsturzes vor uns. Im nördlichsten Teil, im Gebiet des Weisshorns, ist vorwiegend Dolomit abgestürzt; weiter südlich, bei Punkt 2768, tritt dann hauptsächlich Kristallines auf; Sedimente gelangten hier wahrscheinlich wenig mehr zum Abbruch. Dieses Ablösen des Dolomites gegen S durch das Kristalline finden wir ganz entsprechend unten im Tal; das nördlichste Ablagerungsgebiet bei Churwalden-Gruben weist nur Dolomit und untergeordnet andere Sedimente auf. Gegen S tritt Kristallin auf, an der Peripherie aber immer umkränzt vom untenliegenden Dolomit. Am S-Zipfel bei Lai findet sich nur noch kristalliner Schutt, der Dolomitkranz ist hier ganz verschwunden. Es ist mir aus der Literatur

kein Fall bekannt, wo der Zusammenhang zwischen Schutt und Anstehendem so deutlich ersichtlich ist. Durch den Bergsturz ist keine Mischung der verschiedenen Gesteine eingetreten: Was unten anstehend war, liegt im Schutt unten, das oberste tektonische Element, das Kristalline, bleibt im Bergsturz oben. Das Material der rechten Seite der Abbruchnische liegt unten rechts, links lagert jetzt, was auch früher links stand.

Von den Felswänden weg ziehen sich Schutthalden durch die Abrissmulde hinab, vom Weisshorn lange weisse, Bänder, vom Rothorn die rostbraunen, dunkleren Züge der kristallinen Schiefer. Die vielen Rinnen und kleinen Gräben in diesem Gehängeschutt rühren her teils von Lawinen, teils von Schnee, teils von Wasser, das bei heftigen Regenfällen hier erodiert, um dann weiter unten im Bergsturzmateriel zu verschwinden. Die Schuttkegel werden an ihren Enden unterlagert von Lokalmoränen. Diese treten als lange, meist schmale, gut abgegrenzte Wälle auf, die sich in der Richtung des grössten Gefälles abwärts ziehen. Das Material ist dasselbe wie im untenliegenden Bergsturz. Sie sind als Lokalmoränen der verschiedenen kleinen Kargletscher aufzufassen, die sich noch nach dem Niedergehen des Bergsturzes hier vorfanden. Überall lagern diese Moränen unten auf Bergsturz. Da hier die Schuttmasse auch ihrerseits lang gezogene Wälle bildet, so wird es sehr schwer, Moräne und Bergsturzwall zu trennen. Ich glaube, dass bei zirka 2100 m die Moränen ihr Ende erreichen, möchte aber noch betonen, dass vielleicht einige ganz ausgeprägte Wälle, die bis auf 1900 m nordwestlich der Alp Scharmoin hinabziehen, auch als Moränen angesehen werden müssen.

Sturzbahn: Bei jeder Bewegung von der Höhe zur Tiefe liegt zwischen Abriss und Ablagerungsgebiet die Bahn. Der Bergsturz ging in genau westlicher Richtung nieder, also Richtung Sartons. Die Breite der Sturzbahn mag oben beim Anriss etwa 1500 m messen. Beidseitig stellten sich dann Hindernisse in den Weg, die die Bahn auf 850 m verschmälerten: im N der Kopf der Mutta, 2267 m, der den Schuttstrom zwang, etwas südwärts auszuweichen; im S die Ausläufer des Schaingels. Sobald der Strom diese Enge passiert hatte, konnte er seine durch diesen Schraubstock angespannte Energie loslassen, er dehnte sich in die Breite und ergoss sich als grosse Masse, teils rutschend, teils stürzend und fliegend, über Heimberg-Schlüecht gegen Acla alva und Parpan. Auf der nördlichen Seite ist die Grenze gut zu finden. Direkt unter der Mutta liegt nichts von Bergsturzmateriel. Die Grenze des Parpanersturzes ist hier durch den darüber lagernden Muttabersturz verdeckt. Weiter unten im Heimberg aber ist das seitliche Ausdehnen gut zu beobachten. Unter den Radiolariten des Muttasturzes tauchen die Hornblendeschiefer hervor; diese rücken nordwärts gegen das Ochsentobel, das sie in seinem untersten Ende fast erreichen. Ohne Zweifel flogen diese nördlichsten Teile durchs heutige Schuttkegelgebiet des Ochsentobelbaches in der Richtung gegen Churwalden.

Gewöhnlich stellt die Sturzbahn eine kahle, geneigte Fläche dar, wie bei Goldau, Flims, Kandersteg oder beim Gletschersturz der Altels. Dort finden wir überall einen gleichmässigen Hang, die Schichten fallen mit der Böschung, kein Hindernis stellt sich dem Schutt in den Weg. Anders hier: die Schichten, besonders die auch auf dieser Seite weit hinaufreichenden Bündnerschiefer, fallen durchwegs ziemlich steil gegen den Hang. Ferner haben wir uns die ganze Seite als deutlich terrassiert vorzustellen, und zwar ähnlich wie weiter nördlich bei Brüggigerberg und Churerjoch. Ich habe diese Terrassen auf den Profilen ungefähr angedeutet. Die Terrassen bildeten Hindernisse und veranlassten die Ablagerung von Sturzmateriel bereits hier in der Sturzbahn. Die Terrassen wurden ausgeglichen, und der Abhang erhielt ein ziemlich gleichmässiges Gefälle.

Die Sturzbahn vom obern Anriss (2750) bis zur Talsohle bei Acla alva (1550), wo das eigentliche Ablagerungsgebiet beginnt, hat eine vertikale Höhe von 1200 m, eine Länge von 3500 m und einen Böschungswinkel von 20°. Der Winkel vom Rand des Abrisses bis zum Rand des Sturzes bei Sartons beträgt 15°.

Ablagerungsgebiet: Aus der ganzen Anordnung und Beschaffenheit der Bergsturzmasse wie auch aus der Richtung der Schuttwälle ergibt sich, dass sich der Schuttstrom, nachdem er sich in der Sturzbahn in E-W Richtung bewegt hatte, teilte, als er die Talrinne erreichte. Die vorwiegend an der rechten Flanke abstürzenden Dolomitmassen wurden nach N abgelenkt und wälzten sich mit grosser Wucht als 2 km langer und 350 m breiter Strom durch die Talfurche nach Churwalden hinaus. Ein anderer Teil

flog in gerader Richtung gegen Sartons und bewegte sich hier infolge der grossen aufgespeicherten Kraft 130 m den Hang hinauf, bis die überschüssige Energie durch die Reibung aufgebraucht war und der Strom zum Stillstand kam. Da sich direkt der Sturzbahn gegenüber ein Vorsprung befindet in Gestalt der Cresta Sartons und deren Fortsetzung unterhalb Sartons (Signalpunkt, die Stelle ist auf der Karte durch die Kurven gut charakterisiert, und ich betrachte diesen vorspringenden Kopf als anstehend), so wurde der ganze Strom, der bis hier die E-W-Richtung noch beibehalten hatte, wie durch einen Keil getrennt; ein Teil ging nördlich gegen den Punkt 1693 und gegen den Runc, die Hauptmasse aber wurde südlich abgelenkt, stürzte zurück in die Gegend des heutigen Heidsees und von hier durch eine schmale Rinne als 1,5 km lange und 250 m breite Zunge an der Seite des God-Lai entlang bis nach Lai.

A. Sartons. Nördlich von Sartons zieht sich ein wohl ausgeprägter Wall (Punkt 1693) dem Hang entlang bis an den Stätzerbach, lässt sich aber auch auf dessen N-Seite im Wald zwischen den beiden Wegen gut verfolgen. Am südlichen Ende gegen Sartons hin ist eine Kiesgrube angelegt. *Tarnuzzer* hat den Wall als Moräne angesehen. Die äussere Form möchte allerdings den Schluss auf Moräne zulassen. Genauere Untersuchungen aber liefern folgendes: Auf der Innenseite tritt überall der Bündnerschiefer zutage; es handelt sich um eine Rippe anstehenden Schiefers (eventuell etwas abgesackt). Auf der E-Seite aber trägt diese Rippe Blockmaterial, Dolomit, Kalk, kleine Stücke Radiolarit, sehr wenig Glimmerschiefer; das Ganze hat ausgesprochenen Bergsturzcharakter. Hangabwärts verliert die Oberfläche ihr für Bergsturz typisches, wellig unruhiges Aussehen. Es muss sich hier um eine Stelle handeln, wo der Schutt wohl fast ganz fehlt und das Anstehende nicht tief liegt. Weiter abwärts gegen Parpan stellen sich aber bald die Schuttwälle, zuerst Dolomit, nachher Kristallin, wieder ein. Das Bächlein, das im kleinen Tälehen westlich hinter dem Wall dem Stätzerbach zufliesst, liegt im Anstehenden. Daneben aber lagert auf dem Bündnerschiefer Moräne; man findet auf dieser Seite öfters im Schutt Juliergranit, Diabas, gekritzte Kalke. Auch die sanft geneigte Weide aufwärts gegen die Alp Stätz zeigt zerstreut glaziale Gesteine. Ich betrachte deshalb hier die ganze unterhalb der Stätzerhütte liegende Mulde als ausgekleistert mit Grundmoräne des Talgletschers, vermischt mit Schutt der verschiedenen Bäche. Mitten in dieser Weide finden sich in einer Höhe von zirka 1750 m noch einige vereinzelte Dolomitblöcke, und zwar meist Dolomitreccien: Äusserste und höchste Glieder dieser Spritzzone. Noch höher, bei den Stätzerhütten 1830, stossen wir auf die Lokalmoränen, die aus dem schönen Kar der Stätzeralp heraustreten.

Auf der andern Seite des Stätzerbaches ein ähnliches Bild: Oben beim Heidbühl deutliche Rundhöcker im Anstehenden, einem festen Sandstein, der oft in grobes Konglomerat übergeht. Nach unten auf dem Runc glaziales Geschiebe. Dann treten in gleicher Höhe wie bei Sartons ebenfalls Dolomit-Kalkwälle auf. Gehen wir weiter abwärts auf der linken Seite des Stätzerbaches, so stossen wir bei dem Stall auf der Alp des Plantahofes auf Anstehendes (Flysch), rings umgeben von Bergsturzmaterial. Die Wälle auf dieser Seite ziehen alle schräg abwärts der Talfurche zu.

Es ergibt sich für diese Gegend nördlich Sartons folgendes Bild: Talgletscher überkleisterten die Bündnerschieferhänge mit Moränematerial aus dem Innern des Bündnerlandes. Nach dem Rückzug der Gletscher erfolgte der Abbruch des grossen Bergsturzes. Dabei flog viel Material, vorwiegend Dolomit, Richtung Sartons, wurde nördlich abgelenkt und überspritzte die angrenzende Gegend. An einer Felsrippe lagerte sich nördlich Sartons Material in einem Wall ab, eben dieser vermeintlichen Moräne. Grössere Blöcke flogen darüber hinaus noch eine Strecke weiter hangaufwärts. Weiteres Material floss nördlich weiter und fiel dann als Rückstrom zurück ins Tal, liess dabei eine Fläche (bei der Alp Plantahof) unbedeckt, indem diese Felspartie umflossen oder doch nur überfahren und überspritzt wurde.

Ich erinnere hier an einen ähnlichen Rückstrom, den *Heim* in seiner schönen Untersuchung über den Gletscherbruch an der Altels (35) schildert. Auch dort prallte die Sturzmasse auf gegenüberliegende Hindernisse, wurde dadurch seitlich abgelenkt, und strömte dann zurück ins Tal. Der Rückstrom schloss einen Raum ein, der frei blieb von Schnee und Eis; ringsum lagen die Eiskonglomerate. Die Leute meinten, dieses Stück sei von der Lawine übersprungen worden. Dem ist aber nicht so; das Stück lag seitlich des grossen Lawinensturzes und wurde durch einen Rückstrom umschlossen.

B. Gruben-Churwalden. Zwischen Parpan und Churwalden liegt Dolomit und Kalkschutt in meist grosser Mächtigkeit; das sind die Sturzmassen, die vom Weisshorn stammen und die *Tarnuzzer* als einen besondern Bergsturz ansah. Doch gehört diese ganze, nach N abgeleitete Schuttmasse ebenfalls zum grossen, einheitlichen Parpanerbergsturz.

Weitaus am mächtigsten entwickelt ist der Blockschutt in den «Gruben», beim Städtli und Hof. Bei den Gruben, Punkt 1451, bilden die triasischen Kalke und Dolomite mächtige Hügel und Borde. Ein Steinbruch, heute nicht mehr ausgebeutet, und Kiesgruben sind hier angelegt. Die Kiese sind ungeschichtet, grobe Blöcke sind darin regellos eingebettet. Das feinere Material besteht aus scharfkantigen, splinterigen Fragmenten von Kalken, dazwischen liegt noch zermalmter Kalk als Pulver. Jede Gletscherspur fehlt. Selten findet man in den höchst respektablen Kalkmassen dieser Lokalität ein kristallines Stück.

Der Schutt liegt meist unter einer dünnen, etwa 0,5 m dicken Humusdecke. Das hügelige Schuttterrain zieht sich noch auf der E-Seite herab an den Bach, der vom Ochsentobel kommt. Dieser macht unter Parpan einen grossen Bogen dem Rande des Schuttes entlang. Doch weiter unten, bei den Gruben, wo er sich wieder nach W wendet, bildet die Bachrinne nicht mehr die Bergsturzgrenze. Auch auf der andern Seite liegt Bergsturzmaterial, doch wiegt das Kristalline vor. Es handelt sich hier um eine Masse von Hornblendeschiefern, die über die Kalkwälle der Gruben hinwegflog und auf der andern Seite am Anstehenden sich ablagerte.

Dass aber nicht der ganze Hügel als Bergsturz aufzufassen ist, zeigt sich auf der W-Seite an der Strasse. Es stehen hier Bündnerschiefer, meist dunkle, dünne Tonschiefer mit Bänken von Kalken und Sandkalken an. Sie ziehen sich als schmales Felsband im Lärchenwald über der Strasse schräg nördlich abwärts. Dieselben Schiefer stehen an hinter den Häusern des Städtli und ferner weiter unten an der Strasse am Abhang der rechten Talseite. Es handelt sich um eine steil abfallende Felsrippe, über die der Bergsturz bei den Gruben hinabfiel ins tiefe Tobel und nun hier gegen Churwalden hinausfloss. Dieser Terrassenrand wirkte wie eine Stromschnelle; es entstand ein Fenster im Bergsturz (vgl. Taf. II, Fig. 2). Die ganze Masse zeigt vom Städtli abwärts die Form eines breiten Walles mit flacher Böschung; man wird an das zungenförmige Ende eines grossen Gletscherstromes erinnert. Grosse Blockanhäufungen finden sich ob den Häusern im «Hof». Im Schuttbord der Strasse ist eine grosse Kiesgrube angelegt, sie zeigt wieder deutlich den gleichen Aufbau wie bei den «Gruben»: helle Kalke und Dolomite wiegen vor, doch trifft man auch rötliche Liaskalke, Radiolarite, selten Hornblendeschiefer und Gneise, daneben feinstes, zerriebenes Material; keine Schichtung. Darüber zirka 20 cm Humus und oben Lärchenwald.

Von auffallendster Mächtigkeit werden aber die Trümmersmassen gerade oberhalb des Dorfes Churwalden. Es zeigen sich da grosse Haufen von oft mächtigen Kalkblöcken, die wirt durcheinander gelagert sind. Kalk und Dolomit überwiegt. Gegen den Stätzerbach hin erhebt sich das Terrain zu einem wallartigen Rücken, der mit steilem Rand gegen die Bachschlucht abfällt, und es reicht an derselben der feinsplitterige Kalkschutt in langer Halde rufenartig zur Tiefe hinab. Der Bergsturz ist hier in einer Mächtigkeit von wenigstens 25 m aufgeschlossen. (Gegenüber dieser Stelle befindet sich im Bündnerschiefer am Weglein, das dem Stätzerbach aufwärts gegen Parpan nachgeht, ein alter Erosionskessel, eventuell ein Gletschertopf.) Bei den ersten Häusern von Churwalden, bei der Krone, fällt der das ganze Tal ausfüllende Schuttstrom rasch ab; wir haben hier das Ende des Bergsturzes vor uns. Weiter unten im Tal liegt alles unter dem Schuttkegel der Rabiusa begraben.

Die W-Grenze des ganzen Kalkschutthügelzuges liegt meist in der Furchen des Stätzerbaches. Beim Städtli macht der Bach eine Biegung und bildet von hier aufwärts nicht mehr die Grenze zwischen Kalkschutt und Anstehendem, sondern teilt den Kalk rechts von kristallinem Schutt links. Das Kristalline zieht sich hier, wie aus der Karte deutlich ersichtlich ist, als schmaler Streifen zwischen dem Anstehenden und dem Hauptwall des Kalkes randlich hin. Bald aber stossen wir auch in diesem Hornblendeschieferzug wieder auf den Dolomit und Kalk: das sind die Kalke, die auf dem Umweg über den Runc herabfliegend hierher gelangten.

C. Heidsee. Am schwierigsten war die Abgrenzung der Bergsturzmasse auf der S-Seite, in der Gegend des Heidsees und südlich gegen Lai. Doch glaube ich, dass auch da eine scharfe Trennung zwi-

sehen Sturzmaterial aus der Nische Weisshorn-Rothorn und glazialen Material aus dem Innern Bündens möglich ist. *Tarnuzzer* sieht die ganze Hügellandschaft als Gemisch aus Gletschermaterial und Sturzschutt an.

Von Nutzen waren die neuen Aufschlüsse am S-Ende des Sees. Es befinden sich hier mehrere kleine, meist schwach bewaldete Hügel. Zur Stauung des Sees für das Heidseewerk wurde ein breiter Damm errichtet, dessen Material von den kleinen Hügeln (Punkt 1495) genommen wurde. Schon vorher wurde nördlich davon ein Damm gebaut, der sich im E an den Rücken des God Lai (zur Hauptsache anstehend) und im W an einen der erwähnten kleinen Hügel anlegte. Schon der schwach gebaute Heidseedamm liess Wasser durch; grosse Verluste zeigten sich aber dort, wo der Damm im W endete; der kleine Hügel, eben aus Bergsturzmaterial bestehend, war durchlässig. Infolge der Hebung des Seespiegels zeigten sich ringsum in den Wällen auf fast gleichem Niveau nasse Horizonte: der gehobene Grundwasserspiegel. In den neuen Aufschlüssen zeigte sich folgendes Bild: Hornblendeschiefer, rötliche Gneise, Glimmerschiefer lagern regellos durcheinander. Selten findet sich Kalk und Dolomit. Riesige Blöcke, besonders Hornblendeschiefer, liegen in feinerem Material, das oft zu Mehl zerrieben ist. Von Graniten oder sonstigem Erratikum ist nichts zu finden. Im ganzen herrscht also das typische Gepräge eines Bergsturzwallen. Diese Wälle sind es, die den See aufdämmten. Es handelt sich also um einen Bergsturzsee. Nur auf der W-Seite tritt der Flysch des Hanges an den See, sonst ist ringsum alles Schutt. Auf der E-Seite südlich Canols liegen an der Strasse Kiesgruben in dem Steilrand, und zwar handelt es sich hier um Dolomite und Kalke. Diese Kalktrümmerhaufen lagern über den kristallinen Schuttmassen; sie sind später abgestürzt, sind genetisch jünger als das bis jetzt umschriebene Bergsturzmaterial und gehören zu dem Schaingelssturz. An der Grenze zwischen dem hangenden Dolomitschutt und dem liegenden Kristallin treten Quellen aus.

Auf der W-Seite des Sees, unterhalb Masons, erstreckt sich dem Hang entlang ein ausgeprägter Wall. Es handelt sich bereits nicht mehr um Bergsturzmaterial, wie überhaupt auf der W-Seite des Sees und von hier an südlich der Bergsturz nicht weit über den Hang hinaufreicht (im Gegensatz zu *Tarnuzzer*, der auf seiner Karte Bergsturz angibt bis nach Spoina und Spinatscha hinauf). Wir haben hier eine mächtige Wallmoräne vor uns mit grossen Blöcken von Juliergranit und Verrukano. Hier wie in der ganzen Gegend dasselbe Bild: an der Grenze des Bergsturzes treten unter den Schuttmassen die Talmoränen hervor. Der Bergsturz überdeckt die grossen Talmoränen.

Erwähnenswert ist noch das Gebiet am SW-Ende des Sees, auf der westlichen Seite des Weges. Das Gelände erlaubte dort dem Bergsturz, etwas in die Breite zu wachsen; deshalb floss kristallines Material, aussen wieder etwas umkränzt mit Kalk, gegen Siglos hinaus. Diese Gegend hat ein besonderes Gepräge. Es sind nicht mehr die langen Schuttwälle, wie wir sie bei Acla alva, bei Parpan, Städtli, ob Churwalden fanden, sondern alles ist aufgelöst in kleine, bis 8 m hohe, runde Hügel, bekränzt mit einigen Tannen oder Gebüsch. Es ist das Bild einer Tomalandschaft, gleich wie z. B. bei Kandergrund. Die vielen kleinen Gewässer, die von der W-Seite herab dem See zufließen, haben diese Formen modelliert.

Von hier an ist das Ablagerungsgebiet jedoch wieder eingeengt. Deshalb bietet sich am S-Ende ein ähnliches Bild wie am N-Ende bei Churwalden. Als schmale Zunge erstreckt sich der Schutt nach Lai. Auch hier muss eine tiefe Talrinne die Schuttmassen, als sie von der Gegend Acla alva-Sartons herabfluteten, aufgefangen und abgeleitet haben. Denn alle diese Hornblendeschuttmassen, wie sie in diesem schmalen Band bis nach Lai hinaus vorkommen, können nicht vom Foil Cotschen herkommen; über den Felsriegel des God Lai kann kein Bergsturz geflossen sein, denn dort oben liegt nur Moräne. Aber auch ein Umfliessen dieses Sporns durch Schutt vom Foil Cotschen ist wohl ausgeschlossen. Das Sturzmaterial westlich God Lai gehört nach seinen Zusammenhängen entschieden zum Parpaner- und nicht zum Schaingelsturz.

Das ganze Gebiet des Bergsturzes von Parpan überblickend, erhalten wir folgendes zusammenfassendes Bild: Grosse Schuttmassen sind aus der Gegend zwischen Weisshorn und Rothorn abgestürzt, im nördlichen Teil vorwiegend Dolomit der Tschirpendecke, gegen S vorherrschend Amphibolit und Gneis des Rothornkristallins, daneben ebenfalls noch sedimentäres Material aus der Basis der Rothornwand. Auf schmaler Sturzbahn wälzten sich die Massen zu Tal in E-W-

Richtung. Bereits im Heimberg aber muss sich der Strom verbreitet haben, indem ein Teil nach N abgelenkt wurde und in der Richtung gegen die «Grube» floss. Diese hauptsächlich aus Dolomit bestehende Masse stürzte über die steile Terrassenwand hinab ins Tobel des Stätzerbaches und wälzte sich nun als schmaler, aber mächtiger Schuttstrom durch das enge Tal bis nach Churwalden. Mit scharfer Grenze endet hier der Bergsturz. Die Hauptmasse des Parpanersturzes flog aber in der Richtung gegen Acla alva und Sartons. Mit ungeheurer Kraft wälzte sich der Bergsturz gegen den jenseitigen Hang. Durch die Wasserscheide von Acla alva und durch den Sporn von Sartons wurde aber die einheitliche Masse wie durch einen Keil geteilt: Die eine Hälfte wurde nach N, die andere nach S abgelenkt. In entgegengesetzter Richtung und mit entgegengesetztem Gefälle flossen die beiden Teilströme dem Flyschhang entlang. Bei Sartons und nördlich davon findet sich eine Spritzzone; etwas Schuttmaterial überflog von hier den untern Teil des Runc und stürzte jenseits wieder ins Tal hinab. Der südliche Teilstrom stiess auf ähnliche Verhältnisse, wie sie oberhalb Churwalden vorliegen: als schmale Zunge erstreckt sich der Bergsturz am Rande des God Lai entlang bis nach Lai hinaus.

Das Gesamtareal des Parpanerbergsturzes misst ungefähr 8 Millionen Quadratmeter. Die Masse beträgt bei einer mittleren Mächtigkeit von 50 m zirka 400 Millionen Kubikmeter.

2. Der Bergsturz von Schaingels.

Dem Parpaner Rothorn vorgelagert liegt der wild verwiterte, durch und durch zerborstene Rücken der Schaingels (2304). Von hier aus gewinnen wir einen günstigen Überblick über den Schaingelsbergsturz. Vom Rothorn hinüber zum Foil Cotschen bildet die Kette eine deutliche Mulde, den Abrissrand. Neue grosse Längsspalten oben am Grat, unterbrochen durch klaffende Querrisse, bereiten weitere Abbrüche vor. Der ehemals über Schaingels sich auftürmende und in der Höhe des Rothorngrates mit dem Rothorn in Verbindung stehende Berg ist über Scharmoin abgestürzt. Auch hier treffen wir am Aufbau Kristallines und Sedimente. Die obern Partien der Abrissnische weisen Hornblende- und Glimmerschiefer auf. Dass aber dieser ganze Zug, dieses zur Silvrettadecke gehörende Element unterlagert wird von Dolomiten und Kalken, wird ersichtlich am Foil Cotschen, wo sich zwischen beiden, schon durch die Farbe getrennten tektonischen Gliedern eine scharfe Grenze feststellen lässt. Eine zirka 30 cm mächtige Überschiebungszone mit lehmigem Mehl und mit Dolomitbreccien charakterisiert die Grenze. Aber auch an den Schaingels sehen wir unter dem Kristallinen die Dolomitmasse. Hier allerdings nicht mehr als anstehende, sondern als grosse, zusammenhängende, abgesackte Partie. In den Schaingels haben wir eine mit dem Schaingelsbergsturz in Verbindung stehende, aber gegenüber diesem nur wenig abgesackte Masse von Kristallin zu erblicken.

Zwischen Schaingels und dem Rothorn dehnt sich eine kleine Mulde, ein Tälehen aus. Eine für Schnee und Wasser abflusslose Senke mit Versickerungstrichtern ist für diese Partie der Abbruchnische charakteristisch. Überall liegen riesige Blöcke von Amphiboliten; von oben hangen die Schuttkegel herab. Nach S, zwischen dem Rothorn-Foil Cotschen und dem rasch abfallenden Rücken der Schaingels, hat ein Lokalglatscher ein deutliches Kar ausgebildet. Gut abgegrenzte Moränenwälle ziehen beidseitig abwärts und sind zu verfolgen bis auf das Plateau unter Punkt 2076. Die Moränen machen eine Biegung nach S, und die Abflussgewässer haben eine stark eingeschnittene Mulde gebildet, die sich gegen Punkt 1615 hinabzieht.

Die N-Grenze des Schaingelsbergsturzes ist unbestimmt, teils durch die besonders in dieser Gegend weit gegen Plan d'Uest hinabziehenden Schutthalden, teils durch Lokalmoränen verdeckt; aber auch der Umstand, dass an dieser Grenze der Schaingelsbergsturz wie der angrenzende, zum Teil von ihm überlagerte grosse Parpanersturz nur Kristallines aufweisen, erschwert eine Abgrenzung. Deutlich wird die Grenze erst unterhalb Punkt 1934. An dieser Stelle ist der Schuttstrom über eine anstehende, eventuell abgesackte Rippe von dunklen, schwarzgrünen Schiefen geflogen. Beidseitig liegen Dolomitblöcke, und folgen wir dem Alpweg talwärts gegen Acla alva, so haben wir stets zur Linken den Steilrand des Dolomitschuttes. Das mächtige Dolomitmaterial des Schaingelsrutsches legt sich hier über das Kristallin des Parpanersturzes. Der schmale Dolomitstreifen bei Punkt 1934 oben wird von dieser grossen Dolomitmasse im God Scharmoin getrennt durch einen Streifen von Kristallinem (auf der Karte deutlich

sichtbar), und es ist zweifellos, dass diese Hornblendeschiefer, ebenfalls vom Schaingels stammend, über das natürlich im Zusammenhang stehende sedimentäre Material hinweggefahren sind, es oberflächlich überdeckt und so eine kleinere obere Dolomitpartie von der grössern untern abgetrennt haben.

Interessant ist vor allem die W-Grenze des Schaingelsbergsturzes. Unterhalb des God (Val) Scharmoin zieht sich ein kleiner Fussweg südlich gegen Curtschin hin. Dieser Pfad bildet meist die Grenze zwischen dem Kristallin unten und dem Dolomit des waldigen Hügels. Hin und wieder ziehen sich längere und kürzere Kalkwälle noch etwas weiter westlich abwärts gegen die Mulde von Fastatg. Diese untere Waldgrenze des God Scharmoin bildet einen ausgezeichneten Quellenhorizont. Auf der ganzen Länge tritt das kalte Wasser in oft grossen Quellen (Churerquellen) aus, um sich dem Heidsee zuzuwenden oder um bald wieder zu versickern. Diese sehr auffällige Quellenreihe lässt eine Grenze vermuten, und es ist wieder der Dolomit des Schaingels, der hier über dem Kristallin des ältern nördlicheren Bergsturzes liegt. Aber auch die ganze Morphologie der Gegend führt zu diesem Schluss. Fastatg ist eine ausgesprochene Mulde, deren Gelände gegen W ansteigt. Besonders im N dieser Mulde treffen wir einen Steilrand, der sich von den Häusern von Acla alva östlich gegen God Scharmoin hinüberzieht. Dieser nach S abfallende Steilrand liegt beinahe in der Fortsetzung des Steilrandes weiter oben, des nach N abfallenden Steilhanges des God Scharmoin.

Eine befriedigende Lösung und Erklärung für diese Geländeformen finden wir nur, wenn wir hier eine Grenze zwischen zwei verschiedenartigen Bergstürzen annehmen: Der Steilrand nach S ist die Grenze der nach W geflogenen Massen des grossen Parpanersturzes, die dann zwischen Acla alva und Sartons nach S abgelenkt wurden. Als Spritzzone erhielt auch die Gegend von Fastatg kristallines Material. Im allgemeinen aber blieb sie in der Auffüllung zurück, wurde zur Mulde, da die Hauptmasse sich nördlich und westlich ablagerte. Später erfolgte der Schaingelsrutsch. Das vorwiegend dolomitische Material legte sich an seinem N-Rand über das Kristalline vom Rothorn-Weisshorn, bildete seinerseits einen Steilrand nach N. Da dieser Rutsch nicht mit grosser Gewalt abstürzte, kam er am Fuss des Hanges zur Ruhe, und es bildete sich die scharfe Grenze unter dem God Scharmoin.

Die Sturzmassen vom Schaingels reichen aber in der Gegend von Curtschin und Dieschen weiter abwärts nach W bis an den See. Das zu äusserst und an der Basis liegende sedimentäre Material tritt am See unterhalb Canols in einem Steilbord zutage, und in den hier angelegten Kiesgruben erkennt man wieder den charakteristischen Aufbau von Bergsturzwällen. Fremde glaziale Geschiebe fehlen, Moräne ist ausgeschlossen. Mit diesem Abwärtsrücken der Dolomitgrenze und damit der Grenze des Schaingelsbergsturzes ist auch die Quellenreihe abwärts gewandert. Sie findet sich jetzt unten beim See; die Quellen folgen der Grenze zwischen Dolomit oben und Kristallinem des Parpanersturzes unten, d. h. der Überlagerungsfläche des Schaingelssturzes auf den Parpanersturz.

Weiter südlich wendet sich dann die Grenze wieder ostwärts zurück. Sie läuft am Rande des steilen Waldhanges entlang, wieder begleitet von mehreren Quellen. Der Dolomit liegt hier nicht mehr auf kristallinem Schutt, denn hier sind wir ausserhalb des Gebietes des Parpanersturzes, der weiter nördlich den Schaingelsrutsch unterlagert. Der anstehende Flysch tritt zutage, da und dort überkleistert von Moräne der grossen Talgletscher, und bald stösst man auf den Schutt der Ova da Sanaspans. Bei Cra-pera findet die Sturzmasse ihr Ende.

Zwischen dem grossen Sturz von Parpan und der Schaingelsrutschung ergeben sich aus dem Gesagten einige charakteristische Unterschiede. Während wir beim grossen Bergsturz im N vorwiegend Dolomit (Gruben, Churwalden), im S aber Kristallines fanden, entsprechend dem Aufbau der Weisshorn-Rothornkette, treffen wir im Schaingelssturz das sedimentäre Bergsturzmateriale an der ganzen Peripherie an, aber auch in diesem Fall lagert über dem Dolomitschutt das Kristalline. Einmal der erwähnte Zug bei den Hütten von Scharmoin und dann vor allem der Komplex von Amphiboliten und Gneisen, der sich von Lajets durch God Scharmoin abwärts gegen Curtschin zu zieht. Für den grossen Parpanersturz ist die Gabelung in einen nördlichen und südlichen Teilstrom charakteristisch. Die Hauptmasse des Schuttes lagert am gegenüberliegenden Bündnerschieferhang. Im Schaingelssturz aber haben wir einen ganz andern Typus vor uns. Die Gesamtform ist die eines dreieckigen, konvexen Hau-fens. Sowohl auf den Flanken wie unten finden sich konvexe, steile Hänge. Oben wird der Schutt-komplex durch ein Tälchen vom Anstehenden getrennt. Der grosse Trümmerhaufen liegt als ein

grosser, zusammenhängender Komplex hingelehnt an das Ursprungsgebiet. Alle diese Formen und Erscheinungen lassen die Annahme eines eigentlichen Sturzes als unrichtig erkennen. Es muss sich um ein langsames, allmähliches, eventuell durch Felsterrassen gebremstes Abrutschen handeln. Die Schuttmassen sind nicht in Schuss gekommen und flogen deshalb nicht auf die gegenüberliegende Talseite. Nachträglich erfolgten noch Nachsackungen der Schaingels selber und Nachsackungen vom Grat Rothorn-Foil Cotschen her.

Zusammenfassend ergibt sich für den Schaingelsrutsch folgendes:

1. Aus der Gegend zwischen Rothorn und Foil Cotschen (Schaingels) ist ein Felsabbruch erfolgt mit kristallinem und sedimentärem Material;
2. es handelt sich um eine Felsrutschung; die Schuttmassen häuften sich am Fusse des Abhanges an und flogen nicht, wie beim grossen Bergsturz, auf die andere Talseite;
3. der Schaingelsrutsch überlagert am N-Ende den ältern Parpanerbergsturz, am südlichen Ende liegt er auf Anstehendem;
4. an seiner untern Grenze findet sich ein grosser Quellenhorizont;
5. Areal = 3,5 Millionen m². Masse bei 80 m mittlerer Mächtigkeit = 280 Millionen m³.

3. Der Muttabergsturz.

Bei den obersten Häusern von Parpan zweigt ein Weg ab, der sich am E-Hang hinaufwindet, um oben auf der Höhe der Mutta gegen das Urdenfürkli umzubiegen. Unten befinden wir uns ganz in kristallinem Bergsturzmaterial des grossen Parpanersturzes; Amphibolite und Glimmerschiefer wiegen vor. Oben im Heimberg (zirka 1700), wo nach N ein Weg hinüber gegen das Ochsentobel abzweigt, treten plötzlich einige Radiolarite auf. Vereinzelt und zerstreut liegen sie auf dem andern Schutt. Weiter aufwärts verschwinden nun die Hornblendeschiefer ganz, und wir kommen in eine Region, die andere Gesteine aufweist als die Umgebung. Wir finden die schon oben genannte Serie mit roten Radiolariten, Ophiolithen, grünen Spiliten, dichten, hellen Kalken, Sandsteinen, Schiefern u. a. Sie lassen sich verfolgen bis hinauf gegen die Mutta (2267).

Es handelt sich um einen jüngern Bergsturz, der aus dem dem Weisshorn westlich vorgelagerten Gebiet her stammt. In der Höhe von zirka 2350 m sind kleine Bänder von Radiolarit und Ophiolithen anstehend, und darüber folgen auch die unten im Schutt häufigen Sandsteine. Von höher oben können diese Blockmassen nicht stammen, denn bald stellt sich, teils abgesackt, teils anstehend, Muschelkalk, Gips usw. der Raiblerschichten und Hauptdolomit ein. Diese fehlen in der gut abgegrenzten Schuttmasse des Muttabergsturzes ganz. Wir haben uns also vorzustellen, dass aus der Weisshornregion, und zwar vorwiegend aus deren obern Partie, mit dem grossen Bergsturz viel Material, vor allem Dolomit, abstürzte, dass aber die untern vorgelagerten Felspartien, aufgebaut aus den Gesteinen der tiefern ophiolithreichen Aroserschuppen, zunächst stehen blieben und später das Material zum Muttabergsturz lieferten.

Als ein breiter Wall mit flachem Rücken und steilen Rändern zieht sich dieser Bergsturz abwärts, oben infolge des Muttavorsprungs eine Ausbiegung nach S machend; unterhalb der Mutta aber zieht er sich in westlicher Richtung abwärts und verbreitert sich besonders nach N, denn hier liegt freies Feld. Der Bergsturz liegt auf seiner nördlichen Flanke auf anstehenden Schiefern oder meist auf Gehängeschutt. Auf der südlichen Flanke aber überdeckt er die kristallinen Gesteinstrümmen, die zum Parpanersturz gehören; diese Überlagerung ist deutlich zu erkennen. Während in der obern Region hauptsächlich Radiolarit und Ophiolithe vorliegen, treten abwärts und besonders an der nördlichen Seite Sandstein auf; also auch hier eine gewisse Sortierung. Unten im Heimberg verflacht sich der oft sehr mächtige breite Wald, läuft aus und sendet am untersten Ende noch einzelne Blöcke über die jetzt allseitig dominierenden Hornblendeschiefer. Diese Grenzregion ist wieder gekennzeichnet durch das Auftreten mehrerer Quellen, die unten im Reservoir der Parpaner Wasserversorgung gesammelt werden. Auch weiter oben, dort, wo der Urdenfürkliweg eine Kurve macht, gibt dieser Muttabergsturz Anlass zum Austritt von Quellen: an seiner Flanke tritt auf dem ihm unterlagernden kristallinen Schutt eine starke Quelle aus.

Wie ich schon beim grossen Parpanersturz erwähnte, dass für dessen oberstes Gebiet die Verhältnisse durch Moränewälle undeutlich gemacht werden, so ist es auch hier der Fall. Vom Weisshorn, eventuell auch aus der Mulde gegen das Urdenfürkli haben Lokalgletscher Material hinabtransportiert und auf dem Bergsturz Schutt abgelagert. Auch über die breite Masse des Muttbergsturzes zieht sich ein ausgeprägter Moränewall ziemlich weit hinab. Am Ende des Muttbergsturzes tritt unter den Sturzmassen eine Wallmoräne auf, die sich zum Ochsentobel hinüberzieht; es ist eine typische Talmoräne.

Das Areal des Muttbergsturzes beträgt zirka 420,000 m²; die Masse 6,3 Millionen m³.

4. Abstürze von Sanaspans-Cresta Stgoira.

Vom Foil Cotschen zieht sich der wilde Grat südwärts, senkt sich dann rasch, um der Ova da Sanaspans, die hier über eine hohe Dolomitwand fällt, den Durchgang zu ermöglichen. Oben am Grat ist wieder das Kristalline anstehend, in den untern Partien aber herrscht der wild zerklüftete Dolomit der Tschirpendecke vor. Dieser ist es, der das Blockmaterial des waldigen Hanges bis hinab nach Crapera lieferte. Da findet sich nichts von Anstehendem, vielmehr fast ausschliesslich kleine bis riesige Blöcke von Dolomit. Es ist verwunderlich, dass das Kristallin, das doch oben auch ansteht, im Schutt so selten ist. Die Sturzmasse ist als Ganzes gut abgegrenzt und tritt auch auf der topographischen Karte deutlich hervor. Im S hat sich die Ova tief in die Schiefer eingefressen, und oben an den Steilhängen zur Rechten ist der aufliegende Schutt zu erkennen. Im N aber wird diese Dolomitsturzmasse durch eine bereits erwähnte, trockene Rinne von dem Schaingelssturz getrennt; es ist die Furche, die vom Punkt 2076 hinab gegen Punkt 1615 zieht. Nördlich dieser Rinne sind die Schaingelsmassen in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen, oben überwiegt Kristallines, unten mehr Dolomit, der zu feinstem Material zerrieben ist. Auf der andern, südlichen Seite aber findet sich nur Dolomit, der hier ein von der nördlichen Seite meist abweichendes Gepräge aufweist: Das feine Material ist selten, dafür dominieren grosse und kleine Blöcke. Ich glaube deshalb, dass diese Masse über Crapera als ein einheitlicher Dolomitsturz angesehen werden muss, eventuell auch mehrere Abbrüche darstellt, dass aber ein Zusammenhang mit den benachbarten Schuttmassen vom Schaingels nicht anzunehmen ist. Man könnte sich zwar vorstellen, dass die beiden Massen zusammenhingen, gleichzeitig abstürzten, dass dann nachträglich durch die Schmelzwässer aus dem Kar hinter Schaingels die jetzige Rinne auserodiert wurde und so jetzt eine scheinbare Grenze vorliegt. Aber die verschiedene Zusammensetzung der beiden Seiten wie auch die selbständige, gut begrenzte morphologische Gestalt der Dolomitmasse sprechen für die Unabhängigkeit dieser Stürzlinge.

Ähnliche kleine Abbrüche von untergeordneter Bedeutung, die auch auf die Geländegestaltung einen geringen Einfluss ausüben, finden sich weiter südlich noch mehrmals und alle zeigen uns die Tätigkeit der abtragenden Kräfte an diesem Erosionsrand. Ich erwähne nur noch die Schuttanhäufung oberhalb Cresta Stgoira, wieder ist es vorwiegend Dolomit, der aus der W-Wand des Lenzerhornes ausbrach und nun den waldigen Hügel bei Punkt 1618 aufbaut. Der Viehweg nach der Lenzeralp zieht sich hinter dem aufgeschütteten Sturzmaterial durch eine, dieses letztere begrenzende Mulde aufwärts. Unten reicht der Schutt bis zu den Häusern Cresta Stgoira, wo eine Quelle austritt. Nördlich lässt sich die Grenze nur aus den Geländeformen vermuten. Nach oben gehen diese kleinern Abbrüche in Schutthalden über.

5. Absackungen im Gebiet der Bündnerschiefer.

Der Vollständigkeit halber mag noch auf die Rutschungen der W-Seite der Lenzerheide hingewiesen werden. Infolge des gleichsinnigen Fallens des Hanges und der Schichten, wie auch infolge der ganz andern Gesteine, die am Aufbau der W-Seite beteiligt sind, bieten sich hier ganz andere Verhältnisse. Grössere Stürze wie auch Rutschungen von den Dimensionen, wie wir sie unter dem Weisshorn und Rothorn gefunden haben, sind hier nicht zu konstatieren. Es handelt sich auf dieser Seite vielmehr um langsame aber konstante und an vielen Orten auftretende Felsrutschungen. Am besten geben die Verhältnisse bei Obervaz Auskunft, da diese genauer verfolgt wurden. Auf der rechten südöstlichen Berglehne des Nivaigertobels machten sich seit Jahren Rutschungen und Setzungen bemerkbar. Die Bewegungen konnten nicht nur im steilen Hang des Tobels konstatiert werden, sondern

auch in den oben liegenden Ortschaften zeigten sich die Spuren der Bewegung des Hanges. Viele Häuser wiesen im Mauerwerk ausgeprägte, oft klaffende Längsrissbildungen auf. Gebäude, die in der Zone der grössern Bewegung lagen, zeigten bedenkliche seitliche Verschiebung. Noch ausgeprägter als in der innern Partie der Berglehne machte sich die Terrainbewegung weiter unten bei Nivaigler bemerkbar. An der grossen Strasse traten Setzungen ein, und die steinerne Brücke über das Nivaigler-tobel wurde von der Stosskraft der Erdmassen zerdrückt. Man suchte nun weitere Rutschungen, die schliesslich die vollständige Zerstörung der Dörfer Zorten und Lain zur Folge haben müssten, durch Verbauung des Tobels und der oberhalb gelegenen nassen Partien zu verhindern. Nasse Mulden wurden entwässert und alle Abwässer direkt ins Tobel geleitet. Das Nivaigler-tobel wurde durch Erstellung von Sperren resp. von Sohlensicherungen verbaut. Der Erfolg aller dieser teuren Massnahmen ist abzuwarten.

Ähnliche Sackungen treffen wir auch an andern Orten auf dem W-Hang an, nur bekommen diese meist nicht eine solche Bedeutung, da sie nicht, wie hier, Ortschaften gefährden. Im allgemeinen zeigen sich die Flyschsackungen deutlich in den Geländeformen. Der Hang wird unregelmässig geneigt, es tritt eine Art Terrassierung ein. Eine abgesackte Masse bildet vorn einen wulstigen, konvex gebogenen Rand und zeigt oben eine ebene, meist in der Mitte etwas eingesenkte Sohle. Diese Formen sind häufig und sind z. B. deutlich zu beobachten ob Spinatscha und beim Aufstieg aufs Stätzerhorn. Ob der Cresta reiht sich Rutschung an Rutschung, Tälchen an Tälchen; diese Absackungsformen greifen bis an den Grat hinauf. Oben bildete sich ein sogenannter Doppelgrat. Absolut zuverlässige Trennung und Kartierung von Abgesacktem und Anstehendem ist in diesen Schiefergebieten wohl unmöglich. Als sicher anstehend können einzig einige feste Rippen gelten, die sich den Hang hinauf verfolgen lassen. Diese Partien sind meist aus massigen Sandsteinen und Kalken aufgebaut, und Plattenrutschungen parallel den Schichtflächen sind hier selten möglich. Ich erwähne den prächtig terrassierten Grat Runc-Heidbühl-Grün Bergli, ferner die Cresta Sartons. Als auffallende feste Felsrippe aus Ruchbergsandstein ist der Grat Spoina-Danis zu nennen, und als sicher anstehend darf ferner gelten die Gegend Sporz davains-Sporz.

Überall aber liegen zwischen diesem festen Gerüst ausgedehnte Rutschgebiete.

Mit einer grössern Sackung haben wir es im Val Schamella zu tun. Als grosse plastische Masse hat sich hier ein Schieferkomplex losgelöst und ist abwärts gerutscht. Oben, beim Haus Punkt 1756, finden wir eine ziemlich glatte Sohle, ein Bödeli, das an den Flanken und im Hintergrund durch steile Hänge abgeschlossen wird. In den Steilhängen gegen die Cresta Sartons ist die nördliche Partie der Abrissfläche zu erkennen, die sich auch in der Fortsetzung gegen W als eine Steilstufe mit Flyschaufschlüssen bemerkbar macht. Die Mulde des Val Schamellas erinnert an ein Kar. Die tiefe Lage aber schliesst diese Möglichkeit ohne weiteres aus. Am Vorderende der Mulde wölbt sich das Gelände bogenförmig und wulstig vor und fällt dann ziemlich steil ab gegen die Tuffsteinbrüche. Aber auch noch weiter hangabwärts lässt sich die abgesackte Masse konstatieren: terrassiertes Gelände, nach der Talseite hin konvexe und auf den Flanken zurücktretende Wülste; Wälle und Geländestufen sind charakteristisch für den ganzen Streifen vom Val Schamella bis Liebschas. Dass die ganze Masse ziemlich kompakt blieb, zeigt uns der Umstand, dass unterhalb Punkt 1756 eine Talmoräne mit Juliergranit auf der Sackungsmasse liegt. Die Absackung des Val Schamella muss auch von Einfluss gewesen sein auf die Wasserverhältnisse. In der obersten Partie wie auch weiter unten, besonders oberhalb des Tufflagers, treten mehrere Quellen aus, deren hartes Wasser den Anlass gab zur Bildung des Tuffes. Tuffbildung kommt auch in andern Bündnerschiefergebieten häufig vor (Lugnetz). Im obern Teil dieses mächtigen Tufflagers, das von 1899-1911 abgebaut wurde, liegt ein Stauerreservoir, in das die verschiedenen Quellen einmünden und von wo das kleine Elektrizitätswerk unten am See gespiesen wird. Aber trotz dieser Fassung tritt doch überall am Fusse des Tuffbruches noch viel Wasser aus und fliesst dann in einem Bogen, meist der Grenze des Bergsturzes folgend, dem Heidsee zu und gibt immer noch Anlass zu Tuffbildung.

Ähnliche Verhältnisse wie bei Obervaz herrschen im N bei Malix. Auch hier ist der Bündnerschieferhang in fortwährender Bewegung. Die Veranlassung ist klar gegeben. Wir finden oben in den Maiensässen und Alpen viele Sumpfwiesen, Wassersammler, Torfmoore. Das Wasser tritt in die Schichtfugen,

lockert den Hang, und die Folge sind Plattenrutschungen. Die dadurch entstehenden Sackungstrichter und Tälchen und der durch die Lockerung der Schiefer entstehende Schutt gibt gute Quellsammelgebiete. Die stetigen Rutschungen hatten eine Senkung der Strasse Chur-Malix zur Folge; diese musste, weil abgesunken, auf höherem Niveau neu angelegt werden.

C. Allgemeines und Zusammenfassung.

Die Erscheinungen der Oberfläche. An der Oberfläche der Bergstürze, besonders des grossen Sturzes von Parpan, fallen eine Reihe von Erscheinungen auf, die durchaus im Einklang stehen mit Beobachtungen, die man durch das Studium von historischen Bergstürzen gewann. Sie lehren uns, dass die Bergsturzbewegung ein Fliessen ist, besonders deutlich in den untersten Partien. Allgemein gilt, dass die Oberfläche des Ablagerungsgebietes, als Ganzes betrachtet, entsprechend der Neigung des Untergrundes fällt. Und es findet sich der allgemeine Fall, dass die Bergsturzmasse, die rechtwinklig in ein langes, schmales Tal stürzt, von ihrer Richtung abgelenkt wird und talauswärts fliesst (Flims, Glarus, Näfels, Kandersteg, Gletscherbruch an der Altels). Ferner treffen wir den Fall, dass ein Teil des Materials, das auf dem gegenüberliegenden Hang auftritt, talaufwärts abgelenkt wird; aber auch hier ist das Gefälle der Oberfläche gleichsinnig dem des Talbodens. In unserem Fall treffen wir eine Besonderheit an: Die Sturzbahn ist E-W gerichtet; bei Acla alva aber zweigt ambossförmig ein Arm nach N und einer nach S ab, und beide zeigen entgegengesetztes Gefälle. Wie von einer First beidseitig die Bäche, so senkt sich die Bergsturzoberfläche von einer Linie, die bei Acla alva das Tal quert, beidseitig abwärts, einerseits gegen Churwalden, anderseits gegen Lai. Ohne Zweifel handelt es sich hier um eine ehemalige Wasserscheide. Junge, verhältnismässig schmale Erosionsrinnen müssen sich von hier nach N und S vorgefunden und den Sturzmassen den Weg vorgezeichnet haben.

Diese beiden Flügel zeigen in ihren Oberflächenformen ziemlich regelmässige Gestaltung. Es handelt sich hauptsächlich um W-E-streichende, lange, schmale Hügel, nach Art von Moränen, und es entsteht so ein System von parallelen, sich oft verbindenden und verschmelzenden Wällen. Am deutlichsten ausgeprägt sind diese in der Richtung der Talrinne sich hinziehenden Terrainwellen unterhalb des «Städtli» ob Churwalden. Oft weist dann das Gelände talauswärts plötzlich eine Stufe auf, und dieses Bord zieht sich meist als konvexer Bogen durchs Tal. Diese plötzlichen Gefällsunterschiede dürften hier meist mit der Beschaffenheit des Untergrundes zusammenhängen.

Grössere Unregelmässigkeit zeigt sich in der Gegend Parpan-Valbella. Terrainwelle drängt sich an Terrainwelle. Die Hügelchen zeichnen sich hier oft durch runde Form aus und erheben sich über die benachbarten Vertiefungen um wenige Meter bis zu 10 m. Diese Formen sind meistens nicht als scharf getrennte Gestalten zu erkennen, sondern sie hängen unter sich durch flache Erhebungen zusammen. Deshalb erhalten die dazwischen eingesenkten Terrainfurchen häufig kein gleichsinniges Gefälle; oft aber steigt der Boden vom Grunde derselben nach allen Richtungen an, und wir finden deshalb häufig tiefe, runde Trichter, die meist zur Bildung eines Seeleins Anlass geben. Solche Mulden inmitten der unregelmässigen Bergsturzlandschaft finden sich bei den Häusern von Acla alva, dann westlich der untersten Häuser von Parpan (Froschweiher), und ein tiefer, meist auch Wasser führender Trichter liegt nördlich der Kirche von Parpan. Oft schieben sich in die regellosen Formen wieder längere N-S-streichende Hügel ein. Im allgemeinen fehlt aber jede bestimmte Richtung und Anordnung, und vor allem vermisst man eine Anordnung der Vertiefungen nach Art eines Systems von Erosionsrinnen. Gefälle, Anordnung und die Form des Querprofils zeigen deutlich, dass das fliessende Wasser hier nicht an der Arbeit war. Es sind Akkumulationsformen, die wir höchstens etwa in Moränelandschaften, vor allem aber eben in den Ablagerungsgebieten der grossen Bergstürze antreffen.

Ein etwas abweichendes Gepräge zeigt die Gegend südwestlich des Heidsees. Das flache Gelände weist an der Grenze des Bergsturzes mehrere runde Hügel auf, die isoliert hingestreut auf der ebenen Unterlage auftreten, ohne die vorher erwähnte fortwährende Verbindung mit den benachbarten Geländewellen. Lange Wälle fehlen. Diese Gegend erinnert an die Tomalandschaft von Kandergrund, und ich glaube, dass hier die Gewässer, die von Spinatscha und Siglos herkommen, diese Formen aus einer ehemals zusammenhängenden Schuttdecke herausmodelliert haben.

Bei den meisten grossen Bergstürzen, die mit grosser Kraft niederfuhren, kann man auf dem gegenüberliegenden Hang eine deutliche Brandungszone und eine Brandungswelle unterscheiden. Etwas Ähnliches treffen wir hier an, zwar vorwiegend nur bei den südlichen Sturzmassen. Dieses Material wurde, wie ich schon früher erwähnte, durch den ihm vom W-Hang entgegnetretenden Vorsprung von Sartons südlich abgelenkt und wälzte sich nun dem Hang empor bis unterhalb Schamella. Dort ist es vor allem der stauenden Wirkung des steilen Hanges unter Schamella zuzuschreiben, dass die Sturzmassen aufgehalten, aufgestaut und nun zurückgelenkt wurden. Wie schon aus der topographischen Karte zu ersehen ist, zieht sich hier dem Hang entlang ein langer und mächtiger Wall, einer grossen Seitenmoräne gleichend; es ist die Brandungswelle des Bergsturzes. Man wäre nun leicht geneigt, auch für den nach N gefahrenen Dolomitschutt Ähnliches anzunehmen. Wie ich aber bereits erwähnte, ist aus der ganzen Anordnung des Schuttes unterhalb Parpan und aus den Oberflächenformen nördlich Sartons ersichtlich, dass der Hauptdolomitstrom direkt nach N floss, ohne vorher auf die W-Seite zu branden. Wollten wir das annehmen, so müssten wir dort ebenfalls mächtige Brandungswellen antreffen. In dem auf der Karte verzeichneten Wall Punkt 1693 ist aber keine typische Brandungswelle zu konstatieren. Es liegt allerdings Bergsturzmateriale hier oben, aber nur in geringer Mächtigkeit, der Wall wird hauptsächlich vorgetäuscht durch die anstehende Rippe des Bündnerschiefers. Material ist also auch hier hinauf gelangt, doch muss die ganze Gegend mehr als Spritzzone angesehen werden, und was hierher gelangte, blieb nicht liegen, sondern fuhr im Bogen nach rechts über den Runc wieder zu Tal. Die Hauptmasse wurde wohl vorher abgelenkt gegen Parpan-Gruben. Schuld an dieser Ablenkung sind wieder die ursprünglich herrschenden Talformen, die Wasserscheide bei Acla alva, der Sporn von Sartons, und eine Erosionsschlucht, in die sich der Schutt sofort hineinzwängte.

Erscheinungen am Rande des Trümmerstromes. Die Bergsturzmasse ist fast überall gegenüber den jüngern Schuttbildungen oder gegenüber dem Anstehenden scharf abgegrenzt. Besonders zwischen Parpan und Churwalden ist die Grenze sehr deutlich. Die Bergsturzmasse blieb als geschlossener Strom stehen. Der Rand wird meistens gebildet durch eine Anschwellung und durch einen Steilabfall; je nach der Geländeform des Untergrundes variieren die Verhältnisse. Undeutlicher werden aber die Grenzen in Zonen, wo nur wenig Material über den Boden hinwegflog, in den Spritzzonen, also z. B. nördlich Sartons: Die Massen wurden am Rand auseinandergezogen, und so finden wir noch weit oben gegen Stätzeralp vereinzelte Dolomitblöcke. Undeutlich ist die Grenze ferner da, wo Erosion den ehemaligen Rand verwischte, also vor allem am S-Ende des Heidsees, gegen Siglos, ferner aber auch im Bereich des Stätzerbaches. Die tiefe Erosionsschlucht, die sich von Parpan nach Churwalden am Fusse des Runc hinzieht, bildet nicht die ehemalige Grenze des Ablagerungsgebietes, sondern wahrscheinlich sind hier schon grosse Massen des Bergsturzmateriale weggeführt worden. Auch unmittelbar östlich Parpan bildet nicht der Bach des Ochsentobels die ehemalige Grenze, sondern der Bergsturzschtutt reichte zweifellos weiter östlich, wurde zum Teil wegerodiert, hauptsächlich aber wurde das Bergsturzhügelgelände durch die Schuttkegel eingeebnet und verdeckt. Im übrigen blieb die Bergsturzoberfläche und Begrenzung intakt erhalten.

Trümmer der Oberfläche und innere Struktur. Neben den Formen der Oberfläche verdienen auch die Elemente, aus denen sie zusammengesetzt sind, einige Bemerkungen. Fast durchwegs ist es den Verwitterungskräften gelungen, das Ablagerungsgebiet der Bergstürze mit einer Bodenschicht zu überziehen. Weide und Wald bedeckt meist das Gebiet. Sowohl die Dolomite und Kalke, wie auch die Glimmerschiefer fallen der Verwitterung leicht anheim, und da diese Gesteine auch bei der Sturzbewegung am ehesten zu kleinen Splittern zertrümmert wurden, so ist es begreiflich, dass wir grosse Blöcke an der Oberfläche selten finden. Anders die Amphibolite. Dieses harte Gestein ist sowohl gegen Bruch und Schlag wie auch gegen Verwitterung äusserst widerstandsfähig, und deshalb sind es denn vor allem diese Hornblendeschiefer, die sich in Schwärmen, oft einzeln, oft als kleine Stücke, oft als riesige, unförmliche Blöcke auf der Oberfläche vorfinden. Blöcke von 50 m³ und mehr sind häufig, besonders in der Gegend zwischen Parpan und dem Heidsee. Von Dolomit finden sich nur oben auf Scharmoin, also im Gebiet des Schaingelstturzes, grosse Blöcke an der Oberfläche vor. Hier gibt es denn auch Stellen, wo die meist ganz kahlen, wirt aufeinander getürmten Felsstücke sich förmlich drängen.

Zwischen den Hütten von Scharmoin und den Lajets liegen Dolomite von Häuschengrösse mit bizarren Formen. Schon durch den Sturz sind sie durch und durch gespalten worden, und die Verwitterung tut auch das Möglichste, um die Riesen zu stürzen. Dass unten im Tal so selten Dolomite und Kalke zu finden sind, mag auch daran liegen, dass sie ehemals gebrannt und verwertet wurden; an mehreren Orten stösst man noch auf alte Kalköfen und deren Reste.

Frische Aufschlüsse, die uns einen Einblick in den innern Bau des Terrains geben, finden sich an verschiedenen Orten; meist sind es künstliche Aufschlüsse, Kiesgruben, vorwiegend im Gebiet des Dolomites. Auf einer langen Strecke ist die Schuttmasse oberhalb Churwalden an der Strasse, in der Kiesgrube beim Hof, aufgeschlossen. Wir finden darin eckige Trümmer von kleinen und grossen Dimensionen: helle und dunkle Dolomite und Kalke, rötliche Liaskalke, rote Radiolarite in kleinen Stücken, alles vollständig ungeordnet. Grosse Blöcke liegen regellos eingebettet in feinem, zerriebenem Material, in Sand und Mehl. Runde Geschiebe fehlen ganz, hingegen sind die Kanten der grossen Blöcke öfters etwas abgestossen. Kleinere Bruchstücke sind scharf und splitterig. An den Blöcken sehen wir öfters die in der Literatur erwähnten Schlagfiguren, kleine, unregelmässige, eckige Vertiefungen oder längliche Schrammen; diese Vertiefungen sind meist durch Mehl und Sand ausgefüllt, die fest in die Lücken hineingekittet sind. Dadurch entstehen weisslichgraue Tupfen. Einige Gesteine weisen auch Schlagharnische an den Aufschlagstellen auf, glatte, glänzende Flächen. Verschiedenartige Gesteinstrümmer sind öfters fest zusammen und ineinandergedrückt, bilden feine Breccien, manchmal von buntem Aussehen. So finden sich in dieser Grube z. B. häufig dunkle Kalke, an die Splitter von Radiolarit fest angeklebt sind. Die Breccie ist mit dem Hammer nicht zu lösen. Im grossen und ganzen aber ist die Bergsturzmasse locker und wenig verfestigt. Eine richtige Breccie, wie sie aus vielen Bergsturzablagerungen bekannt sind, findet sich im ganzen Gebiet der Lenzerheide nur bei Curtschin. Neben und über dem Haus liegt dort eine Dolomitbreccie. Schuld daran ist ein kleines Bächlein, das diese Gegend überrieselt.

Die ausgedehntesten Aufschlüsse finden sich am Stätzerbach, wo durch stetes Tiefergraben und nachfolgendes Nachgleiten ein steiles, hohes Ufer entstanden ist. Meist tritt in diesem über 20 m hohen Aufschluss feines Material auf, aber überall sind darin regellos grössere Blöcke eingelagert. Wieder handelt es sich nur um eckiges Material. Dass hier die ganze Masse eine gewisse Verfestigung erfahren hat, geht aus der grossen Steilheit des Hanges hervor. Für eine lockere Schutthalde wäre die Böschung viel zu steil, der maximale Böschungswinkel längst überschritten, und die oft grossen Blöcke würden nicht, schon fast ringsum blossgelegt noch da oben kleben bleiben.

Für das Gebiet des Kristallinen wurden durch den Bau des grossen Staudammes am S-Ende des Sees wertvolle Aufschlüsse geliefert. Wie ich bereits erwähnte, wurden dort mehrere der auffallenden Hügel und Wälle angeschnitten, und auch hier zeigt sich ein Bild, wie es nur für Bergsturz in Betracht kommen kann. Es finden sich vorwiegend Hornblendeschiefer, Gneise, Quarzite, Glimmerschiefer, selten Kalk und Dolomit. Darüber liegt meist eine Lehmschicht. Auch hier liegen riesige Amphibolite, aber auch grosse Gneise, diese allerdings brüchig und morsch, eingebettet in kleinerem Material bis feinstem Grus. Die für die Sedimente so deutlichen und typischen Schlagfiguren und Schrammen fehlen meist.

Aus allen Aufschlüssen des Bergsturzmaterials geht hervor, dass das Gestein beim Sturz in Blöcke, in Splitter und in Mehl zerschlagen wurde. Grosse, zusammenhängende Partien, wie sie an andern Orten öfters angetroffen wurden und die etwa auf Anstehendes schliessen lassen können, fehlen hier vollständig (Flims, Engelberg, Glarus). Das Gestein war eben bereits oben in der Abbruchnische vor dem Sturz so stark zerklüftet und verwittert, dass keine grossen Felspartien auf ihrer Fahrt ins Tal zusammenhängend bleiben konnten.

Quellen und Entwässerung (Taf. II, Fig. 1). Die Bergstürze der Lenzerheide sind von grossem Einfluss auf die Wasserverhältnisse, besonders auf die Bildung von Quellen. Es handelt sich auf der E-Seite der Heide vorwiegend um Schuttquellen, und zwar um reine Schuttquellen, wo das Grundwasser auf Schutt austritt, im Gegensatz zu Schuttgrundquellen. Oder betrachtet nach physikalischen Gesichtspunkten, handelt es sich um absteigende Quellen, wo das Wasser infolge natürlicher Endigung des Grundwasserträgers ausfliesst. Es ist ja bekannt, dass die Schuttmassen von Berg-

stürzen, die genügende Grösse besitzen, selbständige Grundwasservorräte ansammeln können. Diese fließen auf einer schweren, durchlässigen Unterlage bergabwärts und treten am Fuss der Sturzmassen in Gestalt von meist zahlreichen Quellen zutage. So sind auch die grossen Quellen verständlich (über 2000 Minutenliter), die für die Wasserversorgung von Glarus und Netstal am Löntschbord gefasst wurden. Ein Stollen des Löntschwerkes im Bergsturz nahe unterhalb des Sees liefert 18,000 Minutenliter. In unserem Gebiet ist vor allem der Quellenhorizont unten am God Scharmoin äusserst auffällig. Auf einer langen Linie reiht sich da Quelle an Quelle. Das Wasser tritt an der Grenze des Kalk-Dolomitmaterials und des darunter liegenden Kristallinen aus. Die ergiebigsten dieser Quellen wurden 1899 von Chur gekauft, gefasst und der Churertrinkwasserversorgung zugeführt. Es handelt sich durchwegs um kalte, verhältnismässig weiche Quellen mit ziemlich konstanter Wassermenge. Dass die hier lagernden Schuttmassen für die Aufspeicherung von so viel Grundwasser günstig sind, liegt auf der Hand. Auch da trifft die alte Regel, dass ein Drittel der Niederschläge verdunste, $\frac{1}{3}$ abflüsse und $\frac{1}{3}$ versickere, nicht zu. Ich verweise auf *Albert Heim*, der angibt, dass am Zürichberg vom Regen 30—50 %, vom Schnee 50—70 % versickere. Ferner erwähnt *Hug* in den «Grundwasservorkommnissen» der Schweiz» (41), dass bei den eiszeitlichen Schotterfeldern unserer Täler, die meist frei von jeglicher oberflächlicher Entwässerung sind, der gesamte Niederschlag, der nicht von der Verdunstung aufgebraucht wird, das Grundwasser speise. Der Versickerungskoeffizient dürfte wohl auf über 60 % anzuschlagen sein. Betrachten wir nun die Verhältnisse auf Scharmoin, besonders aber auf der Rückseite des Schaingels, wo grosse abflusslose Mulden innerhalb des lockern Sturzmaterials sehr häufig sind, so wird uns klar, dass da kein Wasser oberflächlich abfließt. Das meiste versickert, und infolge der sehr lockern und sehr durchlässigen obersten Schicht ist auch die Verdunstung gewiss gering. Der Anteil der Versickerung ist eine Grösse, die sich ganz vorwiegend nach der Durchlässigkeit des Gesteinsmaterials richtet. Der Versickerungskoeffizient darf für diesen Hang auf über 60 % berechnet werden. Tritt aber innerhalb eines solchen durchlässigen Grundwasserträgers das Wasser zutage, sei es, dass der Grundwasserspiegel durch einen Terraineschnitt blossgelegt wird, oder sei es, dass der undurchlässige Untergrund infolge besonderer Bodengestalt das Grundwasser an die Oberfläche des Trägers drückt, so wird sich ein oberflächliches Gerinne bilden. Einen solchen Fall treffen wir bei den Hütten bei Scharmoin, wo zwei grosse Quellen austreten. Das Wasser fliesst zunächst oberflächlich ab, dem Hang entlang gegen Lajets. Dieses Gewässer gibt aber schon auf seinem Lauf allmählich wieder Wasser ab, und bei den Lajets versickert der Rest. Das zuerst kräftige Bächlein erreicht also den Talboden nicht, sondern sämtliches Wasser versickert wieder in dem durchlässigen Material. Dass aber das Hauptquantum des Wassers gerade überall am Fusse des Dolomitschuttes austritt, scheint mir die Ansicht zu bestätigen, dass wir es hier mit einer Grenze zwischen zwei verschiedenen Bergstürzen zu tun haben. Es muss sich in dem oben liegenden Kalk-Dolomitschutt und in dem unten liegenden, zum ältern Parpanersturz gehörenden Kristallin um relative Durchlässigkeitsunterschiede handeln. Dass Kalk und Dolomitschutt leichter durchlässig ist als kristallines Schuttmaterial, ist anzunehmen. Ohne Zweifel liegt unten am God Scharmoin das Anstehende nicht tief, und darin ist eine zweite Ursache für diesen Quellenhorizont zu erblicken.

Die sichere und scharf begrenzte Überlagerung des Parpanersturzes durch den Muttbergsturz hat ebenfalls die Bildung von Quellen an der Grenze der beiden Schuttkomplexe zur Folge. Im Heimberg treten in einer Höhe von 1686 m und 1730 m zwei grosse Schuttquellen aus; beide liegen an der Grenze des Radiolarites und des Kristallinen. Dieses Wasser wurde 1913 gefasst und liefert Parpan das Trinkwasser. Auch weiter oben, da, wo der Urdenfürkliweg nach N gegen die Mutta hinauf abbiegt, tritt am Rand des Muttbergsturzes viel Wasser aus.

Die Quellen der W-Seite sind Bündnerschieferquellen, meistens Schichtquellen. Über den ganzen Hang zerstreut tritt da und dort bald mehr, bald weniger Wasser aus. Viel Wasser liefert die Alp Stätz mit ihren grossen Moräneschutthaufen; die kleinen Wasseradern sammeln sich weiter unten zum Stätzerbach. Reichliche Quellen finden sich im Val Schamella, bei Sissi und Spinatscha. Dieses Wasser ist lange nicht so kalt wie das Bergsturzquellwasser der E-Seite. Auch sind die Quellen nicht konstant und vor allem härter. Das geht schon daraus hervor, dass die Gerinne von Schamella riesige Mengen von Tuff bildeten. Auch diese Quellen sollen eventuell der Churer Wasserversorgung zugeführt

werden. Genaue Wasseruntersuchungen und besonders Vergleiche dieser Bündnerschieferquellen mit den Bergsturzquellen könnten interessante Resultate in bezug auf Temperaturschwankungen, auf Ergiebigkeit, Härte, Reinheit u. a. zeitigen. Es liegen mir leider nur Angaben über die chemische Untersuchung der verschiedenen Quellen vor. Ich verdanke das Material dem Kantonschemiker in Chur, Herrn Dr. Nussberger.

Bergsturzquellen auf der E-Seite.

	Quelle Fastatg	Quelle bei der Hütte Scharmoin
	mgr. in 1 Liter Wasser	
Trockenrückstand	164,5	163,0
Glührückstand	155,0	148,0
Alkalinität (Ca CO ₃).	117,5	102,5
Oxydierbarkeit	3,40	4,11
Organische Substanz	17,05	20,61
Freies Ammoniak	0,016	0,002
Albuminoides Ammoniak	0,006	0,004
Nitrite	0	0
Nitrate	Spur	Spur
Sulfate	deutliche Reaktion	deutliche Reaktion
Chloride	1,8	1,8

Bündnerschieferquellen auf der W-Seite.

	Quelle unterhalb Sartons	Steinbruchquelle
	mgr. in 1 Liter Wasser	
Trockenrückstand	195,0	296,5
Glührückstand	186,0	274,0
Alkalinität (Ca CO ₃).	177,5	201,5
Oxydierbarkeit	3,24	3,59
Organische Substanz	16,20	17,9
Freies Ammoniak	0,010	0,010
Albuminoides Ammoniak	0,016	0,004
Nitrite	0	0
Nitrate	0	Spur
Sulfate	leise Spur	deutliche Reaktion
Chloride	deutliche Reaktion	Spur

Die Wasserscheide liegt bei Acla alva. Auf der N-Seite liefert der Stätzerbach die Hauptwassermenge. Er hat sich am Rande des Bergsturzes eingefressen und nimmt beim Städtli die Bäche der E-Seite, hauptsächlich aus dem Ochsentobel, auf. Auf der S-Abdachung sammelt der Heidsee die verschiedenen Gewässer, hauptsächlich diejenigen des W-Hanges. Die E-Seite sendet einzig die Quellbäche aus dem Quellhorizont unter Scharmoin in dieses Sammelbecken. Aus den höhern Lagen des Bergsturzgebietes erreicht kein einziger Bach oberflächlich die Talsohle.

Der Heidsee hat eine wechselvolle Geschichte. Es ist ohne Zweifel ein Stausee, und zwar ein Bergsturzsee. In seiner heutigen Gestalt aber ist er ein Werk des Menschen. Bischof Ortlieb legte 1584 auf der Heide einen Weiher an und kaufte zu diesem Zweck dort eine Wiese. Ob aber dieser Weiher mit dem See identisch ist, bleibt ungewiss. Von 1543 an wird öfters vom Heidsee gesprochen. In diesem Jahr hat der Bischof Iter von Chur den Heidsee gegen die Alp Scharmoin eingetauscht. Es geschah das wohl, um dort fischen zu können. Es gab nun Zeiten, wo man das Wasser ablaufen liess, so waren z. B. 1828 die Marken ganz ungewiss geworden. Man liess dann den See wieder anschwellen; aber zwischen

1846 und 1848 wurde er zum Zwecke der Streugewinnung neuerdings trocken gelegt: die vorhandenen Schwellen und Schleusen wurden aufgerissen, und das Wasserbecken entleerte sich. 1881 wurde das Seegebiet an Private verkauft, und diese setzten den See wieder in seinen frühern Zustand. 1913 kaufte ihn die Gemeinde Obervaz für Fr. 60,000. Sie durfte das wagen, denn das Elektrizitätswerk Albula der Stadt Zürich beabsichtigte, den See zu einem grossen Wasserbehälter für ein neues Ergänzungswerk (Heidseewerk) umzugestalten, das Wasser bis nach Lai zu führen und von dort mit grossem Gefälle nach Untersolis zu leiten. Der Kauf kam zustande. 1918 wurde nun der Heidseedamm gebaut, und zwar auf einem alten, schon vorhandenen Damm. Dieser Heidseedamm erwies sich als zu schwach, und die Folge war der Verlust von viel Wasser, besonders dort, wo der Damm an Bergsturzwälle anlehnte. Der Verlust an Wasser betrug 2500 Minutenliter; der See wurde auf das Niveau von 1487,70 m gestaut. 1920 wurde weiter südlich ein zweiter Staudamm errichtet. Dieser ruht meist auf Lehm, besitzt selber einen 2—3 m mächtigen Lehmkern; an den Flanken lehnt er sich wieder an Bergsturzwälle. Das Niveau des zweiten Seebeckens beträgt 1486 m. Die Kraft, geliefert vom Überlauf des Staudammes samt dem noch dazu kommenden Wasser der Ova da Sanaspans und des Baches aus dem Val Sporz, beträgt 13,000 PS. Bei der Heidmühle wird es gefasst und durch einen langen, horizontalen Kanal, teils oberirdisch, teils in den Bündnerschiefern, dem Hang entlang nach Lai geführt. Von hier wird es durch den Druckstollen nach Untersolis hinabgeleitet ¹⁾).

Die Wasserscheide der Lenzerheide ist nicht etwa das Produkt der Bergstürze, sondern der grosse Parpanerbergsturz fand eine solche bereits vor. Diese wurde auch für ihn von Bedeutung, indem sie die Teilung der Massen bewirkte. Ich glaube, dass die Wasserscheide vor dem Sturz an gleicher Stelle lag wie heute. Dafür spricht die Oberflächengestalt des W-Hanges bei Sartons und östlich davon. Beidseitig haben die Sturzmassen Erosionsfurchen vorgefunden, die sie nun zum Teil ausfüllten und wahrscheinlich dabei im N die Gewässer des W-Hanges, also den Stätzerbach, auf die linke, die Bäche des E-Hanges aber auf die rechte Seite drängten.

Bergsturz und Moränen; Alter der Bergstürze.

Bereits ist in verschiedenen Zusammenhängen das Vorkommen der Talmoränen und Lokalmoränen in unserem Gebiet erwähnt worden. Im Parpaner Tal und an den Hängen tritt an vielen Stellen unter den Bergstürzen Talmoräne auf, zum Teil prächtige Wallmoränen wie bei Masons und am Ochsentobel, zum Teil mehr Grundmoräne und verschwemmte Moräne wie westlich Lai, auf God Lai, unterhalb Stätz, dann beim Belvédère hinter Parpan und andern Orten. Die besten Leitgesteine sind die Juliergranite. Der Bergsturz wird nie überlagert von Talmoräne. Dagegen treffen wir oben an den Hängen, besonders über Scharmoin, bei Schaingels und bei der Mutta, Lokalmoränen, die alle Bergstürze überlagern. Eine scharfe Abgrenzung ist nicht immer möglich. Sie reichen meistens bis zirka 2000 m, selten bis 1800 m hinab. Ich glaube, dass sie dem Daunstadium zuzurechnen sind. Es würde diese Ansicht übereinstimmen mit den Verhältnissen des Vorderrheintales (nach *Penck* und *Brückner*). Wo auf der Heide die Spuren des Gschnitzstadiums zu finden sind, ist noch gänzlich unbekannt. Das Gschnitzstadium wird dort erkannt in den Moränen von Bonaduz (auf Bergsturz), von Brigels, Obersax. Dem Daunstadium zugerechnet werden die Moränen auf Segnes sut 2000 m, von Giuf und Val Val im Tavetsch.

Die Bergstürze der Lenzerheide sind also postglazial, nach Gschnitz, jünger als der Bergsturz von Flims, von Engelberg, vom Glärnisch, wohl gleich alt wie die meisten andern vorhistorischen Bergstürze der Alpen: Bergsturz vom Deyenstock bei Glarus, Bergsturz von Näfels, von Kandersteg und andere.

¹⁾ Es mag in diesem Zusammenhang noch erwähnt werden, dass man im Gebiet der Lenzerheide noch anderweitig versuchte, die Wasserkräfte nutzbar zu machen. Oberhalb Churwalden wird der Stätzerbach durch einen kleinen Damm gestaut und ein Teil des Wassers hinabgeleitet zu einem Turbinenhaus. Mit den gewonnenen 100 PS wird Churwalden und Umgebung bis nach Passugg versorgt. Die Anlage leidet aber im Winter an Wassermangel. Dasselbe ist der Fall beim kleinen Kraftwerk, welches sich am Westrand des Heidsees befindet. Im Tuffsteinbruch oben liegt ein kleines Staubecken, von wo die Druckleitung an den See hinabführt. Die 85 PS werden in Lai, besonders im Kurhaus benützt. Im Winter wird die Wasserkraft teilweise durch Dieselmotoren ersetzt.

Zusammenfassung.

1. Die Lenzerheide, ein Glied eines alten Urstromtales, bildet die Grenze zwischen W- und E-Alpen und zeigt uns ein Stück des grossen Erosionsrandes der E-Alpen. Von Churwalden bis nach Lai ist das Tal erfüllt von Bergsturzmaterial der E-Seite mit Kristallin, Dolomit und Kalk. Der Bergsturzschutt bedeckt ein Areal von ungefähr 12,5 Millionen Quadratmeter; die Gesamtmasse beträgt zirka 720 Millionen Kubikmeter.

2. Der grösste und älteste Bergsturz ist der grosse Bergsturz von Parpan, hergekommen aus der Abbruchnische zwischen Parpaner Weisshorn und Rothorn. An der N-Flanke wiegt Dolomit vor, an der S-Flanke Kristallin (Amphibolite und Gneise). Auf der Wasserscheide bei Acla alva gabelt sich der Schuttstrom in einen N-Arm nach Churwalden und einen S-Arm nach Lai. Eine Spritzzone lässt sich nördlich Sartons nachweisen.

3. Einen kleinern Abbruch erblicken wir im Bergsturz von Schaingels, hergekommen aus der Nische Rothorn-Foil Cotschen. Die Amphibolit- und Dolomitmassen gingen als Felsrutsch zu Tal und blieben am Hang liegen. Dieser Bergsturz ist jünger als der Parpanersturz, den er teilweise überlagert. Seine Schuttmassen geben Anlass zur Bildung der grossen Quellenreihe am Fuss des God Scharmoin.

4. Ein dritter Abbruch, der Bergsturz der Mutta, ist ebenfalls jünger als der Parpanersturz. Seine Massen, aus dem Material der tiefen Aroserschuppen aufgebaut, lagern sich als schmales Band über das Kristallin des Parpanersturzes. Er erreicht die Talsohle nicht. Auch hier finden sich an der Grenze Schuttquellen.

5. Andere kleinere Stürze ereigneten sich weiter südlich, oberhalb Crapera, bei Cresta Stgoira und andern Orten. Alle sind in den Geländeformen gut erkennbar.

6. Die Bergstürze der Lenzerheide sind spätdiluvialen Alters, sie überlagern an den Hängen und im Tal die Talmoränen (Würm, Bühl). Nie finden sich auf dem Bergsturzmaterial glaziale Reste aus dem Innern des Landes. Oben an den Hängen wird die Sturzmasse überlagert von Lokalmoränen des Daunstadiums.

7. Sowohl die Oberflächengestaltung mit den unregelmässigen Wällen und Hügeln, mit den oft tiefen Trichtern, die zur Bildung von kleinen Seelein Anlass geben, wie auch die Aufschlüsse, die eckiges, oft vollständig zertrümmertes Material in regelloser Ordnung zeigen, beweisen die Bergsturnatur aller Schuttmassen.

8. Auf der W-Seite am Flyschschieferhang zeigen sich häufig Absackungen grosser Schollen und Rutschungen mit charakteristischen Geländeformen. Stürzlinge von Schiefen legen sich an der Grenze oft über die Bergsturzmassen.

Nachtrag.

Von J. Cadisch.

In den Jahren 1920 und 1921 ersuchten mich mein Freund R. Brauchli und mein inzwischen leider verstorbener Kamerad Th. Glaser, das «Bündnerschiefergebiet» der Grenzzone ihrer Arbeitsgebiete zu begehen. 1923 erhielt ich von der Geologischen Kommission den Auftrag, diese Arbeit durchzuführen. Im nachfolgenden sind meine Beobachtungen in Form kurzer Notizen zu Blatt C und E der Karte von Mittelbünden (Spezialkarte Nr. 94) niedergelegt. Im Schlussabschnitt wird die Frage der tektonischen Zusammenhänge innerhalb der Margnadecke gestreift.

1. Die Grenze zwischen Prättigauflysch und Mesozoikum der Arosersonne am Lenzerhorn.

Wenn auch Durchspiessungen und Vermengungen dieser beiden Komplexe vorkommen, so können sie doch ohne grosse Mühe durchgehend gegeneinander abgegrenzt werden. An der Ova da Sanaspans steht bis auf zirka 1650 m typischer Flysch an, auf zirka 1610 m erinnerte mich die Felsart an Ruchberg-

sandstein. Es folgen dann über dem Flysch blaue Tonschiefer und Sandkalke der Arosersonne, auf 1750 m von Serpentin überlagert.

Direkt östlich Cresta Stgoira findet sich in einer Lichtung ein grosser Aufschluss in der Arosersonne (vgl. S. 12); von unten nach oben stehen an:

1. Triasdolomit, zirka 2 m, auf der Karte weggelassen;
2. grüne jurassische Tonschiefer;
3. diabasartiges Gestein und Serpentin;
4. grünlicher Quarzit;
5. grüne und schwarze Schiefer
Quarzite,
Aptychenkalk (1780 m),
6. Ophicalcit;
7. Aptychenkalk, 1860 m.

} wechselnd und ineinander übergehend, in der Karte zusammen-
} gefasst (blau);

Ungefähr anderthalb Kilometer weiter südlich kann am vorspringenden Felskopf von P. 1893 der Karte eine scharfe Grenze zwischen basalem Flysch und darüber lagerndem Mesozoikum konstatiert werden: von 1700 bis 1780 m wechseln sandig-tonige Schiefer, Quarzitbänke (z. B. bei 1705 m), schwarze Tonschiefer (1720 m) und gelb anwitternde Sandsteine, alles typischer Flysch. Auf 1780 m folgen über scharfer Grenze zuerst grüne Schiefer mit Ophicalciteinlagerungen, dann sandiger, hell anwitternder Kalk (zirka 1784 m), grünliche Quarzite und Schiefer (bei 1855). Die Grenze zwischen dem mehr bräunlich anwitternden Bündnerschieferflysch im Liegenden und den hangenden bläulichschwarz anwitternden mesozoischen Felsarten ist leicht über die Bova gronda nach dem Tobel von Runcalatsch zu verfolgen. Dort scheint dann allerdings auf 1720 m eine Linse von Ophiolithgestein aus dem Hangenden in den Flysch eingespiess zu sein.

Das Berggut von Vastarnos liegt in einem grossen Sackungsgebiet von Arosersonneschiefer.

Der Felsvorsprung von P. 1795 nordöstlich Zurteil besteht aus stark ausgewalzten, tonigen mesozoischen Schiefen; an der untersten Wandstufe, auf 1470 m, ist denselben ein 1—2 dm mächtiges Band von grünem Radiolarit eingeschaltet.

Am Weg durch den Wald von Custode (oberhalb Zurteil) ist auf zirka 1680 m mesozoischer Schiefer lokal aufgeschlossen, der betreffende Fleck ist auf der Karte irrtümlicherweise ohne Farbe geblieben.

Von praktischem Interesse war die Festlegung der Flyschgrenze im Bergsturzgebiet von Brienz (siehe Blatt E der Karte von Mittelbünden).

Wie *R. Brauchli* (13) erstmalig feststellte, liegt hier ein grosser prähistorischer, postglazialer Bergsturz vor. Das Dorf Brienz steht auf dieser alten Sturzmasse, und Bahn und Strasse sind von der Säge von Tiefenkasten bis gegen Surava darüber weg geführt worden. Auf diese prähistorische Trümmermasse fuhr 1878 der kleine Bergsturz von Brienz nieder. Durch die genaue Verfolgung der Flysch-Arosersonnengrenze wurde es möglich, den durch die zerrüttete Felsschwelle, auf welcher Brienz steht, zurückgelegten Rutschweg in seiner Länge ungefähr zu bestimmen. In der westlichen Abbruchnische des älteren grossen Sturzes fand sich die gesuchte Grenze auf ungefähr 1380 m. Die hangenden Aroserschiefer mit reichlichen Ophiolitheinlagerungen streichen unter dem jüngeren Bergsturz gegen Belfort durch, bei P. 1443 sind sie halbanstehend im Abrissgebiet zu sehen. Der Felsbuckel von Punkt 1124 unter der Strasse Brienz-Belfort besteht aus kieseligen und kalkigen Schiefen der Arosersonne. Der von klaffenden Spalten durchsetzte «felsige» Untergrund von Brienz besteht ebenfalls aus Aroserschiefer, in welchem man ausgewalzten Aptychenkalk und Radiolarit zu erkennen vermag. Dieser Komplex muss um mindestens 150 m (vertikal gemessen) abgesunken sein. Die merkwürdigen Terrassen und Absätze in den Wiesen westlich des Dorfes halte ich für nachträgliche Sackungserscheinungen. Nähere Einzelheiten wurden in einem Bericht zuhanden der Rhätischen Bahn niedergelegt (5. März 1923).

2. Die Nivaiglserie bei Tiefenkastel.

Nach *Theodor Glaser* zieht diese Serie, bestehend aus quarzreichen, hellen Kalken, dickbankigen Quarziten und bunten Schiefen von Nivaigl bei Obervaz nach Tiefenkastel durch. Im folgenden Profil wird zur Orientierung die Bahnkilometrierung benutzt, welche in der Richtung Albula-Enga-

din markiert ist. Die Station Tiefenkaſtel, oberhalb welcher das Profil auſſerhalb *Th. Glaser's* Arbeitsgebiet an der Linie aufgenommen wurde, liegt genau bei km 53,949. Der auf Blatt E, Mittelbünden angegebene, zirka 10 m ſtarke Gipszug von Tiefenkaſtel wird bei km 54,1 unterteuft von: a) grünlichen Schiefen und Quarziten, b) dolomitischem Sandſtein und c) ſerizitiſchen Schiefen, hier zirka 8 m mächtig aufgeſchloſſen, welche man wohl als meſozoisch anſehen muſſ. Über dem Gips liegt bei km 54,187 eine 4 m ſtarke Bank von ſogenannter Tiefenkaſtelbreccie (vorwiegend Dolomitkomponenten). Es folgt eine ungefähre 100 m lange (der Bahn entlang gemeſſene) Vegetationslücke. Alsdann ſtehen von km 54,4 bis 54,5, eine Mulde beſchreibend, triſtelkalkähnliche (Kreide) Kalkſchiefer ſowie Tonſchiefer an (zirka 6 m). Gegen das Hangende zu werden die kalkigen Lagen ſtärker, bei km 54,6 liegt dichter, maſſiger Sandkalk vor (10 m), in welchen ich grüne Granitkomponenten einſedimentiert fand, das Geſtein erinnert ſtark an Falkniſ- und Triſtelbreccie. Darüber liegen, von km 54,7 an, 8 m typiſcher Hyänenmarmor (Aptychenkalk) mit grünen, ſerizitiſchen Häuten und ſchließlich 8 m ſandige, ſerizitiſche Schiefer. Die Vermutung von *Th. Glaser*, daſſ zum Teil Malm vorliege, wird dadurch beſtätigt.

3. Der Bau der Margnadecke in der Umgebung von Tiefenkaſtel.

Seit dem Abſchluſſ des vorliegenden Textes von *Th. Glaser* ſind einige Publikationen erſchienen, die zum Verſtändniſ der Tektonik der Schieferkomplexe der Lenzerheide und des unteren Albulatales weſentlich beitragen. Ich fühle mich verpflichtet, auf die Reſultate dieſer neuern Arbeiten hier kurz einzugehen, um die von *Th. Glaser* gemachten Beobachtungen damit in Beziehung zu bringen, ſo daſſ ſie ihren Wert behalten.

Es iſt beſonders eine Erſcheinung, die in der Gegend von Tiefenkaſtel und der Lenzerheide der Tektonik ein eigenes Gepräge verleiht, nämlich daſſ Zurückbleiben älterer meſozoischer Schichtglieder im S und daſſ Anſchwellen jüngerer Komplexe, vor allem des Tertiärflyſches, gegen N hin. Dieſe, genau genommen, in ſüdöſtlich-nordweſtlicher Richtung ſich vollziehende Veränderung iſt biſ zu einem gewiſſen Grade durch den Deckenbau bedingt, ſie vollzieht ſich indessen hier recht unvermittelt, weil Lias und Trias der Gelbhorndecke an einer von Naſch im E-Schams gegen Tiefenkaſtel SW-NE-verlaufenden Linie mit einer Faltenſtirn zurückbleiben.

Nach den neuern Unterſuchungen von *Kopp* (94) ſind die Tonſchiefer des Nollagebietes bei Thuſis (die «Nollaschiefer») und die Sandkalke und Schiefer des Heinzenberges noch zur Aduladecke zu rechnen. Denſelben ruht die komplex gebaute Margnadecke auf, deren Untereinheiten *Wilhelm* im Schams erforscht, aber biſ dahin nur kurz erwähnt hat. Wir ſind dieſesbezüglich auf ſeine Mitteilungen an *Ott* (95) angewieſen. *Wilhelm* (99) unterſcheidet im E-Schams von unten nach oben: 1. die Weiſſbergzone, 2. die Gelbhorndecke, 3. die Flyſchzonen. Dieſe Untereinheiten werden überlagert durch die von *Ott* und *Staub* beſchriebenen Elemente der Plattadecke und des Oberhalbſteiner- und Prättigauſlyſches. Nach *R. Staub* liegt eine tektoniſche Wechsellagerung von Flyſch und ophiolithführenden Plattaschuppen vor, ſo daſſ die meſozoischen Curvèrſchiefer (Plattadecke) von Prättigauſlyſch unterteuft und von Oberhalbſteinerflyſch, welcher beim Crap Sèſſ mit einer Stirn- und Biegung gegen N endigen ſoll, überdacht werden. Die Curvèrſchiefer ſind nach *R. Staub* in den Flyſch eingewickelt. *E. Ott* dagegen nimmt an, daſſ der Oberhalbſteinerflyſch, welcher daſſ Poſtament der Berggrünſtöcke bildet, direkt in den Prättigauſlyſch fortſetzt; der nach *R. Staub* unter den Curvèrſchiefern liegende Flyſch ſcheint nach dieſem Autor bei Tiefenkaſtel zu fehlen. Daſſ er am Curvèrgrat noch vorhanden iſt, geht aus den Beſchreibungen von *Trümper* (86) hervor; ich (17) ſah dort 1917 Geſteine vom Typus Ruchbergſandſtein.

Waſ die Verfolgung der einzelnen Schieferſerien gegen S hin anbelangt, ſo kann auf Grund von Begehungen im Sommer 1925 folgendes geſagt werden:

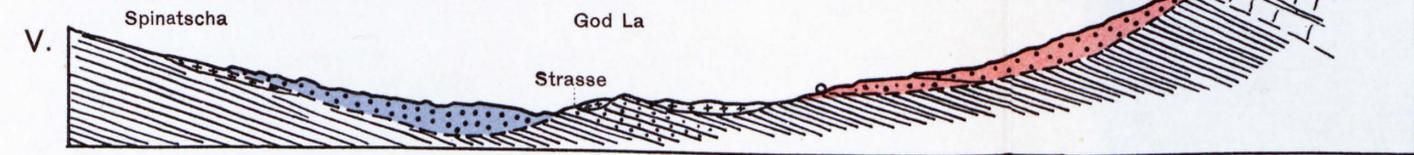
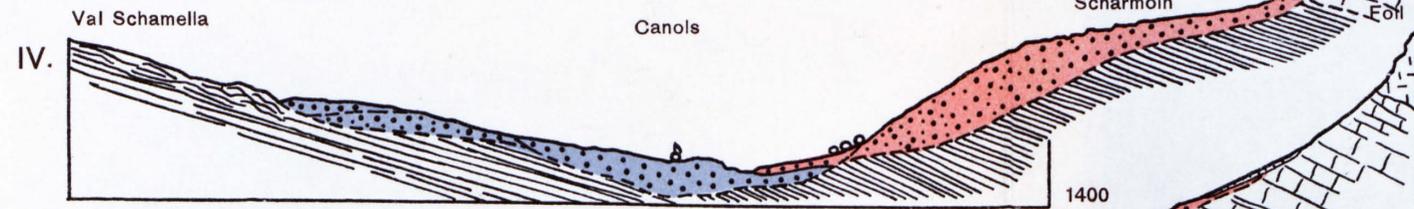
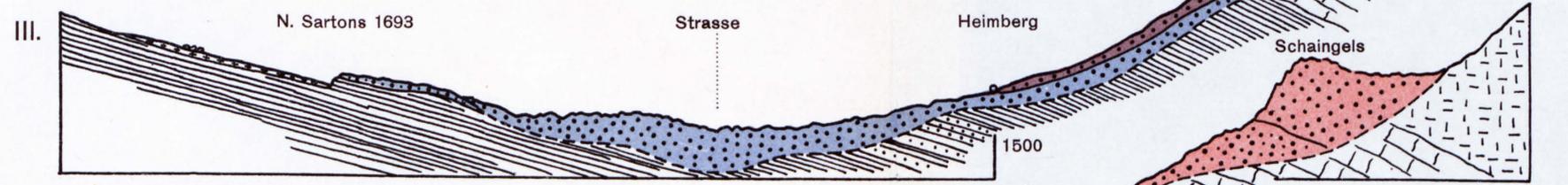
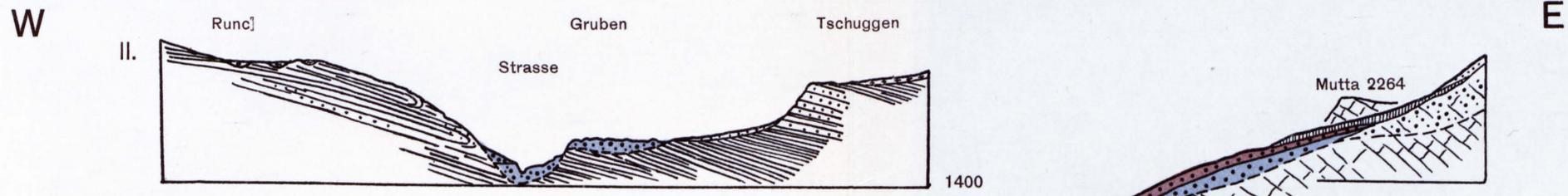
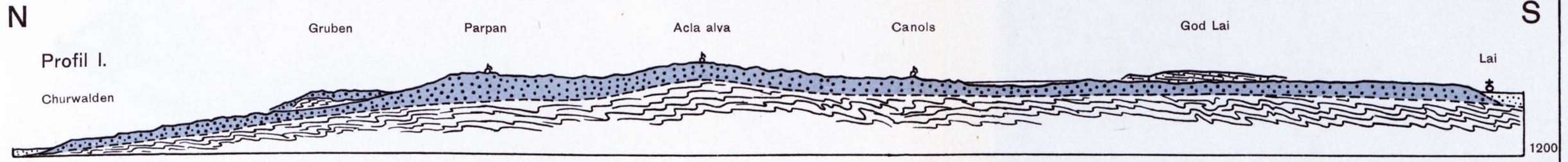
Die Geſteine der Nivaiglerſerie, wie ſie im Profil an der Bahnlinie bei Station Tiefenkaſtel im vorausgehenden Abſchnitt beſchrieben wurden, finden ſich in genau derſelben Ausbildung am Piz Martegnas zwiſchen Val Adont und Val Nandro wieder. Sie ziehen von Tiefenkaſtel über Surcoual bei Stürvis in die W-Flanke des Piz Curvèr und von dort nach Val Adont durch. *Alb. Heim* hat deren Kalkſchiefer ſchon 1891 beſchrieben. Die Tiefenkaſtelbreccie und der Gips reſp. die Rauhwacke von Tiefen-

kastel begleiten sie im Liegenden. *R. Staub* hat diese Nivaigler Kalkschiefer mit den sie begleitenden Breccien wie *Wilhelm* zum Flysch geschlagen. Es handelt sich aber, wie *H. Meyer* (52) schon nachgewiesen hat, teilweise um Kreidegesteine; ich glaube annehmen zu dürfen, dass sie sogar vorwiegend Kreide repräsentieren. Die Ähnlichkeit mit Tristelschichten (helle Anwitterung, gut gebankte, zum Teil spätige Kalke mit Lagen von polygener Breccie) ist auffallend. Es scheint, als ob in Mittelbünden wie im Unterengadinerfenster Kreidegesteine im Penninikum in ziemlicher Mächtigkeit auftreten. Am Piz Martegnas bei Savognin ist die ganze Serie tektonisch stark mitgenommen worden, was schon aus der vielfachen (tektonischen) Wechsellagerung mit Marmoren und Triasdolomit hervorgeht, wie sie z. B. in der Alp Foppa östlich des Baches zu beobachten ist. Am Gipfel des Piz Martegnas schalten sich mehrere Lagen von basischen Eruptiva ein: Punkt 2674 besteht aus Diabas, darunter liegen am Grat gegen Punkt 2670 ein Kalkschieferband, hierauf Spilit, Serpentin, Gabbro (zum Teil grobkörnig), dann wieder Spilit und Serpentin. Hier fand ich auch Nephrit. Punkt 2670 besteht wieder aus Kalkschiefer, dem lokal eine Linse von Ophicalcit (zirka 1 m) eingelagert ist. Im Hangenden dieser Eruptiva folgen (östlich Punkt 2674) zunächst Linsen von Kristallin, Triasdolomit und dolomitführender Breccie (ähnlich der Tiefenkastlerbreccie), hierauf polygene Breccie und Kalkschiefer (= Kreide?) und alsdann die tonigen Kalkschiefer und Tonschiefer, welche in den Piz Curvè hinüberstreichen («Curvèschiefer») und als wenig mächtige Platte den ganzen Abhang gegen das Oberhalbstein zu bilden. Am NW-Grat des Martegnas treten an der Basis dieser Curvèschiefer quarzitisches Sandsteine auf. Bei Malmigiuer im Val Nandro werden die Tonschiefer von Kristallin-, Gips- und Triasdolomitlinsen unterteuft. *R. Staub* (Averserkarte) hat die Curvèschiefer als mesozoisch betrachtet. Sie enthalten Grünschiefer- und Serpentineinlagerungen. In ihr Hangendes gehört der Kalkschieferflysch, welcher westlich Savognin an beiden Ufern der Julia aufgeschlossen ist, es handelt sich um die tiefsten Partien des Oberhalbsteinerflyschs, welcher vom Piz Mezz, Piz d'Arblatsch und Piz Forbisch in die Gehänge östlich des Tales (SW-NE) hineinstreicht.

Über den weiteren Verlauf der verschiedenen Teile der Margnadecke gegen S hin gibt die schöne Averserkarte (98) von *R. Staub* guten Aufschluss. Mit der Verfolgung dieser Untereinheiten gegen N zu, d. h. gegen das Domleschg hin, ist zurzeit ein Schüler von Herrn Professor Dr. *P. Arbenz*, Bern, Herr *G. Schuhmacher*, beschäftigt.

Zürich, den 12. Dezember 1925.



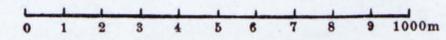


Zeichenerklärung

-  Flysch mit Ruchbergsdt.
-  Kalk, Dolomite etc. der Falknisdecke und Aroslerzone
-  Kristallin
-  Muttalbergschutt mit Radiolarit und Ophiolithen
-  Parpanerbergschutt mit Kristallin
-  Parpanerbergschutt mit Kalk u. Dolomit
-  Schaingelschutt mit Kristallin
-  Schaingelschutt mit Kalk u. Dolomit
-  Gehängeschutt
-  Talmoräne
-  Lokalmoräne
-  o Quellen

PROFILE
der
Lenzerheidebergstürze

von Th. Glaser †



Masstab 1:20,000

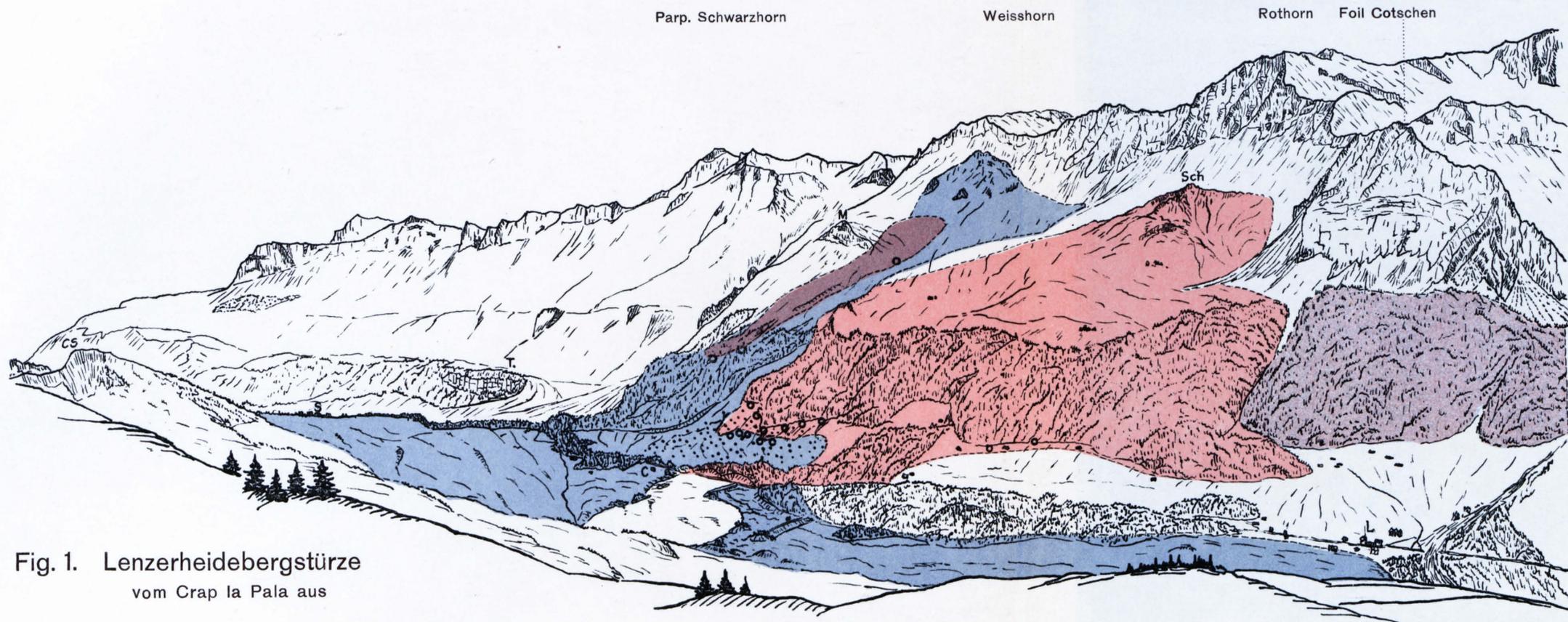


Fig. 1. Lenzerheidebergstürze
vom Crap la Pala aus

- Grosser Bergsturz von Parpan
- Bergsturz des Schaingels
- Muttalandslide
- Sturz vom Foil Cotschen
- Spritzonen
- o Quellen

Abkürzungen:

- P = Parpan
- S = Sartons
- G = Gruben
- M = Mutta
- Sch = Schaingels
- C = Canols
- L = Lai (Lenzerheide)
- T = Tschuggen
- CS = Cresta-Sartons

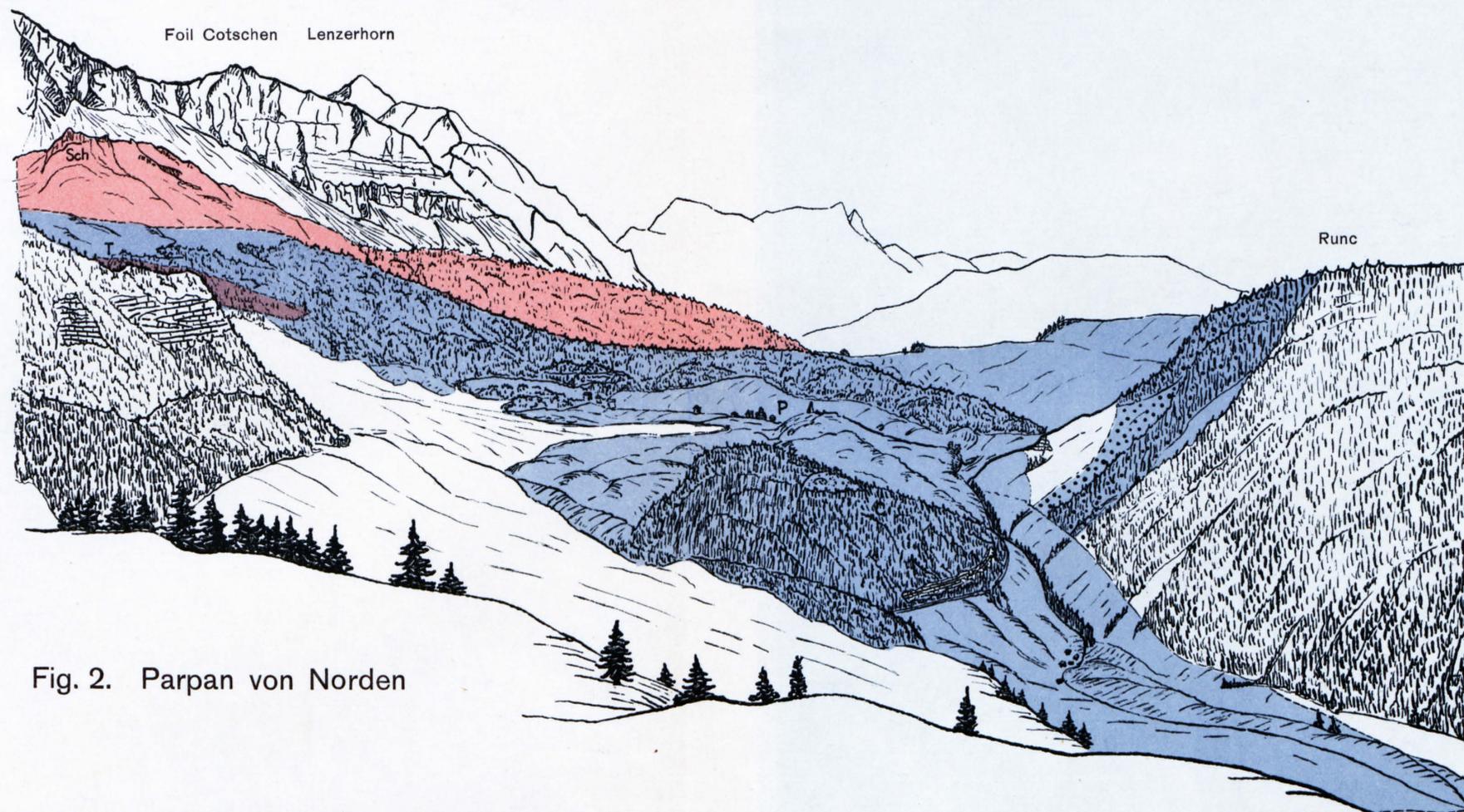


Fig. 2. Parpan von Norden