

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.

II. Abteilung.
Geologie der Lenzerhorngruppe

Mit 13 Figuren und 5 Tafeln.

Von
Rudolf Brauchli.

Bern.

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

1921.

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 6. Januar 1919 legte Herr Prof. Dr. *P. Arbenz*, Bern, der Geologischen Kommission den Plan vor, unter Mithilfe einiger seiner Spezialschüler das Gebiet von Mittelbünden (Plessur- und Landwassergebiet) detailliert aufzunehmen und in Text, Karte und Profilen monographisch darzustellen. Damals hatten er selbst und die Herren Dr. *Joos Cadisch*, Dr. *Herm. Eugster* und Dr. *Wolfgang Leupold* schon einige Sommer dort gearbeitet, und die schönen Resultate lagen in der Sitzung vor. — Am 11. Mai 1919 schloss sodann die Kommission mit den Genannten, zu denen später noch die Herren Dr. *Rud. Brauchli*, *Friedr. Frei* und *Emil Ött* 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. 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; das erste Blatt der Karte wird voraussichtlich 1922 erscheinen können.

* * *

Die hier vorliegende II. Abteilung der Texte wurde von Herrn Dr. *Rud. Brauchli* der Kommission am 12. Februar 1921 unterbreitet und von dieser zum Druck angenommen.

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 sind die Autoren allein verantwortlich.

Zürich, den 28. März 1921.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

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

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort des Verfassers.

Mit den vorliegender Arbeit zu Grunde liegenden geologischen Untersuchungen begann ich auf Veranlassung von Herrn Prof. Arbenz im Sommer 1917. Während der Monate August und September 1917, September 1918, Juli, August und September 1919 und August 1920 weilte ich in dem mir zugewiesenen Gebiet, um dessen geologischen Aufbau zu studieren.

Herrn Prof. Arbenz und allen, die mir bei meiner Arbeit behilflich waren, spreche ich hier meinen besten Dank aus.

Münsingen, Dezember 1920

Rud. Brauchli.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort</i>	III	<i>g. Der Dolomit Schafrücken-Miez</i>	62
<i>Literaturverzeichnis</i>	V	<i>h. Parallelisation der Aroser Dolomiten mit den Unterengadiner Dolomiten und der Aeladecke.</i>	63
A. Einleitung.		5. Die Silvrettadecke s. s.	65
I. Orographische Orientierung	1	A. Die Lenzerhorngipfelschuppe	67
II. Historische Einleitung	2	B. Die Muleinschuppe	69
III. Regional-geologischer Überblick	8	a. Allgemeiner Überblick	69
B. Stratigraphie.		b. Verbreitung der einzelnen Schichten	
I. Vorbemerkung	10	c. Zusammenfassung	69
II. Das kristalline Gestein des Parpaner Rothorns	10	d. Das Verhältnis der Muleinschuppe zur verkehrten Lenzerhorngipfelschuppe.	70
III. Perm und Skythien	12	e. Die Durchklüftung der Schichten am Linard-Hang	71
IV. Anisien	15	C. Die Guggernellschuppe	72
V. Ladinien	17	a. Die Guggernellschuppe s. s.	73
VI. Carnien	20	b. Die Schmittener Schuppe.	75
VII. Norien und norisch-rhätisches Grenzniveau .	23	c. Falten der Guggernellschuppe s. l.	
VIII. Rhät	25	D. Die Kreuzalpschuppe	76
IX. Lias	27	E. Die Schaflägerschuppe	77
X. Dogger, Malm	28	F. Die Tiaunschuppe	78
XI. Schiefer der Aroser Schuppenzone.	30	G. Tektonische Beziehungen zwischen den Landwasserschuppen	79
XII. Basische Eruptiva	31	II. Die Tschirpendecke	81
XIII. Bündnerschiefer	32	1. Allgemeiner Überblick	83
XIV. Stratigraphische Tabelle	34	2. Die Tschirpen- und die Urdenschuppe . .	83
XV. Faziesverhältnisse	39	a. Allgemeiner Überblick	83
C. Tektonik.		b. Profil durch die Urden- und Tschirpenschuppe am Weisshornnordgrat. .	84
I. Die Silvrettadecke	42	c. Die Urdenschuppe	85
1. Das Lenzerhorn	42	d. Die Tschirpenschuppe	86
2. Die Rothornschuppe.	47	3. Die Weisshornschuppe	87
a. Form und Zusammensetzung der Rothornschuppe	47	4. Die Gredigerschuppe	89
b. Die Verfaltung des Kristallins mit den Sedimenten am Lenzerhorngrat . .	48	5. Die Schuppen von Sanaspans = südliche Fortsetzung der Tschirpendecke	90
c. Die Raibler der Rothornschuppe . .	49	6. Tektonische Stellung der Tschirpendecke .	93
d. Die Dolomite an der Basis der Rothornschuppe.	50	D. Bodengestaltung.	
e. Zusammenfassung	52	I. Diluvium	97
3. Die Umgebung von Belfort	53	a. Talgletscher	97
4. Zone der Aroser Dolomiten = Rhät-Lias des Lenzerhornes	58	b. Lokalgletscher	98
a. Historischer Überblick	58	II. Alluvium	98
b. Der Lias	58	III. Quellen und Seen	99
c. Kleinfältelung im Rhät-Lias des Lenzerhornes	59	A. Quellen	99
d. Das Rhät.	59	B. Seen	100
e. Teilung des Rhäts nordöstlich des Rothorns und Anfang des Erzhorn-dolomites	60	IV. Bergstürze	101
f. Der Erzhorndolomit	60	E. Bergbau	104

Literaturverzeichnis.

A. Abkürzungen.

- B. g. K. S., n. F. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge.
E. g. H. = Eclogae geologicae Helvetiae.
D. k. A. W. = Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Wien.
S. k. A. W. = Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaften, Wien.

* * *

N.B. Die hier aufgezeichneten Werke werden im Text durch zwei eingeklammerte Zahlen zitiert, deren erste die Nummer der betreffenden Abhandlung im Literaturverzeichnis, deren zweite die Seite, auf der das Zitat im angeführten Werk steht, angibt.

B. Spezialliteratur über das Plessurgebirge.

1. 1837. **Studer, B.** Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden. (Mit geol. Karte.) Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. I, 60 S.
2. 1864. **Theobald, G.** Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. B. g. K. S., 2. Lfg. Das Plessurgebirge, p. 144—186.
3. 1880. **v. Salis, F.** Der Bergsturz von Brienz, Kanton Graubünden. Jahrbuch S. A. C., Bd. XV, p. 553—567.
4. 1881. **Heim, Alb.** Gutachten über den Bergrutsch von Brienz. Archiv des bündnerischen Kantonsbauamtes Chur.
5. 1895. **Boehm, J.** Ein Ausflug ins Plessurgebirge. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Heft 3, p. 548—557.
6. 1897. **Tarnuzzer, Chr.** Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan, nebst Bemerkungen über das kristalline Konglomerat der Parpaner Schwarzhornkette. (Mit Karte.) Jahresb. Naturf. Ges. Graubündens, n. F., Bd. 41, p. 1—55; ferner: Beilage zum Kantonschulprogramm 1897—98, 44 S. Chur 1898.
7. 1900. **Rothpletz, A.** Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die Rhätische Überschiebung: Das Plessurgebirge, p. 108—135. München, Lindauersche Buchhandlung.
8. 1902. **Rothpletz, A.** Das Gebiet der zwei grossen Rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Samml. geol. Führer X. Geol. Führer durch die Alpen. Exkursion p. 127 bis 137. Berlin, Bornträger.
9. 1903. **Hoek, H.** Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIII, p. 215—270.
10. 1906. **Hoek, H.** Das zentrale Plessurgebirge (mit Karte). Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, p. 367—448.
11. 1909. **Schardt, H.** Geologisches Querprofil durch die Bündneralpen vom Flimserstein bis Val di Livigno. In: „Die Schweiz“, Bibliothek des Geographischen Lexikons der Schweiz, Neuchâtel 1909, p. 138 (deutsche Ausgabe); ferner in Separatum: „Géologie de la Suisse“; article extrait de „La Suisse“, étude géographique, etc., Neuchâtel 1908, p. 15.
12. 1912. **Zyndel, F.** Über den Gebirgsbau Mittelbündens. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLI, p. 1—39.

13. 1913. **Spitz, A.** und **Dyhrenfurth, G.** Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. E. g. H., Bd. XII, p. 476—497.
14. 1919. **Cadisch, J., Leupold, W., Eugster, H., Brauchli, R.** Geologische Untersuchungen in Mittelländern (mit tektonischer Kartenskizze). Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 64 (Festschr. Alb. Heim), p. 359—417).

**C. Literatur über die der Lenzerhorn-Rothorngruppe benachbarten
Gebiete und Literatur über regionale Geologie mit Beziehung zum südlichen
Plessurgebirge.**

15. 1806. **v. Salis, C. U.** Über den Bergbau in Bünden. Der neue Sammler der naturf. Ges. Graubünden, 2. Jahrg., p. 491—562.
16. 1838. **Escher von der Linth, A.** Überblick der geognostischen Verhältnisse (des Kantons Graubünden). Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, Heft 15, der Kanton Graubündens. Von G. W. Röder und P. v. Tscharnern, p. 150—157, St. Gallen, Bern.
17. 1838. **Röder, G. W.** Naturhistorische Umriss sowie nachweisbare Ereignisse im Felsgebäude (des Kantons Graubünden), (Petrefacten, Bergstürze, Berghöhlen etc.). Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, Heft 15, der Kanton Graubünden. Von G. W. Röder und P. v. Tscharnern, p. 255—271, St. Gallen, Bern.
18. 1851. **Studer, B.** Geologie der Schweiz, Bd. 1. Bern, Stämpflische Verlagsbuchhandlung.
19. 1853. **Escher von der Linth, A.** Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissensch., Bd. XIII, 76 S.
20. 1853. **Escher von der Linth, A.** Nachtrag über die Trias in der Lombardei. Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissensch., Bd. XIII, p. 77—135.
21. 1859. **v. Richthofen, F.** Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. k. k. R., Bd. 10, p. 72—133.
22. 1859—60. **v. Salis, F.** Beiträge zur Geschichte des bündnerischen Bergbauwesens (der Silberberg bei Davos). Jahresb. naturf. Ges. Graubündens, n. F., VI. Jahrg., p. 219—235.
23. 1861—62. **v. Salis, F.** Beiträge zur Geschichte des bündnerischen Bergbauwesens (der Bergbau im Oberland). Jahresb. naturf. Ges. Graubündens, n. F., VIII. Jahrg. p. 173—189.
24. 1862. **v. Richthofen, F.** Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol, 2. Abt., Jahrb. k. k. R., Bd. XII, p. 87—206.
25. 1866. **Brügger, C. G.** Der Bergbau in den X. Gerichten und der Herrschaft Rhäzüns unter der Verwaltung des Davoser Bergrichters Chr. Gadmer, 1588—1618. Jahresb. naturf. Ges. Graubündens, n. F., XI. Jahrg., p. 47—80.
26. 1878. **Plattner, P.** Geschichte des Bergbaus der östlichen Schweiz, Chur.
27. 1887—88. **Walkmeister, Chr.** Aus der Geschichte des Bergbaus in den Kantonen Glarus und Graubünden. Jahresb. St. Galler naturwissenschaftl. Ges., Jahrg. 1887—88, p. 288—317.
28. 1893. **Schardt, H.** Sur l'origine des Préalpes romandes. E. g. H., vol. IV, p. 129—142.
29. 1893. **Tarnuzzer, C.** Wanderungen in der bündnerischen Triaszone. Jahresb. naturf. Ges. Graubündens, n. F., Bd. XXXVI, p. 1—64.
30. 1895. **Steinmann, G.** Geologische Beobachtungen in den Alpen. 1. Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. IX, p. 245—292.
31. 1897. **Schardt, H.** Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. E. g. H., Bd. V, p. 233—250.
32. 1899. **Gramman, A.** Über die Andalusitvorkommnisse im rhätischen Flüela- und Scalettgebiet etc. Inaugural-Dissertation, Zürich.
33. 1903. **Schiller, W.** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, I. Lischannagruppe. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIV, p. 107—180.
34. 1905. **Rothpletz, A.** Geologische Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München, Lindauersche Buchhandlung.

35. 1905. **Steinmann, G.** Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Teil. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XV, p. 18—67.
36. 1906. **Schiller, W.** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. P. Lad-Gruppe. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. XVI, p. 108—136.
37. 1906. **v. Seidlitz, W.** Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, p. 232—367.
38. 1906. **Steinmann, G.** Geologische Probleme des Alpengebirges. Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaues der Alpen. Zeitschr. Deutsch-Österr. Alpenvereins, Bd. XXXVII, p. 1—44.
39. 1906. **Zoeppritz, K.** Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno (mit Karte). Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, p. 164—231.
40. 1910. **v. Seidlitz, W.** Sur les granits écrasés (mylonites) des Grisons, du Vorarlberg et de l'Allgäu. C. R. Acad. d. Sc., Paris, vol. CL, p. 944—947.
41. 1910. **Zydel, F.** Über die Tektonik von Mittelbünden. Verh. Schweiz. naturf. Ges., Bd. I, p. 241—244; ferner in Ecl. g. H., vol. XI, Nr. 3, p. 294—296.
42. 1911. **Amperferer, O.** und **Hammer, W.** Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. k. k. R., Bd. LXI, Heft 3 und 4.
43. 1913. **Arbenz, P.** Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 58. Jahrg., p. 15—34.
44. 1914. **Cornelius, H. P.** Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. B. g. K. S., n. F., XLV. Lfg., p. 11—42.
45. 1914. **Lorenz, P.** Zur Geschichte des Hochgerichtes Greifenstein, Chur.
46. 1915. **Spitz, A.** und **Dyhrenfurth, G.** Monographie der Unterengadiner Dolomiten zwischen Schuls, Seanfs und dem Stilfserjoch (mit Karte 1 : 50 000). B. g. K. S., n. F., XLIV. Lfg., 235 p.
47. 1916. **Staub, R.** Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen (mit tektonischer Karte 1 : 250 000). B. g. K. S., n. F., XLVI. Lfg., 41 p.
48. 1916. **Trümpy, D.** Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon (mit Karte 1 : 25 000). B. g. K. S., n. F., XLVI. Lfg., p. 43—163.
49. 1919. **Preiswerk, H.** Die überkippte Tauchfalte am Campolungopass und ihre frühere Deutung. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, p. 1—15.
50. 1920. **Staub, R.** Zur Geologie des Sassalbo im Puschlav. E. g. H., vol. XV, Nr. 4, p. 501—507.

D. Literatur stratigraphischen und paläontologischen Inhaltes.

51. 1854. **Suess, E.** Über die Brachiopoden der Kössenerschichten. D. k. A. W., Wien, Bd. VII, 2. Abt., p. 29—65 (4 Taf.).
52. 1855. **Hörnes, M.** Über einige Gastropoden aus den östlichen Alpen. D. k. A. W., Wien, Bd. X, p. 173—178 (3 Taf.).
53. 1855. **Merian.** Über die St. Cassianformation im Vorarlberg und dem nördlichen Tirol. Verh. Naturf. Ges. Basel, 2. Heft, p. 304—313. Ins Französische übersetzt und mit Anmerkungen versehen von J. Köchlin-Schlumberger. Bull. Soc. geol. France, t. 12, p. 1045—1065, Paris.
54. 1856. **Oppel, A.** und **Suess, E.** Über die mutmasslichen Äquivalente der Kössenerschichten in Schwaben. S. k. A. W., Wien, Bd. XXI, p. 535—549 (2 Taf.).
55. 1858—60. **Stoppani, A.** Les pétrifications d'Esino. Paléontologie Lombarde, Milan. 151 S. (31 Taf.).
56. 1861. **Moore, C.** On the Zone of the lower Lias and the Avicula contorta Zone. Quart. Journal of the geol. Soc. London. Vol. 17, p. 483—517 (2 Taf.).
57. 1861. **Winkler, G.** Der Oberkeuper, nach Studien in den bayrischen Alpen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XIII, p. 459—528 (5 Taf.).
58. 1863—64. **Renevier, E.** Note sur l'Infra-lias et l'étage rhétien des Alpes vaudoises. Bull. Soc. géol. de France, 2^e série, t. XXI, p. 333—339.

59. 1864. **Renevier, E.** Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes vaudoises et les régions environnantes. I. Infra-lias et zone à *Avicula contorta*. Bull. de la Soc. Vaudoise sc. nat., t. VIII, p. 38—97 (3 Pl.).
60. 1864. **Winkler, G.** Beiträge zur Geologie der bayrischen Alpen. Neues Jahrb. für Mineralogie etc., Jahrg. 1864, p. 295—314 (2 Taf.).
61. 1860—65. **Stoppani, A.** Géologie et paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie, etc. Paléontologie Lombarde, 267 S. (50 pl.), Milan.
62. 1866. **Benecke, E. W.** Trias und Jura in den Südalpen. Geogn. Paläont. Beitr., Bd. I, 1—202 (11 Taf.), München.
63. 1868. **Benecke, E. W.** Über einige Muschelkalkablagerungen in den Alpen. Geogn. Paläont. Beitr., Bd. II, p. 1—67, München.
64. 1879. **Neumayr, M.** Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. Abhand. k. k. R., Bd. VII, Heft 5, p. 1—46 (7 Taf.).
65. 1880. **Steinmann, G.** Zur Kenntnis fossiler Kalkalgen. Neues Jahrb. für Mineralogie etc., Bd. II, p. 130—140 (1 Taf.).
66. 1880. **Zugmayer, H.** Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. Pal. Österr.-Ung., Bd. I, Heft 1, p. 1—42 (4 Taf.).
67. 1882. **v. Mojsisovics, E.** Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. k. k. R., Bd. 10, p. 1—322 (94 Taf.).
68. 1883. **Deecke, W.** Über einige neue Siphoneen. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., Bd. I, p. 1—14 (1 Taf.).
69. 1885—91. **Haas, A.** Etude monographique et critique des Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes Vaudoises. Mém. Soc. Pal. Suisse, Vol. XI, XIV, XVIII, 158 S. (11 Taf.).
70. 1889. **v. Wöhrmann, S.** Die Fauna der sog. Cardita- und Raiblerschichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. Jahrb. k. k. R., Bd. XXXIV, p. 181—258 (6 Taf.).
71. 1890. **Bittner, A.** Brachiopoden der alpinen Trias, mit Nachträgen. Abh. k. k. R., Bd. XIV, p. 1—325 (41 Taf.).
72. 1890. **Frech, F.** Die Korallenfauna der Trias. Paläontographica, Bd. XXXVII, 1.—4. Lfg., p. 1 bis 110 (21 Taf.).
73. 1891. **Kittl, E.** Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums Wien, Bd. VI, p. 166—262 (7 Taf.).
74. 1892. **Bittner, A.** Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag 1. Abh. k. k. R., Bd. XVII, Heft 2, p. 1—38 (4 Taf.).
75. 1892. **Kittl, E.** Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. II. Teil. Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums Wien, Bd. VII, p. 35—97 (5 Taf.).
76. 1894. **Kittl, E.** Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. III. Teil. Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums Wien, Bd. IX, p. 143—277 (9 Taf.).
77. 1895. **Bittner, A.** Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abh. k. k. R., Bd. 18, Heft 1, p. 1 bis 235 (24 Taf.).
78. 1895. **Boehm, J.** Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Palaeontographica, Bd. 42, 4. und 5. Lfg., p. 211—308 (7 Taf.).
79. 1895. **Salomon, W.** Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica, Bd. 42, 1—3. Lfg., p. 1.—210 (8 Taf.).
80. 1896. **v. Arthaber, G.** Die Cephalopoden der Reiflengerkalke. Beitr. z. Pal. Österr.-Ung., Bd. 10, Heft I und II, p. 1—112, Heft IV, p. 192—242.
81. 1896. **Frech, F. und Volz, W.** Die Korallenfauna der Trias. Palaeontographica, Bd. XLIII, p. 1 bis 124 (11 Taf.).
82. 1897. **Koken, E.** Die Gastropoden der Trias um Hallstadt. Abh. k. k. R., Bd. XVII, Heft IV, p. 1—112 (23 Taf.).
83. 1899. **Kittl, E.** Die Gastropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums Wien, Bd. XIV, p. 1—237 (18 Taf.).

84. 1904. **Broili, F.** Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. *Palaeontographica*, Bd. L, 4. und 5. Lfg., p. 145—227.
85. 1906. **Ahlburg, J.** Die Trias im südlichen Oberschlesien. *Abh. d. kgl. preussischen geol. Landesanstalt. Neue Folge*, Heft 50, 163 p.
86. 1907. **Waagen, L.** Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm. *Abh. k. k. R.*, Bd. XVIII, Heft 2, p. 1—180 (10 Taf.).
87. 1912. **v. Pia, J.** Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. *Beitr. zur Pal. und Geol. Österr.-Ungarns etc.* Bd. 25, Heft 1, p. 25—81 (7 Taf.).
88. 1912—13. **Jeannet, A.** Monographie géologique des Tours d'Aï (Préalpes vaudoises). *B. g. K. S.*, n. F., Bd. XXXIV, 466 S.
89. 1916. **Frauenfelder, A.** Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. *E. g. H.*, vol. XIV, p. 247—361.

E. Geologische Karten.

1837. **Studer, B.** Karte des Plessurgebirges, 1 : 130 000 (S. unter 1).
90. 1864. **Theobald, G.** Blatt XV der geologischen Dufourkarte der Schweiz, 1 : 100 000.
1897. **Tarnuzzer, Chr.** Karte der Umgebung Parpans (S. unter 6).
1906. **Hoek, H.** Geologische Karte des Plessurgebirges, 1 : 50 000 (S. unter 10).
91. 1912. **Heim und Schmidt,** Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500 000.
1916. **Staub, R.** Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen (S. unter 47).
1919. Tektonische Übersichtskarte, 1 : 150 000 (S. unter 14).

F. Topographische Karten.

Blatt XV der schweizerischen Dufourkarte, 1 : 100 000.

Blatt 422 (Lenz) des Topographischen Atlas der Schweiz, 1 : 50 000.

Exkursionskarte von Arosa und Umgebung, 1 : 25 000.

G. Nachtrag.

92. 1902. **Tarnuzzer, Chr.** Gutachten über die Quellen und Einsickerungen im Gebiet des Brienzer Bergsturzes. *Archiv des kantonalen Bau- und Forstdepartementes Chur.*

A. Einleitung.

I. Orographische Orientierung.

Das Gebiet, dessen geologischen Aufbau die vorliegende Arbeit behandelt, liegt zwischen der Lenzerheide, dem Landwassertal und Arosa. Es umfasst also die SW-Ecke des Plessurgebirges. Seine ungefähre Umgrenzung verläuft folgendermassen: Im W folgt sie von Parpan (12 km südlich Chur) südwärts bis Tiefenkaastel der Lenzerheide, dann dem Albulalauf bis zur Einmündung des Landwassers, das sie nunmehr bis zwischen Wiesen und Schmitten begleitet, um beim Leidsboden senkrecht nach NNE umzubiegen und durch das Tiefentobel aufwärtssteigend über den Sandhubel und die Leidsfluh Arosa zu erreichen. Das letzte Stück endlich verläuft von Arosa zum Schwellisee und über das Urdenföckli nach Parpan.

Die topographischen Verhältnisse sind sehr schön auf Blatt 422 (Blatt Lenz) des Siegfried-Atlas dargestellt, das uns die Orographie viel besser veranschaulicht, als viele Worte es könnten. Ich verweise deshalb im wesentlichen auf dieses und beschränke mich hier darauf, die allerwichtigsten Gipfel und Ketten kurz zu besprechen.

Das südwestliche Plessurgebirge wird von drei in einzelne Gipfelpyramiden aufgelösten Längsketten durchzogen, deren südlichste, der Doppelkamm der Leidsfluh-Guggernellkette, die grösste Ausdehnung aufweist. Durch das Welschtobel, ein die Schichten schräg durchschneidendes Isoklinaltal, wird er von dem viel kürzeren Erzhorngrat getrennt, der sich vom Lenzerhorn bis Arosa erstreckt und die höchsten Erhebungen des Plessurgebirges aufweist. Der dritte Längskamm zieht sich vom Foil Cotschen über das Parpaner Rothorn in das Parpaner Weisshorn und setzt sich ausserhalb unseres Gebietes noch weiter nach N fort.

Da das Streichen der Längskämme nicht mit dem Streichen der Decken übereinstimmt, nehmen am Aufbau eines jeden Kammes mehrere Schuppen oder Decken teil.

Die SE-Hänge der Längsketten sind im allgemeinen weniger steil wie die NW-Hänge, was eine Folge des vorwiegend nach SE gerichteten Schichtfalls ist. Analog sind bei einzelnen Querkämmen (Tschirpen) die S-Hänge flacher wie die N-Hänge.

Verbunden werden die Längskämme untereinander durch Querkämme; so biegt das südlichste Stück des Guggernellgrates in die W-E-Richtung, also die Richtung der Querkämme um und verbindet den Guggernell- mit dem Erzhorngrat, der seinerseits wiederum durch den Grat Aroser Rothorn-Parpaner Rothorn mit dem nordwestlichen Längskamm verknüpft ist. Ein Querkamm liegt auch im Grat des Tschirpens vor. Im Gegensatz zu den übrigen Querkämmen bildet er jedoch kein Verbindungsstück zwischen zwei Längskämmen, da er im E von der Plessur abgeschnitten wird.

Entwässert wird das südliche Plessurgebirge im wesentlichen durch drei Talsysteme, die des Landwassertales, des Schanfiggs und der Lenzerheide. Zum Einzugsgebiet des Landwassertales gehören die flachen SE-Hänge der Guggernellkette, während die steilern NW-Hänge von der Plessur entwässert werden. Die Wasserscheide zwischen Plessur und Landwasser bilden die Längskette des Guggernells und der Leidsfluh, sowie das querverlaufende Verbindungsstück Piz Naira-Guggernell.

Der ganze zentrale Teil des Plessurgebirges gehört zum Talsystem des Schanfiggs, und erst die W-Hänge der Parpaner Weisshornkette senden ihr Wasser zur Lenzerheide. Vom Parpaner Weisshorn verläuft die Wasserscheide nach S, um zwischen Parpaner Rothorn und Lenzerhorn im Talkessel von Sanaspans eine tiefe Einbuchtung nach E zu machen. Der S-Hang des Lenzerhorns sendet sein Wasser direkt zur Albula, in die auch das Landwasser und die Bäche der südlichen Lenzerheide münden.

Auffallend im Plessurgebirge ist die Konstanz der Gipfelhöhen. Die Berge der Guggernellkette weisen fast durchweg eine Höhe von 2700—2800 m auf. Im Gegensatz dazu erheben sich im südwestlichen Gebiet, in der Gruppe Aroser Rothorn-Lenzerhorn, einige Gipfel über 2900 m. Die Ursache dieser an mehreren benachbarten Bergen wahrnehmbaren Zunahme der Höhe scheint mir am ehesten darin begründet zu sein, dass die Gruppe des Aroser Rothorns ein kleines orographisches Massiv bildet, indem das Rothorn auf allen Seiten von Bergen umgeben ist, während in der Guggernellkette die Berge reihenförmig nebeneinander stehen, also der Erosion leichter zugänglich sind. Der aus dieser Anordnung der Berge resultierende Gegensatz in bezug auf die Tätigkeit der Erosion wird noch dadurch verstärkt, dass die Rothorngruppe im W durch ein altes Talsystem begrenzt, im E durch den südlichsten Teil der Guggernellkette von dem tief eingeschnittenen Landwassertal getrennt wird, während die Guggernellkette im E an das Landwasser und im NW an die Plessur grenzt, beides stark erodierende Flüsse.

Die Konstanz der Gipfelhöhen lässt vermuten, dass vor dem Einsetzen der an der Bildung der heutigen Talsysteme beteiligten Erosionszyklen an Stelle des jetzigen Plessurgebirges eine Peneplain vorhanden war.

Einige Höhenangaben mögen die obigen Ausführungen illustrieren. Von NE nach SW folgen: Weissfluh 2848 m, Schiahorn 2713 m, Küpfenfluh 2655 m, Mädrigerfluh 2668 m, Thiejerfluh 2785 m, Amselflüh 2785 m, Strehl 2677 m, Valbellahorn 2769 m, Sandhubel 2768 m, Guggernell 2743 m, Erzhorn 2922 m, Aroser Rothorn 2984 m, Parpaner Rothorn 2870 m, Parpaner Weisshorn 2828 m, Naira 2872 m, Lenzerhorn 2911 m.

An der Lenzerheide hört diese Gesetzmässigkeit plötzlich auf. Die Stätzerhornkette erreicht mit ihren höchsten Gipfeln nicht einmal mehr 2600 m. Erst weiter westlich und südwestlich im P. Beverin und P. Curvèr erheben sich die Berge wieder zur gleichen Höhe wie im Plessurgebirge. Die unvermittelte Änderung der Gipfelhöhen westlich der Heide hat ihren Grund zum Teil in der Verschiedenheit der Gesteine im E und W. Dort schroffe, widerstandsfähige Dolomite und Kalke der Silvrettadecke, hier weiche, leicht der Erosion zum Opfer fallende Ton- und Kalkschiefer, die schon Studer (1,18)¹⁾ bekannten Bündnerschiefer.

Die Lenzerheide stellt ein altes ausgeschaltetes Talstück der Julia und Albula dar, das in bezug auf das Alpenstreich quer verläuft. Die W-Seite wird von den Schichtflächen der ungefähr mit dem Talhang nach E fallenden Bündnerschiefer gebildet, während die steilere E-Seite im untern Teil aus deren Schichtköpfen besteht und in den obern Teilen aus dem Erosionsrand der ostalpinen Decken. Die Heide kann somit als ein typisches isoklinales Deckenrandtal bezeichnet werden.

II. Historische Einleitung.

Schon sind es fast hundert Jahre, seitdem die Berge zwischen Lenzerheide und Landwassertal zum ersten Male auf ihre geologische Beschaffenheit hin untersucht worden sind. *Bernhard Studer*, der grosse Berner Geologe ist es, dem wir diese Arbeit verdanken. Im ersten Band der neuen Denkschriften der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft sind deren Resultate in Form eines Vortrages veröffentlicht, den Studer im Sommer 1836 an der Versammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Solothurn gehalten hat (1).

Anhand eines ausgezeichneten, von Arnold Escher stammenden Kärtchens, in das Studer die Ergebnisse seiner Untersuchungen eingetragen hat, ist es ein leichtes, den interessanten Ausführungen zu folgen, und man muss nur über die Reichhaltigkeit des hier gebotenen Materials staunen. Freilich sind da und dort Ungenauigkeiten vorhanden. Auch war es Studer natürlich nicht möglich, eine Altersbestimmung der Sedimente vorzunehmen und er musste sich deshalb mit einer verhältnismässig groben lithologischen Kartierung begnügen, in der er nur zwischen Dolomit, Kalkstein, Rauhwaacke, Bündner-

¹⁾ Die erste Zahl gibt die Nummer des zitierten Werkes im Literaturverzeichnis, die zweite die Seite an, auf der das jeweilige Zitat im betreffenden Werke steht.

schiefer etc. unterschied, wobei natürlich des kleinen Massstabes der Karte und der immerhin etwas kursorischen Untersuchung wegen jeweils nur die vorherrschenden Gesteinsarten kartiert wurden.

Die einzige Angabe, die Studer über das Alter der Kalke und Dolomite macht, findet sich in der Geologie der Schweiz (18, 398), wo er erwähnt, dass sie wahrscheinlich jurassische Bildungen vorstellen. Er schliesst dies aus einigen darin gefundenen Belemniten. Eine Bemerkung macht Studer auch über das Alter roter Sandsteine und Konglomerate, die er im östlichen Plessurgebirge fand. In seinem Vortrag über die Gebirgsmasse von Davos vergleicht er sie mit dem deutschen Rotliegenden.

Trotz der weitgehenden Zusammenfassung, oder wohl gerade deswegen, treten auf Studers Karte einige Charakteristika des bearbeiteten Gebietes deutlich hervor. Besonders auffällig ist der Gegensatz zwischen den eintönigen Bündnerschiefermassen im W der Lenzerheide und nördlich des Schanfiggs und dem viel heterogener aus Dolomit, Gneis, Kalk, Sandstein etc. zusammengesetzten südöstlichen Plessurgebirge. Aber nicht nur die wichtigsten Zonen des weitern, sondern auch solche des engern, in den Rahmen dieser Arbeit fallenden Gebietes kommen auf Studers Karte bereits zum Ausdruck: So im W eine mächtige kristalline Masse, das Kristallin des Parpaner Rothorns, das, auf drei Seiten von Sedimenten umschlossen, über der Lenzerheide auf Dolomit ruht, wie auch Studer (1, 39) schon sah.

Auch verzeichnet die Karte bereits ein mächtiges Sandstein-Quarzporphyrvorkommen, das sich über den Kummerhubel zwischen der Leidfluh- und der Guggernellkette nach SW bis zum Lenzerhorn verfolgen lässt und die Geologie des östlichen Teiles unseres Gebietes beherrscht.

Eingehender, und über ein grösseres Gebiet ausgedehnt als Studers Arbeiten, sind die Untersuchungen *Theobalds*, deren Resultate fast 30 Jahre nach dem Vortrag Studer veröffentlicht wurden (2). Theobald geht einen bedeutenden Schritt weiter als Studer, indem er die Gesteine nicht nur nach ihrer lithologischen Beschaffenheit kartiert, sondern sie in ein stratigraphisches Schema einordnet, was sich freilich oft nicht ohne Zwang tun lässt und Anlass zu mannigfachen Irrtümern gibt. Besonders im Gebiet des Lenzerhornes sind die Ungenauigkeiten nicht unbedeutend. Es mag zur Illustration nur ein deutliches Rhätband am Aroser Rothorn und P. Naira erwähnt werden, das Theobald zum Teil als Arlbergkalk, zum Teil als Hauptdolomit angibt. Da zudem der Verlauf der Schichten stark schematisiert ist und ihre Verbindung oft recht willkürlich gezogen wurde, vermag Theobalds Karte kaum mehr Anhaltspunkte über die Lokaltektunik zu geben als diejenige von Bernhard Studer. Immerhin bleibt es von nicht zu unterschätzender Bedeutung, dass Theobald bereits das Vorherrschen triadischer Ablagerungen richtig erkannte und sich bemühte, die Trias in ihre verschiedenen Unterabteilungen zu zerlegen.

Über den Aufbau des südlichen Plessurgebirges gibt Theobald in seinen Erläuterungen keinen zusammenfassenden Überblick, sondern er beschränkt sich hauptsächlich auf Detailbeschreibungen, ohne dass man sich dabei eine klare Vorstellung über das gegenseitige Verhältnis der verschiedenen Ketten machen könnte. Freilich finden wir da und dort Andeutungen von Zusammenhängen, die zum Teil in Übereinstimmung stehen mit den Ansichten späterer Forscher; so sagt Theobald zum Beispiel S. 155, dass der Dolomit, der am Foil Cotschen das Rothornkristallin unterlagert, wahrscheinlich derselbe sei, wie der des Parpaner Weissorns, eine Ansicht, die auch heute noch zu Recht besteht. Allerdings verbindet Theobald ihn, wie aus der Karte und aus Fig. 22, Tab. IX, hervorgeht, nicht direkt mit dem Weissorn, sondern er glaubt, dass die beiden Dolomitmassen ursprünglich über dem Rothorn zusammengehangen hätten. Die Überlagerung des Dolomites durch das Kristallin betrachtet er als Folge einer Einfaltung der Sedimente unter dieses. So sagt er S. 154: «Das Rothorn stellt einen nicht vollkommen ausgebildeten Fächer dar, welcher sich südlich und nördlich über die Sedimentgesteine weglegt, welche vor ihm her eine Mulde bilden.» In ähnlicher Weise betrachtet *Tarnuzzer* einige Jahrzehnte später (6) das Übergreifen des Kristallins über die Sedimente als Folge einer Fächerbildung des Rothornkristallins.

Das Rothornkristallin rechnet Theobald, wie es auch heute noch geschieht, zur Silvrettamasse. Nur hält er es nicht für eine eingewickelte Schuppe, sondern er glaubt sein Vorhandensein durch eine Aufwölbung erklären zu müssen (2, 182), derzufolge der kristalline Untergrund emporgehoben und durch die Erosion von seinem Sedimentmantel entblösst worden wäre.

Dass Theobald das ganze Plessurgebirge noch als autochthon betrachtet, brauche ich wohl kaum zu erwähnen. Erst einige Dezennien später brach sich ja die auch für die Erforschung des mittleren Bündens so fruchtbringende Deckentheorie Bahn. Schon im Jahre 1893 (28, 137—139) und später noch einmal in einem zu Engelberg gehaltenen Vortrag (31, 244—246) sprach Schardt die Vermutung aus, dass das ganze westliche Ende der Ostalpen einer von Süden kommenden Überschiebungsdecke angehöre.

Der erste, der unser Gebiet unter dem Gesichtspunkt der Deckentheorie untersucht, ist Rothpletz, der im Jahre 1900 seine geologischen Alpenforschungen veröffentlicht (7), in deren erstem Teil er auch das Plessurgebirge behandelt.

Ehe ich zur Besprechung seiner Theorien übergehe, muss ich kurz noch die Mitteilung J. Boehms über das Gebiet des Parpaner Weissorns und des Aroser Rothorns erwähnen (5), in der der Autor mehrere richtige Beobachtungen macht, deren Diskussion uns jedoch hier zu weit führen würde.

Wir kehren deshalb zu Rothpletz und seinen Ansichten über das Plessurgebirge zurück. Rothpletz rechnet das Plessurgebirge zu seiner rhätischen Überschiebungsmasse, für die er einen E-W-Schub annimmt. Als Beweis für diese Schubrichtung betrachtet er in erster Linie den zirka N-S verlaufenden Deckenrand der rhätischen Schubmasse (7, 163). Dass die meisten Falten NE-SW streichen, wie er S. 160 erwähnt, scheint ihm seiner Ansicht nicht zu widersprechen, indem er nämlich die Faltenbildung und die Deckenüberschiebungen zwei getrennten Phasen zuschreibt, und zwar so, dass die erste Phase die Falten, die zweite die Überschiebung bewirkt hätte.

Wie in der Tektonik, so geht Rothpletz auch in der Stratigraphie seine eigenen Wege. In seinen Ansichten über das Alter der Schichten weicht er erheblich von Theobald und den spätern Forschern ab, indem er nämlich einen grossen Teil der Dolomitmassen als permischen Rötidolomit betrachtet, trotzdem einzelne als Rötidolomit bezeichnete Felsen in normalem Kontakt mit sicher bestimmbarern Rhät stehen.

Im grossen ganzen glaubt Rothpletz bei der Erklärung der Lokaltekonik des südwestlichen Plessurgebirges mit einfachen Falten und Verwerfungen auszukommen. Überschiebungen zieht er nur selten zur Erklärung bei (7, Einlage II, Prof. 7 und Einlage III).

Die Kette der Leidfluh hält er für den liegenden Schenkel einer langgezogenen Mulde, die er von den Kirchlispitzen im Rhätikon bis zum Lenzerhorn verfolgen zu können glaubt. In der Leidfluh sollen dessen tiefste Teile aus Rötidolomit, die höhern aus Muschelkalk, Triasdolomit und Rhät bestehen. Dieser Muldenschenkel setzt sich nach den Profilen auf Einlage III seinerseits wieder aus einer Antiklinale und einer darunter folgenden Synklinale zusammen. Mit Hilfe dieses einfachen Faltenbaues will Rothpletz die komplizierten Verhältnisse in der Erzhornkette erläutern. Nach ihm würde das Kristallin des Rothornes normal zum liegenden Schenkel der tiefern Synklinale gehören, und die aus Dolomit, Rhät und Jura bestehende Weissorn-Tschirpenkette wäre nichts anderes als die durch einen Bruch tief abgesunkene Fortsetzung des untern Erzhorndolomites, also des gleichen Muldenschenkels, zu dem Rothpletz auch das Rothornkristallin rechnet.

Die Guggernellkette soll einen ursprünglich südlicher gelegenen Teil des gleichen Muldenflügels vorstellen, der auch die Leidfluh aufbaut, und über dessen nördliche Teile emporgeschoben worden sein. Gegen das Lenzerhorn verschwinden nach Rothpletz die ältern Sedimente der Leidfluh und des Erzorns in der Tiefe, so dass an der Furcletta der basale Verrukano des aufgeschobenen südlichen Teiles direkt an Rhät-Lias stösst, welche als jüngste Glieder der Leidfluh-Erzhornfalten allein noch an die Oberfläche kommen.

Im Dolomit und Rhät des Foil Cotschens auf der W-Seite des Rothornmassivs will Rothpletz eine N-S streichende Mulde erblicken, die beim Vorwandern der rhätischen Schubmassen unter deren Stirn eingewickelt worden wäre. Diese Deutung ist jedoch sehr willkürlich und nicht haltbar, da nirgends bedeutende N-S verlaufende Umbiegungen konstatiert werden können.

Wenn man die Theorien Rothpletz' mit der Natur vergleicht, so wird man zum Schluss kommen, dass sie kaum richtig sein können, da sie zum Teil auf falschen Beobachtungen beruhen, zum Teil aber

so hypothetisch sind und so wenig von Tatsachen gestützt werden, dass sie einen durchaus nicht befriedigen.

Nicht viel besser kann man leider, was das südliche Plessurgebirge anbelangt, die Arbeit von *Hoek* beurteilen (9 und 10), die in zwei Abteilungen in den Jahren 1903 und 1906 erschien. Sie ist im Gebiet des Lenzerhornes sehr schematisch gehalten und im allgemeinen nicht zuverlässiger wie die Veröffentlichungen von Rothpletz. Ich will hier, um mich kurz zu fassen, nur das herausheben, was mir an Hoeks Arbeit richtig scheint: Während Hoek in seiner ersten Arbeit das Plessurgebirge für autochthon oder doch parautochthon hält, tritt er in seiner zweiten Publikation (10, 432) für einen Deckenbau ein, und zwar will er die Decken von S nach N geschoben wissen, was mit den neuern Anschauungen ungefähr übereinstimmt.

Wichtig sind ferner die Lostrennung der Weisshorn-Tschirpenkette als «Parpaner Zwischenstück» von der Erzhornkette und das Postulat, sie als eigenes tektonisches Element aufzufassen. Wie auch die neuesten Untersuchungen ergaben, sind zwischen den beiden Ketten tatsächlich stratigraphische Unterschiede vorhanden, die eine Trennung fordern, ganz abgesehen von der gut sichtbaren Überlagerung der Tschirpendecke durch die unter den Sedimenten der Erzhornkette liegende Schuppe des Parpaner Rothorns. In richtiger Weise erblickt auch Hoek im Foil Cotschen die südliche Fortsetzung der Weisshornkette.

Während Hoeks Ausführungen über die Tschirpenkette und den Foil Cotschen den Verhältnissen annähernd gerecht werden, häufen sich weiter südlich die Ungenauigkeiten, indem Hoek den Weisshorndolomit in der mächtigen Felswand über Crons wieder erblicken will, welche den untersten Steilabfall des Lenzerhornes bildet, während, wie genauere Untersuchungen zeigen, die letzten Ausläufer der Tschirpendecke wenig südlich der Alp Sanaspans, bei Crons, zwischen dem erwähnten Steilabfall und einer tiefern Decke auskeilen, um in unserm Gebiet weiterhin keine Fortsetzung mehr zu finden.

Im Jahre 1905 versuchte *Steinmann* (35), eine Übersicht des Deckenbaues Mittelbündens zu geben, die einen grossen Fortschritt bedeutete. Er unterschied von unten nach oben: 1. die Klippendecke, 2. die Brecciendecke, 3. die rhätische Decke, 4. die ostalpine Decke. Das südliche Plessurgebirge, soweit es in vorliegender Arbeit behandelt wird, gehört ganz zur ostalpinen Decke. Diese muss man allerdings, wie es wahrscheinlich schon Steinmann vermutete (35, 39, Anm. 1), in einzelne Teildecken auflösen.

Sieben Jahre nach dem Erscheinen von Steinmanns Arbeit publizierte *Zyndel* (12) eine inhaltsreiche und für die zukünftige Erforschung Bündens wichtige Arbeit, die sich hauptsächlich mit dem Bau Mittelbündens beschäftigt und in gedrängten Zügen die Resultate seiner Untersuchungen wiedergibt. Es ist diese Arbeit, in der die für die spätern Untersuchungen so grundlegende Einteilung der obern Bündnerdecken in eine oberostalpine Schubmasse, die Silvrettadecke, und eine unterostalpine, aus verschiedenen Decken bestehende Schubmasse erfolgt.

Der Name «ostalpine Decke» stammt freilich schon von *Steinmann* (35, 39). Auch hatte bereits *Hoek* (10, 445—46) für das Plessurgebirge die Zweiteilung in eine untere und obere ostalpine Decke vorgenommen. Dieser Einteilung kommt jedoch wegen ihrer Lokalisierung auf ein beschränktes Gebiet nicht dieselbe Bedeutung zu wie der Zyndelschen.

Für unser Gebiet ist hauptsächlich die Silvrettadecke wichtig, die, wie Zyndel richtig erkannte, den grössern Anteil an seinem Aufbau hat, sowie die im S darunter liegende, von Zyndel zu den unterostalpinen Decken gerechnete Aeladecke, zu der die gewaltigen Dolomitmassen der Bergünerstöcke gehören. Zyndel suchte die Fortsetzung der unterostalpinen Decken nach N im Parpaner Weisshorn, wie deutlich aus Prof. 1, Taf. II, seiner Publikation ersichtlich ist. In diesem Profil hat er bereits, im Gegensatz zu Hoek, das Auskeilen des Weisshorndolomites unter dem Lenzerhorn richtig dargestellt. Die über diesem Dolomit folgenden sedimentogenen und kristallinen Gesteine rechnet er alle zur Silvrettadecke.

Die Zyndelsche Einteilung legte auch *R. Staub* seiner 1916 veröffentlichten tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen zugrunde (47).

Im Jahre 1913 publizierte *P. Arbenz* eine Abhandlung (43), in welcher er u. a. darlegt, dass in Mittelbünden zwei grosse Deckensysteme zusammenstossen, nämlich ein tieferes, in der Hauptsache auf die W-Alpen beschränktes, das penninische Deckensystem, und ein höheres, das der ostalpinen Decken, das, wie der Name schon sagt, seine Hauptausbreitung in den Ostalpen besitzt. Diese beiden Deckensysteme weisen in Bünden ein verschiedenes Faltenstreichen auf, nämlich das tiefere ein vorwiegend W-E orientiertes, das höhere ein NE-SW gerichtetes. Da die Bewegung der penninischen Decken später als die der ostalpinen erfolgte, wurden auch die damals bereits auf das penninische Vorland überschobenen untern ostalpinen Decken von diesem Schub ergriffen und in E-W streichende Falten gelegt. Ein verschiedenes Streichen konnte in der Tat durch die Untersuchungen im Plessurgebirge und den angrenzenden Gebieten bestätigt werden, wo in den tiefern Schuppen und Decken W-E, in den höchsten NE-SW-Streichen herrscht.

Die für die Folgezeit wichtigste Untersuchung des Plessurgebirges stammt von *Spitz* und *Dyhrenfurth* (13). Freilich waren es nur kursorische Begehungen, auf welchen die beiden Forscher das Material für ihre Publikation sammelten. Doch ermöglichte ihnen die genaue Kenntnis der Stratigraphie der Unterengadiner Dolomiten in kurzer Zeit viele interessante und wichtige Charakteristika aufzufinden. Die Auffassung, welche die beiden Autoren von der regionalen Tektonik des Plessurgebirges vertraten, konnte den neuern Forschungen nicht standhalten und musste in einigen wesentlichen Punkten modifiziert werden. Doch bleibt es dennoch das Verdienst *Spitz*'s, der Schule der Deckentheorie, die nur S- und SE-Schübe annehmen wollte, zum Trotz auf die Bedeutung von E-W-Schüben in Graubünden aufmerksam gemacht zu haben, wenn auch die Form, die er diesen Schüben zuschreibt, mechanisch nur schwer denkbar ist und seine Theorie, was das Plessurgebirge anbelangt, zu wenig durch Tatsachen gestützt wird, als dass man sie tale quale gutheissen könnte.

In ihrer Mitteilung über das Ducan- und Plessurgebirge geben *Spitz* und *Dyhrenfurth* einen kurzen Abriss ihrer Theorie (13, 488—94), die sie die Theorie der rhätischen Bogen nennen. Ihr zufolge muss das Gesamtstreichen der Falten im Plessur- und Ducangebiet einen nach W konvexen Bogen bilden, und zwar so, dass im nordöstlichen Teil der Leidfluhkette NE-SW-Streichen herrscht, das dann in der Lenzerhorngruppe in die N-S-Richtung dreht, um schliesslich in den Bergünerstöcken nach SE-NW, ja sogar E-W umzuschwenken. Ähnliche Faltenbogen glauben *Spitz* und *Dyhrenfurth* auch im Unterengadin beobachten zu können, und sie schliessen daraus, dass diese Faltungserscheinungen durch ein halbkreisförmiges Vordringen der Gebirgsmassen zustande gekommen seien, wobei sich (13, 493) «zahlreiche aus Faltung hervorgegangene, hintereinander aufgestaute, nacheinander entstandene Bogen» bilden, «die sich in der Richtung von Ost gegen West treppenförmig überschieben». *Spitz* und *Dyhrenfurth* nehmen dabei an, dass die Kräfte, welche diese Überschiebung bewirkten, von einem gemeinsamen Zentrum ausgingen, etwa dem südlichen Teil der Ötztaler Alpen.

Im Plessurgebirge suchen die beiden Autoren die Theorie der rhätischen Bogen wie folgt zu rechtfertigen: S. 488 schreiben sie: «Am P. Linard (S. Lenzerhorn) schliesst sich die Trias im Hangenden und Liegenden des Verrukanosattels der Amselflühkette in Form einer Umbiegung zusammen, die im Nordosten NE, im Südwesten aber SE streicht.» Dass am Linard der Buntsandstein verschwindet, steht zweifellos fest. Auch trifft die Beobachtung von *Spitz* zu, dass dort der Buntsandstein von normaler Trias überlagert und von verkehrter unterlagert wird (13, 483). Die Annahme einer Umbiegung liegt somit nahe. Nach den neuesten Untersuchungen scheint es mir sogar am wahrscheinlichsten, dass am Linard eine nach SW bis WSW schauende Umbiegung oder wenigstens Überreste einer solchen vorhanden seien, wie das die Theorie der rhätischen Bogen fordert. Allein die Verhältnisse sind so unklar, dass man nichts mit Bestimmtheit sagen kann und die Hypothese von *Spitz* somit im Verschwinden des Buntsandsteins am Linard keine wesentliche Stütze findet.

Die übrigen Anführungen, mit denen *Spitz* und *Dyhrenfurth* die Gültigkeit ihrer Theorie für das Plessurgebirge nachweisen wollen, scheinen auf Täuschungen zu beruhen. So fahren die Autoren S. 489 oben fort: «Auch das Kristallin des Parpaner Rothorns wird gegen S oben und unten von Verrukano und Muschelkalk und dieser von Wetterstein und Raiblern umschlossen, bei generellem N S- bis NW-Streichen.» Dagegen ist zu sagen, dass fast alle Falten, die ich in den Sedimenten der Rothornschuppe

beobachten konnte, und zwar nicht nur auf der Lenzeralp, sondern auch weiter südlich, ein vorherrschendes E-W-Streichen aufweisen, dass also von einem Umbiegen der Falten nichts bemerkt werden kann.

Wenn nun aber die neuen Untersuchungen im südlichen Plessurgebiet keine Bestätigung der Theorie der rhätischen Bogen geben, so bekräftigen sie doch die Annahme, dass in Bünden auch E-W- oder W-E-Schübe stattgefunden haben, da ich Gelegenheit hatte, am Guggernellgrat ausserordentlich schöne und grosse N-S bis NNW gerichtete Falten wahrzunehmen. Es besteht unter den Geologen, die einen S-oder SE-Schub befürworten, im allgemeinen die Tendenz, solche N-S-Falten, die in Bünden durchaus nicht selten sind, als Quersalten zu bezeichnen. Diese Bezeichnung scheint mir angesichts der Häufigkeit der N-S-Falten nicht sehr plausibel, da doch bei einem S-Schub speziell die N-S-Richtung am wenigsten für Faltenbildung begünstigt ist. Dass dem so sein muss, zeigt eine einfache Überlegung. Wird eine Decke von irgendeiner Seite auf ein Vorland überschoben, so werden bei gleichmässiger Beschaffenheit des Vorlandes und der Decke nur Falten gebildet, die normal zur Schubrichtung stehen. Finden sich jedoch auf dem Vorland Hindernisse, oder variiert die Beschaffenheit der Decke nach der Seite, so werden die Falten natürlich aus ihrer eigenen Richtung abgelenkt, und zwar um so mehr, je bedeutender die Unregelmässigkeiten sind. Es leuchtet auch ohne weiteres ein, dass die Zahl der Falten mit dem Abnehmen des Winkels zwischen Schub- und Faltenrichtung ebenfalls abnimmt; denn die das Ablenken der Falten verursachenden Unregelmässigkeiten müssen um so grösser sein, je mehr die Falten aus ihrer ursprünglichen Richtung gedreht werden. Dass aber grosse Unregelmässigkeiten seltener sind als kleine, bedarf ja keiner weiteren Erörterung. Ebenfalls spricht die gute Erhaltung vieler N-S-Falten gegen eine Deutung als Quersalten; denn es liegt in der Natur der Sache, dass die Deformation der Falten mit zunehmender Ablenkung wachsen muss. Spezialfälle sind natürlich ausgenommen. So können schöne, parallel zur Schubrichtung stehende Falten zustande kommen, wenn eine Decke zwischen zwei symmetrische, sich langsam nach vorn verengende Gebirgsklötze eingezwängt wird. Doch treffen solche Spezialfälle wohl nur in den seltensten Fällen ein. Weit häufiger werden wir eine ganz unregelmässige Verteilung der Widerstände haben.

Es scheint mir aus diesem Grunde und zufolge der zahlreichen gut ausgebildeten, N-S orientierten Falten das von Spitz aufgestellte Postulat eines E-Schubes durchaus gerechtfertigt. Eventuell dürfte es sich auch um einen W-Schub und nicht um einen E-Schub handeln, was vorderhand noch nicht beurteilt werden kann. Natürlich kann einem solchen Schub nur untergeordnete Bedeutung beigemessen werden, wie auch Spitz S. 493 ausführt, wo er schreibt: «Wir wollen aber die Bedeutung dieser Längsschübe nicht überschätzen; denn wenn die Querbewegungen (von der Innen- gegen die Aussenseite des Alpenbogens) nicht bei weitem vorherrschten, so würde die Richtung des Alpengebirges ja eine andere, annähernd meridionale sein müssen.»

Wenn freilich Spitz und Dyhrenfurth mit der Theorie der rhätischen Bogen im Plessurgebirge den Verhältnissen nicht gerecht zu werden scheinen, so haben sie dafür in anderer Beziehung der Erforschung unseres Gebietes gute Dienste geleistet. Sie sind es, die zuerst das Lenzerhorn in vier tektonische Zonen einteilten, die wir auch in der vorliegenden Arbeit beibehalten konnten. Als oberstes Glied erkannten sie den inversen Schenkel des Lenzerhorngipfels, den sie schon zur normalen Trias des P. Mulin und Linard rechneten. Als zweites selbständiges Schichtpaket teilten sie den Rhät-Lias ab und deuteten ihn richtig als Fortsetzung der Erzhornkette. Es war ihnen auch nicht entgangen, dass dieser unten durch eine Granit-Quarzporphyrsschicht vom nächsttieferen Komplex, den zum Rothornkristallin gehörenden Sedimenten getrennt wird und nicht etwa mit dem Kristallin zusammenhängt, wie dies Rothpletz glaubte.

Wie bereits Zyndel, rechnen auch sie die tiefsten Dolomitschuppen des Lenzerhorngrates zum Dolomit des Parpaner Weissorns.

Wichtiger noch als die Behandlung der Tektonik war für die spätern Arbeiten die von Spitz aufgestellte Stratigraphie, die allerdings in extenso erst in der Monographie der Unterengadiner Dolomiten wiedergegeben wurde (46), freilich dort nicht auf das Plessurgebirge bezogen. Doch sind die stratigraphischen Analogien zwischen Plessur- und Lischannagebirge immerhin recht bedeutend, so dass bei der Erforschung der Lokalstratigraphie die erwähnte Monographie ein wertvolles Hilfsmittel bot.

So weit hatten sich die Untersuchungen entwickelt, als ich im Sommer 1917 von Herrn Prof. Arbenz auf einer mehrtägigen Exkursion in das südliche Plessurgebirge eingeführt wurde, nachdem mein Lehrer bereits im Jahre 1915 und auch schon früher dieses Gebiet kursorisch durchgegangen hatte und mir so viele leitende Gesichtspunkte mitteilen konnte, die meine spätern Untersuchungen wesentlich erleichterten.

Zur gleichen Zeit, da ich das Plessurgebirge untersuchte, arbeiteten andere Schüler von Herrn Prof. Arbenz in den angrenzenden Gebieten. Im Frühjahr 1919 veröffentlichten wir die wichtigsten, durch diese Forschungen gezeitigten Resultate in Form eines allgemeinen Überblicks über die Geologie Mittelbündens (14). Hauptsächlich *J. Cadisch*, *W. Leupold* und *H. Eugster* wirkten bei dessen Herausgabe mit, während ich lediglich mein bis dahin gesammeltes Material zur Verfügung stellte, da meine Untersuchungen im Plessurgebirge noch nicht weit fortgeschritten waren.

Die in den vorläufigen Mitteilungen der Tektonik zugrunde gelegten Anschauungen wurden im grossen und ganzen durch die Untersuchungen der letzten Jahre bestätigt.

III. Regional-geologischer Überblick.

Wandert man von Chur zur Lenzerheide, so führt einem der Weg anfänglich durch eine geologisch äusserst eintönige Gegend. Die Hänge rechts und links des Tales senken sich mit gleichmässigem, relativ sanftem Fallen zur Talsohle, ohne von markanten Felspartien unterbrochen zu werden. Nur am Unterlauf der Rabiosa, dort wo der Fluss in einer wilden Schlucht den alten Talboden durchschnitten hat, sind die Hänge steil und felsig. Überall werden sie sonst von schönen Wäldern und Wiesen und in den höhern Lagen von saftigen Weiden bekleidet, wenn sich nicht etwa ein Wildbach in sie eingefressen hat.

Aufschlüsse sind nicht allzu häufig. Immer zeigen sie das gleiche Bild. Ton- und Mergelschiefer, wechsellagernd mit Sandsteinen und dichten bis körnigen Kalken bilden in regelloser Folge die mächtige, schon Studer (1) bekannte isoklinale Region der Bündnerschiefer, die sich vom Prättigau durch das nördliche Bünden bis zum Gotthardmassiv erstreckt, und auf welche im SE die gewaltigen Massen der ostalpinen Decken aufgeschoben sind.

Erst über Churwalden ändert sich das monotone Bild, wo am Gürgaletsch auf den Schiefern eine markante Felswand einsetzt, die man ohne Mühe bis zum Parpaner Schwarzhorn verfolgen kann. Ihr nördlichster Teil, der Alpstein und der Gürgaletsch, bestehen aus Gesteinen der Falknisdecke Hoeks und Trümpys (48, 129 und 14, 390), deren Spuren sich nach S rasch verlieren. Wohl kann sie noch im Malakoff und den andern Türmen nördlich des Schwarzhorns mühelos erkannt werden. Doch schon wenig weiter südlich verschwindet ihre Fortsetzung zwischen den basalen Bündnerschiefern und den hangenden Decken, so dass der Schluss nahe liegt, die Falknisdecke keile unter dem Parpaner Weisshorn aus.

Auch das nächsthöhere tektonische Element, die Sulzfluhdecke, scheint nicht viel weiter als bis zum Parpaner Schwarzhorn zu reichen. Ihre letzten Ausläufer bilden einige Linsen Sulzfluhkalk nordwestlich des Schwarzhorngipfels, die bereits Trümpy (48, 139) bekannt waren. Von Parpan aus sind sie dank ihrer hellen Farbe leicht vom übrigen dunklen Gestein zu unterscheiden.

Die Sulzfluhdecke wird ihrerseits wieder von einer Schubmasse überlagert, die wir in der vorläufigen Mitteilung (14) Aroser Schuppenzone nannten und zu der wir alle Schuppen zwischen der Sulzfluhdecke und der Rothornschuppe rechneten. Neuere Untersuchungen ergaben, dass eine Abtrennung der Tschirpenkette von dieser zweckmässig sei. Demnach zerfällt die Aroser Schuppenzone in einen untern Teil, die eigentliche Aroserzone, welche die Alpen von Arosa, das Aroser Weisshorn, das Plattenhorn, das Parpaner Schwarzhorn etc. bildet und sich unter dem Lenzerhorn durch nach Brienz und ins Oberhalbstein fortsetzt, und einen obern Teil, die Tschirpendecke oder das «Parpaner Zwischenstück» Hoeks (9 Taf. X). Mit der Tschirpendecke, wenn diesem tektonischen Gebilde überhaupt der Name Decke beigelegt werden darf, beginnt erst das in vorliegender Arbeit behandelte Gebiet, während das nördlich anschliessende Gelände von *J. Cadisch* untersucht wird.

Die Tschirpendecke bildet den Kamm des Parpaner Weisshornes, zieht sich dann, meist von Bergsturz und Moräne überdeckt, südwärts, um im Foil Cotschen wieder aufzutauchen und schliesslich im untern Teil des Lenzerhornes zwischen den Schieferen der Aroser Schuppenzone und einer höhern Decke auszuweichen, wie dies schon Zündel in einem seiner Profile (12, Taf. II, Prof. 1) richtig dargestellt hat.

Die Tschirpendecke und mit ihr alle tiefern Decken bis und mit der Falknisdecke gehören zu den unterostalpinen Decken. Die Bündnerschiefer zählt man allgemein zu den penninischen Schubmassen. Alle über der Tschirpendecke liegenden Schuppen und Decken rechne ich zur Silvrettadecke. Ihr tiefstes Glied bildet die auf der Tschirpendecke ruhende Rothornschuppe, deren kristalline Massen, schon von *Escher* und *Studer* erkannt, von diesem in der seiner Abhandlung über die Gebirgsmassen von Davos (1) beigelegten Karte annähernd richtig eingezeichnet wurden. Nach S keilt das Kristallin bald aus und in der Lenzerhornwestwand treten an seine Stelle die zu ihm gehörenden Sedimente, die auch ihrerseits nach S rasch dünner werden und bei Belfort, östlich Brienz, ganz verschwinden.

Die Rothornschuppe bildet die Basis einer mächtigen Sedimentplatte, der Aroser Dolomiten unserer vorläufigen Mitteilung. Diese grenzt an einer Überschiebungsfläche an jene und muss von ihr getrennt werden, wie das schon *Spitz* und *Dyhrenfurth* sahen (13, 483 und 486 Fig. 2) und *Hoek* vermutete (10, 421—422). Im N besteht sie vorwiegend aus Hauptdolomit, während sich gegen S jüngere Schichten, erst Rhät, sodann Lias einschalten und auf Kosten der ältern, die bald ganz zurückbleiben, anschwellen. Am Lenzerhorn dünnt auch der Lias aus, und bei Belfort kann man nur noch eine wenige m dicke Lage Liasschiefer finden, wahrscheinlich die Fortsetzung des zu den Aroser Dolomiten gehörenden Lias. Es lösen also hier, ähnlich wie in der Rothornschuppe und den noch nicht besprochenen höheren Schuppen, von N nach S jüngere Schichten die älteren ab.

Beinahe all den hier behandelten Decken und Schuppen ist die Tendenz gemein, dass sie gegen S zwischen den tiefern und den höhern Einheiten verschwinden: so keilt die Falknis-Sulzfluhdecke bereits ungefähr unter dem Parpaner Weisshorn aus, die Tschirpendecke etwas weiter südlich, unter dem Lenzerhorn, während die Rothornschuppe ihr Ende über Brienz findet. Auch die Zone der Aroser Dolomiten schrumpft dort auf ein Minimum zusammen, um allerdings möglicherweise im Aela wieder mächtig anzuwachsen. Bereits Zündel wusste um das Ausdünnen der verschiedenen Zonen gegen Belfort hin (12, Taf. II, Prof. 1 und 13, 483).

Über den Aroser Dolomiten folgt als oberstes Glied die Silvrettadecke s. s., als eine hier nicht einfache, plattenförmig ausgebreitete Decke, sondern ein Haufwerk kleiner, oft recht kompliziert gebauter Schuppen. Die tiefste Schuppe ist die verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe, die am P. Linard mit den normal liegenden Landwasserschuppen zusammenhängt, deren Reihenfolge von SW nach NE wie folgt ist:

1. Muleinschuppe, 2. Guggernellschuppe, 3. Schaflägerschuppe, 4. Tiaunschuppe.

Die hier aufgezählten ostalpinen Decken, von der Falknisdecke bis und mit der Silvrettadecke, finden westlich der Lenzerheide keine Fortsetzung mehr. Das ganze Bergland zwischen der Heide und dem Rheintal besteht aus eintönigen Bündnerschiefermassen. Die Gebirgsgruppe des Lenzerhornes liegt somit am Rand der ostalpinen Decken, dem sich das ausgeschaltete Tal der Lenzerheide als ein ausgeprägtes Deckenrandtal entlang zieht.

B. Stratigraphie.

I. Vorbemerkung.

Bei der Ausarbeitung der Stratigraphie hielt ich mich in der Hauptsache an das von H. Eugster und W. Leupold aufgestellte Schema. Für die Bestimmung der postrhätischen Horizonte, die im Gebiet des Ducans und des Landwassers nicht vorkommen, benutzte ich vorwiegend die von Spitz und Dyhrenfurth für das Plessurgebirge und die Unterengadiner Dolomiten (13 und 46) ausgearbeitete Stratigraphie.

II. Die kristallinen Gesteine des Parpaner Rothorns.

Im südwestlichen Plessurgebirge sind vorpermische Gesteine in der Rothornschuppe und sporadisch in der Tschirpendecke erhalten. In der Rothornschuppe bilden sie eine mächtige Linse, das schon von Studer (1) beschriebene Kristallin des Parpaner Rothorns, das infolge seiner braunroten Anwitterung landschaftlich gegenüber den hellen Felsen des Weissorns und des Foil Cotschens hervortritt und seiner Erzführung wegen schon längst bekannt war. Noch heute findet man hoch oben in den Flügen des Rothorns Spuren der bereits im 16. Jahrhundert unter der Leitung des österreichischen Bergrichters Christian Gadmer regen bergmännischen Tätigkeit, und noch heute erzählt man sich im Volk von den sagenhaften Reichtümern, welche die Vertema-Franchi aus Plurs am Rothorn gesammelt haben sollen. Freilich wirkt eine sachliche Prüfung der Verhältnisse etwas ernüchternd gegenüber all den verheissungsvollen Erzählungen von den grossen Gold- und Silberschätzen des Rothorns.

Im folgenden will ich mich darauf beschränken, einige kursorisch gesammelte Daten über das Rothornkristallin anzugeben, da ich wegen Mangel an Zeit keine eingehende Untersuchung desselben vornehmen konnte.

Im Rothornkristallin können mit Leichtigkeit zwei Unterabteilungen unterschieden werden, nämlich eine nordwestliche, basischere, die hauptsächlich aus Amphiboliten in enger Wechselagerung mit Gneisen besteht, und eine diese überlagernde, südöstliche, von saurem Charakter, deren Hauptbestandteil ein Quarz-Feldspatgestein mit wechselndem Glimmergehalt bildet. Im S ist es reich an sauren Mineralien und kann am ehesten mit einer sauren Randfazies eines granitischen Magmas verglichen werden. Nach N geht es allmählich in ein granitartiges Gestein über. Die Grenze der beiden Komplexe verläuft etwa von Plan bi auf Alp Sanaspans gegen den Grat zwischen Parpaner Rothorn und P. 2899 und von dort gegen P. 2769 am Älpliorn und in den untern Teil des vom Erzhorn nach N absteigenden Grates.

Südöstlicher Teil des Kristallins. Die südlichsten Ausspitzungen findet dieses Kristallin in den drei am Lenzerhorn mit Trias verzahnten Keilen. Diese bestehen aus einem sauren, aplitähnlichen Gestein, das neben *Quarz Feldspäte*, besonders *Orthoklase*, führt. Diese treten im S mehr zurück, gewinnen jedoch gegen das Aroser Rothorn an Bedeutung. In einer Gesteinsprobe vom Sattel zwischen P. Miez und P. Naira sind sie etwa gleich stark vertreten wie der Quarz. Ausser diesen Bestandteilen kommt noch Glimmer vor, und zwar meist *Muskovit* oder sekundär entstandener *Sericit*, seltener *Biotit*, wie zum Beispiel am Fuss des P. Miez, wo ein Zweiglimmergneis auftritt. Auch eine Gesteinsprobe aus dem untersten kristallinen Keil am Lenzerhornnordwestgrat enthält Biotit. An akzessorischen Gemengteilen finden sich häufig gelb verwitternde *eisenreiche Karbonate*, die charakteristische Putzen im Gestein bilden. Daneben fand ich *Eisenglanz* in grössern Kristallen sowie, dann oft schlierenförmig angeordnet, als färbendes Pigment, ferner *Granat*, *Pyrit*, *Titanit*, *Chlorit* (sekundär entstanden), *Rutil*, *Zirkon* und, jedoch nicht sicher bestimmbar, *Zoisit*.

Der Feldspat ist reich an Einschlüssen, die zonenförmig oder unregelmässig verteilt sind und zum Teil aus Quarz (quartz vermiculé) oder Sericit, zum Teil aus unbestimmbaren Mineralien bestehen. Mit dem Quarz ist er regellos verzahnt, wie auch die Quarzindividuen unter sich mannigfaltige Verzahnungen aufweisen. Es deutet dies darauf hin, dass Quarz und Feldspat zur gleichen Zeit ausgeschieden wurden, während die oft idiomorphe Ausbildung des Glimmers auf ein grösseres Alter desselben schliessen lässt. In einzelnen Schlifften zeigt der Quarz Zeichen magmatischer Resorption.

Makroskopisch ist das Gestein schwer zu beschreiben. Die Struktur ist undeutlich körnig und mahnt am Grat Aroser Rothorn-Parpaner Rothorn stark an die des Granites, während sie am Lenzerhorngrat ganz charakterlos ist. Von den Bestandteilen erkennt man in der Regel nur den Quarz und den Glimmer, welcher ersterer freilich oft mit dem nur selten sicher bestimmbaren Feldspat verwechselt wird. Auffallend ist die rotbraune fleckige Anwitterung des Gesteins. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Gestein um eine granitisch-aplitische Bildung, mit den granitischen Partien im N, den aplitischen im S.

Am Aroser Rothorn schalten sich in den Granit schieferige Lagen eines rötlich anwitternden, sehr muskovitreichen Gneises, dem häufig tonig-kohlige Schiefer eingelagert sind. In den Moränen der Erzböden (zwischen Aroser Rothorn und Älpliorn) fand ich sogar kohlige Gesteine, die aussehen wie stark metamorphe Konglomerate, aber nicht sicher als solche bestimmt werden können. Bei diesen Bildungen handelt es sich wahrscheinlich um umgewandelte Sedimente, möglicherweise um Karbon. Am P. Miez fand ich auch im Orthogestein tonige Einlagerungen, die jedenfalls analog den Schiefen am Grat zwischen den beiden Rothörnern umgewandelte Sedimentgesteine vorstellen.

Wenig südlich des Aroser Rothorn Gipfels findet man zwischen dem den Gipfel bildenden rötlichen Gneis und dem Granit weiter unten eine Linse eines grünen basischen Gesteins eingeschaltet, das mit seiner grünweissen Streifung stark an *Amphibolit* erinnert. Die Anwitterung ist rotbraun. Häufig findet man auf den Schichtflächen Überzüge von Serpentin. Ein Dünnschliff, den ich von diesem Gestein anfertigen liess, bestand hauptsächlich aus verwitterten Plagioklaskristallen (einige Individuen konnten als Oligoklas und Andesin bestimmt werden), die in einem feinen Gemenge von Chlorit und Calcit liegen, das häufig etwas Sericit enthält. Als Nebengemengteile trifft man Titaneisen, das nicht selten einen Leukoxenrand aufweist, ferner Rutil, Eisenglanz, Pyrit und vereinzelt Zirkon.

Basischer Teil des Rothornkristallins. Die Zone vorherrschender Amphibolite wird von dem oben beschriebenen sauren Gestein durch eine Zone schieferiger Gesteine getrennt, die zum Teil *Muskovit*-, zum Teil *Biotit*- oder *Zweiglimmergneise* sind. Häufig gibt der Biotit dem Gestein ein rötliches Aussehen. Der Glimmergehalt kann in einzelnen Lagen stark zunehmen. Stellenweise enthalten die Gneise kleine, aus myrmekitisch verwachsenem Quarz und Feldspat bestehende Knötchen, die ihnen ein charakteristisches Aussehen verleihen. Nicht selten sind auch *Granatglimmerschiefer*, in denen die *Granate* bis Erbsengrösse erreichen und meist schlecht ausgebildet sind. Auf dem Totälpli findet man ferner einen biotitreichen *Augengneis*, der sehr schöne Feldspatkristalle enthält. Erwähnenswert sind auch schöne *Andalusitkristalle*. Man findet solche überall in den mit den Amphiboliten wechsellagernden Gneisen. Schon H. C. Escher erwähnt (1806) in dem von Studer publizierten Manuskript ein fleischrotes Mineral von der W-Seite des Parpaner Rothornes, in dem er Andalusit vermutet (1, 31). Auch Theobald erwähnt die Andalusite wieder (2, 159). In ganz besonders schöner Ausbildung sind sie südlich des Parpaner Rothorns vorhanden, einige 100 m nordöstlich P. 2680; sie kommen dort in ähnlichen Verhältnissen vor wie die an dem von Gramann (32) beschriebenen Fundort am Flüelapass, nämlich in Quarzlinsen, die parallel der Schichtung in einen Paragneis eingelagert sind. Die Quarzlinsen können über 0,5 m lang und mehrere dm dick werden. In ihnen liegen neben schönen Muskovitkristallen zahlreiche Andalusite, die leider meist sehr schlecht ausgebildet sind. In der Regel formen sie knollige, muskovitreiche Aggregate, aus denen man nur selten schöne Kristalle herauslösen kann. Gut ausgebildete Exemplare sind relativ selten. In der Grösse wechseln sie stark. Die grössten haben einen Durchmesser von 4 cm. Die Farbe ist meist rot, seltener grünlich. Einige Kristalle, besonders kleinere, sind im Kern dunkel-

violett, während die äussere Hülle grünlich gefärbt ist. Durchweg weisen die Andalusite eine starke Umwandlung in Glimmer auf.

Ausser Andalusit traf ich in den gleichen Gneisen noch *Turmalin*, der oft schöne Sonnen bildet, ferner *Staurolith*, und, wie schon erwähnt, *Granat*.

Auf dem Totälpli wechseln die Gneise mit Lagen von Amphibolit, die granathaltig sein können oder hie und da Einlagerungen von *Garbenschiefern* aufweisen. Charakteristisch für diese Amphibolite sind lauchgrüne, bis dm breite Bänder von dichtem *Epidot*. Kristalle von Epidot findet man auch, jedoch selten. Erwähnenswert sind ferner hell- und schwarzgrüne Hornblendefelse, die aus einem dicht verwachsenen Aggregat von Hornblendekristallen bestehen. Häufig werden die Amphibolite von weissen *Aplit-* und *Quarzbändern* durchzogen, die über 1 m dick werden können und oft reich an *Pyrit* sind. *Theobald* gibt auf seiner Karte (90) in einem solchen Band auf dem Totälpli eine alte Schürfstelle für Eisenkies an.

Von P. 2899 (zwischen den beiden Rothörnern) gegen das Parpaner Rothorn werden die Amphibolite immer häufiger. Doch findet man überall Zwischenlagerungen von oft sehr sauren Gneisen, die in Aplit oder Quarzite übergehen können. Auffallend ist die rotbraune Anwitterung der Zone der Amphibolite. Wie schon *H. C. Escher* bemerkte (1, 31), rührt diese zum grossen Teil von der Verwitterung des überall reichlich vorhandenen Pyrites her, ist zum Teil aber auch eine Folge der Verwitterung der Hornblende. Der Pyrit kommt meist in einzelnen Einsprenglingen im Gestein, vorwiegend in den Gneisen vor, reichert sich aber stellenweise bedeutend an und bildet dann eigentliche Nester. An der Oberfläche wandelt er sich leicht in Brauneisen um. Ausser Pyrit fand ich im Schutt westlich des Rothorns noch *Arsenfahlerz*, *Malachit*, *Azurit* und *Kupferkies*. Sehr häufig ist ein dunkles, eisenschüssiges *Karbonat*, das besonders auf Klüften vorkommt, dann aber auch, neben Quarz und Feldspat, als Zement einer weit verbreiteten, in Gängen auftretenden Breccie. Das spezifische Gewicht der Karbonate kann bis auf 3,3 steigen, was auf einen reichen Eisengehalt schliessen lässt. *Studer* (1, 30) gibt ferner *Magneteisen* an. An der gleichen Stelle erwähnt er des weitern kristallinen, schieferigen Kalk, den er in Felsen des Parpaner Rothorns gefunden. Dieser Fund spricht sehr für eine Parpanatur der Amphibolite, auf die einem auch ein Vergleich der oben beschriebenen Gesteine mit den Paragneisen und Amphiboliten von Bosco im Tessin führt.

Die normale Grenze des Kristallins gegen die jüngern Bildungen ist einzig am Lenzerhornnordwestgrat erhalten. Im Gegensatz zum Ducangebiet liegen diese allem Anschein nach konkordant auf jenen.

III. Perm (Quarzporphyr und Verrukano) und Skythien (Werfénien, Buntsandstein).

Ins Perm und ins Skythien gehören die mächtigen Lagen von Quarzporphyr, tuffogenen Konglomeraten (Verrukano) und Sandsteinen (Buntsandstein), die wir in Mittelbünden häufig finden. Paläontologisch lässt sich hier, wie auch bei den meisten folgenden Ablagerungen, keine sichere Altersbestimmung vornehmen, da Fossilien oder Pflanzen nur ganz sporadisch vorkommen und meist fehlen. Doch bietet die petrographische und lithologische Ausbildung des in Frage stehenden Komplexes genügend Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung. Quarzporphyre mit Überlagerungen von Tuffen und Konglomeraten sind für das Perm charakteristisch, die Sandsteine für das Skythien. Eine sichere Grenze zwischen den beiden Stufen lässt sich nicht ziehen, weshalb wir hier eine Kartierung nach Gesteinsarten der Kartierung nach Altersstufen vorzogen.

Zum Skythien gehören ausser den Sandsteinen dolomitische Übergänge dieser in die Kalke und Dolomite des Muschelkalkes, die als Campilerschichten auf der Karte abgetrennt wurden. Sehr wahrscheinlich repräsentieren diese nur den oberen Teil der Campilerschichten, so dass man sie vielleicht richtiger als skythisch-anisisches Grenzniveau bezeichnen würde (14, 377).

a. Der Quarzporphyr kommt in Decken vor, die das Kristallin nach oben abgrenzen. Einzig am P. Miez konnte ich ihn dem Kristallin eingelagert finden. Möglicherweise handelt es sich hier um ein gangartiges Auftreten des Quarzporphyrs, möglicherweise ist er dem Granit auch nur tektonisch eingeschaltet. Das wichtigste Porphyrvorkommen bildet der Deckenerguss, den man vom Kummerhubel über den Sandhubel nach W bis zur Alp Ramoz verfolgen kann. Von geringerer Bedeutung ist der Quarzporphyr für die Rothornschuppe. Dort findet man ihn einerseits, wie schon erwähnt, am P. Miez, sodann am Lenzerhornnordwestgrat im mittleren und obersten kristallinen Keil. Dieser letztere besteht fast ausschliesslich aus Quarzporphyr, den man nach S bis nach Pigni über Brienz verfolgen kann.

Der Quarzporphyr ist, wohl infolge tektonischer Beeinflussung, meist schieferig ausgebildet und zerfällt dann leicht beim Anschlagen. Seltener ist er dickbankig bis massig, wie zum Beispiel am Sandhubel. Die Farbe wechselt zwischen rot, violett, weisslich und grün, oft in schlieriger Verschlingung an ein und demselben Stück. Vorherrschend tritt in dem von mir untersuchten Gebiet Rotfärbung auf. In der Bova Gronda trifft man an einzelnen Stellen auch einen schwarzen, schieferartig ausgebildeten Quarzporphyr mit reichem Glimmergehalt.

Oft wechselt dichter, einsprenglingsfreier Quarzporphyr mit mehr bankigem, so zum Beispiel bei Alp Ramoz. Dort trifft man auch nicht selten Lagen von Quarz dem Porphyr eingeschaltet.

Von den Bestandteilen erkennt man makroskopisch 0,5 bis über 5 mm grosse Quarzeinsprenglinge und an einzelnen Orten gut ausgebildete sechseckige Glimmeraggregate, wahrscheinlich *Biotit*. Selten sieht man auch einige *Feldspatindividuen*, kenntlich an glänzenden Spaltflächen. Die Einsprenglinge können so klein werden, dass man ein homogenes dichtes Gestein vor sich zu haben glaubt, das grosse Ähnlichkeit mit feinem Arkosesandstein des obern Buntsandsteines aufweist. Häufig verrät ein feiner Seidenglanz den reichen Sericitgehalt des Porphyrs. Nicht selten finden sich ferner gelbe Putzen, wohl durch Verwitterung eisenhaltiger *Karbonate* entstanden.

Mikroskopisch erkennt man eine feine, oft fluidal angeordnete, zur Hauptsache aus *Quarz*, *Feldspat* und *Sericit* bestehende Grundmasse. Der *Sericit* ist aus Feldspäten entstanden, wie man daran sieht, dass viele dieser Kristalle in der Umwandlung zu *Sericit* begriffen sind. In der Grundmasse findet man reichlich Eisenglanz verteilt, der das färbende Pigment der roten Porphyre bildet. Zum Teil dürfte er seine Entstehung der Zersetzung der Biotiteinsprenglinge verdanken, da er sich besonders stark am Rand dieser Glimmer anhäuft.

Die Einsprenglinge bestehen zur Hauptsache aus *Quarz* von oft idiomorpher Ausbildung, der häufig Resorptionsmerkmale aufweist oder Einschlüsse von Flüssigkeiten und unbestimmbaren Kriställchen enthält. Meist ist er undulös auslöschend, oft ganz zertrümmert. Neben *Quarz* kommen auch *Feldspateinsprenglinge* vor, wahrscheinlich meist solche aus *Plagioklas*, die ebenfalls häufig Spuren starker Pressung zeigen und zum grössten Teil in *Sericit* umgewandelt sind. Seltener sind Einsprenglinge von gebleichtem *Biotit* oder von *Muskovit*, die in einzelnen Dünnschliffen in *Chlorit* übergehen. Von andern akzessorischen Gemengteilen konnte ich *Zirkon* unterscheiden, und sekundär durch Umsetzung gebildeten *Kalk-* und *Eisenspat*, ferner *Granat*, *Pyrit* und fraglichen *Apatit*.

Die Mächtigkeit des Quarzporphyrs wechselt von wenigen m bis zu mehreren 100 m am Sandhubel. Diese grossen Unterschiede sind jedenfalls sowohl primär wie auch tektonisch bedingt.

b. Quarzporphyr und Konglomerate (Verrukano). Auf Alp Ramoz und auf der Alp Sanaspans wird der Quarzporphyr von Tuffen überlagert, die nach und nach aus diesen hervorgehen. Sehr schön ist der Übergang auf Alp Ramoz am Lenzerhorngrat zu beobachten, wo der Quarzporphyr nach oben allmählich Einschlüsse aufnimmt, die um so grösser werden, je höher wir kommen. Die oft über faustgrossen Komponenten bestehen aus rotem, weissem und grünlichem *Quarz* und violetter, rotem, weisslichem und grünem *Quarzporphyr* oder *Sericitschiefer*, die wie die Quarze der Unterlage entstammen. Auch ein Turmalineinschluss dürfte wohl ursprünglich eine Einlage im Quarzporphyr dargestellt haben. Makroskopisch stellt dieser ein dichtes dunkles Gestein dar, das am ehesten an ein basisches Eruptivgestein erinnert. U. d. M. erkennt man ein Gefüge von fein verzahnten Quarzkörnern, denen

einzelne Feldspäte beigemischt sind. Auch *Rutil* und *Muskovit* sind vorhanden, dieser entweder in Form eines feinen sericitischen Gewebes oder als Einsprenglinge, ferner *Hämatit*. Ausserordentlich häufig sind kleine, blaue, oft sonnenförmig angeordnete Turmalinkristalle, die dem Turmalinfels die charakteristische dunkle Farbe geben. Einen dem hier beschriebenen ähnlichen Einschluss fand ich auch in den tuffogenen Konglomeraten auf Alp Ramoz. Typische Gneise konnte ich weder auf Alp Sanaspans noch auf Alp Ramoz als Einschlüsse finden. Dagegen traf ich zwischen P. Miez und P. Naira auf dem Grat ein Konglomerat, das etwa gleichaltrig wie das der Alp Sanaspans sein dürfte, im Gegensatz zu diesem aber Gneiseinschlüsse enthält, die dem Rothornkristallin entstammen. Dieses Konglomerat unterscheidet sich auch in der Grundmasse vom erstgenannten, da diese aus grobem Arkosesandstein besteht, dem stellenweise Tonschmitzen eingelagert sind, während die Grundmasse der Konglomerate von Sanaspans oft Anklänge an Fluidalstruktur aufweist und mit ihren, manchmal reichlich vorhandenen kleinen Quarzeinsprenglingen stark an Tuff mahnt. Gegen die tuffogene Entstehung dieser Bildungen spricht jedoch die bei vielen Einschlüssen gut ausgebildete Rundung, die stark für fluviatile Entstehung der Konglomerate ins Gewicht fällt und uns die Annahme nahe legt, dass es sich hier um verschwemmte Tuffabsätze handle. Die Farbe der Konglomerate ist, wie beim Quarzporphyr, vorherrschend rot, oft schlierig. Häufig finden sich hellere Putzen, die leicht Einschlüsse vortäuschen können.

Die grösste Mächtigkeit erreichen die tuffogenen Konglomerate mit 200 m bei Alp Ramoz. Im allgemeinen sind sie schieferig bis bankig ausgebildet und weisen zwischen den einzelnen Bänken oft Einlagerungen von Quarz auf.

Die tuffogenen Konglomerate und Schiefer entsprechen ungefähr denjenigen Bildungen, die man an andern Orten mit dem Namen Verrukano bezeichnet.

c. Sandsteine (Buntsandstein). Über den tuffogenen Konglomeraten folgen mächtige Sandsteinlagen, die stellenweise, zum Beispiel bei P. 2650 (östlich P. Musch) an der Basis, mit Konglomeraten beginnen, deren Einschlüsse hauptsächlich aus Quarz bestehen, und welche nach unten in die tuffogenen Konglomerate übergehen. Von diesen unterscheiden sie sich durch massigere Ausbidung und sandsteinartiges Zement. — Eine Einteilung des Buntsandsteins in verschiedene Stufen konnte ich nicht vornehmen. Sein Charakter bleibt durch den ganzen, zwischen P. Musch und P. Mulein etwa 3—400 m mächtigen Komplex der gleiche: Wechsel von gröberem und feinerem Sandstein, der auf dem Bruch fettglänzende, oft ziemlich grosse Quarzkörner aufweist. Die Farbe auf dem Bruch ist grünlich, rötlich oder schmutzigweiss. Die rötliche Färbung rührt von Eisenglanzeinschlüssen her, während die grünliche vermutlich durch zersetzte Feldspäte verursacht wird. Nicht selten trifft man auch grüne und rote, oft glimmerführende Schiefereinlagerungen, die ganz dicht sind und makroskopisch nicht analysiert werden können. Eine mikroskopische Untersuchung eines solchen Schiefers, an dem man makroskopisch nur einzelne Quarzkörner in einer feinen sericitisch glänzenden grünen Grundmasse unterscheiden konnte, ergab folgendes: Das Gestein besteht aus ineinander verzahnten Quarzindividuen und stark sericitisierten Feldspäten, die dem Andesin am nächsten stehen. Vereinzelt kommt auch Muskovit und Eisenglanz vor. Die Probe stammt aus den obersten Zonen des Buntsandsteins. Makroskopisch ähnliche Schiefer findet man jedoch auch in den tiefern Schichten. Doch scheinen die Ablagerungen nach oben im allgemeinen feiner zu werden.

Die grösste Verbreitung findet der Buntsandstein in der Silvrettadecke s. s., im Gebiet zwischen P. Linard und Alp Ramoz, wo er in der grossen «Antiklinale» zwischen der Lenzerhorngipfelschuppe und den normal liegenden Schuppen der Silvrettadecke emportaucht. Auch auf der Alp Sanaspans (Rothornschuppe) kommt er vor, ferner in der Tschirpendecke, wo er jedoch nur wenige m mächtig ist und bisher nicht bekannt war.

d. Campilerschichten (Skythisch-anisisches Grenzniveau). Wie schon erwähnt, bezeichne ich als Campilerschichten die Übergangsschichten des Buntsandsteins in den Muschelkalk, eine lithologisch charakteristisch ausgebildete Gesteinsfolge, die jedoch wahrscheinlich nur den oberen Teilen der Campilerschichten entspricht. Weiter unten konnte ich im Gegensatz zu Eugster keine Trennung vornehmen,

da der Charakter des Buntsandsteins zu eintönig ist. — Die Campilerschichten finden sich fast überall ausgebildet, wo Buntsandstein und Muschelkalk vorkommen, also einmal in der Lenzerhorngipfel-schuppe, sodann an der Basis einiger Landwasserschuppen, in der Rothornschuppe und in der Tschirpendecke. Sie stellen den Übergang vom Buntsandstein zum Muschelkalk dar. In ihren untern Teilen bestehen sie aus dolomitischen und kalkigen Sandsteinen. Nach oben tritt der Sandgehalt zurück, und auf seine Kosten wächst der Dolomit- und Kalkgehalt an, bis oben schliesslich sandfreie Dolomite oder Kalke hervorgehen. Der Übergang erfolgt nicht stetig, sondern oszillierend. Fossilien fand ich keine in diesen Schichten. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa 12 m. Während sie im Bruch grau und charakterlos sind, fällt ihre gelbe, an Rauhwaacke erinnernde Anwitterungsfarbe schon von weitem auf.

Ein schönes Profil durch die Campilerschichten bietet der E-Hang des P. Mulein. Dort folgen von unten nach oben:

1. 10 m braun anwitternde bankige bis schieferige Sandsteine, die nach oben Calcium und Magnesiumcarbonat aufnehmen. Die schieferigen Partien weisen sericitische Oberfläche auf und zeigen stellenweise rötlichbraune Schichtüberzüge, wie solche für die Campilerschichten charakteristisch sind.
2. 1 m mächtige, braun anwitternde Bank von kieseligem Dolomit mit blauem Bruch.
3. $\frac{1}{2}$ m blau anwitternde, kalkig-kieselige plattige Bänke mit toniger Oberfläche, die von korallenähnlichen Wülsten überzogen ist.
4. $\frac{1}{2}$ m dolomitisch-kalkige Sandsteinbank.
5. 1 m dolomitisch-kieselige Kalkbänke. Braun und bläulich gefleckte Anwitterung, blauer Bruch. Bänke bis 80 cm dick.
6. $\frac{1}{2}$ m stark kalkige, recoarokalkähnliche Plattenkalke, stellenweise schieferig. Enthalten kleine Fossilresten.

Gut ausgebildet ist das Niveau der Grenzsichten ferner am Culmet beim P. Musch, wo es durch zirka 30 m mächtige, zum Teil kieselige Dolomite mit eingeschalteten sandigen schwarzen Schiefern vertreten ist.

In der Rothornschuppe sind die Campilerschichten ähnlich wie oben ausgebildet.

In der Tschirpendecke sind sie weit weniger mächtig wie in der Silvrettadecke. So wird zum Beispiel in der Klus am Älplisee der Übergang des Buntsandsteins in den Muschelkalk durch eine nur wenige dm dicke Wechsellagerung von dolomitischen Linsen und rotem Buntsandstein vollzogen (vgl. Fig. 12). — Am Weisshorn N-Grat scheinen in den Campilerschichten der Urdenschuppe auch Rauhwaacken vorzukommen. Da diese Rauhwaacken jedoch grosse Ähnlichkeit mit in der Nähe vorkommender Raiblerrauhwaacke aufweisen, ist es zweifelhaft, ob in ihnen nicht verschuppte carnische Bildungen vorliegen.

IV. Anisien (Muschelkalk).

Das Anisien ist in dem von mir behandelten Gebiet sehr verbreitet und zeichnet sich durch eine auffallende Konstanz in der Ausbildung aus. Es kommt in allen grösseren tektonischen Einheiten vor mit Ausnahme der Zone der Aroser Dolomiten.

a. Silvrettadecke s. s. Der Muschelkalk geht, wie schon bei der Behandlung der Campilerschichten dargelegt wurde, allmählich durch Wechsellagerung aus diesen hervor.

1. An der Basis finden sich in der Regel plattige, oft etwas dolomitische Kalkbänke, die reich sind an kleinen runden Crinoiden, wahrscheinlich Dadocrinen. Auch Pentacrinen und grössere runde Crinoiden (Durchmesser bis 7 mm) sowie Siphoneen findet man darin. Die Schichten sind plattig bis bankig, im allgemeinen heller als die höhern Kalke. Häufig trifft man gelb anwitternde Tonbeläge auf den Schichtflächen. In den untern Teilen sind nicht selten Dolomitbänke eingeschaltet, die durch ihre helle Anwitterungsfarbe charakteristisch sind. Diese Schichten, deren Mächtigkeit zwischen wenigen m und 20 m schwankt, entsprechen den *Gracilisschichten* des Ducangebietes.

2. Darüber folgen gegen 70m blaue, dunkle, hie und da korallogene Kalke, die *Recoaro-*, *Brachio-* *poden-* oder *Knollenkalke*, in die schwarze Hornsteine eingelagert sein können. Die Schichtflächen sind von schwarzen, gelb anwitternden, hie und da rötlichen (Lenzerhorn) Tonhäuten überzogen, die grossen Reichtum an Crinoidenstielgliedern aufweisen. Am P. Linard fand ich sehr schön ausgebildete Schnecken, die wahrscheinlich einer *Trochus-* oder *Turboart* angehören. Ihre Windungen sind glatt. Die Breite der Schnecken, die grösser ist als die Höhe, schwankt bei den meisten Exemplaren zwischen 0,5 und 2 cm. Am Spitzig Grätli fand ich auch Querschnitte von *Terebrateln*, chemnitzienähnlichen Schnecken, sowie *Lumachelle*.

3. Über den Recoarokalken folgen knollige Dolomite, die dank ihrer braunen Farbe leicht kenntlich sind und in ihrer Ausbildung stark an die Recoarokalke mahnen, weshalb wir sie *Recoaro-* oder *Knolldolomite* nennen wollen. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa 20 m. Am Spitzig Grätli und an einigen andern Orten werden die obern Horizonte der Dolomite teilweise stark mergelig. Manchmal enthalten die Recoarodolomite Kalkdrusen, oder, wie am Linard und Spitzig Grätli, eigrosse dolomitisch-kieselige Knollen. An Fossilien fand ich Schnecken, die ganz den am Linard in den Recoarokalken gefundenen gleichen, sowie grössere, schlecht erhaltene Versteinerungen, die ich am ehesten für Ammoniten halte. Die Schichten 1—3 werden wir im folgenden oft unter dem Namen «unterer Muschelkalk» zusammenfassen.

4. Als oberstes Glied des Anisiens findet man einen dunklen, körnigen, oft aschgrau anwitternden Dolomit, der stellenweise reich an *Encrinus*stielgliedern, schwarzen *Silexknollen*, Kalkspatdrusen oder Quarzgekröse ist, den sogenannten *obern Muschelkalk* oder *Trochitendolomit*. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa 15—20 m. Ab und zu enthält er mergelige Bänke, die sich durch eine hellere Anwitterungsfarbe auszeichnen.

Anschliessend mögen einige Profile durch den Muschelkalk folgen: Profil in der E-Wand des P. Mulein (Fortsetzung des bei der Behandlung der Campilerschichten angefangenen Profils).

6. 0,5 m stark kalkige, recoarokalkähnliche Plattenkalke und Schiefer mit vielen kleinen unkenntlichen Fossilresten.
7. 0,5 m braune sandige Schiefer.
8. 1,5 m blaue plattige Kalke mit gelb anwitternden Tonbelägen auf den Schichtflächen. Bänke bis 40cm dick.
9. 80 cm leuchtend gelb anwitternde, kieselig-kalkige Dolomite mit schwarzen Tonbelägen auf den Schichtflächen.
10. Zirka 40 m knollige Kalke. Die untersten Schichten sind noch plattig, enthalten eine gelbe Dolomitbank und zahlreiche kleine Crinoidenresten, sowie auch ein etwa 7 mm dickes *Encriniten*bruchstück. Mit den Schichten 6—9 repräsentieren diese letztern den *Gracilishorizont*, während die höhern Schichten von 10 den *Recoarokalken* angehören.

Recoarodolomit und oberer Muschelkalk sind hier tektonisch reduziert. Besser kann man sie unter P. 2790 zwischen Alp Ramoz und Murtirus beobachten, wo sich uns ein schönes Profil vom Quarzporphyr bis in den Arlbergkalk bietet, das ich hier zur Illustration (Fig. 1) anführen werde:

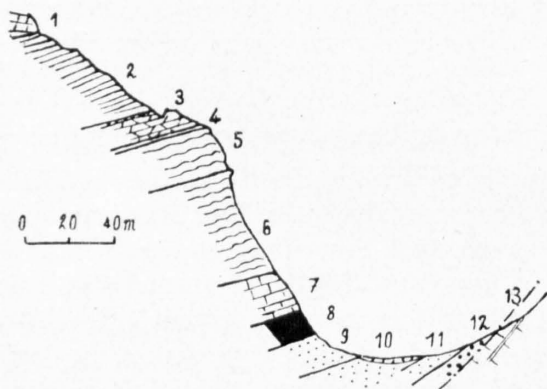


Fig. 1. — Profil unter P. 2790 (östlich Ramoz).

1. Diskordant an Arlbergkalk stossender Dolomit.
2. 50 m *Arlbergkalk*. (S. Kapitel Ladinien.) Rötlicher, dickbankiger Kalk, mit gelben Kalkschiefern wechselnd. Wechsellagert mit braunem Dolomit, der zahlreiche unbestimmbare Schnecken enthält. Auch Lagen von aschgrauem, körnigem Dolomit kommen vor, der stellenweise korallogenen Habitus aufweist und seitlich in Kalk übergehen kann. Nach unten werden die Kalke schieferiger. Häufig, besonders in den tiefern Teilen, sind sie von Rauhwackebändern durchzogen. Die Schiefer grenzen unten scharf an:
3. 15 m schwarzgrauen *Trochitendolomit*, reich an *Encriniten*. Kleine Exemplare herrschen gegenüber den grössern vor. Oben massig, wird nach unten heller u. bankig.

4. 3 m graue, plattige und tonige, grau und gelb anwitternde Dolomitbänke. Bilden den Übergang der Trochitendolomite in die Recoarodolomite.
5. 20 m knolliger *Recoarodolomit* mit Kalkspatdrusen. Die obersten 2 m sind dunkel und körnig, die nächsten 3 m schwach tonig und gelblich. Darunter folgen die oft rotbraun gefleckten typischen Recoarodolomite.
6. 50 m blaue knollige *Recoarokalke* mit einzelnen korallogenen Schichten.
7. 20 m helle, bankige, gebänderte Kalke, die nach unten schieferig, dolomitisch und kieselig werden. Sie entsprechen den *Gracilisschichten*. Gehen über in
8. 10 m *Campilerschichten*, die in der üblichen Ausbildung als kieselige Dolomite und dolomitische Sandsteine vorkommen.
9. 15 m Buntsandstein.
10. Schutt.
11. 10 m Buntsandstein.
12. Grüner und roter, geschieferter Quarzporphyr.
13. Dolomite der Aroser Dolomitenzone.

Die verschiedenen Stufen sind schon von weitem infolge ihrer auffallenden Farbkontraste leicht kenntlich.

b. Rothornschuppe. Der Muschelkalk der Rothornschuppe am NW-Grat des Lenzerhornes weist grosse Analogien mit dem der Silvrettadecke s. s. auf, so dass wir im grossen ganzen auf obige Ausführungen verweisen können und hier nur einige erwähnenswerte Details folgen lassen: Die Gracilisschichten sind in der W-Flanke des Lenzerhornes stark marmorisiert und enthalten eine auffallende korallogene Bank.

Der obere Muschelkalk ist etwas mächtiger entwickelt wie in der Silvrettadecke s. s. Es folgen von oben nach unten (vgl. Fig. 4):

13. 20 m dunkelgraue Dolomite mit spätiger Ausbildung, reich an Dadocrinen und Encriniten.
12. 6 m graue, dünnbankige Dolomite, heller als 11 und 13.
11. 10 m dunkle, körnige Dolomite mit schwarzen, im Querschnitt oft konzentrisch gestreiften Kieselknauern und weissen Kalkspatdrusen, bankig ausgebildet, enthalten im oberen Teil eine encrinitenführende Bank.

c. Tschirpendecke. Der Muschelkalk der Tschirpendecke zeichnet sich dadurch aus, dass die Gracilisschichten mit den nur schwach oder gar nicht (Weisshornnordgrat) knolligen Recoarokalken auf wenige m reduziert den untern Muschelkalk bilden. Die Recoarodolomite fehlen, dagegen ist der obere Muschelkalk sehr gut ausgebildet und reich an schwarzen Hornsteinknollen sowie Encriniten. Auch weisses Quarzgekröse und Kalkspatdrusen kommen vor. Sehr schöne Encriniten, die bereits Studer erwähnt (1, 17) und die Boehm (5, 550) als *Encrinus granulosus* angibt, findet man auf der W-Seite des Weisshornes. Wahrscheinlich gehören die Dolomite, denen sie entstammen, ins Anisien, vielleicht aber schon ins Ladinien.

d. Erzgehalt des Muschelkalkes. Die wichtigsten Erze des Muschelkalkes sind die auf einigen Ruchelzonen des obern Muschelkalkes zwischen Schmitten und Wiesen vorkommenden *Malachite* und *Azurite*, die wahrscheinlich ein metasomatisches Ausscheidungsprodukt sind. Eisen kommt nur in Schichtüberzügen als *Brauneisen* vor und ist nirgends nennenswert angereichert.

V. Ladinien.

Ebenso allgemein verbreitet wie das Anisien ist das Ladinien. Im Gegensatz zu jenem ist dieses jedoch nicht sehr gleichförmig ausgebildet, sondern wechselt in seiner Ausbildung von Decke zu Decke rasch. Sogar in der Silvrettadecke s. s. macht es von NE nach SW einige Änderungen durch.

a. Silvrettadecke s. s. In der Silvrettadecke lassen sich mit leichter Mühe zwei Unterabteilungen im Ladinien erkennen, nämlich eine untere, zum grössten Teil aus gelben Kalkschiefern und Kalkbänken bestehende, die einzelne Lagen von Rauhwacken und Dolomiten enthalten, sowie eine obere, dolomitische, der *Arlbergdolomit*. Die beiden werden voneinander durch eine im NE gut ausgebildete Grenz-

zone, das *Mittelladinien*, getrennt. Während der untere Teil des Ladinien im NE nur in den tiefern Teilen aus den erwähnten Kalkschiefern besteht, in seinen höhern dagegen durch dunkle, bankige Dolomite vertreten wird, wird er möglicherweise am P. Linard ganz von den gelben Schiefern und Kalke gebildet. Diese Schiefer entsprechen faziell dem anisich-ladinischen Grenzniveau Eugsters (Mittlere Rauhwacke). Da sie jedoch in dem hier behandelten Gebiet zweifellos auch grosse Teile des am Ducan zwischen dem Grenzniveau und dem *Mittelladinien* liegenden Arlbergkalkes vertreten, ihn stellenweise vielleicht in seiner Gesamtheit ersetzen und zudem aus Kalk bestehen (Rauhwacke bildet nur untergeordnete Einlagerungen), fasse ich sie, zusammen mit dem im NE unter dem *Mittelladinien* liegenden Dolomit, als *Arlbergkalk* zusammen.

Ein schönes Profil durch das Ladinien bietet der vom Linard über den Culmatsch gegen P. 2202 führende Grat:

1. *Arlbergdolomit* (Enthält vielleicht noch unterstes Carnien), 100 m graue, schlecht gebankte, grobkörnige Dolomite, mit knorriger Schichtfläche, häufig brecciös. Werden nach oben besser gebankt.
2. 10 m braungraue, gut gebankte, stark korallogene Dolomite mit knolliger Oberfläche.
3. 40 m graue, plattige Dolomite mit glatten Schichtflächen.
4. 10 m dünnbankige Dolomite mit Schnecken.
5. 15 m graue, stark brecciöse, korallogene Dolomite.
6. 6 m heller, bankiger bis plattiger Dolomit.
7. 10 m dunkler, sehr grobspätiger Dolomit. Enthält möglicherweise Siphoneen. Gleicht stark dem encrinitenhaltigen Dolomit des *Mittelladinien*. 4—7 entsprechen möglicherweise dem *Mittelladinien*.
8. 4 m blaugraue, bankige Kalke mit glattem bis feinkristallinem Bruch. 8—30 entspricht dem *Arlbergkalk* (inkl. mittlere Rauhwacke).
9. 20 m dunkler Dolomit, wie 7.
10. 4 m Kalke, wie 8. Zwischenlagerungen von gelblichen, tonigen Schiefern.
11. 7 m bankiger Dolomit, mehr oder weniger grobkörnig, oft mit eisenhaltigen Überzügen auf den Schichtflächen.
12. 1 m blaue, tonige Kalke.
13. 6 m plattige, helle Dolomite mit braunen Schichtüberzügen.
14. 20 m bläuliche, gelb anwitternde tonige Kalke, gebankt bis schieferig.
15. 0,5 m mächtige, hell anwitternde Kalkbank.
16. 1 m gelbe Rauhwacke, enthält häufig Kalkeinschlüsse.
17. 1 m rötliche Kalkschiefer.
18. 7 m Kalke und Schiefer wie 14. Korallenartige Wülste auf einzelnen Schichtflächen.
19. 2 m gelbliche und rötliche Kalktonschiefer.
20. 2 m wie 18.
21. 2 m Rauhwacke und Kalkschiefer.
22. 3 m bläulich-rötliche Kalke.
23. 4 m gelbe Rauhwacke.
24. 20 m rötliche und bläuliche Kalke, Kalkschiefer und gelbe Mergel mit einigen Bänken Rauhwacke. Die Schiefer sind oft etwas sandig und weisen hie und da korallogene Wülste auf.
25. 4 m plattiger, grauer Dolomit mit knolliger Oberfläche.
26. 1 m gelbe, plattige, teilweise papierdünne glimmerführende Mergelschiefer.
27. 2 m gelbe Rauhwacke, wechsellagernd mit gelben Mergelschiefern.
28. 1 m bläuliche, plattige Kalke.
29. 1 m gelbe Mergelschiefer und rötliche Kalkschiefer.
30. 20 cm gelbe Rauhwacke.
31. 8 m dunkelgrauer, massiger, grobspätiger Dolomit mit Kalkspat- und Quarzdrusen. Bildet mit 32 den *obern Muschelkalk*.
32. Stark toniger, hellbraun anwitternder Dolomit mit ebenen Schichtflächen. Die gleichen Schichten enthalten am Lenzerhorn Encriniten.
33. Knollige *Recoarodolomite*.

Die Mächtigkeit des Arlbergkalkes ist hier ausserordentlich gross, etwa 100 m. Vergleichen wir damit den schieferigen Arlbergkalk des bei der Behandlung des Muschelkalkes angeführten Profils

östlich Ramoz unter P. 2790, so fällt uns auf, dass er dort nur etwa halb so mächtig ist wie am P. Linard. Seine Mächtigkeit nimmt somit nach SW zu, indem er auf Kosten der am Tiaun zwischen ihm und das Mittelladinien eingeschalteten Dolomite anwächst, so dass er am P. Linard unmittelbar an Schichten grenzt, die wahrscheinlich dem Mittelladinien entsprechen. Analog zu unserm Gebiet nimmt auch am Ducan die schieferige Ausbildung des Arlbergkalkes von E nach W an Mächtigkeit zu.

Der Charakter des schieferigen Arlbergkalkes bleibt im ganzen hier untersuchten Teil der Silvrettadecke derselbe: Gelbe Schiefer wechseln mit rötlichen und bläulichen Kalken sowie einzelnen Lagen von Dolomit und Rauhwacke in mannigfaltiger und regelloser Folge.

Die im NE zwischen diesen Schiefen und dem Mittelladinien liegenden Dolomite sind am Tiaun etwa 40—50 m mächtig. Ihre Farbe ist grau. Sie sind gut gebankt, oft schwach tonig und weisen durchweg ausserordentlichen Reichtum an Korallen auf.

Das *Mittelladinien* ist sehr gut am Tiaun ausgebildet, wo es bei P. 2201, einer leicht zugänglichen Stelle, etwa 30—40 m Mächtigkeit aufweist und in seinen untern Teilen aus grauen, oft korallogenen glatten Dolomiten besteht, die reich an Schnecken sind. Es dürfte sich bei diesen hauptsächlich um *Coelostylinia* sp. und *Naticopsis*-arten handeln. Interessant sind auch kleine, massenhaft vorkommende, gefiederte Kalksprenkel, wahrscheinlich Überreste von Fossilien. Über dem Schneekendolomit folgt grobspätiger, dunkler Dolomit, der bis 4 mm dicke Stielglieder von Ecriniten enthält und sehr an den obern Muschelkalk erinnert. Nicht selten finden sich im Mittelladinien auch gebänderte Dolomitschiefer mit roten tonigen Belägen eingeschaltet.

Der *Arlbergdolomit* besteht aus grauen, bankigen bis schieferigen, zum Teil korallogenen Dolomiten, die oft rötliche oder bräunliche eisenschüssige Überzüge auf den Schichtflächen aufweisen. Im NE, am Tiaun, enthält er häufig mehrere m mächtige Lagen von gebänderten Dolomitschiefern, während er weiter südwestlich vorwiegend bankig ausgebildet ist. An Fossilien ist er arm. Relativ häufig findet man Siphoneen darin, sowie Schnecken, die in einzelnen Bänken stark angereichert sind und diesen dann ein mittelladinienähnliches Aussehen geben, was ganz besonders der Fall ist, wenn die schneckenhaltigen Dolomite mit dunklen grobspätigen Dolomiten vergesellschaftet sind, was sehr häufig vorkommt.

Charakteristisch für den Arlbergdolomit ist eine stark brecciöse Ausbildung der Schichten. Im NE des Gebietes bildet er eine mächtige Breccienmasse, die ihrem Aussehen nach wahrscheinlich eine Primärbreccie vorstellt. So verlaufen einzelne Schichten manchmal einige dm weit ganz ungestört, um dann plötzlich in Breccie überzugehen. Häufig sind auch die Schichten etwas verbogen. Das Zement ist meist dicht und besteht aus dem gleichen Material wie die Einschlüsse. Die Einschlüsse sind immer kompakt und zeigen nie Anzeichen einer starken Pressung, wie wir solche bei tektonischen Breccien fast immer finden. — Die gleiche Breccie ist in allen dolomitischen Horizonten der Trias ausgebildet, jedoch nirgends in dem Masse wie im Arlbergdolomit am Tiaun. Da sie als Primärbreccie durch submarine Rutschungen entstanden sein muss, deutet sie darauf hin, dass in der Trias schon orogenetische Kräfte tätig waren, die ganz besonders in der Gegend des Tiauns eine starke Auswirkung zeigten.

Die Mächtigkeit des Arlbergdolomites wechselt stark, wohl zum Teil infolge tektonischer Einflüsse, zum Teil dürfte der Wechsel aber auch primär bedingt sein. Die grösste Mächtigkeit erreicht der Dolomit mit etwa 250 m in den Wänden über der Strasse Schmitten-Alvaneu. Am P. Linard, wo allem Anschein nach normale Verhältnisse vorliegen, beträgt sie etwa 150 m.

b. In der Rothornschuppe machen sich im Ladinien nicht unwesentliche Unterschiede gegenüber dem Ladinien der Silvrettadecke s. s. geltend. Über dem obern Muschelkalk folgen am Lenzerhorn-nordwestgrat (vgl. Fig. 4, p. 44):

14. 60 m heller, oft toniger, gut gebankter Dolomit. Die durchschnittlich 40 cm dicken gebänderten Bänke wechseln mit dünnern, oft schieferigen Lagen. Häufig trifft man tonige, oft eisenschüssige Beläge auf den Schichtflächen. In einzelnen Bänken sind kleine, oft unkenntliche Fossilreste reichlich angehäuft. Wahrscheinlich vertreten diese Schichten den *Arlbergkalk*. Darüber folgen:

15. 40—50 m dickbankige bis massige grobkristalline dunkle Dolomite mit Ecriniten und Siphoneen. Diese werden ihrerseits wieder von einer

16. ganz mit Encriniten durchspickten Dolomitbank überlagert, die zudem sehr reich an Siphoneen ist. Diese Bildung dürfte am ehesten dem Mittelladiniens entsprechen. Eventuell müssen auch die darunter befindlichen Dolomite teilweise dazu gerechnet werden.

17. Über dieser markanten Bank folgen zuerst 3 m schieferige Dolomite, sodann etwa 30 m mehr oder weniger massige, dunkle Dolomite, die reich sind an Siphoneen. Wahrscheinlich entsprechen diese den *Arlbergdolomiten*.

Die im Ladinien der Rothornschuppe gefundenen Siphoneen bestimmte ich nach Pia (87) als: *Diplopora annulata*, SCHAFF. Der Durchmesser variiert von 1 bis 3 mm. 60 bis 70 % desselben entfallen auf den innern Hohlraum, das übrige fällt auf die Schale. Mit abnehmendem Durchmesser verschiebt sich das Verhältnis der Schale zum Hohlraum zu Ungunsten des letztern. Bei einzelnen Exemplaren nimmt dieser über 80 % des Durchmessers ein. Die Kalkschale wird von Poren durchsetzt, deren Durchmesser von innen nach aussen ungefähr gleich bleibt. Bei einigen Stücken scheint er sich nach aussen zu erweitern. Vielleicht liegt hier *Diplopora debilis*, GÜMB. vor. Doch lässt die schlechte Erhaltung der Exemplare keine eindeutige Bestimmung zu. Ausser den beiden hier erwähnten Siphoneen kommt vielleicht noch *Gyroporella ampleforata*, GÜMB. vor.

Brecciöse Ausbildung der Schichten ist in der Rothornschuppe über das ganze Ladinien verbreitet, erreicht jedoch nirgends die gleiche Bedeutung wie am Tiaun.

c. In der Tschirpendecke lassen sich im Gegensatz zur Silvrettadecke keine Unterabteilungen im Ladinien unterscheiden. Dieses ist vielmehr als heller oder dunkler Dolomit ausgebildet.

d. Erzgehalt des Ladiniens. Im grossen Ganzen kann die ladinische Stufe als recht eisenreich bezeichnet werden, wie die zahlreichen rötlichen und braunen Schichtüberzüge zeigen. Meist ist das Eisen gleichmässig durch das ganze Gestein verteilt. Angehäuft findet es sich nur im Bleiberg westlich des Tiauns, wo es in einzelnen Ruschelzonen als *Brauneisen* vorkommt. Wichtiger als das Eisen ist Bleiglanz, der sich, wahrscheinlich als metasomatisches Abscheidungsprodukt, in Ruschelzonen des Arlbergdolomites und des Mittelladiniens am Bleiberg (über der Schmittenalp) und am Guggernellgrat nördlich P. 2706 abgeschieden hat und zu verschiedenen Malen ausgebeutet wurde. Ausser Eisen- und Bleierzen findet man im Arlbergdolomit in der Lenzerhorn Gipfelschuppe im Hintergrund der Alp Sanaspans *Malachit* und *Azurit*. Diese Erze sind nicht in ausbeutbarer Menge angehäuft, und kommen, wie der Bleiglanz, in stark zermürbten Zonen vor.

VI. Carnien.

Das Carnien habe ich nach dem Schema von H. Eugster und W. Leupold in drei Unterabteilungen geteilt, nämlich von unten nach oben: *Prosantoschichten*, *Alteindolomit* und *Raibler*. In der Silvrettadecke s. s. und der Rothornschuppe lassen sich alle drei Glieder unterscheiden, in der Tschirpendecke nur die Raibler.

a. Die Silvrettadecke s. s. *Prosantoschichten*. Charakteristisch für die Prosantoschichten sind dunkle, blaugraue bis grauschwarze dünngeschichtete Kalke mit mehr oder weniger muscheligem Bruch und schwarzen Hornsteinkonkretionen. Die Schichtflächen sind von schwarzen, oft bituminösen und opaleszierenden oder kohligen Tonhäuten überzogen, die nicht selten durch Eisenerz rot gefärbt sind. Neben den Kalken kommen auch dunkle, vorwiegend dünnbankige und gestreifte, oder geschieferte Dolomite vor.

Am Schafläger in der Guggernellkette findet man folgendes Profil (von oben):

1. Alteindolomit.
2. 20 m graue, gleichmässig plattige Dolomite mit gelben und roten Tonüberzügen. Dicke der Platten zirka 10 cm.
3. 10 m blaue, stellenweise wulstige Kalkbänke mit rot und gelb gefleckten Schichtüberzügen. Bruch glatt und muscheliger. Platten bis 20 cm dick, zum Teil schieferig. Enthalten schwarze Hornsteinknollen sowie Abdrücke von Fischen, die von einem feinen blauen Lazulithschleier überzogen sind.

4. 15 m glatte, gebänderte Dolomite, wie 2.
5. Breccie, gehört vielleicht zum Arlbergdolomit, vielleicht in die untern Prosantoschichten, wie einzelne schwarze Hornsteinknollen vermuten lassen.

Ein sehr schönes Profil ist an der Alvaneuer Säge an der zu den Maiensässen hinaufführenden Strasse aufgeschlossen.

1. (Bei der Biegung des Weges.) Unterer Alteindolomit, bestehend aus 10 m hellen bis 1 m dicken dolomitischen Bänken, wechsellagernd mit dünnern blauen Kalkbänken. Hier und da Einlagerungen von schwarzen Kieselknollen.
2. 10 m blaue, dünnplattige bis schieferige Kalke mit muscheligen Bruch. Häufig weisen die Schichtflächen kohlige Überzüge oder opaleszierende bituminöse Beläge auf, ab und zu auch eisenschüssige gelbe und rote Tonlagen. Schwarze Kieselkonkretionen sind nicht selten. Ausserordentlich verbreitet sind kleine unbestimmbare Fossilreste. — Die Schiefer und Kalkbänke 2 sind sehr charakteristisch für die Prosantoschichten.
3. 11 m dolomitische und kalkige Bänke, deren Dicke durchschnittlich 5—10 cm beträgt. Die an 2 grenzenden Bänke sind bedeutend dicker. Die Schichtflächen sind meist von braungelben Tonhäuten überzogen. Der Magnesiumgehalt wechselt stark. Bei den dolomitarmen Lagen ist der Bruch muscheligen, wird jedoch um so splitteriger, je mehr der Magnesiumgehalt zunimmt. Während der Bruch frisch blau ist, wird er schon nach einigen Jahren durch die Verwitterung grau.
4. Schutt.

Der *Alteindolomit* hebt sich durch seine weisse Farbe gut von den dunklen Prosantoschichten ab. In dem oben beschriebenen Profil geht er durch Wechsel von hellen Dolomitbänken mit dunklen Kalkbänken aus den Prosantoschichten hervor. Am Guggernell jedoch bildet seine Grenze gegen diese ein etwa 30 m mächtiger Komplex eines grobkristallinen grauen Dolomites. Dieser enthält im Kar zwischen Guggernell und Schafläger an einer Stelle zahlreiche *Encriniten*, deren Durchmesser im Mittel etwa 3 mm beträgt. Interessant ist, dass die Crinoidendolomite von dichten hellen Dolomiten begleitet werden, die reich an Gastropodenabdrücken sind, so dass sie ganz an das Mittelladinien erinnern. Sie unterscheiden sich jedoch durch schwarze Hornsteinknollen und -Lagen von diesem. — Im SW der Silvrettadecke scheinen die grauen Dolomite der in dem zuletzt erwähnten Profil beschriebenen Übergangsstufe zu weichen.

Über den grauen Dolomiten folgen am Guggernell etwa 50 m auffallend weisse Dolomite, die Neigung zu karriger Ausbildung verraten. Die gut gebankten Schichten werden nach oben tonig und gehen in Raibler über. Charakteristisch für den Alteindolomit ist das häufige Auftreten von weissen Quarzgekrösen, die, wie einzelne Übergänge zeigen, aus Fossilien hervorgegangen sind. Häufig sind ferner schwarze, zum Teil genetisch mit diesen verwandte Hornsteinknollen, sowie bis über 20 cm dicke schwarze und helle Hornsteinlagen. Am Schafläger fand ich sogar eine 1 m mächtige Lage von hellen Quarzbänken, die ganz an dichte Buntsandsteinquarzite mahnen.

Im SW des Gebietes wird die auffallend helle Farbe des Alteindolomites mehr zu einem hellen Blaugrau, so dass dieser oft nur mit Mühe von andern Dolomiten unterschieden werden kann.

Fossilien sind stellenweise nicht selten, meist verkieselt und schlecht erhalten. Ich fand am Tiaun: *Pecten* sp. gleicht in Form und Berippung *Pecten subaequicostatus*, Bitt. (77, Taf. XVIII, Fig. 27 und 28). Die Rippen weisen jedoch nicht die gleiche alternierende Stärke wie in der zitierten Abbildung auf. Die mittleren sind am stärksten, die randlichen am schwächsten ausgebildet. Konzentrische Streifung schwach, nur am untern Rand deutlich sichtbar. *Encrinus* cf. *liliiformis*, SCHL. Auf einzelnen Schichtplatten kommen zahlreiche verkieselte und deshalb durch die Verwitterung gut herauspräparierte Stielglieder vor. Ihr Durchmesser schwankt von 2 bis zu 5 mm. Ein Exemplar fand ich auch, bei dem ausser einigen Stielgliedern noch die 5 Basalia des Kelches erhalten sind. cf. *Terebratula*. Verkieselte Brachiopoden, deren Deltarium in Lage und Grösse ungefähr dem der Terebrateln entspricht. Nicht selten finden sich auch *Bactryllien* sowie chemnitzienähnliche Gastropoden.

Die Raibler sind besonders gut in der Crapanaira und bei Belfort aufgeschlossen. Sie bestehen zur Hauptsache aus helleren und dunkleren gelben *Rauhwacken*, deren Zellengrösse sehr stark wechselt.

Als Einschlüsse enthalten sie vorwiegend rote und grüne, tonig-kieselige Schmitzen oder Dolomitbrocken. Die mikroskopische Untersuchung eines grünen tonig-kieseligen Einschlusses zeigte, dass er neben Ton ein stark verzahntes Quarzfeldspatgefüge enthält, das von zahlreichen eisenhaltigen Kalzitkristallen durchspickt ist. Ausserdem enthält er Sericit, vereinzelte Muskovitlamellen, Chlorit, Eisenglanz, Magnetit, Titaneisen, Rutil und Pyrit. Wahrscheinlich gehört er einer sauren Abspaltung eines Magmas an. In der mineralischen Zusammensetzung mahnt er an die sauren Partien des Kristallins des Parpaner Rothorns.

Neben den eigentlichen Rauhwacken kommen auch solche vor, welche durch Zertrümmerung von Dolomitschiefern entstanden sind (im Tobel östlich Belfort). Ebenfalls finden sich, besonders an der untern Grenze, tonige Dolomite und gelbe, bactryllienhaltige Dolomittonschiefer. Auf der Kreuzalp enthalten die Raibler, wahrscheinlich in ihren oberen Horizonten, roten und schwarzen glimmerhaltigen Sandstein, wie solcher auch im Ducangebiet vorkommt (14, 383).

b. In der Rothornschuppe können die drei Carnienstufen auch unterschieden werden, wenn sie auch nicht so gut ausgebildet sind wie in der Silvrettaecke s. s. Am Lenzerhornnordwestgrat liegen über dem Arlbergdolomit 15 m plattige, gebänderte bis schieferige, oft etwas kalkige Dolomite (Fig. 4, 18, p. 44), die häufig rötliche Tonüberzüge aufweisen und wahrscheinlich Vertreter der *Prosantoschichten* sind. Darüber folgen 80 m eines hellen, feinkristallinen Dolomites, der Siphoneen und Quarzgekröse enthält. Einige Rauhwackebänder, die ihn durchziehen, gehören möglicherweise in die Raibler, während der Dolomit selber wahrscheinlich *Alteindolomit* ist.

Die *Raibler* sind in grosser, tektonisch bedingter Mächtigkeit (300 m) in der Bova Gronda aufgeschlossen. Ihre Zusammensetzung ist im grossen Ganzen dieselbe wie in der Silvrettaecke. Zur Hauptsache bestehen sie aus vorherrschend gelb, dann auch grau bis schwarz gefärbter Rauhwacke, die häufig mit Dolomiten und Mergeln wechsellagert. Auffallend ist ein schwärzlicher sandiger Mergel mit rundlichen, konkretionsartigen Einschlüssen, die sich blätterig abschälen lassen. Erwähnt sei hier noch ein Gipsvorkommen bei Lai über Lenz. Einschlüsse von Quarzporphyr in Rauhwacke, die am gleichen Ort vorkommen, dürften wohl tektonisch eingewalzt sein, da die Rauhwacke hier unmittelbar an Quarzporphyr grenzt. An Fossilien fand ich in der Bova Gronda Lamellibranchiaten, die einige Ähnlichkeit mit der von Spitz (46, Taf. I, Fig. 15) aus dem Unterengadin abgebildeten *Lima* haben.

c. In der Tschirpendecke konnte ich im Carnien nur die aus Rauhwacken, Mergeln und oft brecciösen Dolomiten und Kalken bestehenden *Raibler* unterscheiden, die westlich des Weissorns, in dessen N-Wand, bei P. 2407 und am N-Fuss des Tschirpens unter P. 2733 vorkommen.

Besonders charakteristisch für die Raibler der Tschirpendecke sind die Breccien, die in ähnlicher Ausbildung den Raiblern der höhern Decken fehlen, indem hier nämlich die Einschlüsse und das Zement sowohl kalkiger wie auch dolomitischer Natur sein können. Daneben kommen häufig rötliche, grünliche und gelbliche Mergel und mehr oder weniger mergelige Kalke vor. Über der Mutta findet man ferner ein schon Studer (1, 41) bekanntes Gipslager, und im gleichen Raiblerband sehr schöne *Ophicalcite*, die durch Serpentinintrusionen gebildet wurden. Anstehend fand ich den Serpentin nicht, dagegen ist er im Schutt häufig. Wahrscheinlich muss dieser Serpentin in die gleiche Kategorie gestellt werden, in welche die Ophiolithica der Aroser Schuppenzone und der Margnadecke gehören, dürfte also während des Vordringens der ostalpinen Decken entstanden sein. — Die vorherrschend gelbe Rauhwacke tritt in der Tschirpendecke mehr zurück als in den höhern Decken. Als Einschlüsse enthält sie vorwiegend rote und grüne quarzige Tonschmitzen, deren starke Verwitterung keinen sichern Schluss auf ihre Natur zulässt. Wahrscheinlich bestehen sie, analog denjenigen in den Raiblern der Silvrettaecke, aus kristallinem Gestein. — Mit dem Hauptdolomit sind die Raibler durch eine Transgressionsbreccie verbunden, die besonders schön südöstlich P. 2570 am Fuss des Weissorns erhalten ist. Die Breccie ist dort auffallend durch das schwarze, mergelige, oft kalkige Zement, das in fast einschlussfreie Kalke übergehen kann. Die Einschlüsse bestehen vorwiegend aus häufig gebändertem Dolomit, ferner

aus mehr oder weniger grobkristallinem dunklen Kalk. Ihre Grösse wechselt stark. Oft sind sie nicht über faustgross, können jedoch über kopfgross werden. Sie sind schwach gerundet bis eckig. Nach oben geht das schwarze Zement in gelbes, tonig-dolomitisch über. Zugleich treten die Einschlüsse immer mehr zurück, bis schliesslich ein einschlussfreier Dolomit resultiert, bei dem sich die durch tonige Beimischungen verursachte Gelbfärbung bis etwa 8 m über die untere Grenze bemerkbar macht.

Profil durch das obere, die W-Wand des Weisshornes querende Raiblerband.

1. Hauptdolomit der Tschirpenschuppe.
2. 1 m dicke blaue Kalkbank.
3. 4 m gelber, toniger, stellenweise konglomeratischer Dolomit.
4. 1 m dünnbankige, rötlich-bläuliche, teilweise mergelige Kalke mit Einlagerung farbiger, besonders roter und gelber Mergel. Oft brecciös.
5. 2 m schwarze, mergelige Kalke, reich an eckigen oder schwach gerundeten kalkigen und dolomitischen Einschlüssen.
6. 1 m Dolomitschiefer.
7. 8 m wie 5.
8. 1 m etwas kalkiger Dolomit.
9. 2 m gelbe, grüne und schwarze Mergelschiefer. Stellenweise grobbrecciös. Unten schalten sich einige Dolomitbänke ein.
10. Hauptdolomit der Urdenschuppe.

Die normale Mächtigkeit der Raibler der Tschirpendecke mag etwa 20 m betragen.

d. Erzgehalt des Carniens. Im Carnien zeichnen sich besonders die Prosantoschichten durch reichen Erzgehalt aus. Fast überall trifft man auf den Schichtflächen rote und braune eisenschüssige Beläge. Am S-Hang des P. Linards ist der Reichtum an Eisenerzen besonders gross, wie man an der auffallend roten Verwitterungserde sieht, die sich dort aus den Prosantoschichten gebildet hat.

Im Alteindolomit ist Eisen seltener. Immerhin hat es sich am Ausserberg über Schmitten so sehr angehäuft, dass es dort in frühern Jahrhunderten abgebaut wurde.

VII. Norien (Hauptdolomit) und norisch-rhätisches Grenzniveau.

Das Norien wird durch den Hauptdolomit, eine mächtige Folge heller, bankiger, mehr oder weniger körniger Dolomite vertreten, die im allgemeinen recht fossilarm sind. Ich fand darin nur *Siphoneen* und einige *Gastropoden*. (*Turbo*?)

Während sicher als solcher nachweisbarer Hauptdolomit der Silvrettadecke s. s. des südlichen Plessurgebietes und der Rothornschuppe fehlt (möglicherweise gehört der hinter den Hütten der Kreuzalp anstehende Dolomit ins Norien), kommt er in reichlichem Masse in der Decke der Aroser Dolomiten sowie in der Tschirpendecke vor.

a. Decke der Aroser Dolomiten. Den südlichsten Ausläufer von sicherem Hauptdolomit bildet der P. Miez, dessen weisse Kappe sehr gut vom dunklen, durch das Rothornkristallin gebildeten Untergrund absticht. Der Dolomit ruht hier auf dem Kristallinen, steht aber nicht in stratigraphischer Verbindung damit, sondern ist durch eine Schubfläche von ihm getrennt. Nach NE lässt er sich über das Rothorn in die Erzhornkette verfolgen und hängt möglicherweise mit dem Dolomit des Schafrückens zusammen. Eine zweite Dolomitschuppe beginnt am Erzhorn und zieht sich rasch anschwellend durch die Leidfluh ins Schiesshorn.

Der tiefere Dolomit ist interessant durch eine an seiner Basis auftretende Transgressionsbreccie, deren Komponenten eckig sind und ausschliesslich aus Dolomit bestehen. Ihre Grösse variiert sehr stark. Die grössten messen etwa 0,5 m im Durchmesser. Das Zement besteht vorwiegend aus rötlichem, gelblichem oder schwärzlichem tonigem Dolomit oder aus bunten Mergeln. Am P. Miez finden sich der Breccie auch schwarze, aus Quarz und Muskovit zusammengesetzte Sandsteine eingelagert. Die Breccie gleicht der von *Eugster* aus dem Ducangebiet beschriebenen basalen Hauptdolomitbreccie

und dürfte wohl auch altnorisch sein. Dass sie an Kristallin grenzt, ist lediglich eine Folge der Überschiebung der Aroser Dolomiten auf die Rothornschuppe. Die Mächtigkeit der Breccie beträgt etwa 2 m.

Der Hauptdolomit ist fein- bis grobkörnig, mehr oder weniger hell, bankig oder massig. Unter dem Älpliseehorn geht er durch eine 20 m mächtige Wechsellagerung mit Kalken, das norisch-rhätische Grenzniveau, in Rhätkalk über.

Der Dolomit des Erzorns ist im Ganzen gut gebankt und von heller Farbe. Häufig weist er Bänderung auf. Am Erzorn trifft man ferner einige Platten ganz gespickt voll runder weisser Dolomitknauer von 0,5—1 cm Durchmesser. Erkennbare Fossilien sind selten. Häufig trifft man dagegen stäbchenförmige Gebilde. Nicht selten ist auch Primärbreccie. Ab und zu findet man schwarze Hornsteinknauer und korallogene Bänke. Interessant ist ein Band dunkler Dolomitschiefer, das sich von P. 2784 durch die NW-Wand der Erzornkette gegen den Fuss des Älpliseehornes hin erstreckt und das von weitem wie ein Rhätband aussieht, jedoch eine stratigraphische Einlagerung in den Hauptdolomit vorstellt. Nicht weniger interessant sind ferner die vielen Kalkbänke, die in der Erzornkette dem Dolomit eingelagert sind. Während einzelne Zonen nur aus Dolomit bestehen, sind an andern Orten die durch ihre blaue Farbe leicht kenntlichen Kalkbänke sehr häufig. Scherflächen zwischen den einzelnen Zonen konnte ich nicht finden, so dass es fast den Anschein hat, als ob der Wechsel von kalkreichen und kalkfreien Zonen stratigraphisch bedingt sei. Da aber *Leupold* weiter im NE der Aroser Dolomiten stets zwischen einem kalkig-dolomitischen norisch-rhätischen Grenzniveau und rein dolomitischem Hauptdolomit unterscheiden konnte, liegt der Gedanke nahe, dass am Erzorn der wiederholte Wechsel von kalkhaltigen und kalkfreien Komplexen durch Verschuppung oder Verfaltung von Hauptdolomit mit norisch-rhätischem Grenzniveau entstanden sei. Sicher als solches erkennbares *norisch-rhätisches Grenzniveau* findet man einerseits bei Murterus (östlich Ramoz), anderseits in der NW-Wand des Älpliseehornes in den oberen Teilen des Dolomites Schafrücken-Miez. An beiden Orten ist diese Formation etwa 20 m mächtig. Der Hauptdolomit weist am P. Miez eine Mächtigkeit von 100 m, in der Erzornkette eine solche von etwa 1300 m auf.

b. Der Hauptdolomit der Tschirpendecke ist hell und bankig, weist jedoch auch dunklere grobkristalline Partien auf, die häufig Siphoneen enthalten. Vom Arlbergdolomit kann man ihn kaum unterscheiden. Unten ist er durch eine Transgressionsbreccie mit den Raiblern verbunden, oben grenzt er entweder (Weisshorn und Sanaspans) unmittelbar an Rhätschiefer, oder er ist durch eine etwa 25 m mächtige kalkig-dolomitische Zone, das norisch-rhätische Grenzniveau, mit dem Rhät verbunden (Kar zwischen Weisshorn und Tschirpen). Wie in der Erzornkette sind auch hier die dolomitischen Bänke hell, die kalkigen dunkler. Häufig sind auch mergelige Bänke eingeschaltet, die meist eine rote oder gelbe Färbung aufweisen.

Ausser auf die beschriebenen Arten kann der Hauptdolomit auch noch mit einer Transgressionsbreccie an die höhern Schichten grenzen, die dann freilich nicht aus Rhät, sondern aus den am Weisshorn über dem Radiolarit liegenden oberjurassischen Schiefern bestehen. Der Dolomit ist in diesem Fall an seiner oberen Grenze in grosse und kleine Blöcke aufgearbeitet, die in ein rotes mergeliges Zement eingebettet sind, das oft taschenförmig tief in den Dolomit eingreift. Die eckigen oder gerundeten Einschlüsse bestehen vorwiegend aus Dolomit, dann auch aus rötlichem Lumachellenkalk. Häufig ist die Breccie ganz verkieselt, so dass man glaubt, Radiolarite vor sich zu haben. Doch konnte ich in keinem der Einschlüsse fraglose Radiolarien finden. — Über der Breccie liegen bei P. 2572 rote Tonschiefer, in die eine manganerzführende rote Kieselschicht (Radiolarit?) eingebettet ist. Darüber folgen grünliche, gelbliche und schwarze Mergelschiefer, die häufig manganhaltige Quarzschichten einschliessen und ganz den Habitus der den Radiolarit unter dem Weisshorn überlagernden Schiefer aufweisen. — Am ehesten dürfte es sich hier um eine oberjurassische Transgression handeln, die etwa in die Zeit der Ablagerung des obersten Radiolarites und der über dem Radiolarit liegenden Schiefer fällt. Bei dieser Annahme ist der Umstand auffällig, dass der Radiolarit nach einer häufig verfochtenen Auffassung ein Tiefseesediment sein soll und demnach nicht gut in so enger Beziehung zu transgredierenden Schichten stehen könnte. Eine rein tektonisch bedingte Verknüpfung der oberjurassischen Schichten mit der

Transgressionsbreccie scheint aber am Tschirpen ziemlich ausgeschlossen, so dass die oben erwähnte Annahme dennoch die beste Lösung gibt.

c. Erze des Hauptdolomites. Trotzdem der Hauptdolomit im allgemeinen nicht als eisenreich bezeichnet werden kann, finden sich Eisenerze an verschiedenen Orten in nicht unbedeutender Menge angehäuft, so dass sie in frühern Jahrhunderten ausgebeutet wurden. Besonders die Grenzschichten gegen das Rhät weisen nicht selten ganze Krusten von *Rot-* oder *Brauneisenerz* auf. Am Tschirpen haben sich diese an einer Stelle so sehr angehäuft, dass sie Anlass zu bergmännischer Gewinnung gaben.

Weitere, früher ebenfalls abgebaute Eisenerze durchziehen auf Klüften und Spalten den stark verruschelten untern Dolomit am Erztshuggen unter dem Erzhorn und sind die Ursache für dessen auffallende Rotfärbung.

VIII. Rhät.

Rhät kommt nur in der Zone der Aroser Dolomiten und in der Tschirpendecke vor.

a. In den Aroser Dolomiten findet man nirgends ein ungestörtes Profil vom Hauptdolomit bis in den Lias. Zu unterst gehen aus dem norisch-rhätischen Grenzniveau etwa 20 m blaue, plattige Kalke hervor. Mit diesen sind in der NW-Wand der Erzhornkette schwarze und braune, hie und da sandige Schiefer verzahnt, die sehr reich an Fossilien sind und wahrscheinlich Kössenerschichten vorstellen. Auf dem Sattel von P. 2746 fand ich folgende, zum Teil allerdings nicht sicher bestimmbare Fossilien:

Bactryllium sp.

Anatina Passeri, STOPP. (61, Taf. 29, Fig. 26 und p. 128). Ein in schwarzen Schiefen, die sehr reich an kleinen Muschelchen sind, gefundener Abdruck stimmt gut mit der zitierten Abbildung überein, ist jedoch nur 1 cm lang, statt 2, wie das abgebildete Exemplar.

Anatina praecursor, OPP. (61, 127 und Taf. 29, Fig. 16—19, ferner 54, 544 und Taf. I, Fig. 5). Kommt in der gleichen Schicht wie *Anatina Passeri* vor. Grösse 8—15 mm.

Anatina arista, STOPP. (61, 128 und Taf. 29, Fig. 25). Stimmt in Form, Längen- und Breitenverhältnis gut mit dem von Stoppani beschriebenen Exemplar überein, ist jedoch statt 18 nur 10 mm lang.

Myophoria cf. Schlecht erhaltene Exemplare. Am ehesten zu vergleichen mit *M. inflata*, EMM. (61, Taf. 7, Fig. 4). Stammt aus den gleichen Schiefen wie die drei *Anatina*-sorten.

Nucula sp. (61, Taf. 30, Fig. 14—21). Durchschnittliche Länge etwa 6 mm, Höhe 5 mm. Bilden einzelne Nester, in denen sie zur reinsten Muschelbreccie angehäuft sind. Mit ihnen kommen auch *Myophorien* (*M. inflata*?) vor.

Gervillia inflata, SCHAFF. (61, Taf. 7, Fig. 4). In einzelnen Schichten finden sich zahlreiche Muscheln, die am ehesten mit *Gervillia inflata* vergleichbar sind, jedoch ihrer undeutlichen Ausbildung wegen nicht genau bestimmt werden können. Länge etwa 7 cm.

In den gleichen Schiefen finden sich ferner häufig Platten, die gespickt voll von *Cardium* und *Cardita* ähnlichen Lamellibranchiern sind.

Wenn auch die einzelnen, oben angeführten Fossilien nicht mit absoluter Sicherheit bestimmt werden konnten, so spricht doch die Art ihres Auftretens dafür, dass die Schichten, in denen sie vorkommen, dem Rhät zugeteilt werden müssen; denn überall in meinem Gebiet ist nur das Rhät so reich an Fossilien. Allerdings gibt Boehm (5, 554) einen Belemniten (*B. acuaris*) aus diesen Schichten an. Liegt hier kein Irrtum vor, so sind die betreffenden Schichten postrhätische, in Kössenerfazies ausgebildete Ablagerungen. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 100 m. In ihren oberen Teilen enthalten sie eine Korallenbank, deren Korallen freilich zu undeutlich erhalten sind, als dass man sie bestimmen könnte.

Über diesen Schiefen folgt, durch eine mächtige Kalkbank (Taf. II, 4) getrennt und wahrscheinlich nicht in stratigraphischem Zusammenhang mit ihnen, eine 120 m mächtige Lage von gelben

und schwarzen Mergelschiefeln und gut gebankten, plattigen bis knolligen Kalken mit blauem Bruch (Taf. II, 3). Diese Schichten entsprechen ebenfalls den *Kössenerschichten*. An Fossilien fand ich *Cidaris stipes*, STORP. (Stacheln, 61, Taf. 19, Fig. 21) und *Hemicidaris florida*, MERIAN, letzterer freilich nicht sicher bestimmbar. Daneben trifft man häufig Pentacrinen und zahlreiche Fossilfragmente.

Das oberste Glied des Rhäts bilden die von obigen Schichten durch eine helle Kalkbank (Taf. II, 2) getrennten blauen Kalke des P. Naira, die Eugsters *oberrhätischen Kalken* entsprechen. Ihre höhern Partien gehören möglicherweise bereits in den Lias. Sie sind gut gebankt, glatt bis knollig und nehmen am Lenzerhorn dunkle Schiefer zwischen den Kalkbänken auf. Der Bruch der Kalke ist blau. Oft enthalten diese etwas Ton. Ihre Mächtigkeit beträgt am P. Naira etwa 200 m und ist am Lenzerhorn auf 60 m reduziert.

An Fossilien fand ich darin häufig *Pentacrinen*, ferner *Lumachelle*. Gut erhaltene Fossilien fehlen. Mit einiger Wahrscheinlichkeit konnte ich bestimmen:

Plicatula cf. intusstriata, EMM. vom Lenzerhorn.

Myophoria sp. vom Naira. Gleicht am ehesten *M. postera*, QUENST. (Quenstedt, Jura, Taf. I, Figuren 1—3 = *Neoschizodus posterus* 54, 541 und Taf. 2, Fig. 6 = *Trigonia postera* Quenstedt 59, 62 und Taf. I, Fig. 4 und 5). Das gefundene Exemplar unterscheidet sich von den abgebildeten dadurch, dass der vom Wirbel nach vorn verlaufende Rand länger als bei den Abbildungen ist.

b. Tschirpendecke. Besser als in der Zone der Aroser Dolomiten ist das Rhät in der Tschirpendecke erhalten, wo man am N-Grat des Parpaner Weissorns ein schönes Profil durch dasselbe findet (Fig. 9, p. 84). Über dem Hauptdolomit folgen zuerst schwarze und gelbe fleckige Ton- und Kalkschiefer, denen einzelne Kalkbänke eingelagert sind. Diese Schichten sind typische Rhätschiefer. Sie werden von 15 m bläulichen hellen Kalken überlagert, die bei Sanaspans und in der SE-Wand des Weissorns Belemniten führen, also in den Lias gehören. Zwischen die Kalke schalten sich einige Lagen von Ton- und Kalkschiefern ein.

Mächtiger ausgebildet sind die Rhätschiefer weiter östlich, im Sattel zwischen Tschirpen und Weissorn, wo das folgende Profil aufgenommen wurde:

1. 4 m schwarz und gelb gefleckte Mergelschiefer, wechselnd mit knolligen Mergelkalken, die fleckig graugelb anwittern. Sie sind oft von schwarzen Tonhäuten überzogen. Gegen W nehmen sie lokal stark (bis auf 40 m) zu. An schlecht erhaltenen Fossilien sind sie ausserordentlich reich. Manchmal häufen sich diese zu Lumachellen an. Wahrscheinlich aus diesem Horizonte stammen folgende, im Schutt gefundene Stücke:

Avicula contorta, PORRL.

Plicatula barnensis, STORP. (61, 82 und Taf. 17, Fig. 5)? Das von mir gefundene Exemplar übertrifft an Grösse das von Stoppani abgebildete mit 4,5 cm um 1 cm. Auch ist der bei der Abbildung nahe am Rand gelegene Wulst beim gefundenen Stück etwa 1,5 cm von diesem entfernt. Wie bei dem von Stoppani beschriebenen macht sich auch am gefundenen Exemplar eine feine radiale Rippung geltend.

Pecten sp.

Mytilus? Länge 3,5 cm. Gleicht am ehesten *M. glabratus*, DKK. (61, Taf. 30, Fig. 33).

Pecten aviculoides, STORP. Schlecht erhalten, nicht sicher bestimmbar.

Korallen.

2. Über 1 folgen 40 cm gelbe mergelige Schiefer, die ab und zu Kalkknollen einschliessen. Sie enthalten massenhaft Bactryllien, die sehr schlecht erhalten sind. Es dürfte sich am ehesten handeln um:

Bactryllium striolatum HEER, und

Bactryllium deplanatum, HEER.

Ihre durchschnittliche Breite beträgt 1—1,5 mm, ihre Länge 3—4 mm. Die Enden sind in der Regel abgebrochen, wenn erhalten rundlich. In der Mitte sieht man hie und da 2 durch eine Furche getrennte Längswülste, die mit der Furche zusammen zirka ein Drittel der ganzen Breite einnehmen. Die Bactryllien sind meist gerade, selten schwach gekrümmt. Ausser den Bactryllien enthalten die Schiefer von 2 noch breite schwarze Bänder, wohl Reste von Pflanzen.

3. 60 cm schwarze, rostbraun gefleckte blättrige Schiefer.

4. 1 m mächtige, gelb anwitternde mergelige Kalkbank mit blauem Bruch.
5. 50 cm Schiefer, wie 3. Nach W keilt 4 aus, und 3 und 5 vereinigen sich.
6. 3 m graugelb gefleckte korallogene Kalke mit knorriger Oberfläche.
7. 2 m plattige, helle, mergelige Kalke mit *Lamachelle*, *Cidarisstacheln* und *Korallen*.
8. 5 m helle, bläuliche, unregelmässig gebankte Kalke mit welliger Oberfläche. Reich an schlecht erhaltenen Fossilien.
9. 40 cm gelbe Mergel wie 2. Enthalten 2—4 mm breite, oft über 1 cm lange Bactryllien, wahrscheinlich *Bactryllium giganteum* nob.
10. 6 m blaue, dickbankige bis schieferige fossilreiche Kalke.
11. 40 m graubraune, unregelmässig gebankte Kalke und Kalkschiefer mit schwarzen, oft streifigen Tonüberzügen. In den untern 15 m herrscht bankige Ausbildung vor, die nach oben in schieferige übergeht. Dieser Komplex gehört schon zum grössten Teil in den Lias. Darüber folgen:
12. 5 m grüne und rote Tonschiefer, Dogger?
13. 5 m dichte, grünlichweisse Kalke in dünnbankiger bis schieferiger Ausbildung. Aptychenkalk? 12—19 vertreten mit Teilen von 11, wahrscheinlich Dogger und Malm.
14. 4 m grünes, kieseliges, schwach toniges Gestein. Radiolarit?
15. 4 m mehr oder weniger toniger Radiolarit.
16. 5 m wie 13. Geht nach oben über in
17. 8 m graue, von grüngrauen bis schwarzen Tönhäuten überzogene Kalkschiefer.
18. 1 m mächtige, knorrige kieselige Bank, regellos von grünen Tönhäuten durchzogen.
19. 8 m grünliche und schwärzliche, mehr oder weniger kieselige Mergel.

Ein schönes Profil durch das Rhät findet man auch etwas südlich der Alp Sanaspans auf etwa 2050 m Höhe.

1. Grenze Hauptdolomit-Rhät. 4 m unter dem eigentlichen Rhät beginnt sich der Hauptdolomit durch Aufnahme von Mergeln, die nicht selten Zwischenlagen bilden, gelblich zu verfärben. Das norisch-rhätische Grenzniveau ist nicht ausgebildet. Hie und da sind die Schichten von eisenschüssigen Belägen überzogen.
2. Rhät. 12 m dunkle, gut gebankte, oft etwas dolomitische Kalke mit Zwischenlagen von Mergel- und Tonschiefern.
3. 1 m mächtige helle Kalkbank.
4. 15 m Kalke, ähnlich 2, jedoch reicher an Schieferzwischenlagen und unregelmässig gebankt. Enthält an Fossilien:

Cardita austriaca, HAU. Die Exemplare sind sehr gut ausgebildet.

Mytilus?

In den obersten Teilen enthält 4 eine *Lithodendrenbank*.

5. Bankige, oft massige Kalke, enthalten *Belemniten* und *Ammoniten*. Lias. Entsprechen den Kalken, die am Weisshornnordgrat und zwischen Weisshorn und Tschirpen die Rhätschiefer überlagern.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Rhäts in der Tschirpendecke beträgt etwa 30—40 m.

Rothpletz gibt für das Rhät des Plessurgebirges folgende Fossilliste an:

Cidaris verticillata, STOPP. (Stacheln).

Pentacrinus propinquus, MÜNSTER.

Hypodiadema, STOPP. sp. (Stacheln).

Terebratula gregaria, SUESS.

Terebratula pyriformis, SUESS.

Cardita austriaca, HAUER.

Thamnastraea rectilamellosa, WINKL.

Astraeomorpha confusa, WINKL.

Thecosmilia sp.

Isastraea sp.

Im Rhät des Weisshorns fand auch ich eine *Thamnastraea* sp.

IX. Lias.

Als Lias bezeichne ich im Anschluss an *Spitz* (13, 480 und 486 und 46, 68—71) die in der Decke der Aroser Dolomiten die Rhätkalke überlagernden, meist sterilen Kalk- und Tonschiefer, sowie die rot und gelb gefleckten Kalke von Sanaspans. Diese liegen auf dem Rhät der Tschirpendecke und wurden bereits von *Hoek* (9, 236) und *Zyndel* (12, 16) zum Lias gerechnet. Liasisch dürften ferner die über

diesen Kalken folgenden schwarzen Kalk- und Tonschiefer sein, die ausser bei Sanaspans auch am Foil Cotschen und am Parpaner Weisshorn vorkommen.

a. Decke der Aroser Dolomiten. Der Lias der Aroser Dolomiten ist bloss im SW erhalten. Von Belfort zieht er sich durch das Lenzerhorn und über die hintere Alp Sanaspans zur Furcletta, wo er auskeilt. Am Lenzerhorn besteht er nur aus schwarzen, oft papierdünnen klingenden Kalk- und Tonschiefern, die häufig eine charakteristische braune Streifung aufweisen, so dass sie ein holzähnliches Aussehen bekommen. Ab und zu finden sich auch einige Kalkbänke in die Schiefer eingeschaltet.

Wahrscheinlich müssen die sie unterteufenden Kalke des P. Naira, die wir beim Rhät behandelten, in ihren oberen Teilen dem Lias zugerechnet werden, wie uns ein Vergleich mit dem Rhät und Lias der Tschirpendecke vermuten lässt, indem die dort zwischen den Kössenerschichten und den Liasschiefern liegenden Kalke stellenweise Belemniten führen, also in den Lias gehören.

Gegen NW nehmen die Liasschiefer Kalkbänke auf. An der Furcletta besteht der Lias aus Schiefern und hellen, bankigen Kalken, die in regelloser Folge wechseln. Hie und da trifft man Überreste von Fossilien, unter denen ich aber nichts Bestimmbares fand. In einzelnen Schichten sind einige *Fucoiden*abdrücke erhalten. Die Mächtigkeit der Liasschichten beträgt am Lenzerhorn etwa 70, an der Furcletta 200 m.

Die von Zyndel (12, 16) erwähnten Breccien des Aelalias, die aus dunklem, kalkigem Zement und hellen, kleinen Dolomiteinschlüssen bestehen, konnte ich nur in einer Bank zwischen dem Lenzerhorn und dem P. Naira angedeutet finden.

Während am Lenzerhorn die Grenze gegen die tiefern Kalke ziemlich scharf ist, wird sie an der Furcletta durch Wechsellagerung von Kalken und Schiefern gebildet.

Über den Liasschiefern trifft man am Lenzerhorn und auch an der Furcletta einige m hell anwitternden, oft etwas dolomitischen Kalk mit fein kristallinem Bruch. Ob diesem liasisches oder späteres Alter zukommt, ist schwer zu sagen, da er fossilfrei ist und die jüngern Schichten nicht mehr erhalten sind.

b. Tschirpendecke. In der Tschirpendecke wird der Lias unten durch Kalke und oben durch Schiefer gebildet. Die Kalke sind besonders schön bei Sanaspans zu sehen, wo sie eine Mächtigkeit von etwa 25 m erreichen. Sie sind massig bis bankig, meist hell, oft auch rot oder gelb gefärbt und enthalten sehr viele *Belemniten* und unbestimmbare *Ammoniten*. Auch Überreste von *Crinoiden*, *Cidaristacheln*, *Terebrateln* und andern *Bivalven* sind nicht selten. Ferner enthalten sie bei Crons an der Basis eine rot und gelb geflammte Lithodendrenbank, die wir mit Spitz (46, 69) als untere Liasegrenze betrachten wollen. Oft sind die Liaskalke mehr oder weniger dolomitisch. Einige Breccien, die ich bei Sanaspans fand, gehören zum Teil wohl auch in den Lias. Die meisten dürften jedoch einer Transgressionsbreccie zwischen Hauptdolomit und postliasischen Sedimenten angehören.

Die über den Kalken liegenden Schiefer sind im S etwa 15 m mächtig und bestehen aus schwarzen Ton- und Kalkschiefern. Gegen N nehmen sie an Mächtigkeit zu, wogegen die farbigen Kalke verschwinden und durch blaugraue Kalke ersetzt werden.

X. Dogger, Malm.

In Analogie zu den von Spitz aus dem Unterengadin beschriebenen Schichten (46, 71—73) rechne ich zum Malm die in der Tschirpendecke den Lias überlagernden *dichten Kalkschiefer*, *Radiolarite* und *Tonschiefer*. Wahrscheinlich vertreten ihre untern Teile am Parpaner Weisshorn auch den Dogger, da die Sedimentationsfolge der Schichten keine Unterbrechung aufweist. Am Tschirpen fehlt dieser jedoch, indem dort die Zone des oberen Radiolarites auf den Hauptdolomit transgrediert. Eine ähnliche Transgression macht sich auch bei Sanaspans stellenweise bemerkbar.

Häufig sind mit den Radiolariten schwärzliche *Manganerze* vergesellschaftet, im Plessurgebirge jedoch nirgends in ausbeutbarer Menge. Die Radiolarite, in denen man meist die Radiolarien schon von

blossen Auge erkennen kann, haben vorwiegend rote, seltener grüne Farbe. Durch Aufnahme von Ton gehen sie in Tonschiefer über. Die Kalke sind weisslich, grünlich oder rötlich gefärbt, und etwas marmorisiert. Sie sind plattig bis schieferig und springen beim Anschlagen klingend entzwei. Mit dem Radiolarit sind sie eng verknüpft und wechsellagern aufs mannigfaltigste mit ihm. Am E-Hang des Weissorns konnte ich sogar beobachten, wie der Radiolarit seitlich in den dichten Kalk übergeht. Dieser dürfte wohl zum Teil den *Aptychenkalken* entsprechen, die *Spitz* (46, 71—72) aus dem Unterengadin beschreibt, und vor allem auch den in der Lischannagruppe mit dem Radiolarit verknüpften Kalken.

Über dem Radiolarit folgen graue *Kalkschiefer*, sodann 10—20 m schwarze, rostig anwitternde Schiefer und Kalke, die nach oben in schmutzigrüne Mergel übergehen. Häufig enthalten diese manganerzhaltige Quarzbänke (Radiolarit?). Ob diese Schiefer jurassisch oder schon kretazisch sind, kann nicht entschieden werden. An Versteinerungen fand ich nur einige pflanzliche Überreste (Fucoiden?) bei P. 2733 des Tschirpens.

In der N-Wand des Parpaner Weissorns kann man ein ausserordentlich schönes Profil durch die Radiolaritgruppe und die darüber folgenden Schiefer aufnehmen:

1. 30 m schwarze Kalk- und Tonschiefer des Lias und vielleicht des untern Doggers. Werden von Rhät unterlagert.
2. 1 m roter, dünnbankiger Radiolarit, durch eine dünne Lage roter und grüner Tonschiefer von 1 getrennt.
3. 2 m grüne und rote, mehr oder weniger kalkige Tonschiefer. Scheinen vereinzelte Radiolarien zu enthalten und weisen in den höhern Horizonten häufig weissliche bis grünliche Quarzlagen auf. Gehen über in
4. 6 m weissen dünnbankigen bis schieferigen, unten grünlich und rötlich gefärbten Kalk.
5. 2 m rote, oft etwas kalkige oder kieselige Tonschiefer.
6. 3 m helle Kalke, wie 4. Enthalten als stratigraphische Einlagerung eine wenig cm dicke Lage roten Radiolarites, die seitwärts rasch auskeilt.
7. 3 m schwarzgrüne Schiefer. Gehen oben über in
8. 2 m roten Radiolarit.
9. 2—10 m grauweisse Schiefer. Gleichen stellenweise den Kalken von 6, sind jedoch meist grauer. Ihre Mächtigkeit wechselt sehr stark.
10. 1 m roter Radiolarit, Ton und Kalk.
11. 3 m Schiefer wie 9. Enthalten auch weisse, grünliche und rötliche Kalklagen.
12. 2 m rote, weiss gebänderte, mehr oder weniger tonige Kalke mit Einschlüssen von Kieselknauern.
13. 3 m mächtige, helle Kalkbank. Geht oben in rötliche Schiefer über.
14. 10 m schwarze, rostig anwitternde Schiefer und Kalke. Enthalten Einlagerungen von manganerzführenden kieseligen Lagen. Werden nach oben grünlich.

Der transgressive Malm ist vor allem am Tschirpen ausgebildet, wo die Schiefer von 14 in der p. 24 beschriebenen Weise auf den Hauptdolomit transgredieren. Die Ausbildung der transgredierenden Schiefer wechselt am Tschirpen von W nach E, indem diese nach E Kalke aufnehmen, so dass man sie leicht mit Rhät verwechseln kann.

Transgressionsbreccien findet man auch am Grediger Fürkli, dann bei Sanaspans, zum Beispiel etwas unterhalb der Stelle, wo der von Lai auf der rechten Seite der Ova da Sanaspans zur Alp hinaufführende Pfad den Bach kreuzt, sodann an einigen Stellen des Foil Cotschens, ganz besonders aber etwa 500 m südlich der Ova da Sanaspans, wo auf dem Liaskalk eine angeschobene Dolomitbank ruht, die reichlich von Tonhäuten durchzogen ist und oben in eine Breccie übergeht. Die Tonbänder wechsellagern in den tiefern Teilen regelmässig mit dem Dolomit und scheinen primärere Einlagerungen zu sein. Wahrscheinlich gehört der Dolomit ins obere Norien, das im Kar zwischen Weissorn und Tschirpen auch Toneinlagerungen enthält (vgl. p. 24). Die meist verkieselte Breccie enthält als Einschlüsse bis faustgrosse Dolomitstücke, während das Zement aus roten und gelben Mergeln besteht. Darüber liegen gelbe Mergel und, wie einzelne Funde im Schutt beweisen, Radiolarite. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die gleiche Transgression wie am Tschirpen.

Ein schönes Profil sieht man weiter südlich, in der Bachrunse, die von P. 2250 herabkommt.

Profil durch die Jura-transgressionsstufe bei Sanaspons.

1. Gelbe Mergelschiefer. Im Schutt Radiolarit. Wahrscheinlich Malm.
2. 10 m dolomitische Breccie mit schwach gerundeten, bis faustgrossen Geröllen. Diese bestehen vorwiegend aus Dolomit, dann aber auch aus Kalk. Ferner fand ich in den tiefern Partien der Breccie ein faustgrosses Geröll eines roten Quarzits, vielleicht Radiolarit. Häufig finden sich Einlagerungen roter Tonschiefer.
3. Durch Wechsellagerung mit 2 verzahnt: 1,5 m gelbe bis rötliche Mergel mit Einlagerungen von Linsen und wenigen cm dicken Bänken einer feinen, dolomitisch-kalkigen Breccie. Die Komponenten sind kleiner als ein cm und bestehen meist aus Dolomit, seltener aus Kalk.
4. 1 m kalkige und dolomitische, oft grobspätige oder brecciöse Bänke. Die Einschlüsse der Breccie bestehen meist aus Dolomit. Wenn das Zement kalkig ist, kann diese am Handstück nicht von Falknisbreccie unterschieden werden.
5. 7 m dunkle Mergelschiefer und dünnbankige Kalke, wahrscheinlich die Fortsetzung des die Dolomitbreccie weiter nördlich unterlagernden Lias.
6. Stark zermürbter, brecciöser Dolomit, Hauptdolomit.

Die Schichten 2—4 sind wahrscheinlich die Fortsetzung der oben beschriebenen Transgressionsbreccie und als solche nur an die darunter liegenden Schiefer angeschoben. Eine deutliche Schubfläche sieht man allerdings nicht, weshalb der angedeutete Zusammenhang nur eine Vermutung bleibt. Auf alle Fälle sieht man jedoch aus dem Vorhandensein der Breccie, dass im Jura die Sedimente der Tschirpendecke bereits zum Teil gehoben und verborgen waren und stellenweise über den Meeresspiegel emporragten, so dass die Antiklinalen abgetragen wurden, während in den Synklinalen die Sedimentation ungestört vor sich ging. Zur Zeit der Ablagerung der oberjurassischen Schichten fand sodann eine Immersion statt, bei der die früher über den Meeresspiegel emporragenden Antiklinalen wieder vom Meer bedeckt wurden. Diese Theorie lässt sich freilich nicht gut mit der Ansicht vereinen, dass der Radiolarit eine Tiefseeablagerung sei. Doch kann ich mir anders den mehrfachen Wechsel zwischen unterbrochener und ungestörter Sedimentation nicht gut erklären.

XI. Schiefer der Aroser Schuppenzone.

Die Tschirpendecke wird von einer zur Aroser Schuppenzone gehörenden mächtigen Folge von regellos wechselnden dunkeln *Ton-* und *Kalkschiefern* unterlagert, die häufig Einlagerungen von *Radiolarit*, dichten *Kalken* und *Sandsteinen*, nicht selten auch von *Dolomit* und *Breccie* enthalten. So fand ich am Urdenföckli eine Dolomitlinse und, nicht weit davon entfernt, in der Nähe eines Radiolaritvorkommens eine Breccienbank. Dieser Fund, sowie der Umstand, dass der Radiolarit in einer, in ihrer Ausbildung stark wechselnden Schieferzone, die reich an klastischen Ablagerungen ist, vorkommt, scheinen mir die im letzten Abschnitt ausgesprochene Ansicht zu stützen, nämlich, dass der Radiolarit nicht unbedingt bathyalen Entstehung zu sein brauche.

Ausser den unregelmässig in den Schiefen verstreuten Sandsteinbänken findet man eine nicht unbedeutende Folge von Sandsteinen (zirka 50 m) ohne Zwischenschaltung anderer Gesteine über der Mutta auf der W-Seite des Parpaner Weissorns, welche Formation ich auf der Karte mit eigener Farbe ausgeschieden habe.

Das grösste Verbreitungsgebiet finden die Schiefer der Aroser Schuppenzone nördlich der Tschirpendecke. Ob die reichlich von Serpentin durchtränkten Schiefer am Fusse des Lenzerhorns auch noch zu ihnen gehören oder schon zu den Bündnerschiefern gerechnet werden müssen, kann ich nicht mit Bestimmtheit entscheiden. Eine Überschiebungsfläche zwischen ihnen und den sichern Bündnerschiefern der Heide konnte ich nirgends feststellen. Freilich ist die kritische Stelle zum grössten Teil von Schutt bedeckt. Die von Ophiolithen durchtränkten Schiefer sind im Allgemeinen ärmer an Sandsteinen als die Bündnerschiefer der Heide und enthalten im Gegensatz zu ihnen dichte, blaue Kalke mit muschelartigem Bruch, wie man solche auch in den Schiefen der Aroser Schuppenzone findet. Der Unterschied in der Ausbildung der injizierten und nicht injizierten (Bündnerschiefer) Schiefer ist jedoch nicht

derart, dass jene nicht zu diesen gehören könnten. Doch sprechen die basischen Intrusiva in der fraglichen Zone für deren Zugehörigkeit zu den Schiefen der Aroser Schuppenzone, da diese ebenfalls reich sind an solchen, während den fraglosen Bündnerschiefern Ophiolithe fehlen. Auf der tektonischen Karte (Taf. III) habe ich die betreffenden Schichten, hauptsächlich aus regional-tektonischen Gründen, den Aroser Schiefen zugezählt.

XII. Basische Eruptiva.

Häufig trifft man in den Schiefen der Aroser Schuppenzone auf Einschlüsse von Gneis oder auf basische Eruptiva, die schon lange bekannten Grüngesteine. In den Hängen über der Lenzerheide bestehen sie hauptsächlich aus *Serpentin*, während *Diabas* und *Diabasporphyr* mehr zurücktreten. Diese sind sehr schön nördlich und südlich der Bova Pintga ausgebildet. Makroskopisch stellen sie ein grünes Gestein dar, aus dessen dunkler Grundmasse sich zahlreiche Plagioklasleisten abheben. Unter dem Mikroskop erkennt man als Hauptgemengteil einen stark zersetzten *Feldspat*, wahrscheinlich *Labrador* und *Andesin*. Er ist oft reich an *Hämatit*. Der *Augit*, der häufig stark chloritisiert ist, tritt gegenüber dem *Feldspat* an Menge etwas zurück. Von den Nebengemengteilen ist der in typischer Briefkuvertform ausgebildete *Titanit* am stärksten vertreten. Meist ist er von einer dünnen Leukoxenrinde überzogen. Das gleiche gilt auch von dem etwas selteneren *Titaneisen*. Relativ gut ist auch *Antigorit* vertreten. *Epidot* scheint auch vorzukommen, konnte jedoch nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. In einem Schliff durch stark zersetzten *Diabas* fand ich reichlich *Quarz* vor, der wahrscheinlich sekundär zugeführt wurde.

Weit häufiger als *Diabas* findet man *Serpentin*. Unweit des Schwellisees, beim Urdenfürkli, und bei Crons trifft man einige schöne Aufschlüsse dieses Gesteins. Auch bei Belfort (Brienz) kommt es vor, wo es besonders interessant ist wegen seiner Verknüpfung mit einem sauren, granitartigen Gestein. Dieses setzt sich in den sauren Partien vorwiegend aus *Quarz* und stark zersetztem *Feldspat* zusammen (*Orthoklas* und *Plagioklas*), denen ein grünes Gemengteil (*Serpentin* und *Chlorit*?) beigemischt ist. *Muskovit* kommt häufig in kleinen Schüppchen vor und ist zum Teil wohl sekundär aus *Feldspäten* entstanden. An akzessorischen Gemengteilen sind besonders *Rutil* vorhanden, der randlich stellenweise in *Leukoxen* übergegangen ist, ferner *Zirkon*.

Durch Aufnahme von *Serpentin* und Zurücktreten der sauren Bestandteile geht das Gestein allmählich in reinen *Serpentin* über, wie man makroskopisch an verhältnismässig kleinen Stücken deutlich sieht. Es ruft dieser Übergang den Gedanken wach, ob es sich hier nicht um eine saure Abspaltung des ophiolithischen Magmas handle. Dieser Annahme steht aber der Umstand entgegen, dass bis jetzt in der Literatur noch keine ähnliche saure Abspaltung eines basischen Magmas bekannt ist, und man muss sich deshalb fragen, ob der erwähnte Zusammenhang nicht ein rein zufälliger sei, indem das saure Gestein schon früher vorhanden und infolge tektonischer Vorgänge zur Zeit der Ophiolithintrusion stark zermürbt gewesen wäre, so dass die basischen Gesteine in dasselbe eindringen und in innige Verknüpfung mit ihm treten konnten.

Ausser dem beschriebenen kommt bei Brienz-Belfort noch ein weiteres interessantes Gestein vor, das sehr wahrscheinlich eruptiven Ursprungs oder ein Produkt der Kontaktmetamorphose ist: Nämlich ein makroskopisch dichtes Gestein von grüner Farbe (wie *Spilit*), das stellenweise einzelne helle Knoten aufweist. Unter dem Mikroskop erkennt man ein Gemenge von *Kalkspat*, *Feldspat*, *Quarz*, *Chlorit* und *Ton*. Der *Kalkspat* kommt in Form schlecht ausgebildeter Kristalle vor, die besonders in Gängen und Nestern angehäuft sind, sich daneben aber über das ganze Gestein verteilen. *Quarz* und *Feldspat* bilden ein feines, zum Teil von *Chlorit* durchspicktes Aggregat. *Ton* findet sich regellos im ganzen Gestein. Die oben erwähnten hellen Knollen bestehen hauptsächlich aus *Quarz* und *Feldspat*, während in der grünen Zwischenmasse *Ton*, *Chlorit* und *Kalk* reichlich angehäuft sind. Das beschriebene Gestein dürfte wohl am ehesten ein zersetztes Eruptivgestein vorstellen. Ich fand es an der Landstrasse jenseits des ersten Baches östlich Brienz.

Auffallend geringfügig ist die im Nebengestein durch die Intrusion der basischen Eruptiva bewirkte Kontaktmetamorphose. Die gewöhnlichste Erscheinung ist ein reichliches Auftreten von *Pyrit* im Kontaktkalk. Ferner findet man darin nicht selten *Titanit*, *Chromeisen*, *Hämatit*, *Chlorit*, *Sprödglimmer*, *Serpentin* und am Kontakt mit Diabas *Augit* und *Feldspat*. Die meisten dieser Mineralien sind einfach Infiltrationen des Eruptivgesteins in das angrenzende Gestein. Dessen Farbe ist entweder normal grau oder grün (Serpentin, Chlorit) oder auch rot (Hämatit). Relativ häufig macht sich der Kontakt durch eine grobkristalline Ausbildung der Sedimente bemerkbar. Stellenweise durchdringt der Serpentin das Nebengestein auf Rissen und Schichtfugen.

Wahrscheinlich kontaktmetamorph sind die zahlreichen grünen Schiefer, welche sich den Schiefern der Aroser Schuppenzone in der Ova da Sanaspans und der Bova Gronda eingelagert finden, ohne dass sie jedoch mit Serpentin vergesellschaftet wären. Makroskopisch stimmen sie gut mit den grünen Kontaktschiefern in der Nähe des Serpentin überein.

Die basischen Eruptiva kommen im südlichen Plessurgebirge fast nur in den Schiefern an der Basis der Tschirpendecke und, wo letztere fehlt, an der Basis der Rothornschuppe vor. So im N in den Schiefern von Arosa, im S in den Schiefern unmittelbar unter der Rothornschuppe. Eine Ausnahme bilden einzig die untersten Raibler der Tschirpendecke westlich des Parpaner Weissorns, die Spuren von Kontaktmetamorphose zeigen (vgl. p. 22).

XIII. Bündnerschiefer.

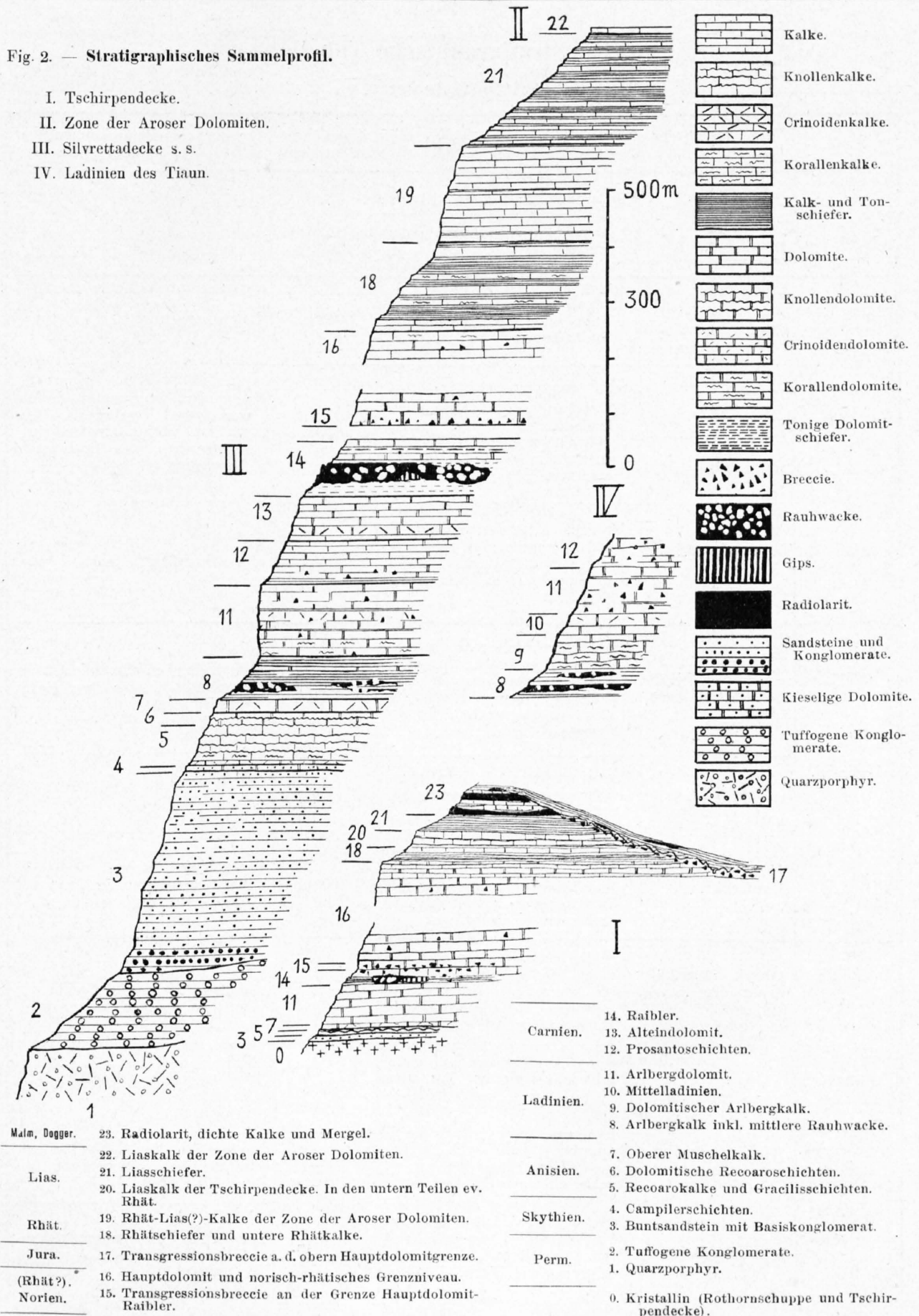
Die Bündnerschiefer bilden den Sockel, auf dem die ostalpinen Decken ruhen. Sie sind innerhalb meines Untersuchungsgebietes im W auf der Lenzerheide, sodann im S im Albulatal an verschiedenen Orten aufgeschlossen. Sie bestehen aus Kalken, Mergeln, Ton- und Kalkschiefern und Sandsteinen, die mannigfaltig wechseln. Seltener kommen Konglomerate vor. Auf der Heide ist ein grober Arkose-sandstein häufig, der zur Hauptsache aus Quarz und Plagioklasen besteht. Auch Glimmer (Muskovit und Biotit) ist darin enthalten, als Nebengemengteil ferner Rutil, Pyrit, Hämatit, Zirkon, Turmalin, Apatit (nicht sicher bestimmbar) und Chlorit. Ferner sind die Sandsteine mehr oder weniger reichlich von Kalzit und Ton durchsetzt. Häufig weist der Quarz Einschlüsse von Glimmer, Kalkspat und kohlig und glasiger Substanz auf.

Von den beschriebenen, oft recht grobkörnigen Sandsteinen kommen alle Übergänge zu Sandkalk, reinem Kalk oder Tonschiefer vor.

Eine Gliederung der Bündnerschiefer der Heide wurde nicht vorgenommen, da der hier untersuchte Teil zu wenig Aufschlüsse enthält. Ein auffallender Sandstein, der auf der Heide und bei St. Cassian vorkommt, entspricht demjenigen des Tschuggen bei Parpan und dürfte dem Ruchbergsandstein Trümpys gleichzusetzen sein. Nummuliten wurden bisher keine darin gefunden.

Fig. 2. — Stratigraphisches Sammelprofil.

- I. Tschirpendecke.
II. Zone der Aroser Dolomiten.
III. Silvrettaecke s. s.
IV. Ladinien des Tiaun.



XIV. Stratigraphische Tabelle.

I. Silvrettadecke s. s.

Stufe.	Bezeichnung der Schichten.	Charakter des Gesteins.	Ungefähre Mächtigkeit.	Fossilien und Bemerkungen über Fazies.
Norien.	Hauptdolomit.	Helle, bankige Dolomite? Nur auf der Kreuzalp ist ein fraglicher Aufschluss von Hauptdolomit erhalten.	?	
Carnien.	Raibler.	Rauhwacke, Tone, Mergel, schieferige und bankige Dolomite, Sandsteine (rot und schwarz).	100 m.	Regressionsstufe.
	Alteindolomit.	Helle, bankige Dolomite mit Einlagerungen von Hornsteinknollen und -lagen. Häufig weisse Quarzgekröse. In den untern Horizonten oft dunkelgrau und dickbankig.	80 m.	Pecten sp., Encrinus cf. liliiformis SCHL., Terebratula, Bactryllien, chemnitzienähnliche Gastropoden. — Beginnende Regression.
	Prosantoschichten.	Bankige, gebänderte Dolomite und blaugraue bis schwarze, oft bituminöse Kalke. Reich an eisenhaltigen Schichtbelägen.	80 m.	Unbestimmbare Fischabdrücke.
Ladinien.	Arlbergdolomit = Wettersteindolomit.	Graue, oft korallogene, bankige Dolomite, enthalten hie und da Einlagerungen von Dolomitschiefern. Brauneisen und Bleiglanz (metasomatisch) in der Guggernellkette.	150 m.	Geht nach oben allmählich in die Prosantoschichten über. Reich an Sedimentationsbreccie.
	Mittelladinien.	Graue, bankige, oft korallogene Schneckendolomite und dunkle, spätiige Crinoidendolomite.	30—40 m.	Coelestylinia sp., Naticopsis sp., Encrinus sp.
	Arlbergkalk inkl. mittlere Rauhwacke.	Oben: Graue, bankige korallenreiche Dolomite. Unten: Gelbe und rötliche Kalkschiefer mit Zwischenlagen von Rauhwacke und spätiigen Dolomiten.	100 m.	Kalkschiefer wachsen nach SW auf Kosten der obern Dolomite an. — Regressionsstadium.
Anisien. Unterer Muschelkalk.	Oberer Muschelkalk = Trochiten-dolomit.	Dunkle, bankige, mehr oder weniger grobspätiige Dolomite, oft mergelig. Enthalten schwarze Silexknollen und Kalkspatdrusen.	15—20 m.	Encrinus liliiformis SCHL. und andere Crinoiden. Beginn der mittelladinischen Regression.
	Recoaro- oder Knollendolomit.	Braune knollige Dolomite, schwach mergelig. Enthalten oft kieselige-dolomitische Knollen.	20 m.	Trochusähnliche Schnecken, Ammoniten?
	Recoaro- oder Brachiopoden- oder Knollenkalke.	Blaugraue, knollige Kalke mit mergeligen Schichtbelägen und zahlreichen Fossilresten.	70 m.	Pentacrinen, turbo- und chemnitzienähnliche Schnecken, Lummachelle, Terebratula.
	Gracilisschichten.	Helle, plattige Kalke, oben in Knollenkalke übergehend, unten wechsellagernd mit dolomitischen Schichten.	Bis 20 m.	Dadoerinus sp., Pentacrinus sp., Siphoneen, Korallen.

Stufe.	Bezeichnung der Schichten.	Charakter des Gesteins.	Ungefähre Mächtigkeit.	Fossilien und Bemerkungen über Fazies.
Skythien.	Obere Campilerschichten = skythisch-anisiches Grenzniveau.	Sandige, gelb anwitternde Dolomite und Kalke. Gehen oben durch Wechsellagerung in die Gracilisschichten, unten in Buntsandstein über.	10 m.	
	Buntsandstein.	Rote und grünlichgraue bis weissliche Sandsteine, an der Basis oft Konglomerate.	300—400 m.	In den oberen Teilen Einlagerungen von Pflanzenresten.
Perm.	Tuffogene Konglomerate.	Rote Konglomerate mit tuffogener Grundmasse und Einschlüssen von Quarzporphyr, Quarz und Turmalinfels.	200 m.	Entstehung fluviatil und tuffogen.
	Quarzporphyr.	Roter und grüner, schieferiger bis bankiger Quarzporphyr.	Stark wechselnd, bis zu mehreren 100 m.	Bildet Deckenergüsse. Festlandsperiode?
II. Aroser Dolomiten.				
Lias.		Dunkle Kalk- und Tonschiefer, mit Zwischenlagen von bankigen Kalken. An der oberen Grenze einige m heller, massiger dolomitischer Kalk.	120 m.	Fucoiden und unbestimmbare Bivalven. Die Fazies ändert von NE nach SW rasch, indem die Kalke durch Tonschiefer ersetzt werden.
	Rhät-Liaskalke.	Blaugraue, dünnbankige Kalke, in den untern Teilen mit Tonschieferzwischenlagen.	200 m.	Plicatula cf. intusstriata EMM., Myophoria sp., Lumachelle.
Rhät.	Kössenerschichten.	Dunkle, gelbe Kalke und Tonschiefer, regellos wechselnd miteinander und mit Kalkbänken.	120 m.	Bactryllium sp., Anatina Passeri STOPP., Anatina praecursor OPP., Anatina arista STOPP., Myophoria cf., Nucula sp., Gervillia inflata SCHAFH.? Cardium sp., Cardita cf., Cidaridites stipes STOPP., Hemicidaridites florida MERIAN.
	Untere Rhätkalke.	Plattige bis schieferige klingende Kalke.	20 m.	
	Norisch-rhätisches Grenzniveau.	Wechsel von dunklen bankigen Kalken mit bankigen hellen Dolomiten.	20 m.	Bildet den Übergang Rhät-Hauptdolomit. Enthält an der Leidfluh Schnecken.
Norien.	Hauptdolomit.	Heller, bankiger, oft gebänderter Dolomit mit Zwischenlagerungen schieferiger Schichten. Enthält oft weisse Dolomit- und Kalksprenkel.	?	In den oberen Teilen reich an Schnecken. Sedimentationsbreccie häufig.
	Basale Hauptdolomitbreccie.	Komponenten bestehen nur aus Dolomit. Grösse bis 0,5 m. Mehr oder weniger gerundet. Zement: Farbige Mergel oder mergeliger Dolomit.	Wenige m.	Leitet die auf die carnische Regressionsstufe folgende Transgression ein.

Stufe.	Bezeichnung der Schichten.	Charakter des Gesteins.	Ungefähre Mächtigkeit.	Fossilien und Bemerkungen über Fazies.
III. Rothornschuppe.				
Carnien.	Raibler.	Rauhwaacke, Mergel, Dolomitschiefer und -bänke, Sandsteine, Gips.	100 m ?	Lima cf. Regressionsstufe.
	Alteindolomit.	Helle, gebankte Dolomite.	80 m.	Siphoneen, unkenntliche Fossiltrümmer.
	Prosantoschichten.	Schieferige bis dünnbankige gebänderte Dolomite und Kalke.	15 m ?	Die untern Teile können nicht vom Arlbergdolomit abgetrennt werden.
Ladinien.	Arlbergdolomit und Mittelladinien.	Dunkle, massige bis bankige Dolomite, oft grobspätig.	80 m.	Encriniten, Siphoneen in oft riffartiger Anhäufung, z. B. <i>Diplopore annulata</i> SCHAFFH. <i>Diplopore debilis</i> GUEMB., Korallen.
	Vertreter der Arlbergkalke und der mittleren Rauhwaacke.	Helle, bankige, schwach tonige Dolomite.	60 m.	Die deutliche Regressionsperiode der Silvrettadecke tritt hier nicht hervor. Mittelstellung zwischen Silvrettadecke s. s. und Tschirpendecke.
Anisien.	Oberer Muschelkalk = Trochitendolomit.	Dunkle, oft grobspätige Dolomite mit schwarzen Silexknauern und Quarz- und Kalkspatdrusen.	bis 40 m.	Encrinus cf. <i>liliiformis</i> SCHL., <i>Dadocrinus</i> sp. Ähnliche Fazies wie in der Silvrettadecke s. s.
	Recoaro- oder Knollendolomite.	Braune, knollige Dolomite.	25 m.	Ausbildung wie in der Silvrettadecke.
	Recoaro- oder Knollenkalke.	Dunkelblaue, knollige Kalke mit schwarzen, gelb anwitternden Tonbelägen.	40 m.	Pentacrinen, Korallen. Ausbildung wie in der Silvrettadecke.
	Gracilisschichten.	Klingende helle, rötlich bis bläuliche, plattige bis schieferige Kalke.	10 m.	Crinoiden, Korallen. Ausbildung wie in der Silvrettadecke.
Skythien.	Obere Campilerschichten = skythisch anisches Grenzniveau.	Gelbe Dolomite und Kalke, den Übergang des Buntsandsteins in die Gracilisschichten bildend.	?	Ausbildung ähnlich wie in der Silvrettadecke.
	Buntsandstein.	Vorherrschend rote Sandsteine, an der Basis Konglomerate.	?	Ausbildung wie in der Silvrettadecke.
Perm.	Tuffogene Konglomerate.	Rote Konglomerate mit tuffartigem Zement und Einschlüssen von Quarz und Quarzporphyr.	?	Ausbildung wie in der Silvrettadecke.
	Quarzporphyr.	Rot oder grün. Schieferig.	?	Deckenergüsse. Gänge ?

Stufe.	Bezeichnung der Schichten.	Charakter des Gesteins.	Ungefähre Mächtigkeit.	Fossilien und Bemerkungen über Fazies.
Vorpermische Schichten.	Kristallin des Parpaner Rothorns.	Oben: Granite mit aplitischer Randfazies und Zwischenlagen von Muskovitgneis und kohligen Schiefern.	4—500 m.	Kohlige Schiefer wahrscheinlich umgewandelte Sedimente (Karbon?).
		Muskovit-, Zweiglimmer-, Granat-, Andalusit- und Augengneis, in den tiefern Lagen wechsellagernd mit Amphibolit.	2—300 m.	Grosse Ähnlichkeit mit den kristallinen Paragesteinen des obern Tessin (Bosco). Reich an Pyrit. Enthält auch Arsenfahlerz, Kupferkies und Malachit.
		Unten: vorherrschend Amphibolit, wechsellagernd mit sauren Gneisen.	400 m.	
IV. Tschirpendecke.				
Malm.	Oberer Jura?	Graugrüne und schwarze Mergelschiefer mit manganerzhaltigen kiesligen Bänken.	10 bis 20 m.	Überlagert am Parpaner Weisshorn in normaler Weise die tiefern Schichten, ruht am Tschirpen transgressiv auf Hauptdolomit. Rascher Wechsel von transgressiver und nicht transgressiver Ausbildung.
Dogger.	Radiolaritgruppe.	Wechsel von hellen klingenden Kalkschiefern und -bänken mit rotem und grünem Radiolarit und roten Tonen. Geht allmählich in die höhern Mergel über.	30 m.	Kalke und Radiolarite wechseln in horizontalem und vertikalem Sinn sehr rasch. Der Gesamtcharakter des Gesteins bleibt auf grössere Strecken gleich.
	Lias- z. T. Doggerschiefer (Allgäuschiefer).	Dunkle Kalk- und Tonschiefer. Grenzen im S unten scharf an bankige Kalke, gehen im N nach unten allmählich in platte Schiefer und Kalke über.	Im S 15, am Parpaner Weissh. 30 m.	Fucoiden. Mächtigkeit nimmt von S nach N zu.
Lias.	Liaskalke.	Helle, rot und gelb geflammte Kalke. Gehören in den untern Teilen vielleicht ins Rhät.	25 m.	Ammoniten, Belemniten, Lithodendren, Crinoiden, Terebrateln und Bivalven, Cidarid sp. Nach N gehen die Kalke in graublaue, charakterlose platte Kalke über.
Rhät.	Kössenerschichten.	Graublaue Kalke, wechsellagernd mit schwarzen und gelben Ton- und Mergelschiefern.	40 m.	Cardita austriaca HAU., Mytilus? Bactryllium giganteum HEER, Bactryllium deplantum HEER, Bactryllium striolatum HEER, Pectenaviculoides STOPP., Avicula contorta PORTL., Plicatula cf. barnensis STOPP., Pecten sp., Mytilus sp., Korallen.
Norien.	Norisch-rhätisches Grenzniveau.	Wechsel von bankigen Dolomiten und Kalken, oft etwas mergelig.	20 m.	Nur stellenweise (Kar zwischen Weisshorn und Tschirpen) ausgebildet. Gleicht stark dem n.-r. Grenzniveau der Aroser Dolomiten.

Stufe.	Bezeichnung der Schichten.	Charakter des Gesteins.	Ungefähre Mächtigkeit.	Fossilien und Bemerkungen über Fazies.
Norien.	Hauptdolomit.	Heller, bankiger, feinkörniger Dolomit mit Einlagerungen von dunklem grobspätigem Dolomit.	150 m ?	Siphoneen, besonders in den dunklen Partien. Kann nicht von ladinischen Dolomiten unterschieden werden. Gleicht dem Hauptdolomit der Aroser Dolomiten.
	Basale Hauptdolomitbreccie.	Einschlüsse: Meist heller Dolomit, dann dunkle Kalke. Gerundet, bis über kopfgross. Zement: Kalkige und dolomitische, schwarze und bunte (rot, gelb, grün) Mergel.	Einige m.	Analog der Transgressionsbreccie der Aroser Dolomiten und der Silvrettadecke des Ducangebietes.
Carnien.	Raibler.	Bunte und schwarze Mergel, Rauhwacke, Dolomite, kalk- und dolomithaltige Breccie. Gips. Serpentin?	20 m.	Grosse Analogien zu den Raiblern der Rothornschuppe und der Silvrettadecke. Unterschiede: Breccien in der Tschirpendecke häufig, enthalten. Kalkkomponenten. Serpentin-intrusion in den Raiblern der Tschirpendecke.
Ladinien.	Arlberg-(Wetterstein-) Dolomit.	Helle, feinkörnige und dunkle grobspätige bankige Dolomite.	?	Siphoneen. Vielleicht Crinoiden. Gegensatz zur Silvrettadecke: Keine mittlere Rauhwacke und kein Arlbergkalk. Die diesen Stufen entsprechende Regression ist nicht ausgebildet.
Anisien.	Oberer Muschelkalk = Trochitendolomit.	Dunkle, grobspätige Dolomite mit Silexknauern und Quarz- und Kalkspatdrusen.	10 m.	Enerinus cf. liliiformis SCHL. Gleicht sehr stark dem obern Muschelkalk der Silvrettadecke s. s.
	Unterer Muschelkalk.	Plattige bis schwach knollige blaugraue oder rötliche Kalke mit schwarzen, gelb anwitternden tonigen Belägen.	10 m.	Crinoiden und unbestimmbare Fossilreste. Starke Reduktion gegenüber dem untern Muschelkalk der Silvrettadecke, jedoch Ähnlichkeit in der Ausbildung der Schichten.
Skythien.	Obere Campilerschichten = skythisch anisches Grenzniveau.	Gelbe sandige Dolomite und dolomitische Sande. Vielleicht Rauhwacke.	Wenige dm bis einige m.	Starke Anklänge an die Campilerschichten der Silvrettadecke, jedoch viel weniger mächtig.
	Buntsandstein.	Roter quarzitischer Sandstein.	Einige m.	Die geringe Mächtigkeit wahrscheinlich Folge tektonischer Reduktion.
Praetriadische Gesteine.	Gneis.	Saurer Gneis. Granit? Gleicht makroskopisch z. T. dem Granit des Rothorns.	Einige m.	Wahrscheinlich tektonisch reduziert.

XV. Faziesverhältnisse.

a. Sedimentationsbedingungen. Die das südliche Plessurgebirge aufbauenden Sedimente sind zum grössten Teil Flachseeablagerungen. Einwandfreie Tiefseeablagerungen können nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise muss man die fast sterilen Liasschiefer der Tschirpendecke und der Aroser Dolomiten dazu rechnen, sowie die mittel- und oberjurassischen, aus Radiolarit und hellen dichten Kalken sowie Ton- und Mergelschiefern bestehenden Bildungen der Tschirpendecke. Der rasche Fazieswechsel im Lias sowie das Auftreten von Breccie in den Liasschiefern der Aeladecke, die faziell denjenigen des südlichen Plessurgebirges sehr nahe stehen, stellt die allgemein bathyale Natur der Liasschiefer jedoch in Frage. Auf alle Fälle scheinen sie nicht küstenferne Produkte vorzustellen, sondern auf einem stark modellierten Meeresboden abgelagert worden zu sein, der, wie die Breccie der Aeladecke und vieler unterostalpinen Decken des südlichen Bündens zeigt, teilweise über den Meeresspiegel emporragte.

Die Radiolarite werden von vielen Forschern (Steinmann) als abyssale Ablagerungen angesehen. Die Richtigkeit dieser Ansicht scheint mir jedoch in Frage gestellt durch einige Beobachtungen in der Tschirpendecke: So liegen die am Parpaner Weisshorn direkt die Radiolaritgruppe überlagernden Mergel mit kieseligen Bänken wenige 100 m weiter östlich (Tschirpen) in der gleichen Schuppe transgressiv auf Hauptdolomit. Es musste somit dort während der Ablagerung der Radiolaritgruppe eine Insel gewesen sein. Ein zweiter Punkt, der mir auch gegen eine bathyale Natur des Radiolarites zu sprechen scheint, ist der rasche Wechsel dieses Gesteins (in vertikalem und horizontalem Sinn) mit den ihn begleitenden hellen dichten Kalken. In einem Tiefmeer sollten wir doch auf weite Strecken gleiche Absatzbedingungen erwarten, und somit auch grosse Konstanz in der Ausbildung der Ablagerungen. Statt dessen wechselt das Profil in der Radiolaritgruppe beinahe von m zu m. Bathyale Ablagerungen könnte man auch in den ammoniten- und belemnitenführenden Liaskalken von Sanaspans vermuten wollen, wenn nicht deren Verknüpfung mit einer Lithodendrenbank sowie die Beschränkung der Ammonitenkalke auf ein enges Gebiet eher für die Annahme spräche, dass die Ammoniten in neritische Bildungen eingeschwemmt worden seien.

b. Transgressionen und Regressionen. Die älteste Transgression¹⁾ fällt in das Ende der Permzeit und den Anfang der Trias, wo die tuffogenen Konglomerate und der Buntsandstein abgelagert werden. Stärker prägt sich diese Transgression im Anisien aus, wo das mechanische Ablagerungsprodukt des Skythiens durch ein chemisches, den Muschelkalk, ersetzt wird. Die an andern Orten durch Rauhwackebildung charakterisierte Fazies in den Campilerschichten fehlt dem südlichen Plessurgebirge, indem hier der Buntsandstein durch Aufnahme von Kalk und Dolomit allmählich in Kalke und Dolomite übergeht. Im obern Anisien und untern Ladinien macht sich wiederum eine Regression geltend, bei der es zur Ablagerung eines rauhwackeführenden Gliedes, der mittlern Rauhwacke, kommt. Im obern Arlbergkalk folgt darauf eine Transgression, die nach Eugster in der Ducangruppe und im nordöstlichen Landwassergebiet durch eine unbedeutende, die Bildung des Mittelladiniens (Sedimentationsbreccie, crinoidenreiche, grobspätige Dolomite) verursachende Hebung des Meeresbodens unterbrochen wird. Diese Hebung kann im südlichen Plessurgebirge nicht oder nur undeutlich nachgewiesen werden. Erst im *Carnien* (oberer Alteindolomit und Raibler) zeigt sich hier eine durch Rauhwacke und Gips dokumentierte Regressionsperiode, die weit verbreitete Raiblerregression, auf welche die Transgression des Hauptdolomites folgt. Ein scharfer Gesteinswechsel macht sich häufig an der Grenze Hauptdolomit-Rhät bemerkbar, wahrscheinlich verursacht durch eine rasche Senkung des Meeresbodens. Im obern Hauptdolomit war das Meer jedenfalls seicht, stellenweise sogar ganz zurückgewichen. Es wird dies wahrscheinlich gemacht durch Terra rossa-ähnliche Bildungen, die *H. Eugster* von der obern Grenze des Hauptdolomites des Ducangebietes angibt, sowie durch rote Breccien, die *Frey* im norisch-rhätischen Grenzniveau des Aela fand. Im *Lias* scheint sich der Meeresboden noch mehr zu senken, indem die fossilreichen Rhätschichten in monotone Mergelschiefer übergehen.

¹⁾ Gemeint ist hier eine diskordante, transgressive Auflagerung, nicht eine marine Transgression.

Im *Jura* macht sich, was die Transgressionen und die Regressionen anbelangt, ein scharfer Gegensatz zur *Trias* bemerkbar. Während sich diese in der *Trias* meist über ein grösseres Gebiet verfolgen lassen (Transgression des Muschelkalkes, Regression der Raibler) und somit Folgen epirogenetischer Bewegungen sind, kann man häufig im *Jura* eine Schichtreihe normal ausgebildet sehen, die in geringer Distanz infolge einer lokalen Regression vollständig fehlt (Radiolaritgruppe am Parpaner Weisshorn und Transgression der sie überlagernden Schichten auf Hauptdolomit am Tschirpen, ferner Wechsel zwischen normal und als Transgressionsbreccie ausgebildetem Lias in vielen unterostalpinen Decken des südlichen Bündens). Es zeigt dies, dass im *Jura* bereits zahlreiche Inseln aus dem Meer ragten, mit andern Worten, dass sich im Gegensatz zu den epirogenetischen Kräften der *Trias* hier orogenetische Kräfte bemerkbar machen. Im gleichen Sinn spricht auch der von Frey und Ott beobachtete Übergang des brecciösen Lias der Aeladecke in schieferigen Lias. Die dortigen Liasbreccien stellen offenbar terrigene Einschwemmungen ins Meer dar, deren Bedeutung mit der Entfernung vom Festland abnimmt.

Dass aber auch schon in der *Trias* orogenetische Bewegungen zur Auswirkung kamen, zeigen uns die vielen Transgressionsbreccien, die man in allen dolomitischen Ablagerungen der *Trias* vorfindet. Diese konnten nur durch ein Schiefstellen des Meeresbodens erzeugt werden, das, wie die ungleiche Verteilung der brecciösen Ausbildung im Arlbergdolomit (vgl. Arlbergdolomit, Stratigraphie) zeigt, auf kleine Strecken in seinem Betrag variierte, und somit durch orogenetische Kräfte hervorgerufen worden sein dürfte.

c. Faziesänderungen. In der Silvrettadecke s. s. sind die verschiedenen Schichten äusserst konstant ausgebildet. Einzig der Arlbergkalk (inkl. mittlere Rauhwacke) und das Mittelladinien zeigen einige Änderungen von NE nach SW. Der *Arlbergkalk* ist am Tiaun in seinen oberen Teilen als grauer, korallogener Dolomit ausgebildet, in den untern 40—50 m ist er schieferig-kalkig und enthält Einschaltungen von Rauhwacke. Gegen SW wächst diese Ausbildung auf Kosten des Dolomites an, so dass sie diesen am P. Linard bereits ganz verdrängt hat. Das *Mittelladinien* unterscheidet sich von demjenigen des Ducans durch das Fehlen der weissen Sedimentationsbreccie. Von NE nach SW wird seine Ausbildung immer undeutlicher, so dass man es in der Lenzerhorngipfelschuppe nicht mehr vom Arlbergdolomit abtrennen kann.

Grösser als in der Silvrettadecke s. s. sind die Faziesunterschiede zwischen dieser und den tiefern Decken und Schuppen.

Das *Anisien* der Rothornschuppe weist grosse Analogien zu dem der Silvrettadecke auf, nur dass in ihm der obere Muschelkalk mächtiger ausgebildet ist. In der Tschirpendecke ist der untere Muschelkalk in extremer Weise reduziert, erinnert jedoch in seiner Ausbildung noch stark an den Recoarokalk der Silvrettadecke. Sehr gut ist die Übereinstimmung im oberen Muschelkalk, der in beiden Decken als dunkler, grobspätiger Crinoidendolomit ausgebildet ist. Das *Ladinien* weist schon zwischen der Silvrettadecke s. s. und der Rothornschuppe grosse Differenzen auf. In der letztern fehlt nämlich die Regression der mittlern Rauhwacke. Der Arlbergkalk ist als bankiger, heller Dolomit ausgebildet. Mittelladinien und Arlbergdolomit können nicht gut getrennt werden. Der grösste Teil des Arlbergdolomites weist die Fazies des Mittelladiniens auf. Noch homogener ist das Ladinien der Tschirpendecke, indem es dort als heller, oft dunkler, bankiger Dolomit vorkommt, der nicht in Unterabteilungen gegliedert werden kann.

Das *Carnien* besteht in der Rothornschuppe aus Raiblern, Alteindolomit und schlecht ausgebildeten Prosantoschichten. In der Tschirpendecke können nur noch Raibler unterschieden werden, die sich durch eine kalkhaltige Breccie von den Raiblern der Silvrettadecke unterscheiden.

Das *Norien* kann nur in der Zone der Aroser Dolomiten und in der Tschirpendecke mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. An beiden Orten ist es als heller, bankiger Dolomit ausgebildet, der in den Aroser Dolomiten immer, in der Tschirpendecke stellenweise durch Wechsellagerung von hellen Kalken und Dolomiten an Rhät grenzt.

Das *Rhät* besteht in den Aroser Dolomiten und in der Tschirpendecke aus Kössenerschichten in den tiefern und Kalken (die aber zum Teil in den Lias gehören) in den höhern Teilen. In der Tschirpendecke ist es bedeutend weniger mächtig als in der Zone der Aroser Dolomiten.

Der *Lias* zeichnet sich durch raschen Fazieswechsel aus, eine Folge des Auflebens orogener Bewegungen. In den Aroser Dolomiten besteht er im NE aus Schiefern, wechselnd mit Kalken. Nach SW verschwinden die Kalke rasch, so dass er am Lenzerhorn fast nur aus Schiefern besteht. Besonders starke Fazieswechsel weist er in der Aelagruppe auf, indem er dort stellenweise mächtige Breccienhorizonte aufnimmt. Auch in der Tschirpendecke ist seine Ausdehnung wenig konstant. Im N besteht er in den untern Teilen aus dunkeln, plattig-schieferigen Kalken, die nach oben in Schiefer übergehen. Im S, bei Sanaspans, werden die Schiefer von hellen, rot und gelb geflammten, ammoniten- und belemnitenhaltigen Kalken unterlagert.

Der *mittlere* und *obere Jura* transgrediert mit seinen obern Schichten auf Hauptdolomit (Tschirpen), oder er bildet eine im kleinen rasch wechselnde Folge von hellen Kalken und Radiolariten, deren Gesamtcharakter auf grössere Strecken derselbe bleibt.

C. Tektonik.

I. Die Silvrettadecke.

1. Das Lenzerhorn.

Bei der Betrachtung der Silvrettadecke gehen wir am zweckmässigsten vom Lenzerhorn aus; nicht etwa, weil dieses einen einfachen und stratigraphisch übersichtlichen Bau aufweist, sondern weil fast alle für das hier behandelte Gebiet wichtigen Schuppen und Zweigdecken der Silvrettadecke darin vertreten sind. Ja, sogar die Tschirpendecke, die Aroser Schuppenzone und die Bündnerschiefer finden sich in seinen tiefern Teilen. Es stellt also gleichsam einen Ausschnitt aus den bedeutendsten tektonischen Elementen unseres Gebietes dar, die hier alle flach übereinander liegen.

Anhand eines Profils durch das Lenzerhorn wird es uns verhältnismässig leicht sein, einen geordneten Überblick über deren Aufeinanderfolge und gegenseitiges Verhältnis zu gewinnen.

Bevor jedoch das detaillierte Profil folgt, mögen die wichtigsten zusammengehörenden Komplexe des Lenzerhorns erwähnt werden (Taf. I und Fig. 3), die bereits in der vorläufigen Mitteilung (14, 392—393 und 398—414) besprochen wurden.

Serie I. Den Fuss des Berges bilden *Bündnerschiefer* und *Schiefer der Aroser Schuppenzone*, auf welche in zirka 1750 m Höhe die Dolomitmassen des Lenzerhornes aufgeschoben sind;

Serie II. Die Basis dieser Dolomitmassen bilden am Eingang zur Lenzeralp einige kleine Schuppen der Tschirpendecke. 1750—2050 m.

Serie III. Über diesen erheben sich schroffe Dolomitwände der Rothornschuppe, die einen auffallenden Gegensatz zu den sanften Hängen des Lenzerhornfusses bilden. In enger stratigraphischer Verknüpfung damit stehen Ausläufer des kristallinen Komplexes des Parpaner Rothorns, den wir kurzweg Rothornkristallin nennen wollen. 2050—2630 m.

Am Lenzerhorn folgt auf zirka 2630 m über carnischen Dolomiten und Rauhwacken eine dünne Lage Quarzporphyr mit etwas Granit verknüpft, zweifellos ein Ausläufer des Rothornkristallins. Diese lässt sich weit nach S, bis gegen Belfort hin verfolgen. Sie trennt Serie III von einer höhern selbständigen, lediglich aus jüngern Schichten bestehenden Serie, der

Serie IV. Am Lenzerhorn weist sie nur Rhät und Lias auf, mit einigen Linsen von fraglichem Hauptdolomit an der Überschiebungsbasis. Im NE, in der Erzhornkette, schwillt der Hauptdolomit mächtig an, während Rhät und Lias mehr und mehr zurücktreten. Mit leichter Mühe lässt sich zeigen, dass die Dolomite des Erzhornes zur Decke der Aroser Dolomiten (14, 361) gehören, deren südliche Fortsetzung der genannte Rhät-Lias am Lenzerhorn bildet. Ein Zusammenhang mit Serie III existiert nicht. Die Grenze besteht vielmehr überall aus einer Überschiebungsfläche.

Wie nach unten, so wird das Rhät-Liasband auch nach oben durch eine Überschiebung abgegrenzt. Auf 2720 m folgt

Serie V, eine verkehrte Schichtreihe, die mit Raiblern beginnt und nach oben sukzessive tiefere Glieder aufweist, bis zu den Recoarokalken am Lenzerhorngipfel. Auch Buntsandstein kommt darin vor, jedoch nicht am Gipfel selbst, sondern erst südlich und östlich desselben.

Aus dieser Aufzählung geht hervor, dass das Lenzerhorn eine recht komplizierte Struktur besitzt. Die ersten, die sie in groben Zügen erkannten, waren *Spitz* und *Dyhrenfurth*. In ihrer Mitteilung über

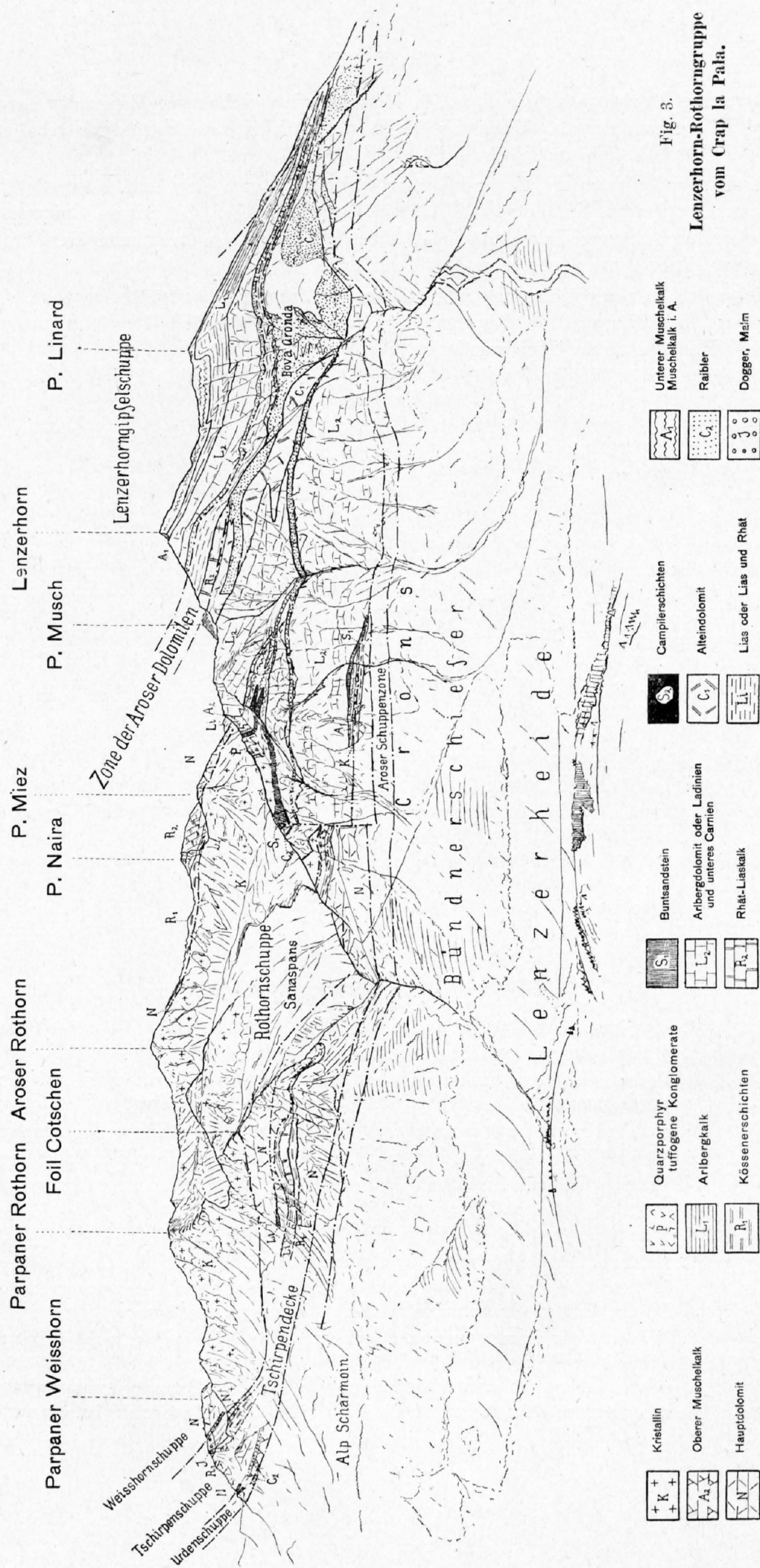


Fig. 3.
Lenzerhorn-Rothorngruppe
vom Crap la Pala.

das Plessurgebirge (13) heben sich in Fig. 2 S. 486—487 die verschiedenen Zonen des Lenzerhornes bereits deutlich voneinander ab. Unrichtig sind dagegen die viel zu schematisch gehaltenen Kartierungen von *Theobald* (90) und *Hoek* (10).

Erweiterungen erfuhren die Untersuchungen von Spitz durch eine Exkursion, die *P. Arbenz*, *Alb. Heim* und *D. Trümpy* im Sommer 1915 mit einigen Schülern der Berner Universität unternahmen, sowie durch die zwei Jahre später stattfindende Exkursion, auf der mich Herr Prof. Arbenz in das mir zur Bearbeitung übergebene Gebiet einführte.

Im folgenden sei nun ein detailliertes Profil des Lenzerhornnordwestgrates gegeben, das an der Basis der Serie III auf zirka 2100 m beginnt. Die Besprechung der Serie II erfolgt im Zusammenhang mit der Erläuterung der Tschirpendecke.

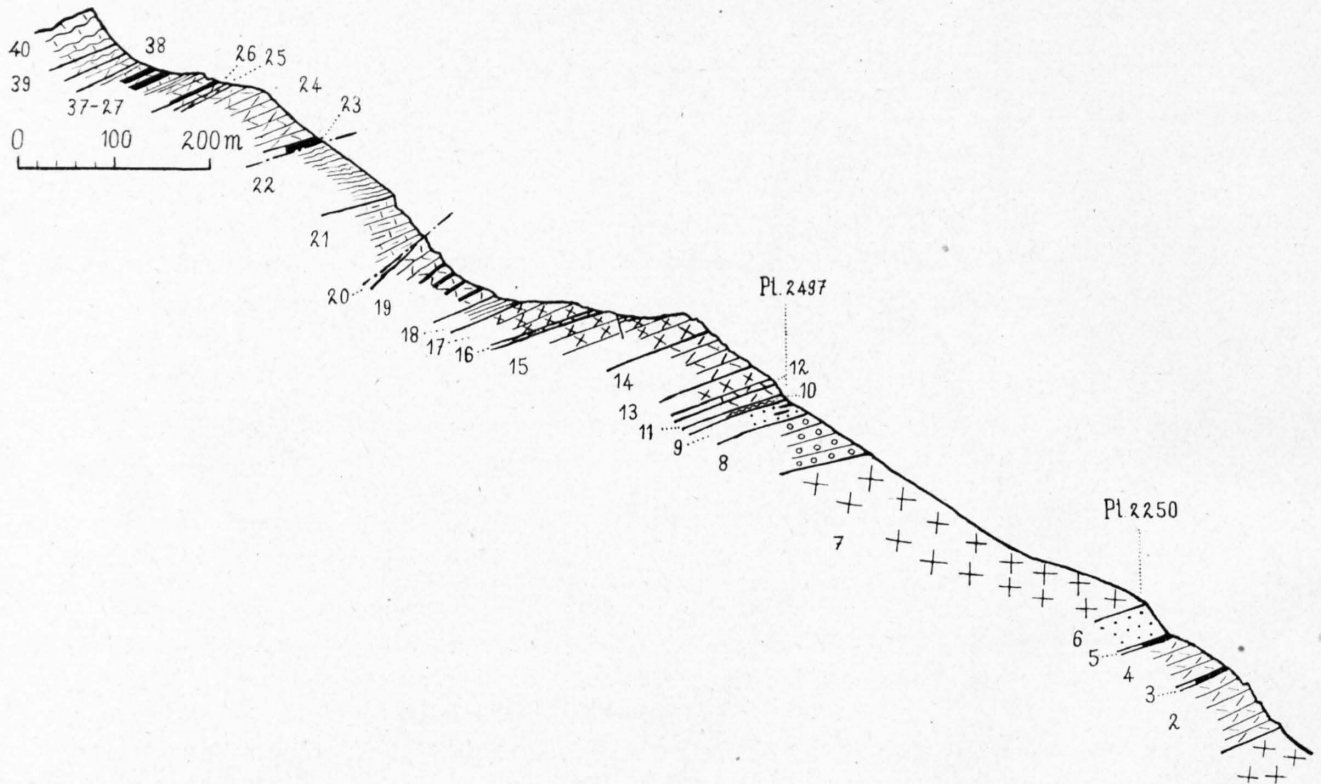


Fig. 4. — Profil des Lenzerhornnordwestgrates.

- Serie III. = Rothornschuppe
1. Einspitzung des *Rothornkristallins*. Keilt nach S aus, setzt jedoch über Cresta Stgoira vorübergehend wieder ein.
 2. Heller Dolomit mit Siphoneen, 80 m. Keilt nach N bald aus, schwillt dagegen nach S rasch an und kann bis 200 m mächtig werden. *Arlbergdolomit*?
 3. 3 m *Raibler* mit Rauhwacke und gelben und grauen dolomitischen Tonschiefern.
 4. 50 m heller Dolomit wie 2. Keilt nach N und S bald aus. *Arlbergdolomit* oder *Hauptdolomit*.
 5. Kieselige Dolomitschiefer mit braun-violetter Schichtfläche; gelbe, grüne und rötliche mergelige Schiefer. *Campilerschichten*. 2 m.
 6. 40 m roter *Buntsandstein* mit weissen Quarzgeröllen.
 7. Auf P. 2250 folgt *Kristallin* des Rothornmassivs. Dieses bildet den Grat bis auf zirka 2400 m und spitzt nach S zwischen den Sedimenten der Rothorngruppe keilförmig aus. Darüber folgt die Hauptmasse der Serie III in normaler Lagerung.
 8. *Verrucano* mit grünem und rotem, schieferig ausgebildetem *Quarzporphyr*, mit deutlichen Quarzeinsprenglingen an der Basis. Besonders schön trifft man diesen nördlich des Grates, wenn man vom Lenzerhornweg auf zirka 2300 m zur Grenze zwischen Verrucano und Kristallin traversiert. Die Mächtigkeit des Quarzporphyrs beträgt nur wenige m.

- Nach oben geht er in Tuff über, der anfänglich bloss kleine runde Quarzkörner enthält, dann aber auch grössere Einschlüsse, besonders solche von Quarz oder Quarzporphyr.
9. Über dem Verrucano folgt auf dem Grat eine stark verruscelte Zone, wo *Buntsandstein* und *Campilerschichten* in mehr oder weniger zerdrückter Form miteinander verzahnt sind. Auffallend ist ein heller, bläulicher, stark marmorisierter Kalk, der in den untersten Muschelkalk gehört. 25 m.
 10. 6 m *Recoarakalke* und -*dolomite*. Sie sind stark tektonisch reduziert. Wenig südlich des Grates verschwinden die tektonischen Unregelmässigkeiten, und der untere Muschelkalk ist in normaler Ausbildung vorhanden, mit blauen Knollenkalken an der Basis und braunen Knollendolomiten darüber.
 11. 10 m dunkle, körnige Dolomite mit schwarzen Hornsteinknollen und weissen Kalkspatdrusen, bankig ausgebildet, enthalten im oberen Teil eine encrinitenführende Bank, den *Trochitendolomit s. s.*
 12. 6 m graue Dolomite, heller als 11 und 13, dünnbankig; gleichen etwas dem Arlbergdolomit. *Oberer Muschelkalk.*
 13. Dunkelgrauer Dolomit mit spätiger Ausbildung, reich an Dadocrinen. Auch Encriniten kommen vor, 20 m. *Oberer Muschelkalk.*
 14. 60 m helle, schwach tonige, gut gebankte Dolomite, Streichen N 65° W, Fallen 50° S. Die durchschnittliche Dicke der Bänke beträgt 40 cm. Hie und da finden sich tonig-schieferige Lagen eingeschaltet. Oft weisen die Schichten Bänderung auf. Die Schichtflächen sind glatt, manchmal von tonigen, rotbraun bis gelb anwitternden Belägen überzogen. An einer Stelle konnten auch Wellenfurchen konstatiert werden. Einzelne Bänke sind reich an unbestimmbaren Resten von kleinen Fossilien. Primärbreccien kommen vor, jedoch nicht häufig. Wahrscheinlich vertritt 14 das untere Ladinien, also die *Arlbergkalke*.
 15. 40 m dickbankiger bis massiger Dolomit von dunkler Farbe. Bruch meist grobkristallin. An Fossilien finden wir darin Encriniten und Siphoneen. In den oberen Lagen trifft man häufig Quarzgekröse.
 16. Encrinitenreiche Dolomitbank (5, 553). Erscheint infolge eines Bruches am Grat zweimal. Sie tritt zwischen den grauen, massigen Dolomit von 15 und einer zirka 3 m mächtigen Lage dünnbankiger bis schieferiger, etwas toniger Dolomite mit ausgesprochener Bänderung auf. Streichen N 80° W, Fallen 45° S. Die Encriniten erreichen eine Grösse von bis zirka 1 cm. Unmittelbar über und unter der Crinoidenlage finden sich ausserordentlich viele Siphoneen in riffartiger Anhäufung. *Mittelladinien.*
 17. 30 m massiger grauer Dolomit wie 15, oft brecciös. Siphoneen sind häufig. *Arlbergdolomit.*
 18. 15 m tonige, bankige bis schieferige gebänderte Dolomite, mit rötlichbraunen Schichtbelägen. Nehmen östlich des Grates auch Kalke auf. Gleichen auffallend den *Prosantoschichten*, deren Vertreter sie wahrscheinlich sind.
 19. 80 m heller, stark zerdrückter Dolomit mit fein kristallinem Bruch, enthält Siphoneen und Quarzgekröse. Sein Aussehen sowie seine Lage sprechen für Zugehörigkeit zum *Alteindolomit*. Er wird von vier Rauhwackebändern durchzogen, die vielleicht die letzten Einspitzungen eines von der Bova Gronda bis fast auf den Grat reichenden Raiblerzuges vorstellen, möglicherweise aber auch tektonisch entstanden sind.
- Zuoberst auf dem Alteindolomit folgt dunkler Dolomit, der sich gegen 400 m nach S hinzieht, bis er schliesslich auskeilt. Möglicherweise handelt es sich hier um tektonisch eingespitzten Arlbergdolomit, vielleicht aber auch nur um eine etwas abweichende Ausbildung des Alteindolomites.
20. Über dem Alteindolomit liegt eine dünne Lage Quarzporphyr und Granit, die am Grat fast völlig ausgequetscht und in Form einiger mylonitisierter Überreste erhalten ist.

Serie IV.
= Zone der
Aroser Do-
lomiten.

Überschiebungsfläche.

21. 60 m *Rhät*. An der Basis einige m schwarze, gelb gefleckte Ton- und Kalktonschiefer. Darüber folgen bläuliche Kalke, in den untern Teilen oft von gelblichen Tonbelägen überzogen. Hie und da finden sich schwarze Mergelschiefer eingeschaltet. Reich an *Pentacrinus*, stellenweise *Lumachelle*.
22. 70 m schwarze, braungestreifte *Liasholzschiefer* mit vereinzelt Kalkbänken.

- Aus diesem Profil ergeben sich folgende, für die tektonische Deutung des Lenzerhornes wesentliche Schlüsse:

2. Das Rothornkristallin selbst entsendet drei Keile von Kristallin und Porphyry gegen S, von denen die untern zwei rasch zwischen Sedimenten auskeilen, der oberste aber (Mylonit der vorläufigen Mitteilung, 14, 399) noch weit zu verfolgen ist. Kristallin und Trias sind also hier miteinander verzahnt.

4. Die Serie V (verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe) enthält die Schichten von den Raiblern bis zum Buntsandstein, mit Ausnahme der Altein- und Prosantoschichten. Ihre auffällig gelbe Farbe verdankt sie vor allem dem Arlbergkalk und den Raiblern.

5. Ein fazieller Vergleich der verschiedenen Schuppen ergibt etwa folgendes Bild: Campilerschichten und Muschelkalk der Rothorn- und der Gipfelschuppe sind auffallend gleich ausgebildet, wenn wir von der Mächtigkeit des obern Muschelkalkes in der Rothornschuppe absehen, der mit seinen 36 m den nur zirka 15 m messenden Muschelkalk der Lenzerhorngipfelschuppe und der Silvrettadecke überhaupt um ein bedeutendes übertrifft.

Erhebliche Differenzen zeigt im Gegensatz zum Anisien das Ladinien der beiden Schuppen: während der Arlbergkalk in der Gipfelschuppe schieferigen Habitus aufweist und bei Vorherrschen kalkiger Schichten reich an Rauhwackeneinlagerungen ist, besteht sein mutmassliches Äquivalent in der Rothornschuppe aus hellen, bankigen Dolomiten ohne jegliche Zwischenlage von Rauhwacken. Auch im Arlbergdolomit machen sich merkliche Unterschiede geltend, indem derjenige der Rothornschuppe dunkler und massiger als der andere ist und zudem im Gegensatz zu diesem einen grossen Reichtum an Siphoneen aufweist.

Altein- und Prosantoschichten kann man nicht vergleichen, da sie der höhern Schuppe fehlen.

Zwischen der Zone der Aroser Dolomiten und der Rothorn- oder Gipfelschuppe lässt sich mangels gleichaltriger Schichten kein Vergleich ziehen.

Zusammengefasst ergibt sich folgendes: Die anisischen Schichten der Rothornschuppe stimmen, abgesehen von der Mächtigkeitsdifferenz im obern Muschelkalk, gut überein mit denen der Gipfelschuppe und der Silvrettadecke überhaupt, wogegen die ladinischen bedeutende Unterschiede in ihrer Ausbildung aufweisen. Während also der Muschelkalk auf eine Zuteilung der Rothornschuppe zur Silvrettadecke hinweist, dokumentiert die abweichende Ausbildung des Arlbergkalkes und Dolomites, dass zwischen beiden doch eine nicht unbedeutende Trennung angenommen werden muss.

6. Der Gesamtcharakter des Lenzerhorns ist definiert durch eine Reihe einander flach überlagern-der Schuppen, die meist normal liegen und zum Teil (Rothornschuppe, Aroser Dolomiten, Gipfelschuppe) die Eigentümlichkeit aufweisen, im NE aus ältern, im SW aus jüngern Schichten zu bestehen. An ihrem Aufbau beteiligen sich immer nur wenige stratigraphische Glieder, nie die ganze Trias. Diese Glieder stehen meist miteinander in normalem Verband, mit Ausnahme der Raibler und des Arlbergdolomites in der Gipfelschuppe, zwischen welchen die Altein- und Prosantoschichten ausgequetscht sind.

Die nachfolgende Einzelbeschreibung befasst sich zuerst mit der Rothornschuppe oder -teildecke, der Serie III, nachher folgen die Serien IV und V.

2. Die Rothornschuppe.

(Rothornkristallin und zugehörige Trias = Serie III des Lenzerhornprofils. Vgl. Prof. I, II, III, VII, VIII, Taf. IV und V und tektonische Karte Taf. III).

a. Form und Zusammensetzung der Rothornschuppe. Die Rothornschuppe besteht zum grössten Teil aus Kristallin, das ihre ganze nördliche Hälfte bildet. Die zu diesem gehörigen Sedimente sind nur im S noch erhalten. Ihr jüngstes, sicher bestimmbares Glied gehört dem Carnien an. Norien kann nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Das Kristallin setzt sich vorwiegend aus Gneisen und Amphiboliten zusammen. Es formt die infolge ihrer dunklen rotbraunen Farbe so auffällige Berggruppe des Parpaner Rothorns und Älpliorns. Seine Ausdehnung geben schon die Karten von *Studer* (1), *Theobald* (90) und *Hoek* (10) annähernd richtig an. Auch kommt auf allen diesen Karten bereits zum Ausdruck, dass das Kristallin im S, am Foil Cotschen, und ebenfalls im N, südlich des Grediger Fürklis, auf Sedimenten ruht, eine Tatsache, die infolge des grossen Farbenunterschiedes zwischen dem dunklen Kristallin und den hellen Sedimenten auch vom wenig geschulten Auge leicht wahrgenommen werden kann. Während *Theobald* und *Studer* in dieser anomalen Auflagerung das Resultat einer Einfaltung der Sedimentgesteine unter den Rand einer sich aufwölbenden kristallinen Masse erblicken, verbindet *Hoek* (9) bereits die im N unter dem Kristallin liegenden Sedimente mit denen des Foil Cotschens und betrachtet das Rothornkristallin als eine auf diesen schwimmende Masse. Auch *Boehm* nimmt im Jahre 1895 (5, 556—557) einen Zusammenhang zwischen Foil Cotschen und Parpaner Weisshorn an, nur glaubt er nicht wie *Hoek* an ein schwimmendes Kristallin, sondern er sucht die Verbindung über Alp Scharmoin und glaubt, dass sie jetzt der Erosion anheimgefallen sei. Die Auffassung *Hoeks*, die auch schon *Rothpletz* in seinen geologischen Alpenforschungen I (7) vertritt, allerdings in etwas abweichender Form, hat sich in der Folge als richtig erwiesen. Die Annahme eines Zusammenhanges des Foil Cotschens mit dem Parpaner Weiss-

horn wird einmal durch das Streichen der Sedimente hier und dort, sodann auch durch einen Faziesvergleich so gut wie erwiesen. Da zudem in der ganzen Tschirpenkette die Sedimente unter das Kristallin einfallen, geht man wohl kaum fehl mit der Theorie, dass die Tschirpenschuppe in der Tat unter der Rothornschuppe liege und nicht nur randlich unter dieselbe eingefaltet worden sei. Ein Vergleich der Sedimente der Tschirpendecke und der Rothornschuppe spricht ebenfalls für eine tiefere Trennung beider Komplexe. Zum gleichen Resultat führt auch eine Betrachtung der Tektonik des weitem Gebietes, da wir dessen Aufbau am besten anhand der Deckentheorie erklären können. Das Rothornkristallin stellt somit eine auf Sedimenten schwimmende kristalline Masse vor, die mit ihren südlich anschliessenden Sedimenten eine für das südliche Plessurgebirge wichtige Schuppe oder Decke bildet.

Im E wird die Rothornschuppe von der Decke der Aroser Dolomiten überlagert. Am Erzhorn, Rothorn und Miez grenzt deren Hauptdolomit an einer Überschiebungsfläche an das Kristallin des Rothorns. Weiter südlich kommen die zu den Aroser Dolomiten gehörenden Rhät-Liasschichten mit der Rothornschuppe in Kontakt. Diese grenzen unter Zwischenlagerung der dünnen Quarzporphyr-Granitlamelle 20 des Lenzerhorngratprofiles (Fig. 4) an die zur Rothorngruppe gehörenden Sedimente, die im S das Kristallin ablösen und, nachdem sie in der W-Wand des Lenzerhornes eine nicht unbedeutende Mächtigkeit erlangt haben, rasch ausdünnen und bei Brienz ein Ende finden. Nach NE keilt das Kristallin bald aus. Sein äusserster Ausläufer reicht bis unter den Schafrücken, wo er zwischen dem Hauptdolomit der Aroser Dolomiten und den Schiefern der Aroser Schuppenzone auskeilt. Sedimente der Rothornschuppe fehlen im Gegensatz zu der in der vorläufigen Mitteilung (14 Taf. VIII) vertretenen Ansicht nördlich des Rothorns. Die dort zu ihr gerechneten Dolomite gehören zur Tschirpendecke und zu den Aroser Dolomiten.

Im Grossen betrachtet, weist das Rothornkristallin die Form einer mächtigen, rasch anschwellenden Linse auf, der im N wie im S eine direkte Fortsetzung fehlt. Die grösste Mächtigkeit erreicht diese Linse am Parpaner Rothorn. Nördlich desselben dünnt sie aus und verschwindet bald zwischen fremden tektonischen Elementen im Hangenden und Liegenden, während sie im S von den zu ihr gehörenden Sedimenten abgelöst wird, die ihrerseits gegen Belfort hinab rasch auf ein dünnes Band reduziert werden.

b. Die Verfallung des Kristallins mit den Sedimenten am Lenzerhorngrat. Im S ist das Kristallin des Parpaner Rothorns durch drei Keile mit den zu ihm gehörenden Sedimenten verzahnt: der oberste besteht aus einer dünnen, stellenweise ganz ausgequetschten oder mylonitisierten (Lenzerhorngrat) Granit-Quarzporphyr-Lamelle, die sich trotz ihrer geringen Mächtigkeit weit nach S, bis über die Ruine Belfort verfolgen lässt (Zyndel, briefliche Mitteilung an Spitz, 13, 483). In der Bova Gronda schwillt der Quarzporphyr erheblich an und erreicht die nicht unbeträchtliche Mächtigkeit von etwa 30 m. Der zweite, dickste Keil, reicht viel weniger weit nach S als der obere. Auf dem NW-Grat des Lenzerhornes beträgt seine Mächtigkeit etwa 150–200 m. Doch schon wenige 100 m weiter südlich findet er ein Ende, in Form einer nach S schauenden tauchenden Antiklinale, um die herum sich die Sedimente des hangenden Schenkels mit denen des liegenden verbinden, soweit die verkehrten Schichten überhaupt erhalten sind. Ausser dem Buntsandstein und den Campilerschichten (5 und 6 des Lenzerhorngratprofiles) reichen keine sicher zum liegenden Schenkel gehörenden Schichten bis zum Lenzerhorn-NW-Grat. Der inverse Schenkel zeigt somit eine rudimentäre Ausbildung. Die meisten Schichten keilen schon an der Antiklinalstirn aus, oder unmittelbar nördlich derselben.

Die Stirn der Antiklinale besteht nicht aus einer schönen Umbiegung. Die ältern Schichten sind vielmehr bloss keilförmig in die jüngern eingelagert, ohne dass Stirnfalten zu sehen wären. Auch setzt sich die Antiklinale nicht aus einem einzigen Keil zusammen, sondern aus zwei, wie aus der Ferne besonders schön am Verlauf der Grenzlinie Alteindolomit-Prosanto- respektive Arlbergdolomit zu sehen ist, indem der helle Alteindolomit in auffallendem Farbenkontrast zu den dunklern tiefern Schichten steht.

Da die die Antiklinale unten begrenzende Scherfläche ungefähr horizontal verläuft, die Falte dagegen nach S sinkt, werden gegen S immer höhere Teile der Antiklinale abgeschnitten, so dass vom

obern Alteindolomit in der Bova Gronda nur noch der höhere der beiden Stirnkeile erhalten ist, während wenig weiter nördlich, an der untern Grenze des Alteindolomites, schon die hangenden Teile der tiefern Falte erscheinen, ja, in den Recoarokalken sogar noch deren liegende Partien erhalten sind, die wir schliesslich im Buntsandstein bis auf den Lenzerhorn-NW-Grat verfolgen können. Von grosser Wichtigkeit am mittleren kristallinen Keil ist die Verknüpfung der Sedimente mit den Gneisen, welche die Zugehörigkeit der im S das Kristallin ersetzenden Dolomite zu diesem dokumentiert.

Der tiefste kristalline Keil grenzt, ähnlich wie der oberste, mit Scherflächen an die ihn umgebenden Sedimente. Er bildet, wie der Quarzporphyr oben, den Abschluss der Rothornschuppe unten. Die Sedimente in seinem Hangenden gehören nämlich zum Rothornkristallin, während die des Liegenden zweifellos zur Tschirpendecke gerechnet werden müssen. Nach S lässt er sich nicht weit verfolgen, da er bald auskeilt. Doch scheint es, dass ein dünnes Band Kristallin über Cresta Stgoira, einige 100 m südlich des Eingangs zur Lenzeralp, zu ihm gerechnet werden müsse. Ähnlich wie der oberste kristalline Keil tritt auch der untere an Bedeutung stark zurück gegenüber dem mittleren, der allein mit Sedimenten verknüpft ist, und dessen nach S tauchende Antiklinale einen grossen Teil der Lenzerhorn-westwand einnimmt.

Von hohem Interesse ist die Art, wie die Sedimente über dem mittleren kristallinen Keil nach N aufhören. Im Hintergrund der Lenzeralp, bei P. 2395, bilden sie nämlich eine nach N schauende, N 80° W streichende «falsche Antiklinale», deren Kern die jüngsten Schichten, ladinische Dolomite, enthält. Um diese legen sich Muschelkalk und Buntsandstein, die, im liegenden Schenkel relativ gut erhalten, im hangenden Schenkel eine starke Reduktion aufweisen, die bis zur völligen Ausquetschung gehen kann. Freilich fehlen auch im liegenden Schenkel einige Glieder, so die dolomitischen Recoarschichten. Auch die übrigen Schichten sind nicht überall gut erhalten. Am besten sieht man die Umbiegung im obern Muschelkalk, während sie in den andern Schichten infolge kleiner Störungen weniger deutlich zum Ausdruck kommt. Wahrscheinlich muss man den Quarzporphyrkeil an der obern Grenze der Rothornschuppe als Fortsetzung des hangenden Schenkels der Umbiegung bei P. 2395 betrachten.

Die Verfallung des Kristallins mit den zu ihm gehörenden Sedimenten ist ausserordentlich wichtig. Nicht etwa deshalb, weil das Kristallin mit in den Faltenbau einbezogen worden ist, was ja weiter nichts Neues bieten würde, sondern wegen der besondern, diesen Falten eigentümlichen Form. Wie schon dargelegt, bildet nämlich der mittlere kristalline Keil eine nach S schwach tauchende Antiklinale, die ein Gegenstück in der verkehrten Synklinale bei P. 2395 findet. Solche nach S gerichtete tauchende Antiklinalen und Synklinalen können wir mit Preiswerk (49) überkippte Tauchfalten, oder mit den Franzosen *faux synclinaux* oder *faux anticlinaux* nennen. Die überkippten Tauchfalten am Lenzerhorn, für die auch die Zone der Aroser Dolomite Analogien aufweist, sind besonders für die Ableitung der Herkunft der Rothornschuppe wichtig.

c. Die Raibler der Rothornschuppe. Die Raibler, das jüngste einwandfrei bestimmbare Glied der Rothornschuppe, trifft man hauptsächlich in der W-Flanke des Lenzerhornes, und weiter südlich über Brienz. Dass sie sich im wesentlichen auf den S-Teil der Rothornschuppe beschränken müssen, geht schon aus deren besonderem Aufbau hervor, indem das älteste Schichtglied, das Kristallin, vorwiegend auf den N lokalisiert ist und sich die jüngern Schichten erst sukzessive im S angliedern. Die nördlichsten Ausläufer der Raibler erstrecken sich bis auf den Lenzerhornnordwestgrat, wo sie einerseits Einspitzungen in das oberste Glied der auf dem mittleren Kristallin ruhenden Sedimente bilden, anderseits auch wieder unter dem Kristallin vorkommen und hier möglicherweise zum liegenden Schenkel der nach S tauchenden Antiklinale des mittleren kristallinen Keils gehören. Die Raibler des hangenden Schenkels sind auf dem Lenzerhorngrat selber nur als schmale Rauhwackebänder erhalten, die nicht einmal sicher zu den Raiblern gehören, sondern auch tektonische Entstehung haben könnten. Wenig südlich des Grates setzen jedoch fraglose Raiblerschichten ein, die nach S rasch anschwellen, um in der Bova Gronda, wo sie sich mit dem Raiblerband im Liegenden des mittleren kristallinen Keils (3 des Lenzerhorngratprofils) vereinigen, die ganz respektable Mächtigkeit von etwa 300 m zu erreichen. Diese ausserordentliche Aufhäufung ist nicht etwa primär, sondern die Folge einer Aufstauchung im Knie

der inversen Antiklinale. Zahlreiche schöne Falten zeigen, dass dem wirklich so ist. Ihr Streichen variiert von W nach N 70° W, das nach E gerichtete Axialgefälle ist nur unbedeutend.

Da in die Raiblermassen der Bova Gronda auch das tiefere Raiblerband (Fig. 4, 3) läuft, das am Lenzerhorngrat den mittleren Kristallinkeil unterteuft, sind hier alle mit diesem Kristallin verbundenen vor- und altcarnischen Sedimente im N zurückgeblieben. Im S der mächtigen Rauhwackeanhäufung der Bova Gronda, die auch auf Prof. I, Taf. IV, deutlich zum Ausdruck kommt, nehmen die Raibler bei Scasaloirs rasch ab, um noch einmal südwärts P. 2192 vorübergehend anzuschwellen. Von hier bis Brienz sind sie nur noch da und dort in kleinen Aufschlüssen sichtbar, die wir nicht ohne weiteres zusammenhängen können. Wahrscheinlich sind die Raibler hier mit den sie unterlagernden Dolomiten verschuppt, doch sind die Aufschlüsse zu spärlich, um die Art der Verschuppung festzustellen.

Eine grössere Raiblermasse steht wieder oberhalb Brienz an, in der Abrissnische eines Bergrutsches, der gegen Ende des vorigen Jahrhunderts niederging. Diese Raibler dürften wohl die Fortsetzung derjenigen der Bova Gronda bilden, wenn auch nicht die direkte Fortsetzung. Die vielen kleinen Raibleraufschlüsse zwischen Bova Gronda und Brienz scheinen mir die Annahme eines Zusammenhanges genügend zu rechtfertigen.

Einige untergeordnete, wahrscheinlich auch zur Rothornschuppe gehörende Raibleraufschlüsse bei Belfort werden im nächsten Kapitel besprochen.

d. Der Dolomit an der Basis der Rothornschuppe. Die Basis des sedimentären, also südlichen Teiles der Rothornschuppe, bildet ein stellenweise ausserordentlich mächtiger Dolomit fraglichen Alters. Fast ohne Unterbruch erstreckt er sich von der Lenzeralp bis Brienz. Seine nördlichsten Ausläufer sind am Bach unter den Hütten von Sanaspans in einigen kleinen Aufschlüssen sichtbar. Wenig nördlicher muss er auskeilen, da bereits am Foil Cotschen seine Spuren nicht mehr zu finden sind. Am Lenzerhorngrat bildet er die Dolomitwand 2 des Profils (p. 44). Hier ruht er auf dem untersten Keil des Rothorngneises, dem sich etwas weiter südlich auch noch anisische Sedimente beigesellen. Bald jedoch keilen diese samt dem Kristallin aus, und da zugleich auch die das Rothornkristallin unterteufende Tschirpendecke ausklingt, ruht die Dolomitwand an der Basis der Rothornschuppe ungefähr von der Bova Pintga an auf Schiefen der Aroser Schuppenzone.

Die Mächtigkeit des Dolomites ist über Crons recht bedeutend, oft über 200 m. Nach S schrumpft sie unter Scasaloirs auf ein Minimum zusammen, erholt sich jedoch bald nachher wieder einigermaßen. Etwas unklar werden die Verhältnisse in den Hängen über Lenz. Unter P. 2286 setzt an der Basis der Dolomitwand ein Band Raibler ein, das, nach S schwach ansteigend, bald unter Waldbedeckung verschwindet und jedenfalls weiter südlich auskeilt. Dieses Raiblerband trennt eine tiefere Dolomitschuppe von dem hier besprochenen Dolomit, der seinerseits wenig weiter südlich durch die Raibleranhäufung südlich P. 2192 unvermittelt abgeschnitten wird. Erst nördlich Lai taucht er wieder auf, schwillt schnell auf Kosten der Raibler an und kann nunmehr ununterbrochen bis über Brienz verfolgt werden, wo er an die Rauhwacke der Bergsturznische stösst und sein endgültiges Ende findet.

Schwieriger als die Ausdehnung ist das Alter der Dolomitwand zu bestimmen. Bei der Lösung dieser Aufgabe handelt es sich hauptsächlich um den Entscheid, ob der Dolomit ins Ladinien (inklusive unteres Carnien) oder ins Norien gehöre, da für so grosse Dolomitmassen nur diese beiden Horizonte in Frage kommen.

Beinahe überall wird der Dolomit von Raiblern überlagert, die nördlich der Bova Gronda stratigraphisch mit ihm verbunden sind. Zur Festlegung seines Alters wäre ausser der Kenntnis dieser Verknüpfung noch notwendig zu wissen, ob der Dolomit normal oder verkehrt gelagert sei. Leider konnte ich nirgends Rhät oder Muschelkalk mit ihm verbunden finden, so dass zur Entscheidung der Altersfrage trotz der Verknüpfung mit den Raiblern noch lithologische Gesichtspunkte in Betracht gezogen werden müssen. Dabei darf natürlich auch der Punkt nicht vernachlässigt werden, dass eine normale Lagerung für die immerhin sehr ausgedehnte Schicht a priori wahrscheinlicher ist als eine verkehrte. Die lithologischen Kriterien lassen sich am besten anhand eines Querschnittes durch den Dolomit

ableiten. Für die Aufnahme eines solchen eignet sich eine Stelle wenig nördlich der Bova Gronda, wo man mit leichter Mühe durch die Dolomitwand in die Raibler gelangen kann. Hier ist auch der Ort, an dem der stratigraphische Übergang der Raibler in den Dolomit sichtbar ist. Unter den typischen Raiblern folgt zunächst ein Komplex stark toniger, plattiger Dolomite mit dunklem Bruch, in welche weisse Dolomitbänke eingeschaltet sind, die nach unten an Zahl zunehmen, bis sie schliesslich die tonigen Glieder ganz verdrängt haben. Diese hellen Dolomitbänke weisen häufig Quarzgekröse oder -konkretionen auf sowie an einzelnen Orten eine gelbliche Anwitterungsfarbe. Die im allgemeinen gut gebankten Schichten streichen N 20° E bis N 40° E und fallen 30—40° E—SE. Hie und da zeigen die obersten Schichten schwach karrige Anwitterung. Nach unten schalten sich in die hellen Bänke dunkle ein. Bänderung ist nicht selten. Häufig enthalten die Dolomite Siphoneen, was sehr an das Ladinien der Rothornschuppe mahnt.

Der lithologische Gesamthabitus, vor allem der Wechsel zwischen hellen und dunklen Gesteinsbänken, erinnert jedoch ausserordentlich an den mit Rhät verknüpften Hauptdolomit des Piz Toissa im Oberhalbstein, und noch mehr an den Dolomit des Schafrückens über Arosa, der, wie unten gezeigt wird, jedenfalls norischen Alters ist. Allerdings spricht die Art des Überganges der Raibler in den Dolomit eher für Ladinien, da die weissen Dolomite unschwer als Alteindolomite gedeutet werden können. Auffallend ist das Fehlen der Prosantoschichten. Diese sind freilich auch in den übrigen Teilen der Rothornschuppe nur schlecht ausgebildet. Noch auffallender als das Fehlen dieser Schichten sind aber die helle Farbe und die durchgehends gute Bankung des Gesteins, die in scharfem Gegensatz zu der dunklen knorrigen Ausbildung der Dolomite des Ladinien am Lenzerhorngrat stehen.

Im folgenden möge kurz das Pro und Contra für norisches respektive ladinisches Alter des Dolomites tabellarisch zusammengestellt werden:

Für norisches Alter spricht:

1. der Gesamthabitus der Dolomitwand, charakterisiert durch den Wechsel heller und dunkler Dolomitbänke;
2. das Fehlen der Prosantoschichten.

Gegen norisches Alter spricht:

1. die ausgedehnte Überlagerung der Dolomite durch Raibler;
2. die Ausbildung der Übergangsschichten von Raibler zu Dolomit, die statt der häufig die Basis des Hauptdolomites begleitenden Transgressionsbreccie weisse Dolomitbänke enthalten, die mit ihrem Quarzgekröse stark an Alteindolomit gemahnen.

Für ladinisches Alter spricht:

1. die Lage des Dolomites;
2. die hellen Dolomite an der Grenze gegen die Raibler sowie das Fehlen der Hauptdolomitbasalbreccie;
3. der Reichtum an Siphoneen.

Gegen ladinisches Alter spricht:

1. der Gesamthabitus der Dolomitwand;
2. das Fehlen der Prosantoschichten.

Einen sichern Entscheid über das Alter des Dolomites zu treffen fällt nicht leicht. Der Gesamthabitus des Dolomites verschiebt die Wage sehr zugunsten des Hauptdolomites und bewog mich bei meinen letzten Terrainbegehungen, den Dolomit dem Norien zuzurechnen. Wenn ich jetzt an der Richtigkeit dieser Auffassung Zweifel hege, so geschieht das hauptsächlich deswegen, weil es mir unwahrscheinlich scheint, dass die ganze grosse Dolomitplatte verkehrt liege.

Stellt der Dolomit eine verkehrte Lage Hauptdolomit dar, muss er wahrscheinlich zum inversen Schenkel der Antiklinale des mittleren kristallinen Keils gehören, andernfalls wäre er eine eigene, an der Basis der Rothornschuppe mitgeschleppte Schichtplatte.

e. Zusammenfassung. Die Rothornschuppe gehört gemäss der Ausbildung ihrer Sedimente zur Silvrettadecke. Sie bildet eine Linse grossen Stils, deren direkte Fortsetzung wir nirgends finden können. Zur Hauptsache besteht sie aus kristallinem Gestein, das den ganzen nördlichen Teil der Schuppe, die Bergmasse des Parpaner Rothorns und Älplihorns, formt. Erst im S, in der Westwand des Lenzerhornes, folgen die Sedimente, mit denen das Kristallin durch drei Keile verbunden ist.

Die Falten in der Schuppe streichen alle ungefähr W-E, was auf eine S-N orientierte Schubrichtung schliessen lässt.

Unterlagert wird die Rothornschuppe im äussersten N von der Aroser Schuppenzone, dann, vom Älplisee bis unter das Lenzerhorn, von der Tschirpendecke. Weiter südlich bilden wieder die Schiefer der Aroser Schuppenzone ihre Basis. Im Hangenden liegen die Aroser Dolomite, die nördlich des Lenzerhornes auskeilen und durch den zu ihnen gehörenden Rhät-Lias ersetzt werden.

Charakteristisch für die Rothornschuppe sind die nach S schauenden tauchenden Falten, durch welche die kristalline Masse mit den im S angelagerten Sedimenten verknüpft ist. Man kann ihre Entstehung nicht nach dem gewöhnlichen Schema der Faltenbildung erläutern, und es drängt sich einem deshalb die Frage auf, in was für tektonischen Vorgängen diese Anomalien begründet sein möchten. Zur Erklärung können drei Theorien herangezogen werden, nämlich 1. die der Untervorschiebung, 2. die der Einwicklung der Rothornschuppe unter die Stirn einer höhern Decke, nach welcher die Rothornschuppe als ein Einwicklungsfuss aufzufassen wäre, und 3. die Theorie, dass in der Rothornschuppe eine verkehrt gelagerte, verfaltete Schichtserie vorliege.

Die Theorie der Untervorschiebung setzt ein ursprünglich ungefähr südwärts geneigtes Schichtpaket voraus, das vorn unten das Kristallin, hinten oben die Sedimente enthält und durch eine erste Überschiebungsphase in diese Lage zwischen die Aroser Dolomite im Hangenden und die Aroser Schuppenzone im Liegenden gekommen sein muss. Später setzte sodann in den tiefern Decken ein nach N gerichteter Schub ein, der sich auch auf die höhern übertrug, indem diese von den untern als passive Last mitverfrachtet wurden und dabei infolge der Trägheit etwas gegenüber jenen zurückblieben. Dadurch wurden die untern Teile der Rothornschuppe umgebogen, so dass die nach S schauende tauchende Antiklinale um den mittleren kristallinen Keil zustande kam. Die verkehrte Synklinale bei P. 2395 kann ganz analog durch ein «Umlitzen» der obern Schuppenpartien an den weniger weit mitgeschleppten höhern Massen, der Zone der Aroser Dolomiten und der Silvrettadecke s. s. erklärt werden, und in gleicher Weise konnte durch das Zurückbleiben der höhern Decken die ausgedehnte Quarzporphyrlamelle an der obern Grenze der Rothornschuppe bis gegen Belfort hin verschleppt worden sein.

Das Resultat der Untervorschiebung ist somit das gleiche, wie wenn die höhern Decken von N nach S über die tiefern geschoben worden wären.

Die Erklärung des Baues der Rothornschuppe durch Untervorschiebung erscheint mir um so berechtigter, als sich auch in der Zone der Aroser Dolomiten Falten bemerkbar machen, die auf ein relatives Südwardswandern derselben in bezug auf die tiefern Decken schliessen lassen.

Eine andere Lösung bietet uns die zweite Theorie, nach der die Rothornschuppe das Ende eines Einwicklungsfusses wäre. Ihr zufolge müsste man im Rothornkristallin die Fortsetzung des Mädriger Kristallins und des Kristallins unter dem Schiahorn erblicken, wie dies bereits Rothpletz (7) tat. Auch Spitz betrachtet (13, 485) das Kristallin unter dem Schiahorn als die Fortsetzung des Rothornkristallins, während er über die Stellung des Mädriger Kristallins Zweifel hegt.

In der vorläufigen Mitteilung (14, 401 und 402) wurde das Kristallin an der Basis des Schiahornes mit dem Mädriger Kristallin zusammen als ein Einwicklungsfuss der Silvrettadecke unter den Aroser Dolomiten betrachtet. Durch die Biegung am Seehorn verbindet sich dieses Kristallin mit dem der Silvrettadecke. Es liegt nun nahe, das Rothornkristallin als ein abgeschertes, im S zurückgebliebenes Stück dieses Einwicklungsfusses zu betrachten. Durch eine solche Annahme würden sich die nach S tauchenden Falten ungezwungen erklären, indem diese ursprünglich normale, nach N gerichtete Falten vorgestellt und ihre jetzige Lage erst durch Umkippen um die Stirn der Aroser Dolomiten gekommen wären. Die Rothornschuppe bekäme so den Charakter eines verkehrten Mittelschenkels der Silvretta-

decke, jedoch mit der Abweichung, dass hier nicht, wie sonst üblich, die verkehrte Serie direkt unter der normalen läge. Es hätten sich vielmehr dazwischen die Aroser Dolomite mit ihrem Rhät und Lias eingeschoben. Gegen diese Theorie kann man den Einwand geltend machen, dass alle Decken, von den Aroser Dolomiten an abwärts, und vor allem die Rothornschuppe E-W, nicht aber NE-SW, das heisst nicht Silvrettadecke-Streichen aufweisen. Es scheint mir somit fraglich, ob die E-W streichenden inversen Falten der Rothornschuppe wirklich «umgewälzte» Falten der Silvrettadecke seien, da sie in diesem Fall eher von NE nach SW streichen müssten.

Abgesehen von den Schwierigkeiten im Grossen, ergeben sich aus der Annahme einer Einwicklung auch Schwierigkeiten bei der Erklärung der Einzelheiten. So kann die Entstehung der an der Basis des Rhät-Lias weit nach S geschleppten Quarzporphyrlamelle kaum anders als durch ein relatives Südwärtswandern der Zone der Aroser Dolomiten in bezug auf die Rothornschuppe erklärt werden, so dass wir also auch bei der Annahme, dass das Rothornkristallin ein Entwicklungsfuss sei, nicht ohne die Theorie der Untervorschiebung auskommen. Deshalb glaube ich, dass der ersten Theorie mehr Wahrscheinlichkeit wie der zweiten zukommt, da sie die Verhältnisse einfacher erklärt.

Die dritte Theorie endlich nimmt an, dass die Rothornschuppe durch irgend einen Vorgang in die verkehrte Lagerung gebracht und nachher verfaltet worden wäre, wodurch das Zustandekommen der falschen Antiklinalen und Synklinalen erhellt würde. Zur genetischen Erklärung des obersten Porphyrekeils käme man aber auch hier nicht ohne Untervorschiebung aus. Da zudem die Aroser Dolomitenzone auch Spuren der Untervorschiebung zeigt, und da es nicht sehr wahrscheinlich ist, dass die ganze grosse Rothornschuppe in verkehrte Lagerung gekommen sei (es wäre denn als ein Entwicklungsfuss, wobei sich die dritte Theorie aber im wesentlichen mit der zweiten decken würde), kann man wohl von der dritten Theorie absehen.

Kurz zusammengefasst können wir somit sagen: Die Rothornschuppe stellt eine unter den Aroser Dolomiten und der Hauptmasse der Silvrettadecke gelegene Schuppe oder Teildecke der Silvrettadecke vor, die, nachdem sie zuerst von der Hauptmasse der Silvrettadecke überfahren worden war, nachträglich beim Vorwandern der penninischen Decken mitgerissen wurde, wobei sich zufolge der dadurch bewirkten Untervorschiebung die nach S schauenden Tauchfalten bildeten.

3. Die Umgebung von Belfort.

Etwas kompliziert gestalten sich die Verhältnisse bei der Ruine Belfort östlich Brienz; denn einmal sind die dort vorhandenen Schuppen ganz rudimentär ausgebildet und zum Teil nicht im normalen Verband, sodann wird die Übersicht durch reiche Schutt- und Moränenbedeckung erschwert.

Zur Einführung mögen zwei Profile folgen, anhand derer sich die Tektonik verhältnismässig leicht erklären lässt. Das erste wurde an der Strasse Brienz-Belfort aufgenommen, während das zweite vom neuen Alpweg Brienz-Pigni stammt.

Von Brienz führt die Landstrasse zuerst durch das Bergsturztrümmerfeld östlich des Dorfes, sodann über Moräne, unter der Schiefer der Aroser Schuppenzone anstehen. Das Profil beginnt dort, wo die Strasse gegen das Tobel von Belfort einbiegt (Fig. 5).

1. Moräne.
2. 7 m Rauhwacke mit Einschlüssen von grünen Tonschmitzen und Dolomitbrocken. Gehört, den Tonschmitzen in der Rauhwacke nach zu urteilen, wahrscheinlich in die *Raibler*. Nach oben scheint die Rauhwacke auszuweichen, da wir sie nirgends mehr finden. Jedenfalls stellt sie eine kleine, in die Bündnerschiefer eingewälzte Raiblerlinse vor, oder dann ist sie nicht anstehend, sondern abgesackt.
3. Schwarze, oft grünliche Tonschiefer und Kalktonschiefer, mit einzelnen Lagen eines dichten blauen Kalkes, dessen Oberfläche von Tonhäuten überzogen ist. Auch schwach sandige Kalke kommen vor. Ein makro- und mikroskopischer Vergleich der grünen Schiefer mit den sicher kontaktmetamorphen Schiefen von Crons (am Westfuss des Lenzerhorns) zeigt, dass es sich auch hier um Kontaktprodukte handelt. Der

ganze Komplex ist stark zerdrückt und von Quarzadern durchsetzt. Das Streichen verläuft N-E bis NNE, das Fallen beträgt 40° SE.

4. 1,5 m mächtige Bank eines grünen, dichten Gesteins, das stellenweise weisse rundliche Körner von zirka $\frac{1}{2}$ cm Grösse enthält, und, nach dem mikroskopischen Aussehen zu schliessen, am ehesten ein metamorphes Eruptivgestein sein dürfte. Es besteht zur Hauptsache aus Quarz, zersetztem Feldspat und Ton. Die hellen Knollen setzen sich aus Quarz und Feldspat in myrmekitischer Verwachsung zusammen, während die grünlichen Stellen auch Ton und Kalkspat enthalten. Streichen N 45° E, Fallen 40° SE.
5. 12 m grünliche und schwärzliche Tonschiefer, wie 3. 3—5 gehören zu den Schieferen der Aroser Schuppenzone.
6. 1,5 m *Serpentin*, eingeklemmt zwischen den Tonschiefern im Liegenden und
7. 10 m gelber Rauhwaacke im Hangenden. Diese enthält vorwiegend Einschlüsse von grünen Tonschiefern, Kalk, Liasschiefern, Dolomit und einzelnen kristallinen Schmitzen. Zum Teil scheint sie tektonisch zu sein, wie der Gehalt an Liasschieferbrocken zeigt, zum Teil ist sie aber primär und gehört in die *Raibler*. Nach oben lässt sie sich eine Strecke weit verfolgen und keilt dann aus.
8. 20 m braune, kalkig-tonige *Liasholzschiefer*. Der tiefere Horizont ist mehr kalkig, der höhere mehr schieferig. Streichen N 45° E, Fallen 45° SE.
9. 10 m Schutt.
10. 9 m Dolomit. Hängt mit Dolomit 12 und 14 zusammen, von denen er nur durch kleine Rauhwaacke- respektive Tonschieferzwischenlagerungen getrennt wird. Dolomit 14 geht nach oben in Raiblerrauhwaacke über, gehört also, wie auch sein Habitus zeigt, zum *Alteindolomit*.
11. Gelbe Rauhwaacke mit Einschlüssen von tonigen Dolomitschiefern, Dolomiten und Kalken. Eventuell ist ihre Entstehung tektonisch. Nach oben werden die Rauhwaacken ausgequetscht.
12. 25 m *Alteindolomit*, Streichen zirka N 60° E, Fallen 45° SE.
13. 1,5 m blaue und gelbe Tonschiefer, nach oben rasch auskeilend.
14. 4 m *Alteindolomit*, Streichen N 55° E, Fallen 60° S.
15. 1 m wie 13.
16. *Raiblerrauhwaacke*, allmählich aus kompaktem Dolomit entstehend, indem dessen Gefüge nach oben immer lockerer wird. Setzt sich in die Crapanaira fort.

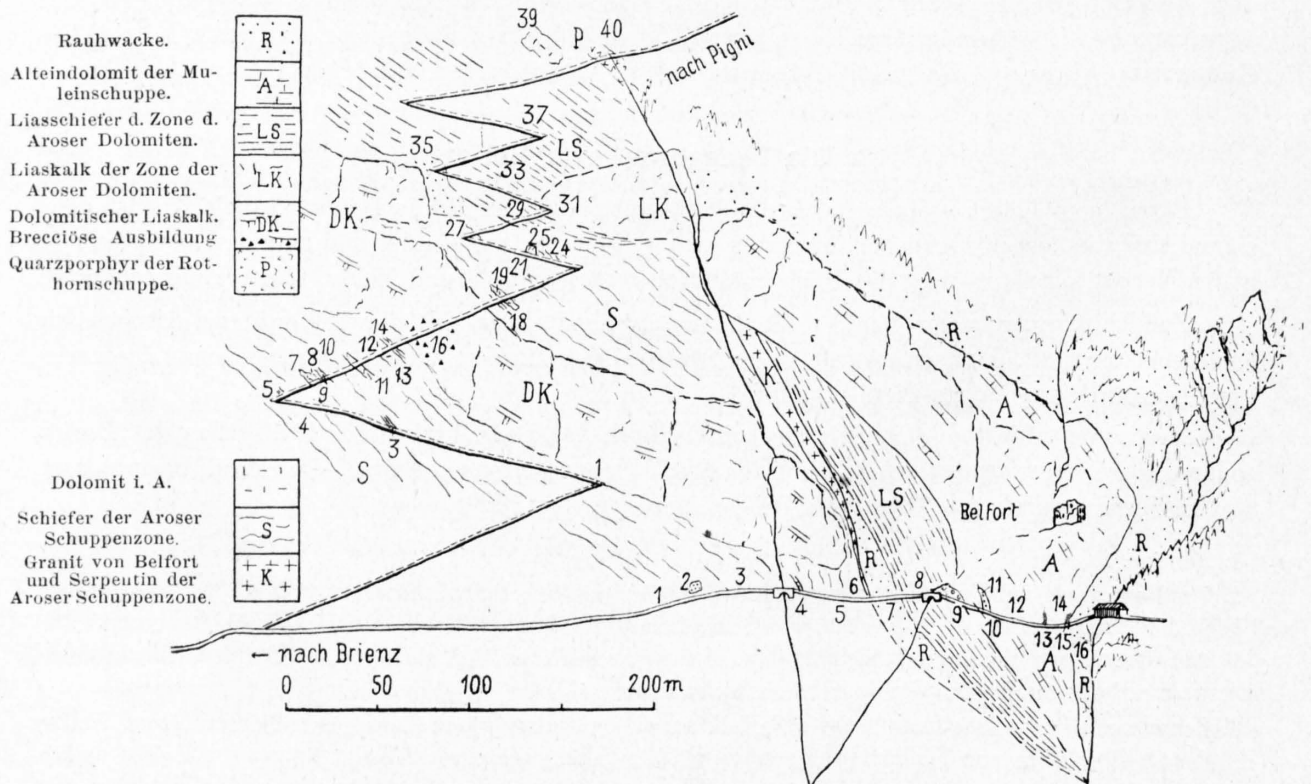


Fig. 5. — Schematische Ansicht der Umgebung von Belfort (Brienz).

Anschliessend an das Strassenprofil lasse ich hier das Profil des nach Pigni führenden Alpweges folgen, das an dessen unterstem Knie beginnt (Fig. 5).

1. Bankiger bis massiger kalkiger *Dolomit*. Enthält oft Einschaltungen von dolomitischen Tonschiefern, die zweifellos stratigraphisch mit dem Dolomit verknüpft sind. Übergänge zwischen den beiden Gliedern sind nicht selten. Neben tonigen kommen häufig auch kalkige Partien vor. Doch ist der Kalkgehalt in den Schichten nicht konstant, sondern kann in ein und derselben Bank nach der Seite sowohl wie nach oben und unten variieren. In den orographisch höhern Teilen, dort wo der Weg, an dem dieses Profil aufgenommen wurde, den Kalkdolomit zum zweiten Male schneidet, weist dieser eine brecciöse Ausbildung auf. In eine dolomitische bis kalkige, oft kristalline Grundmasse sind kleine, hellanwitternde Dolomitbrocken eingelagert (vgl. 16 dieses Profils). In dieser Ausbildung gleicht der Kalkdolomit in hohem Masse der mächtigen *Liaskalkwand* über Surava (die Zyndel als Aelahaupdolomit angibt, 12, Taf. III, Prof. 11), die oft in ähnlicher Art brecciös ist. Freilich ist diese Wand kalkig, während bei Belfort ein zum Teil dolomitisches Gestein vorliegt. Es ist dies jedoch kein unüberwindliches Hindernis für eine Parallelisation, da der Liaskalk sehr rasch von dolomitischer in rein kalkige Ausbildung übergehen kann, wie man bei Crons und Sanaspans sieht. Zudem zeigt sich keine andere befriedigende Lösung der Frage, wo das beschriebene Gestein einzureihen sei. Man könnte auch an *Hauptdolomit* denken, da solcher an einer Stelle am Schafrücken in ähnlicher Weise brecciös ausgebildet ist und in seinen obern Partien ebenfalls kalkig wird, oder an *Sulzfluhkalk* oder *Falknisbreccie*, die zweifellos Ähnlichkeit mit den kalkigen respektive brecciösen Partien des Dolomites besitzen. Doch scheint mir die Analogie weder mit diesem noch mit jenem so gross, dass man das fragliche Gestein besser einem von ihnen zurechnete als dem Lias über Surava. Wir wollen dasselbe deshalb, wenn auch nicht ohne Vorbehalt, mit dem erwähnten Liaskalk parallelisieren. Das Streichen des Dolomites verläuft N 30° W, das Fallen beträgt 30—60° E. Nach oben stellt er sich steiler und sein Fallen geht dann in SW-Fallen über. Er bildet somit eine nach W-SW schauende Wölbung.

2. Moräne und Gehängeschutt.

3. 70 cm dicke knorrige Bank, bestehend aus Quarz und grünlichen bis schwarzen Tonschiefern, die als Häutchen oder dünne Lagen den Quarz ganz regellos durchziehen. Oft sind sie von kleinen Pünktchen, wahrscheinlich verwittertem Pyrit, durchspickt.

Der Quarz scheint erst sekundär während der Gebirgsbildung von zirkulierenden Wässern den stark tektonisch zermürbten Tonschiefern zugeführt worden zu sein. Solche sekundäre Zufuhr von Kieselsäure treffen wir in den Schiefern der Aroser Schuppenzone recht häufig, z. B. gerade in dem nun folgenden Komplex 4. 3 ist eigentlich nur eine ausgesprochen verkieselte Schieferbank, die sich hier zufällig an der Grenze Schiefer-Schutt findet, der jedoch keine bestimmte stratigraphische Bedeutung zukommt.

4. Unter 3 findet sich eine dünne Bank eines blauen, von schwarzen Tonhäuten durchzogenen Kalkes mit glattem Bruch. Er ist eng mit Tonschiefern verknüpft, die weitaus den grössten Teil des Komplexes 4 ausmachen. Ihre Farbe ist schwarz oder hell- bis dunkelgrün. Einlagerungen von tonig bis sandigen und kalkigen Schiefern sind nicht selten. Das allgemeine Streichen verläuft zirka N-S bei 40° E-Fallen. An der Wendung des Weges sind die Schiefer stengelig ausgebildet und fallen mit 30° nach E. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 40 m. Sie gehören zu den *Schiefern der Aroser Schuppenzone* und bilden die Fortsetzung der Schichten 3—5 des letzten Profils.
5. An der Biegung des Weges findet sich eine zirka 2 m mächtige massige Bank in die Schiefer eingeschaltet, die aus einem grünen, dichten, kontaktmetamorphen Gestein besteht. Häufig wird dieses von serpentinartigen Häuten durchzogen. Seitlich keilt es rasch aus und geht nach oben in eine 10 m mächtige Serie von dichten Kalk- und Tonschiefern über, die zu 4 gehören.
6. 15 m Schutt.
7. 4 m heller, weiss bis gelblich anwitternder *Dolomit*, nach oben durch Wechsellagerung an
8. 3 m *Tonschiefer* grenzend. Diese gleichen stark den Tonschiefern in Dolomit 1 und sind wahrscheinlich nichts anderes als eine kleine abgespaltene Linse desselben.
9. 2 m stark zermürbte Schiefer.
10. 20 m grünliche Schiefer, wie 4.
11. 3 m stark zerdrückter Dolomit mit Schiefern darüber. Wahrscheinlich liegt hier ein ähnlicher Fall vor wie bei 7.
12. 8 m Schutt.
13. 10 m stark zerdrückte Dolomite und gelbe Tonschiefer. Die Dolomite sind oft zu einem weissen Mehl zer-mahlen, das man gut mit Gips verwechseln könnte.

14. 2 m Tonschiefer, wie 4.
15. 5 m Schutt.
16. 15 m *Breccie*. Das Zement besteht aus Dolomit mit wechselndem Magnesiumgehalt. Oft tritt dieser so stark zurück, dass wir fast typischen Kalk vor uns haben. Die Farbe des Zementes ist hell, der Bruch oft kristallin. Die Einschlüsse bestehen ausschliesslich aus Dolomit. Sie sind klein, meist unter 1 cm und treten bald ganz zurück, so dass wir zu einschlussfreiem Kalk oder Dolomit gelangen; bald finden sie sich in grosser Menge der Grundmasse eingelagert.

Über der Breccie folgen 10 m *einschlussfreien Dolomites* von heller, schwach bläulicher Farbe. An einzelnen Stellen enthält er Lagen von Tonschiefern. Das Streichen beträgt zirka N 70° W, das Fallen 50° SSW. Einige Fältchen in den Tonschiefern streichen N 50° W. Etwas anomal scheint folgender Wert zu sein: Streichen N 30° W, Fallen 30° E.
- Der Komplex 16 ist, wie schon erwähnt, nichts anderes als die Fortsetzung von Komplex 1.
17. 4 m Schutt.
18. 3 m schwarze, phyllitische Tonschiefer, reich an kleinen, verwitterten Pyritkristallen. Gehören zu den Schiefern von 4.
19. Dolomitlinse wie 16, 1 m.
20. 8 m Schutt.
21. Kleiner Aufschluss von grünem Schiefer, wie 4.
22. 10 m Schutt.
23. Moräne.
24. Grünschwarze Schiefer, entsprechend 21.
25. Block blauen Kalkes, wahrscheinlich herabgefallener Liaskalk.
26. Schutt.
27. Gefältelte Ton- und Kalkschiefer von schwarzer bis grünschwarzer Farbe, darin eingelagert hie und da pyrithaltige Kalke. Der Komplex gleicht stark 4. Er fällt unter die Dolomite von 16 ein. Seine Schichten sind stark gefältelt. Die Falten streichen N 20° W bis N 60° W und stehen etwa wagrecht.
28. Schutt mit Liasschiefern und Serpentin.
29. Kleiner *Liasschieferaufschluss*, eventuell abgerutscht, 1/2 m.
30. Schutt.
31. Plattiger bis bankiger, würfelig verwitternder, hellblauer bis rötlicher Kalk, mit streifigen schwarzen Tonschiefern an der Basis. Der Kalk ist besonders schön gegen den wenig östlich vorbeifliessenden Bach ausgebildet. Dort streicht er zirka N 75° W bei einem Fallen von 40° S. Dem ganzen Habitus (helle, bläulich bis rötliche Farbe, glatter Bruch, dünnbankige Ausbildung) und der Vergesellschaftung mit liasschieferähnlichen Holzschiefen nach stellen wir ihn wohl am besten in den *Lias*. Freilich bildet er mit seiner plattigen, kalkigen Ausbildung einen nicht unwesentlichen Kontrast zum Lias 1 und 16 und kann nicht als dessen unmittelbare Fortsetzung betrachtet werden.
32. Schutt.
33. Schwarzbrauner Tonschiefer und Mergel. Lias?
34. 4 m Schutt mit Liasschiefern.
35. 15 m gelbe und graue Rauhwacke mit kleinen eckigen Dolomitfragmenten, Tonhäutchen und -schmitzen, und grünen Tonschiefern. Wahrscheinlich entsprechen die Rauhwacken den *Raiblern*, und zwar einer Abquetschung oder Fortsetzung der Raibler der Bergsturzniche über Brienz.
36. Liasschieferschutt.
37. *Liasschiefer*.
38. Moräne und Schutt.
39. *Dolomit*, gehört wahrscheinlich zur Rothornschuppe. Er ist nur in einem kleinen Aufschluss erhalten.
40. Kleiner *Quarzporphyraufschluss*. Der Quarzporphyr entspricht der Fortsetzung des Quarzporphyrs an der obren Grenze der Rothornschuppe, der hier mit dem Lias der Aroser Dolomiten verschuppt ist.

Auf dem ersten Profil kommen die geologischen Leitlinien deutlicher zum Ausdruck als auf dem zweiten. Von oben nach unten können dort folgende tektonische Glieder unterschieden werden:

a. Die Schichten 10—16 gehören zusammen und müssen zu den normalen Schuppen der Silvretta-decke gezählt werden. Ihre nähere Behandlung erfolgt im Anschluss an die Besprechung der betreffenden Schuppen.

b. Der Alteindolomit wird von den Liasschiefern (8 des ersten Profils) unterlagert, die mit dem Kalk-Dolomit 1 und 16 und dem Lias 29, 31, 33 und 37 des zweiten Profils wahrscheinlich in die Aroser Dolomitenzone gehören.

c. Die Rauhwacke 7 des ersten Profils gehört wahrscheinlich mit der Rauhwacke 35 des zweiten Profils zu den Rauhwacken in der Abrissnische des Brienzer Bergsturzes.

d. Die unter 18, 21, 24 und 27 im zweiten Profil aufgezählten Schiefer der Aroser Schuppenzone bilden ein Fenster zwischen dem Lias 1 und 16 und dem Lias 29, 31, 33 und 37 des zweiten Profils.

Zu den Schiefern der Aroser Schuppenzone gehören auch die Schiefer 3—6 des ersten und 3, 4, 5, 9, 10 und 14 des zweiten Profils.

e. Die Rauhwacke 2 muss jedenfalls als eine in die Schiefer der Aroser Schuppenzone eingewalzte Raiblerlinse aufgefasst werden oder dann als eine Absackung.

Im folgenden mögen die hier schematisch angedeuteten Komplexe etwas eingehender behandelt werden.

1. Die Liasschiefer und -kalke (b). Die Liasschiefer 8 des ersten Profils ziehen sich unter dem Alteindolomit, auf dem die Ruine Belfort steht, gegen Pigni. Auf 1250 m keilen sie aus. In ihrem Liegenden befindet sich an der Strasse die Rauhwacke 7, die nach oben bald auskeilt. Hier stossen die Liasschiefer an Serpentin, die Fortsetzung von Serpentin in 6 an der Strasse, und ein eng mit diesem verknüpft, saures, vorwiegend aus Quarz und Feldspat bestehendes Gestein, das genetisch vielleicht zu den Ophiolithen gehört; denn man kann häufig sehen, wie der Quarz und der Feldspat in einer Übergangszone von nur wenigen cm fast völlig durch Serpentin ersetzt werden. Zyndel bezeichnet dieses Gestein in einer brieflichen Mitteilung an Spitz als Granit (13, 483) und spricht die Vermutung aus, dass es sich um Juliergranit handle. Da bis jetzt in der Literatur keine granitischen Abspaltungen eines stark basischen Magmas bekannt sind, wäre es möglich, dass es sich hier um eine innige tektonische Verknüpfung von Serpentin und Granit handle, nicht aber um eine genetische Verknüpfung.

Auf etwa 1300 m setzen die Liasschiefer wieder ein und mit ihnen auch der Liaskalk 31 des zweiten Profils. Die Ausbildung der Schiefer ist hier viel typischer als weiter unten, wo man oft im Zweifel sein kann, ob es sich wirklich um Lias handle. Wahrscheinlich haben die Liasschiefer hier eine nicht unbedeutende Mächtigkeit. Reichliche Schutt- und Moränenbedeckung erschwert freilich die Beobachtung. Doch findet man unterhalb Propissi und in der Abrissnische des jüngsten Brienzer Bergsturzes einige Aufschlüsse, ferner dort, wo sich die Wege nach Propissi und Ruinas gabeln, Liasschieferschutt. Dieser liegt hier allerdings über dem Quarzporphyr der Rothornschuppe und nicht, wie die übrigen Liasschiefer, unter diesem.

Nach N findet der Lias keine sichtbare Fortsetzung. Doch entspricht ihm sehr wahrscheinlich der Lias der Aroser Dolomiten, der sich vom Lenzerhorn durch die W-Seite des Piz Linard nach S erstreckt und in seiner Fortsetzung auf Belfort hin deutet. Eine Schwierigkeit für das Zusammenziehen der beiden Liasvorkommen liegt freilich darin, dass der Belforter Lias zur Hauptsache unter dem oben erwähnten Quarzporphyrkeil der Rothornschuppe liegt, während die Aroser Dolomiten diesen überlagern. Es kann dies jedoch leicht die Folge einer Verschuppung sein.

Eventuell könnte der Belforter Lias auch die Fortsetzung des Lias der Tschirpendecke sein, der sich nach S bis über Sanaspans hinaus erstreckt. Seiner ganzen Lage nach scheint jedoch eher die erste Annahme zu Recht zu bestehen, obschon der Liaskalk-Dolomit 1 des zweiten Profils einige Ähnlichkeit mit dem Liaskalk von Sanaspans aufweist. Es scheint mir jedoch dieser Kalk zu den Schiefern zu gehören und mit ihnen ein Äquivalent des Lias der Aroser Dolomiten vorzustellen, da südlich Surava die mutmasslichen Fortsetzungen der Schiefer und des Kalkes zweifellos zusammengehören. Für die Schiefer findet sich diese Fortsetzung wahrscheinlich im Aelalias der Val Gronda und für den Kalk-Dolomit 1 und 16 des zweiten Profils in der mächtigen, diese Schiefer unterlagernden Kalkwand. Da er in der Zone der Aroser Dolomite kein Äquivalent hat, scheint er ein letzter Ausläufer dieser Kalkwand zu sein. Wahrscheinlich setzt er sich bei Belfort auch nicht in den Berg hinein fort, sondern liegt vielmehr flach

auf den Schiefern der Aroser Schuppenzone, die zwischen ihm und den Liasschiefern von Belfort in einem Fenster emportauchen. Auffällig ist bei dieser Annahme freilich, dass der Kalk-Dolomit unter den Liasschiefern von Belfort nicht mehr erhalten ist, sondern dass diese direkt oder unter Zwischenschaltung eines anders ausgebildeten Kalkes den Schiefern der Aroser Schuppenzone aufliegen. Dieser Umstand könnte uns allenfalls zur Annahme bewegen, dass der Kalk-Dolomit 1 den Schiefern nicht aufliege, sondern mit ihnen verschuppt sei.

Wenn die oben erwähnten Parallelisationen zu Recht bestehen, hängen die Aroser Dolomiten mit der Aeladecke zusammen.

2. Die Rauhwacke (c) unter den Liasschiefern kann nach oben zirka 50 m weit verfolgt werden und keilt dann aus, zwischen Liasschiefern im Hangenden und Schiefern der Aroser Schuppenzone und Serpentin im Liegenden. Sie stellt, wie schon erwähnt, wahrscheinlich die Fortsetzung der Rauhwacke 35 des zweiten Profils und mit dieser eine Abquetschung der Raibler in der Abrissnische des Brienzer Bergsturzes vor.

3. Die Schiefer der Aroser Schuppenzone (d) bilden den Sockel, auf dem die übrigen Komplexe ruhen. Von den Bündnerschiefern unterscheiden sie sich durch die in ihnen vorhandenen Ophiolithe, unter denen vor allem Serpentin vertreten ist. Einzelne Teile des Hangenden sind als kleine Linsen in die Schiefer eingeknetet, so z. B. Liasdolomit (vgl. das zweite Profil) und möglicherweise auch die Rauhwacke Nr. 2 an der Landstrasse.

Aus dem Geschilderten folgt, dass bei Belfort von den das Lenzerhorn bildenden Schuppen einzig noch der Lias der Aroser Dolomiten und Rauhwacken der Rothornschuppe vorhanden sind, und auch diese nur in extremer Reduktion. Alle übrigen Schuppen und Decken sind vorher ausgekeilt, mit Ausnahme der basalen Schiefer von Arosa, die hier wie dort das Dolomitgebäude unterlagern.

Dieses Ausdünnen der Schichten war bereits *Zyndel* (13, 483) bekannt.

4. Zone der Aroser Dolomiten = Rhät-Lias des Lenzerhornes.

Wenn wir das Lenzerhorn von W betrachten, so fällt uns vor allem ein breites schwarzes Band auf, das sich in etwa 2700 m Höhe quer durch den Berg zieht. Besonders im Sommer, wenn nach einem Gewitterregen die Luft klar und durchsichtig ist und die nassen Gesteine ihre Eigenfarbe recht deutlich hervortreten lassen, zeigt sich der Kontrast des tiefen Schwarzes mit dem blassen Rot, Gelb und Grau der angrenzenden Gesteine ausserordentlich überraschend und trägt nicht wenig dazu bei, die eigenartige Schönheit der Landschaft zu erhöhen.

Dieses auffällige schwarze Band ist nichts anderes denn der zu Anfang dieses Kapitels als Serie IV bezeichnete Rhät-Lias, die südlichste Fortsetzung der Aroser Dolomiten (Taf. I und Fig. 4, S. 44).

a. Historischer Überblick. Auf der Karte von *Theobald* (90) sind an Stelle des Rhät-Lias die verschiedensten Schichten eingezeichnet. *Boehm* (5, 554) ist 1895 bereits bekannt, dass am Rothorn Rhät vorkommt. *Rothpletz* beschreibt (7, 119—123 und 8, 129—132) den Verlauf des Rhät-Lias vom Lenzerhorn zum Rothorn sowie die Erzhornkette. Er glaubt, dass Rhät und Dolomite des Erzhornes in normalem Kontakt mit dem Rothornkristallin stünden. Den tiefsten Dolomit, der sich vom P. Miez über das Aroser Rothorn ins Erzhorn zieht, hält er für Rötidolomit. *Spitz* (13, 483—484) erwähnt den Rhät-Lias und dessen Verknüpfung mit dem Erzhorndolomit auch und stellt die Angabe *Rothpletz*'s, dass es sich hier um Sedimente des Rothornmassivs handle, richtig, indem er betont, dass dieses durch eine Scherfläche von der Zone des Erzhorndolomites getrennt werde.

b. Der Lias. Vom Lenzerhorn, wo der Rhät-Lias ein ansehnliches Band von etwa 130 m Mächtigkeit bildet, zieht er sich mit gleichmässigem schwachem Gefälle nach S, wobei seine Mächtigkeit schnell abnimmt, indem die tiefern Schichten sukzessive verschwinden. So keilen über der Bova Gronda die Rhätkalke aus. Ohne Mühe kann man dagegen den Liasschiefern bis zur Alp Linard am S-Hang des gleichnamigen Berges folgen, wo auf etwa 2200 m das bis auf wenige m zusammengeschrumpfte Lias-

band unter Schutt verschwindet. Wahrscheinlich gehören die Liasaufschlüsse unter Propissi und bei Belfort in die Fortsetzung des Lenzerhornlias, was nicht so unwahrscheinlich ist, da sich der Quarzporphyr an der obren Grenze der Rothornschuppe, der bis Alp Linard den Lias begleitet, über Tschautschen und Propissi gegen Pigni erstreckt, in die Gegend des Lias von Belfort.

Das Fallen des Lias am Lenzerhorn beträgt, wie man am Verlauf der obren Grenze gut sehen kann, etwa 30° E-SE. Gegen N hin wird es steiler, und an der Fureletta fallen die Schichten 45—50° SE. Dort kommt auch der nördlichste Liasaufschluss vor. Auf Alp Ramoz muss der Lias auskeilen, da wir ihn weiterhin nicht mehr treffen. Interessant ist eine nur wenige m mächtige Schicht eines stellenweise dolomitischen, massigen, hellen Kalkes mit feinem, kristallinem bis glattem Bruch. Dieser findet sich in der NW-Flanke des Lenzerhorns, an der obren Grenze der Liasschiefer, sodann südöstlich P. 2737 und ferner auch an der Fureletta. Möglicherweise handelt es sich um Liaskalk. Auffallend ist nur, dass er sich über und nicht unter den Schiefen befindet, da in der Tschirpendecke, wo auch Lias-kalk und -schiefer vorkommen, der Kalk immer unter den Schiefen liegt.

c. Kleinfältelung im Rhät-Lias des Lenzerhorns. Schon bei der Besprechung der Rothornschuppe wurde darauf aufmerksam gemacht, dass die in der Rothornschuppe vorkommenden falschen Antiklinalen und Synklinalen im Lias und Rhät der Aroser Dolomiten ein Äquivalent fänden. Das Rhät, und ganz besonders der Lias, zeigen am Lenzerhorn eine intensive Kleinfältelung. Die Fältchen sind alle so angeordnet, und das eben ist das Interessante, dass sie gegen S treppenförmig absteigen. Bei einzelnen Fältchen ist der absteigende Schenkel überkippt, so dass sie südwärts schauende liegende Antiklinalen bilden. Es kann die Bildung dieser Fältchen, ähnlich wie die der nach S schauenden tauchenden Antiklinalen und Synklinalen der Rothornschuppe auch durch Untervorschiebung erklärt werden. Eine normale, nach N gerichtete Überschiebung der höhern Decken auf die tiefern müsste ja spiegelbildliche Verhältnisse zeitigen, mit nach N absteigenden, nordwärts schauenden Fältchen. Man könnte die Entstehung der verkehrten Fältchen auch durch die Annahme erklären wollen, dass der Lias der Aroser Dolomiten ursprünglich in normaler Weise gefältelt worden und nachträglich in verkehrte Lagerung gebracht worden sei, sei es als Mittelschenkel einer Decke oder durch irgend einen beliebigen tektonischen Vorgang. Diese Erklärung kann jedoch in unserm Fall nicht zutreffen; denn die Aroser Dolomiten bilden im grossen ganzen mit dem Rhät-Lias des Lenzerhornes eine normal gelagerte Schichtreihe, deren Glieder stellenweise, z. B. am Erzhorn, auf weite Strecken ungestört und gleichmässig streichen und gar nicht die tektonische Beeinflussung aufweisen, die wir an einem so ausgedehnten verkehrten Schichtpaket erwarten sollten. Deshalb dünkt mich die zuerst angeführte Theorie, nämlich dass die Ursache der Kleinfältelung in einer Unterschiebung zu suchen sei, den Verhältnissen am besten gerecht zu werden.

Die Fältchen der Liasschiefer streichen alle ungefähr W-E und weisen ein schwaches östliches Axialgefälle auf.

d. Das Rhät. Im S beginnt das Rhät über der Bova Gronda. Gegen N schwillt es rasch an und weist am Lenzerhorn-NW-Grat bereits eine Mächtigkeit von etwa 60 m auf. Es besteht dort zur Hauptsache aus bankigen, blauen Kalken mit seltenen Tonschieferzwischenlagen. Nur in den untersten Metern herrschen Tonschiefer vor. Der Charakter des Rhäts wechselt nach NE zunächst wenig. Erst unter dem Naira schwellen die Tonschiefer an der Basis stark an. Der grösste Teil dieses Berges besteht jedoch aus den blauen, gut gebankten Kalken, die auch das Rhät am Lenzerhorn bilden, ihre Mächtigkeit beträgt über 200 m und mag vielleicht zum Teil auf Doppelung beruhen. Nach NE lässt sich der Kalk sehr schön über die vier Rippen hin verfolgen, die sich auf der SE-Seite des Rothorns gegen Ramoz hinunterziehen. An der nördlichsten Rippe wird er durch eine dicke Kalkbank (2, Taf. II) von einem tiefern, zirka 150 m mächtigen Kalk-Schieferkomplex (3) getrennt, der wieder mit einer massigen Kalkbank (4) an einen hauptsächlich aus Schiefen bestehenden Komplex (5) grenzt.

Auf dem Rothorn Gipfel stehend, könnte man versucht sein, die beiden massigen Kalkbänke 2 und 4, die sich sehr gut vom übrigen Rhät abheben, durch eine Muldenbiegung verbinden zu wollen

(Taf. II). Doch ist dies nicht möglich, da in diesem Fall die Nairakalke mit den untersten Schiefern 5 verbunden werden müssten. — Eine kleinere scheinbare Falte in der Felsrippe 2 entpuppt sich bei näherer Untersuchung als eine durch die Schichtstellung hervorgerufene Täuschung. Eine Möglichkeit, dass die erstgenannte Verbindung zwischen 2 und 4 doch existierte, bestünde darin, dass zwischen dem tiefen Kalkzug 4 und den Schiefern 5 der Nairakalk ausgequetscht worden wäre. Dass dort in der Tat eine Trennungsfläche durchgehen muss, werden die spätern Ausführungen klarlegen.

Das allgemeine Streichen verläuft im Rhät östlich und südöstlich des Rothorn Gipfels N 50° E, das Fallen 50° SE. Infolgedessen müssen, wie ein Blick auf die Karte lehrt, die tiefen Schichten gegen den Naira zu allmählich auskeilen. Am Naira selbst haben wir denn auch in der Hauptsache nur noch Rhätkalke, während die Schiefer zum grössten Teil fehlen.

e. Teilung des Rhäts nordöstlich des Rothorns und Anfang des Erzhorndolomites. Während am Rothorn und südlich desselben das Rhät keine Einschaltungen fremder Schichtglieder aufweist, ändern sich die Verhältnisse am Erzhorn plötzlich, indem das Rhät hier in zwei Arme geteilt wird, zwischen die sich eine mächtige Masse Hauptdolomit und norisch-rhätisches Grenzniveau einkeilt. Der untere Schieferzug, der aus der schieferigen Zone 5 des Rothornrhätes besteht, zieht sich als leicht sichtbares Band durch die Nordwand des Erz- und Älpliseehorns und geht bei P. 2440 über den Grat (Fig. 7, S. 61), um gleich nachher zwischen dem Erzhorndolomit und dem basalen Schafrückendolomit auszuweichen (vgl. Prof. VII, Taf. V). Jenseits des Welschtobels erscheint er jedoch im Fuss der Leidfluh wieder und zieht sich an einer auffallenden Diskordanz gegen den Alteiner Tiefenberg hinauf.

Bereits *Spitz* (13, 484) spricht die Vermutung aus, dass dieses Rhätband (falls er wirklich das in Frage stehende Rhät meint, was aus seiner Darstellung nicht klar hervorgeht) dem Rhät des Erzorns entspreche, freilich nicht dem tiefen Rhätband, sondern dem höhern, das die Erzhorndolomite überlagert. Wichtig ist eine Angabe *Boehms* (5, 553), wonach dieser Forscher in den Schiefern des untern Bandes auf der Nordseite des Erzorns einen Belemniten (*Bel. acuaris*?) gefunden haben will. Sollte diese Angabe nicht auf Täuschung beruhen, so käme den schwarzen Schiefern unter dem Erzhorn post-rhätisches Alter zu. Freilich stellt sie Rothpletz 5 Jahre später (7, Einlage III, Prof. 9) gleichwohl in das Rhät. Einen strengen Nachweis, dass diese auch von mir vertretene Einreihung richtig sei, konnte ich nicht erbringen, wenn man nicht die auffallende Übereinstimmung in der Art des Auftretens der häufigen, aber schlecht erhaltenen Fossilien in den fraglichen Schiefern und im sichern Rhät als eine genügende Rechtfertigung betrachten will, diese Schiefer den Kössener Schichten zuzurechnen.

Während das untere Rhätband am Rot- und Erzhorn aus Schiefern besteht, setzen am Älpliseehorn Kalke ein, die weiter im NE die Schiefer ganz verdrängen.

Das höhere Rhätband besteht aus der oben erwähnten Kalk-Schieferserie 3 und in den obersten Teilen aus den Rhätkalcken des Lenzerhornes und Nairas. Die massige Kalkbank 4 im Liegenden könnte eventuell schon zum norisch-rhätischen Grenzniveau des Erzorns gehören. — Die Dolomit- und Kalkbänke, die sich nach NE zu zwischen die Serie 3 und 5 einschalten, verlaufen alle ungefähr parallel dem tiefen Rhät, stossen dagegen diskordant gegen das höhere ab.

Aus dieser Zwischenschaltung von Dolomiten geht deutlich hervor, dass der Verband von 3 und 5 kein stratigraphischer sein kann, sondern dass die beiden Komplexe aufeinander geschoben sind, wie dies schon oben erwähnt wurde. Dazwischen verläuft die Scherfläche, in der weiter nordöstlich der Erzhorndolomit einsetzt, dessen südlichsten Ausläufer vielleicht die Kalkbank 4 bildet. Dieser wächst ungemein rasch auf Kosten des Rhäts an. Schon wenig östlich der Hütte von Ramoz finden wir als höchste Schichten nur noch das norisch-rhätische Grenzniveau, und gleich darüber folgt der Quarzporphyr des Sandhubels. Das Rhät ist also bereits verschwunden, ebenso die Lenzerhorn Gipfelschuppe, die im SW den Lias überlagert.

f. Der Erzhorndolomit. Ganz erstaunlich ist die Mächtigkeit, zu der sich die Dolomitmassen am Erzhorn entwickelt haben! Nicht nur die ganze Wand unter Murterus gehört dazu, sondern auch die gesamte Masse des Erz- und Älpliseehorns. Wenn wir bei NE-Streichen ein durchschnittliches Fallen

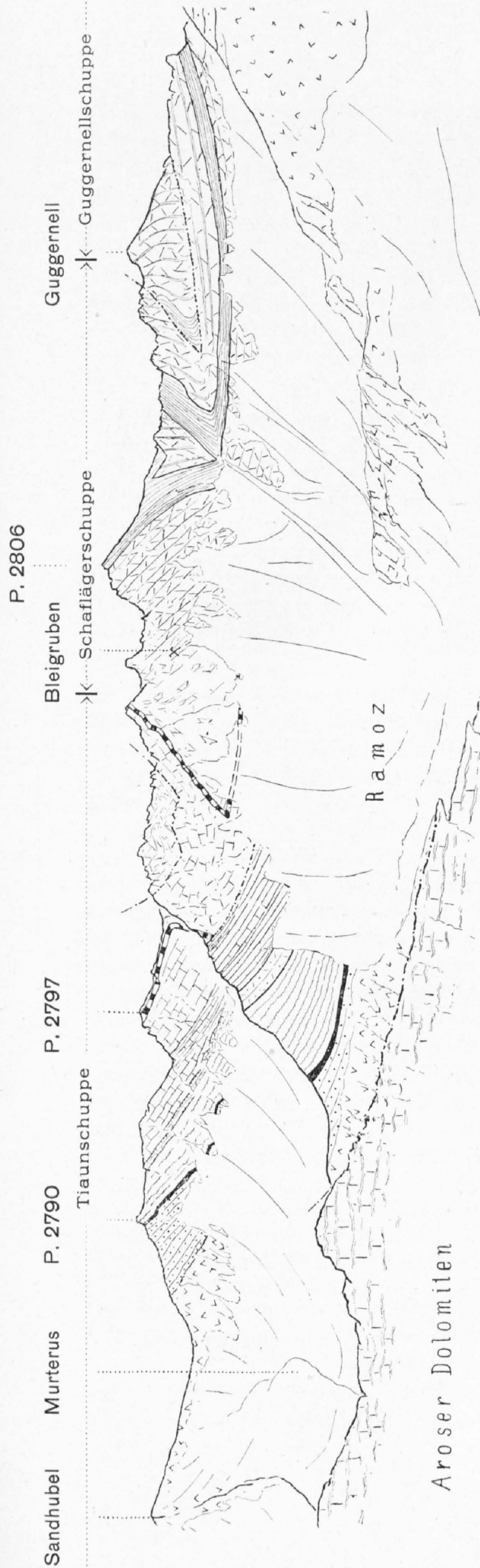


Fig. 6. — Guggernellkette von NW.

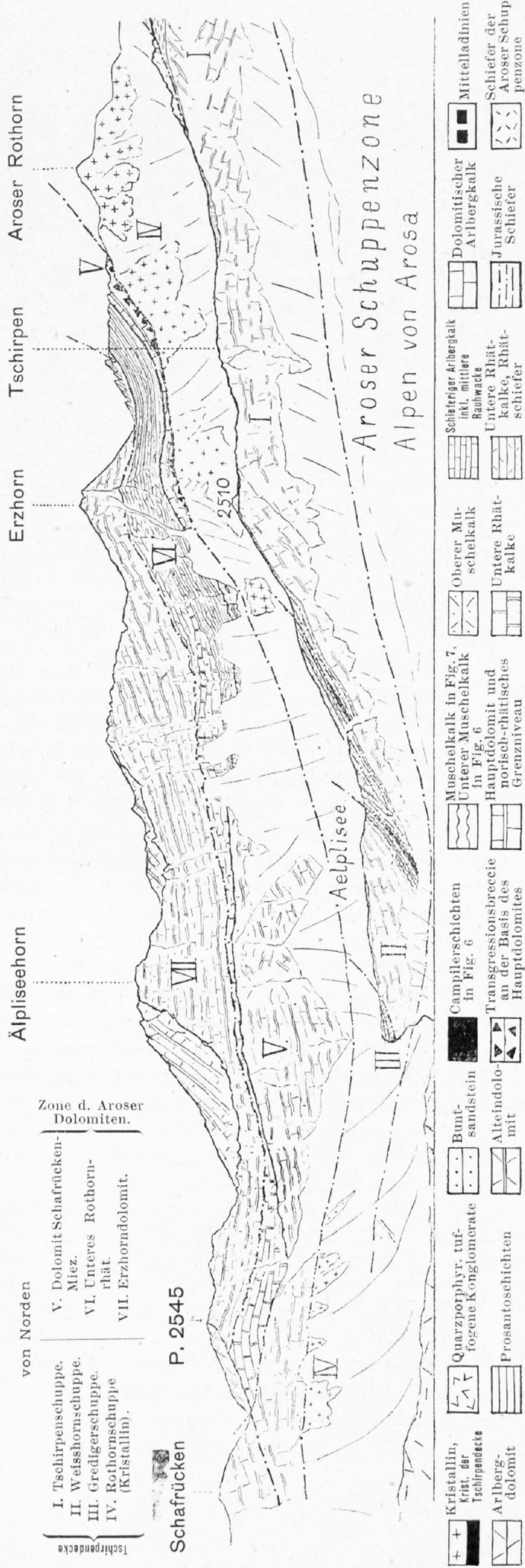


Fig. 7. — Erzhornkette und Tschirpen.

von Norden

I. Tschirpensschuppe.	V. Dolomit Schafrücken-Miez.
II. Weisshornschuppe.	VI. Unteres Rothorn-rhät.
III. Gredigerschuppe.	VII. Erzhorndolomit.
IV. Rothornschuppe (Kristallin).	

Zone d. Arosar Dolomiten.

Kristallin, Tschirpendecke	Quarzporphyr. tuffogene Konglomerate	Bunt-sandstein	Campliseschichten in Fig. 6	Muschelkalk in Fig. 7, Unterer Muschelkalk in Fig. 6	Schlieriger Schbergkalk, inkl. mittlere Rauwäde	Dolomitischer Arbergkalk	Mittelladnien
Arberg-dolomit	Prosantoschichten	Alteindolomit	Transgressionsbreccie an der Basis des Hauptdolomites	Hauptdolomit und norisch-rhätisches Grenzniveau	Untere Rhät-kalke, Rhät-schiefer	Jurassische Schiefer	Schiefer der Arosar Schuppenzone

von 40° SE annehmen, was den Verhältnissen ungefähr entspricht (am Erzhorn ist es stärker, an der Leidfluh zum Teil schwächer), kommen wir zwischen Älpliseehorn und P. 2470 auf eine Mächtigkeit von zirka 1300 m, ein ganz enormer Betrag, wenn man bedenkt, dass 2 km weiter südwestlich noch gar kein Hauptdolomit vorhanden war! Es liegt deshalb der Gedanke nahe, dass diese Anhäufung nicht primär sei, sondern auf Doppelungen beruhe. Sucht man aber nach Überschiebungsflächen, stösst man auf einige Schwierigkeiten. Freilich durchziehen zwei Störungslinien die Leidfluh, die stark an Überschiebungen gemahnen. Im S, ungefähr unter dem Gipfel dieses Berges, hören jedoch beide auf, und es folgen scheinbar normal zueinander gehörige Schichten. Die obere Störungslinie beginnt bei Ramoz und zieht sich unter P. 2470 durch in die oberen Teile der Leidfluh. Die Schichten oberhalb dieser Linie sind vorherrschend kalkig, diejenigen darunter dolomitisch. Die zweite, tiefere Störungslinie setzt erst südlich des Baches von Murterus ein und zieht sich wagrecht nach NE.

In der Erzhornkette kann man keine durchgehenden Schubflächen sehen, sondern nur kleinere, die bald ausklingen. Dagegen gelingt es, kalkfreie von kalkhaltigen, also Hauptdolomit von Grenzniveauezonen zu unterscheiden, woraus man auf Doppelungen schliessen kann. Freilich wäre es in unserm Gebiet mangels einer Umbiegung oder deutlicher Schubflächen nicht möglich zu entscheiden, ob der Wechsel zwischen den verschiedenen Zonen bloss stratigraphischer Natur oder durch tektonische Wiederholung bedingt sei. Nur die Trennung eines norisch-rhätischen von einem norischen Niveau, die Leupold in der nordöstlichen Fortsetzung der Aroser Dolomite vornehmen konnte, rechtfertigt hier einen Schluss auf Falten- oder Schuppenbau. Durch eingehende Untersuchungen könnte man möglicherweise die verschiedenen Zonen in der Erzhornkette voneinander trennen. Auf der Karte fasste ich sie unter der Rubrik des Hauptdolomites zusammen.

Im NE dünnt der Erzhorndolomit auf dem Alteiner Tiefenberg rasch aus und schrumpft am Schiesshorn auf eine dünne Lamelle zusammen, die jedoch nicht auskeilt, sondern sich noch weiter nach NE erstreckt. In ihrem Hangenden liegt am Alteiner Tiefenberg der Quarzporphyr des Sandhubels, im Liegenden lösen den Erzhorndolomit nahe verwandte Dolomitmassen ab, die Dolomite des Schafrückens, die ihre Fortsetzung im Schiesshorn und den Bergen weiter nordöstlich gegen die Küpfenfluh finden.

Ein Vergleich des Erzhorndolomites mit dem Kristallin des Parpaner Rothorns zeigt einige Ähnlichkeit in der Form der beiden Gesteinsmassen. Das Rothornkristallin wie der Erzhorndolomit haben nämlich die Gestalt mächtiger, rasch an- und abschwellender Linsen. Neben dieser Analogie besteht aber ein fundamentaler Unterschied: Während das Rothornkristallin mit seinen Sedimenten ganz in fremde Schichten eingebettet ist und nach allen zugänglichen Seiten auskeilt, ruht der Erzhorndolomit auf nahe verwandten, zum gleichen tektonischen Komplex gehörenden Dolomiten und keilt im NE nicht sofort aus, sondern erholt sich nordöstlich des Schiesshornes wahrscheinlich wieder.

In der vorläufigen Mitteilung (14, Taf. VIII) sind die Verhältnisse am Schafrücken und am Schiesshorn nicht richtig dargestellt, da bei Herausgabe dieses Berichtes keine genauen Daten über die Geologie des betreffenden Gebietes zur Verfügung standen. Der zwischen Älplisee und Schiesshorn mit der Signatur der Rothornschuppe versehene Streifen gehört, wie die neuern Untersuchungen ergaben, zu den Aroser Dolomiten.

g. Der Dolomit Schafrücken-Miez. Wie schon erwähnt, ziehen sich die am Alteiner Tiefenberg den Erzhorndolomit unterlagernden Dolomitmassen in den Schafrücken und müssen möglicherweise durch die N-Wand der Erzhornkette mit einer dünnen Dolomitlamelle verbunden werden, die das Rhät am Rothorn unterlagert und im Piz Miez zu bedeutender Mächtigkeit anschwillt. *Boehm* (5, 553—54) und *Rothpletz* (7, 121) betrachten sie als Rötidolomit, während aus ihrer Verknüpfung mit typischer Hauptdolomit-Basalbreccie hervorgeht, dass sie norisches Alter besitzt.

Der südlichste Ausläufer dieser Lamelle bildet die Gipfelpartie und die SE-Flanke des P. Miez. Möglicherweise gehören auch einzelne Dolomitlinsen dazu, die an der Basis des Rhät-Lias in der W-

Wand des Lenzerhornes auftreten. Unter dem Dolomit respektive der Basalbreccie folgt am Aroser Rothorn und Erzhorn das Kristallin des Rothorns, ohne dass sich ältere triadische Glieder dazwischenschalten würden. Nur am Miez wird das Rothornkristallin stellenweise durch eine Lage Verrucano vom Hauptdolomit getrennt. Eine Verknüpfung des Kristallins mit dem Dolomit oder der basalen Breccie kann nirgends beobachtet werden. Auch enthalten die Hauptdolomitbreccien keine kristallinen Komponenten, trotzdem sie dem Kristallin unmittelbar aufliegen. Daraus geht unzweifelhaft hervor, dass der Kontakt nicht stratigraphisch sein kann; denn in einem solchen Fall müsste die Hauptdolomitbreccie auch kristalline Einschlüsse aufweisen, was aber nicht zutrifft.

Während der Dolomit am Miez die nicht unbedeutende Mächtigkeit von etwa 100 m aufweist, dünnt er gegen N rasch aus, verschwindet stellenweise sogar ganz und gelangt erst nordöstlich des Rothorns wieder zu beträchtlicher Mächtigkeit (Prof. III, Taf. IV und Prof. VII, Taf. V), von wo er sich in die untern Teile der Erzhornkette fortsetzt. Unter dem Erzhorn zeigt er eine auffallende, durch Hämatit hervorgerufene Rotfärbung. Die dort stark verruschelten Dolomite sind reich an wahrscheinlich metasomatisch entstandenem Brauneisen, das in frühern Jahrhunderten abgebaut wurde. Nach *Boehm* (5, 553) soll auch Rotkupfererz vorkommen. Während der Miezdolomit unter dem Älpliseehorn durch eine zirka 20 m mächtige Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten mit dem darüber folgenden Rhät verbunden ist, grenzt der Schafrückendolomit unter P. 2545 an einer deutlichen Schubfläche an dasselbe, was den Gedanken weckt, der Miezdolomit dürfte eventuell nicht unmittelbar mit dem Schafrückendolomit zusammenhängen.

Östlich P. 2545 schwillt der Schafrückendolomit stark an, was zum Teil auf Verschuppung zurückzuführen ist, wie zahlreiche Störungslinien vermuten lassen. Von allen Scherflächen scheint allerdings nur eine wichtig zu sein: vom P. 2440 steigt sie nach N schwach ab, um über Mutta auf ein paar 100 m unter abgesackten Massen zu verschwinden. Als breites Verruschelungsband zieht sie sich dann gegen P. 2378 und überschreitet den Grat. Gegen das Welschtobel verliert sich ihre Spur unter Weiden und kann auch weiter unten nicht mehr mit der gleichen Deutlichkeit wie auf der NW-Seite des Schafrückens aufgefunden werden. Ihr mutmasslicher Verlauf gegen das Welschtobel ist auf der Karte eingezeichnet.

Interesse bietet am Schafrücken ferner das Vorkommen einer *Breccienbank* (nordöstlich P. 2378, zirka 100 m tiefer), die sich aus Kalk- und Dolomitzement und kleinen, zirka 1 cm grossen, eckigen Dolomiteinschlüssen zusammensetzt. Mit dieser Bank zusammen kommen gestreifte Dolomitschiefer vor, ähnlich denen des Prosantoniveaus. Was für ein Alter diesen Schichten zukommt, ist ungewiss. Möglicherweise bilden sie ein Äquivalent des norisch-rhätischen Grenzniveaus, und es wäre nicht unmöglich, dass auch hier eine Trennungslinie den Schafrücken durchzöge. In der Tat finden wir auf dem Grat des Schafrückens, wenig unterhalb der Kalkbank, eine intensive Verruschelung, deren Fortsetzung ich allerdings weder gegen das Welschtobel noch gegen Arosa finden konnte. Es dünkt mich deshalb fraglich, ob hier tatsächlich eine grössere Trennungslinie vorliege. Im wesentlichen scheint mir der Schafrücken aus zwei Schuppen zu bestehen, die durch die oben erwähnte Überschiebungslinie getrennt werden, einer obern, die Dolomite vom P. 2493 enthaltenden, und einer untern grössern, welcher der Hauptteil des Schafrückens angehört. Vielleicht muss diese ihrerseits wieder in Teilschuppen zerlegt werden.

Die Fortsetzung des Schafrückendolomites nach E ist sehr deutlich im untern Teil der Leidfluh zu sehen, unter dem den Erzhorndolomit unterlagernden Rhätband. Der Erzhorndolomit steht dort auffallend diskordant auf dem Schafrückendolomit. So streicht letzterer ungefähr N 70° E und fällt mit 70° nach S, während eine Messung in den obern Teilen der Leidfluh ein Streichen von N 40° E und ein Fallen von 25° SE ergab.

Von der Leidfluh zieht sich der Schafrückendolomit weiterhin ins Schiesshorn, d. h. in die Zone der Aroser Dolomiten Leupolds.

h. Parallelisation der Aroser Dolomiten mit den Unterengadiner Dolomiten und der Aeladecke. Es mögen kurz noch einige Worte über die tektonische Zugehörigkeit der Aroser Dolomiten respektive

des Rhät-Lias folgen. In der vorläufigen Mitteilung (14, 401—405) zählten wir die Aroser Dolomiten zu den unterostalpinen Decken, und zwar betrachteten wir sie als Fortsetzung der Unterengadiner Dolomiten einerseits und der Aeladecke anderseits. Ausschlaggebend für die Parallelisation mit den Unterengadiner Dolomiten waren folgende Kriterien: Einmal die Überlagerung der Aroser Dolomiten durch das Kristallin der Silvrettadecke, die besonders im E, bei Davos, deutlich ausgeprägt ist, wo am Seehorn die Sedimente in einer Stirnumbiegung unter der kristallinen Decke verschwinden, sodann der Umstand, dass man in der Erzhorn- und Leidfluhkette ein ähnliches norisch-rhätisches Grenzniveau findet, wie es Spitz und Dyhrenfurth (46, 63) aus dem Unterengadin beschreiben. Mitbestimmend war ferner das vorherrschend W-E gerichtete, auf die Unterengadiner Dolomiten weisende Faltenstreichen in den Aroser Dolomiten, im Gegensatz zum NE-SW-Streichen der Silvrettadecke des Landwasser- und Ducangebotes.

Durch meine Untersuchungen im letzten Herbst wurde das Vorherrschen W-E gerichteter Falten bestätigt. Da jedoch diese Faltenrichtung nur eine Folge der Verfrachtung der unterostalpinen Massen und der untern Teildecken der Silvrettadecke durch die in der Tiefe liegenden penninischen Decken ist, frage ich mich, ob man es in der Weise, wie es in der vorläufigen Mitteilung geschah, als mitbestimmendes Argument für eine Deckenparallelisation verwenden könne.

Was ferner das norisch-rhätische Grenzniveau anbelangt, so ist zu sagen, dass dieser Horizont in der Erzhornkette nicht ganz mit dem von Spitz und Dyhrenfurth aus dem Unterengadin beschriebenen übereinstimmt, indem dort vorherrschend dünnplattige, schieferige bis erdige Kalke mit Dolomiten wechsellagern, während am Erzhorn fast ausschliesslich dickbankige Kalke der Dolomiten eingeschaltet sind.

Diese Abweichung, und vor allem die ganze Struktur des hauptsächlich aus Linsen bestehenden südlichen Plessurgebirges lässt es mir fraglich scheinen, ob der in der vorläufigen Mitteilung postulierte Zusammenhang unter dem Kristallin der Silvrettadecke wirklich existiere, und es scheint mir fast wahrscheinlicher, dass die Aroser Dolomiten, ähnlich wie die Rothornschuppe, eine Teildecke der Silvrettadecke bilden und nicht unter dieser durch mit den Unterengadiner Dolomiten zu verbinden seien. Dies scheint mir um so plausibler, als im südlichen Plessurgebirge die Silvrettadecke aus vielen Schuppen besteht, die alle nur eine beschränkte Anzahl der verschiedenen, in der Silvrettadecke enthaltenen Schichten aufweisen; so zeigt z. B. die Rothornschuppe nur vornorische Schichten. Es dünkt mich deshalb sehr wohl möglich, dass in den Aroser Dolomiten die zur Silvrettadecke gehörenden Hauptdolomite erhalten seien. Da gleichaltrige Schichten der sichern Silvrettadecke in der Nähe fehlen, lässt sich kein stratigraphischer Beweis gegen diese Theorie erbringen, freilich auf der andern Seite auch kein Beweis dafür. Doch liegt sie meines Erachtens näher als die in der Festschrift vertretene Ansicht, weshalb ich in meiner Arbeit die Aroser Dolomiten zur Silvrettadecke s. l. rechne. Ob sie der Rothornschuppe näher stehen als der Silvrettadecke s. s., lasse ich dahingestellt. Wahrscheinlicher scheint mir das erste, da sie vorwiegend aus relativ jungen Schichten bestehen, also eher im S über den zu ihnen gehörenden ältern Schichten zu erwarten sind als im N unter denselben. Freilich wäre auch eine Zugehörigkeit zur Silvrettadecke s. s. nicht unmöglich, nämlich wenn die Aroser Dolomiten in einer ersten Phase von den in der Tiefe zu ihnen gehörenden Sedimenten weggeschoben und nach N verfrachtet, in einer zweiten Phase wiederum von diesen überholt und überschoben worden wären.

Im Ganzen muss man sagen, dass die Stellung der Aroser Dolomiten noch ungewiss sei. Im südlichen Plessurgebirge lassen sich weder zwingende Gründe für noch gegen eine tiefgreifende Trennung von der Silvrettadecke auffinden.

Die Parallelisation der Aroser Dolomiten mit der Aeladecke wurde in der vorläufigen Mitteilung vorgenommen, weil der Lias des Lenzerhornes in seinem Verlauf nach S auf die Aeladecke hinweist. Eine direkte Verbindung mit dieser kann allerdings, wie oben dargelegt, nicht nachgewiesen werden. So ist die Zugehörigkeit des Lias von Belfort zu dem des Lenzerhornes unsicher, wenn auch wahrscheinlich und ebenso die Parallelisation jenes mit dem Aelalias der Val Gronda.

Ein Faziesvergleich zwischen der Aeladecke und der Decke der Aroser Dolomiten zeigt, dass ein Zusammenhang zwischen den zwei Decken nicht eindeutig nachgewiesen werden kann,

aber wohl möglich ist; denn einerseits sind neben vielen Unterschieden nicht unbedeutende Analogien vorhanden, anderseits wechselt hier wie dort die Ausbildung der Schichten sehr rasch, so dass die vorhandenen Unterschiede keine grossen Hindernisse für eine Parallelisation bilden. Der Hauptdolomit ist an beiden Orten ähnlich ausgebildet, nur dass am Aela die basale Breccie des P. Miez fehlt. Dagegen trifft man hier wie dort das norisch-rhätische Grenzniveau. Am Erzhorn scheint die Wechsellagerung Kalk-Dolomit mächtiger als am Aela zusein, dagegen ist dies bereits an der Leidfluh und im Miezdolomit über dem Älplisee nicht mehr der Fall, wo die Wechsellagerung nur noch etwa 20 m misst. Das Rhät besteht hier wie dort im wesentlichen in den tiefern Partien aus Kössener Schichten, in den höhern aus Kalken. Der Lias setzt sich an der Furcletta und am Lenzerhorn aus ähnlichen Schieferen wie in der westlichen Aeladecke zusammen. Zum Unterschied gegenüber dieser fehlt dagegen der mächtige Kalk, der über Surava diese Schiefer unterlagert. Zieht man jedoch in Betracht, dass der Lias in der untern Val Spadlatscha (nördlich Aela) eine mächtige Breccienlage enthält, die bereits wenige km weiter westlich in der Val Gronda nicht mehr zu finden ist, so scheint einem das Fehlen des Kalkes von Surava am Lenzerhorn kein ernsthaftes Hindernis für eine Parallelisation zu sein. Das gleiche gilt von den rot und gelb geflammten Liaskalken, die in der Val Spadlatscha im Schutt häufig sind, dagegen in der Zone der Aroser Dolomite fehlen, sowie für die Spatkalke von Bergün, die dort auch kein Äquivalent finden.

Eine Möglichkeit wäre auch, dass die Aeladecke mit der Tschirpendecke zusammenhänge. Wenn freilich die Verhältnisse bei Belfort eher auf die oben beschriebene Parallelisation hinweisen, so bestehen doch einige nicht unbedeutende Analogien in der Stratigraphie der beiden Decken: Der Hauptdolomit ist an beiden Orten ein bankiger heller Dolomit, der gegen das Rhät stellenweise eine Wechsellagerung von Kalk- mit Dolomitbänken aufweist. Allerdings sind an der Basis in der Tschirpendecke Konglomerate vorhanden wie bei den Aroser Dolomiten, die in der Aeladecke fehlen. Ferner ist in der Tschirpendecke eine Transgression oberjurassischer Schichten auf Hauptdolomit häufig. In der Aeladecke lässt sich kein Analogon dazu finden. Das Rhät weist an beiden Orten viele Ähnlichkeiten auf: Unten sind Kössenerschichten, oben Kalke vorhanden. Ganz besonders gross sind die Analogien im Lias, der, wie in der Val Gronda, auch bei Sanaspans aus tiefern Kalken und höhern Schieferen besteht. An beiden Orten sind die Kalke zudem oft rot und gelb geflammt und reich an Fossilien (Crinoiden, Belemniten. 12, 16). Ferner findet man bei Sanaspans brecciöse Kalke, ähnlich denen, die man in der Liaskalkwand über Surava trifft, ferner die rötlichen Spatkalke, die oberhalb des Bergüner Steins vorkommen.

Die Analogien im Lias sind eher grösser zwischen der Aela- und der Tschirpendecke als zwischen der Aeladecke und der Decke der Aroser Dolomiten, und es wäre nicht ausgeschlossen, dass die beiden einander in der Tat auch tektonisch nahe stünden, vielleicht so, dass die Tschirpendecke die nördliche Fortsetzung der Aeladecke wäre und die Aroser Dolomiten südlich an diese anschliessen. Die Verhältnisse bei Belfort, die ein Hauptgrund für die Parallelisation der Aroser Dolomiten mit der Aeladecke waren, scheinen mir jedoch eher für einen direkten Zusammenhang dieser beiden Decken bei Surava zu sprechen, wenn sie freilich die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass die Aroser Dolomiten südlich an die Aeladecke anschliessen. In diesem Fall stünden sie zwischen dieser und der Silvrettadecke.

5. Die Silvrettadecke s. s.

= verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe und Landwasserschuppen.
(Vgl. Prof. I—VI und VIII—XII.)

Die Aroser Dolomiten und der südlich anschliessende Lias werden in ihrer ganzen Ausdehnung von der eigentlichen Silvrettadecke überlagert, im NE von ihrem Kristallin, das in direkter Verbindung mit dem des Silvrettamassivs steht, im SW von Sedimenten, die unzweifelhaft zu diesem Kristallin gehören.

Auch hier tritt wieder der bekannte charakteristische Zug hervor, dass im N die ältern, im S die jüngern Schichten vorherrschen, eine Eigentümlichkeit, die wir schon von der Besprechung

der tiefern Schuppen kennen, und die sich hier wiederholt, nicht nur im grossen, sondern auch im kleinen, im Aufbau der Lenzerhorngipfelschuppe und einzelner Landwasserschuppen.

Die Darstellung, die *Theobald* auf seiner Karte (90) von den NW-Hängen des Landwassertales gibt, erweckt den Eindruck, es handle sich um ein geologisch einfach aufgebautes Gebiet, wo die Trias in normaler Folge dem Kristallin der Silvrettadecke aufliege. Diese Ansicht vertraten auch *Spitz* und *Dyhrenfurth* (13, 482—483 und 486—487 Fig. 2) in ihrer Mitteilung über den Bau des Plessur- und Ducangebirges.

Erst eine eingehende Untersuchung zeigte den in dieser Annahme liegenden Irrtum. Der Bau der Hänge über Schmitten und Alvaneu erwies sich im Gegenteil als äusserst kompliziert, indem zahlreiche Schuppen daran teilnehmen und infolge der reichlichen Wald- und Schuttbedeckung nur schwer voneinander unterschieden werden können. Erhöht wird die Unübersichtlichkeit noch wesentlich durch das ungefähr parallel den Hängen gerichtete Fallen der Schichten, sowie durch die Lage der Überschiebungsflächen, die jeweils fast mit der Lage der Schichten koinzidiert. Deshalb konnte erst, nachdem die Lokalstratigraphie durch die Untersuchungen *W. Leupolds* und *H. Eugsters* ausgearbeitet worden war, mit Aussicht auf Erfolg an eine Untersuchung der Berge über Alvaneu gegangen werden.

Diese Untersuchung ergab in grossen Umrissen etwa folgendes Bild: Die tiefste Schuppe bildet die schon von *Spitz* erkannte verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe (13, 483), die von Alp Ramoz bis in die W-Seite des Linard leicht verfolgt werden kann. Auf ihr ruht am Linard und Mulein eine

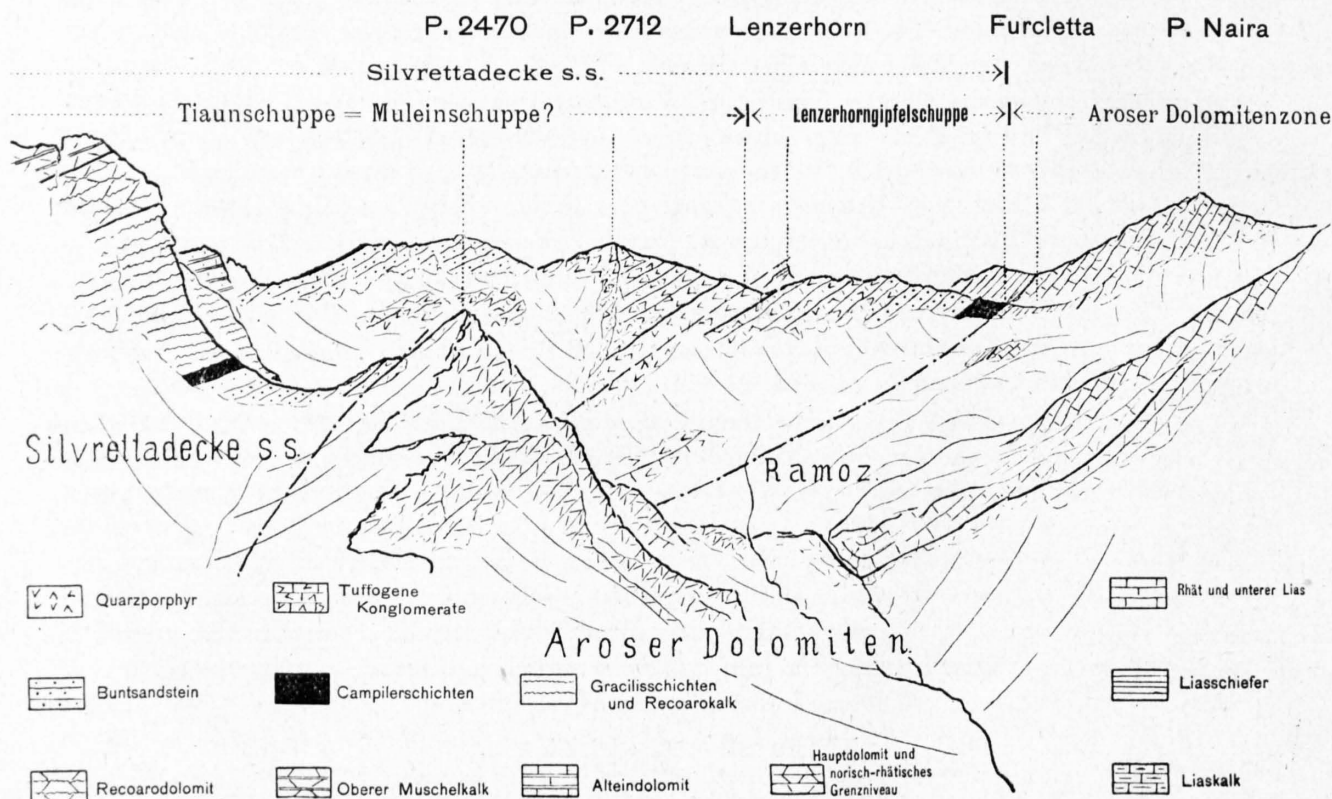


Fig. 8. — Alp Ramoz von der Leidfluh.

normale Serie, die Muleinschuppe, welche die Schichten zwischen Buntsandstein und Raiblern enthält und, steil nach SE fallend, die S-Hänge des Linard und Mulein bildet. Ihre orographisch tiefern Teile werden von einer höhern Schuppe überlagert, die in der Crapanaira mit ihrem Alteindolomit auf den Raiblern der Muleinschuppe liegt. Nach NE ergänzt sie sich gegen unten, indem sie noch Prosantoschichten aufnimmt. Sie bildet den Boden von Alvaneu, den grössten Teil der Alvaneuer Alpen und den Guggernell, nach dem sie auch den Namen Guggernellschuppe erhalten hat.

Auf der Kreuzalp und im Rumbettel liegen auf ihren Raiblern Klippen von Prosanto- und Alteinschichten, wahrscheinlich Reste einer höhern Schuppe der Kreuzalpschuppe.

Im obern Schaftobel (östlich Guggernell) folgt unter den Prosantoschichten der Guggernellschuppe wieder Alteindolomit, also ein jüngeres Schichtglied, das einerseits durch die N-Wand des Guggernells bis zum P. 2614 verfolgt werden kann (Fig. 7, S. 61), anderseits vom Schaftobel bis gegen Schmitten die Schichten der Guggernellschuppe unterteuft.

Diese in zwei Richtungen, in der E-W- und der S-N-Richtung wahrnehmbare Doppelung der Schichten gab Anlass zur Abtrennung einer tiefern Schuppe, der Schaflägerschuppe.

Weiter westlich wiederholt sich die Doppelung des Guggernells im Bleiberg wieder, nur erscheinen hier nicht Alteindolomit und Prosantoschichten gedoppelt, sondern das hangende Glied besteht aus einer Schicht dolomitischen Arlbergkalkes, unter dem am Grat nördlich des Bleiberges an einer markanten Scherfläche Arlbergdolomit folgt (Fig. 7, S. 61). Zwischen diesen und die Scherfläche schalten sich gegen S sukzessive jüngere Glieder ein, so zuerst die Prosantoschichten, dann, unmittelbar unter den alten Knappenhütten des Bleiberges helle Alteindolomite, die unter die Schichten der Schaflägerschuppe einfallen und im S am Innerberg rasch anschwellen.

Bei P. 2042 ist die Überlagerung der Schichten des Innerberges durch die Schaflägerschuppe nicht mehr deutlich, da dort deren Arlberg- und Prosantoschichten fast ganz ausgedünnt sind, so dass der Alteindolomit des Innerberges beinahe in den der Schaflägerschuppe fortzusetzen scheint.

In der N-Wand der Guggernellkette steht die Grenzfläche an der Basis der Schaflägerschuppe senkrecht. Der darunter folgende Arlbergdolomit keilt dort zwischen ihr und den von P. 2718 mit gleichmässigem Gefälle nach W absinkenden Arlbergkalken aus, so dass die dolomitischen Arlbergkalke der Schaflägerschuppe direkt auf die schieferigen Arlbergkalke von P. 2718 zu liegen kommen (Prof. VIII, Taf. V). Wie sich die Verhältnisse weiter in W gestalten, entzieht sich unsern Blicken, da die Scherfläche unter den Schuttmassen am N-Fuss der Guggernellkette verschwindet.

Das sukzessive Einsetzen jüngerer Sedimente unter der Scherfläche südlich des Guggernellgrates kann am einfachsten durch die Annahme gedeutet werden, dass die Schichten am Ausserberg und am Tiaun einer eigenen Schuppe angehören, die ich nach dem markantesten Berg, den sie bildet, Tiaunschuppe nenne. Im E wird sie in ihren orographisch tiefern Partien, in der Gegend zwischen Wiesen und Schmitten, von einer auffälligen Dislokationsfläche, der Wiesener Scherfläche *Leupolds* (14, 411), abgeschnitten. In den orographisch höhern Partien streichen die dolomitischen Schichten am Spitzig Grätli und am Hörnli in die Luft, und Buntsandstein und Quarzporphyr, die westlich Murterus nur als dünne Schicht vorhanden waren, schwellen mächtig an und bilden die Berghänge bis weit gegen Wiesen hinunter. Eine ähnliche Anschwellung des Buntsandsteines macht sich auch westlich des Guggernells bemerkbar, wo die skythisch-permischen Schichten eine Mächtigkeit von über 1 km erreichen und in den höhern Lagen die anisich-ladinischen Ablagerungen völlig verdrängen.

Die Dolomitmassen der Guggernellkette liegen also zwischen zwei Buntsandstein-Quarzporphyranschwellungen in einer flachen «Quermulde» (Prof. VIII und IX, Taf. V), die ihre Entstehung allerdings nicht einer Faltung verdankt, sondern vielmehr dem Umstand, dass durch einen tektonischen Vorgang Buntsandstein und Quarzporphyr unter der Guggernellkette fast ganz ausgequetscht, westlich und östlich derselben dagegen angehäuft wurden. Möglicherweise greift die Ursache dieser unregelmässigen Verteilung der ältern Schichten schon in die Zeit der Ablagerung des Buntsandsteins und des Empordringens des Quarzporphyrs zurück und ist nur zum Teil eine Folge tektonischer Einwirkungen.— Die normal gelagerten Schuppen der Silvrettadecke wollen wir unter dem Sammelnamen Landwasserschuppen vereinigen.

A. Die Lenzerhorngipfelschuppe.

Das oberste tektonische Glied des Lenzerhornes wird durch die verkehrte Gipfelschuppe gebildet (Taf. I und Fig. 12, 13—40), die sich aus den Schichten zwischen Raiblern und Quarzporphyr zusammensetzt.

Als eigenes tektonisches Glied wurde die Gipfelschuppe zuerst von *Rothpletz* (8, 131) erkannt, der in ihr eine normal gelagerte Schichtfolge erblickte. Um ihre inverse Lage wussten erst *Spitz* und *Dyhrenfurth* (13, 486—487, Fig. 2 und S. 483). Auch wussten die beiden Forscher schon, dass ihr stratigraphisch höchstes Glied in die Raibler gehöre.

Die Gipfelschuppe weist im Vergleich zu den vorher besprochenen Aroser Dolomiten eine geringe Ausdehnung auf. Nach NE reicht sie bis Ramoz, nach S bis Pigni. Gleich wie die Rothornschuppe besitzt auch sie eine linsenförmige Gestalt, mit der grössten Anschwellung zwischen Lenzerhorn und Culmet. Von dort nimmt ihre Mächtigkeit nach NE und SW rasch ab.

In ihrem Hangenden liegen die normalen Schuppen der Silvrettadecke s. s., die im NE mit Buntsandstein und ältern Schichten auf der Gipfelschuppe ruhen, während gegen S allmählich jüngere Schichten an die Grenzfläche herabsteigen. Das Liegende der Gipfelschuppe bildet der Lias der Aroser Dolomiten. Auch in der Gipfelschuppe tritt die schon in den tiefern Schuppen beobachtete Gesetzmässigkeit auf, dass die ältern Schichten vorwiegend auf den nördlichen, die jüngern auf den südlichen Teil beschränkt sind. So keilen die stratigraphisch höchsten Glieder, die Raibler und das Ladinien, in der NW-Wand des Lenzerhornes aus (Prof. VIII, Taf. V). Auch den Muschelkalk erreicht bald das gleiche Schicksal. Viel weiter nordwärts erstrecken sich dagegen die Campilerschichten, die noch an der Fureletta erhalten sind. Ebenfalls weist der Buntsandstein dort eine nicht unbedeutende Mächtigkeit auf. Freilich dürfte diese zum Teil auf Verschuppungen beruhen, wie einige ausgeprägte Scherflächen zwischen Fureletta und P. Musch zeigen. Das unter dem Buntsandstein folgende, aus tuffogenen Konglomeraten bestehende Schichtglied setzt erst wenig südlich der Fureletta bei P. 2650 ein, der Quarzporphyr sogar erst am Grat Fureletta-Guggernell (Fig. 15), und findet bald mit den letztern Ausläufern der Gipfelschuppe ein Ende.

Im S treten gerade die umgekehrten Verhältnisse wie im N ein, indem nämlich die ältern Sedimente im NE zurückbleiben. So stehen schon am Linard die anisichen Sedimente der Lenzerhorngipfelschuppe mit denen der hangenden Schuppe in Kontakt. Der Buntsandstein ist also bereits im NE zurückgeblieben. Weiter südlich keilt auch das Anisien aus, und Ladinien ruht auf Ladinien. Der Arlbergkalk erstreckt sich über P. 2238 und P. 2150 gegen Tschautschen, wo er nur noch einen dünnen Keil zwischen dem Arlbergdolomit des Hangenden und Liegenden bildet. Weiter unten scheint er sich als schmales Band gegen Pigni zu ziehen, wo er auskeilt.

Der südlichste Arlbergdolomit der Gipfelschuppe bildet die Felsen nordwestlich Pigni unter P. 1690. Weiter südlich keilt die ganze Lenzerhorngipfelschuppe aus. Die Raibler, die schon am Lenzerhorn nur geringe Mächtigkeit aufwiesen, scheinen bereits auf Alp Linard zu verschwinden.

Erwähnenswert ist auch eine am Culmet (nordöstlich des Piz Musch), zwischen die Campilerschichten der Gipfelschuppe und den Lias der Aroser Dolomiten eingekeilte *Buntsandsteinlamelle*. Nach allen Seiten keilt sie rasch aus und zeigt somit, dass an den Grenzflächen der Schuppen auch Gleitbretter vorkommen.

Falten der Lenzerhorngipfelschuppe. Die grösste und schönste Falte der Lenzerhorngipfelschuppe findet man im Arlbergkalk, unmittelbar westlich des P. Linardgipfels. Schon von weitem fällt sie einem wegen ihrer Grösse und regelmässigen Ausbildung auf. Sie streicht W-E bei einem Axialgefälle von 45° E. Eine kleinere, schlechter ausgebildete Falte bilden einige Bänke des Arlbergdolomites unter dem Lenzerhorn. Diese weist ein Streichen von N 70° W auf.

Eigenartig und in engem Zusammenhang mit der Faltenbildung ist eine Erscheinung, die wir am Gipfel des Lenzerhorns beobachten können, nämlich eine stengelige Ausbildung des Muschelkalkes. Der ganze untere Knollenkalk besteht aus prismatischen Stengeln von wenig cm Durchmesser, und unregelmässigem, mehr oder weniger rundlichem Querschnitt. Diese streichen alle ungefähr W-E und weisen ein Fallen von 20° E auf. Wahrscheinlich wirkten bei ihrer Bildung tektonische Kräfte mit, indem sie aus einer intensiven Kleinfältelung hervorgingen. Die Annahme, dass sie auf diese Art entstanden, liegt um so näher, als sich die Richtung der Stengel mit der Streichrichtung der Falten deckt.

Eine ähnliche Erscheinung zeigt auch das Rhät auf dem Gipfel des Naira, indem es in gleicher Weise wie der Muschelkalk des Lenzerhorns stengelig ausgebildet ist.

Anhand der allerdings nur dürftig vorliegenden Daten über Faltenstreichen schliessen wir, dass die Schubrichtung von S nach N gerichtet war, also ungefähr gleichsinnig verlief wie in den Aroser Dolomiten (vgl. Taf. III).

B. Die Muleinschuppe

= Westende der Silvrettadecke s. s.

a. Allgemeiner Überblick. Die Muleinschuppe, so benannt nach dem P. Mulein, dessen obere Teile sie aufbaut, ruht normal auf der eben geschilderten Lenzerhorngipfelschuppe. An ihrem Aufbau beteiligen sich alle Schichten zwischen Perm und Raiblern. Im SW, am P. Linard, fehlen die ältern Glieder, und ladinische und anisische Ablagerungen der Muleinschuppe kommen mit gleichaltrigen Sedimenten der Lenzerhorngipfelschuppe in Kontakt. Weiter im NE schieben sich sukzessive ältere Gesteine dazwischen. Schon am Grat Musch-Mulein erreicht der Buntsandstein eine Mächtigkeit von 400—500 m (Prof. II, Taf. IV). Ihm gesellen sich auf Alp dil Guert tuffogene Konglomerate, am Grat Furcletta-Guggernell sogar noch Quarzporphyr bei (vgl. Besprechung der Lenzerhorngipfelschuppe sowie Prof. III, Taf. IV und Prof. VIII, Taf. V).

Auch in der Muleinschuppe kommt somit die bekannte Gesetzmässigkeit zum Ausdruck, dass im NE ältere, im SW jüngere Schichten vorherrschen.

Am P. Linard und P. Musch fallen die Schichten schön regelmässig mit einem Gefälle von durchschnittlich 50° nach SSE (Prof. I und II, Taf. IV). Leider sind die Verhältnisse nicht überall so übersichtlich wie in den höhern Partien; die Beobachtung wird weiter unten durch Wald und Moränenbedeckung erheblich erschwert, so dass es oft nur schätzungsweise möglich ist, den Verlauf der einzelnen Schichten und Schuppen festzustellen. Ganz besonders gilt das für die später zu behandelnden höhern Schuppen der Crapanaira und der Hänge oberhalb von Alvaneu und Schmitten. Aus Mangel an guten Aufschlüssen ist man dort infolge des im ganzen ziemlich komplizierten Schuppenbaues bei der Profilkonstruktion auf etwas unbefriedigende Interpolationen und Mutmassungen angewiesen. Doch glaube ich gleichwohl, dass, wenn auch das einzelne nicht immer zutreffen mag, dennoch der Gesamtcharakter auf der Karte und auf den Profilen einigermaßen richtig zum Ausdruck komme.

b. Verbreitung der einzelnen Schichten. Die einzelnen Schichtglieder der Muleinschuppe verlaufen wie folgt:

Der *Buntsandstein* zieht sich vom Linard ununterbrochen bis Ramoz, wo er unter Schutt verschwindet. Vielleicht hängt er mit dem Buntsandstein bei P. 2470 östlich der genannten Alp zusammen, der seinerseits zur Tiaunschuppe gehört. Im W fällt er mit durchschnittlich 40—50° nach SSE, während das Fallen gegen E etwas ausflacht und unregelmässiger wird. Die Mächtigkeit des Buntsandsteins ist recht bedeutend, so zwischen P. Musch und P. Mulein etwa 400 m.

Weniger weit als der Buntsandstein lassen sich die *Campilerschichten* und das *Anisien* verfolgen. Beide beginnen in W am Linard und verschwinden südöstlich der Kreuzalp unter der Guggernellschuppe, die ihre orographisch höhern Teile abgesichert hat, so dass bei der Kreuzalp die Schichten der Guggernellschuppe unmittelbar an den Buntsandstein der Muleinschuppe stossen. Im Gegensatz zu den Campilerschichten und den Recoarokalken und -dolomiten, die vom Linard bis zur Kreuzalp durchgehend erhalten sind, setzt der obere Muschelkalk stellenweise aus.

Ungefähr die gleiche Ausdehnung wie dem Anisien kommt dem *Ladinien* zu. Der Arlbergdolomit bildet im W den Culmatsch und die beiden Aufschlüsse nordöstlich P. 1690 unter La Riz (die Dolomite unter P. 1690 und nordwestlich desselben gehören zur Lenzerhorngipfelschuppe). Nach NE zieht er sich über den Mulein bis gegen die Kreuzalp, wo er, wie das Anisien, auch unter der Guggernellschuppe verschwindet und in seinen obern Teilen von ihr geköpft wird.

Die *Prosantoschichten* setzen im W über Hetta am P. Linard ein. Nach unten scheinen sie dort rasch auszudünnen (Prof. I, Taf. IV), treten jedoch gleichwohl in verschiedenen, zum Teil kleinen Aufschlüssen bei Hetta und Ruinas zutage, zum Beispiel im westlichen Arm der Crapanaira. Dagegen gehören die Prosantoschichten in der östlichen Crapanaira einer höhern Schuppe an. Östlich Hetta trifft man die Prosantoschichten noch einmal, jedoch zum letztenmal, in einem grossen Aufschluss über Alp Mulein. Einige Kalkstücke, die ich westlich unterhalb der Hütten der Kreuzalp fand, lassen vermuten, dass sie auch dort noch über dem auf der Karte angegebenen Arlbergdolomit der Muleinschuppe vorkommen. Anstehend konnte ich sie nirgends finden.

Die Verbreitung des *Alteindolomites* ist sehr beschränkt. Im W setzt dieser bei Hetta ein, von wo er sich nach Ruinas hinabzieht, um noch ein Stück in den Anriss der Crapanaira zu tauchen und dann auszuweichen. Südlich der Crapanaira setzt er sich in die Felsen über Pigni fort und reicht bis zum Weg Pigni-Ruinas, wo er nach W in die Luft sticht. Auffallend ist hier die lithologische Ähnlichkeit zwischen dem Alteindolomit und dem Dolomit nordöstlich P. 1690, der oben in das Ladinien eingereiht wurde, da er unter den Prosantoschichten liegt. Diese Ähnlichkeit ist so gross, dass der Gedanke nahe liegt, es möchte sich beim letztgenannten Dolomit um verschuppten Alteindolomit handeln.

Nach unten keilt der Alteindolomit bei Pigni wahrscheinlich analog wie in der Crapanaira aus (Prof. I, Taf. IV), allerdings nicht endgültig, da weiter südlich unter den Raiblern der Muleinschuppe eine Linse Alteindolomit ansteht, nämlich der *Alteindolomit der Ruine Belfort*, der somit in die Muleinschuppe gehört.

Östlich Ruinas zieht sich der Alteindolomit als markantes Felsband durch den Wald gegen Alp Mulein, wo er vermutlich bald auskeilt.

Die *Raibler*, das höchste Glied der Muleinschuppe, liegen im westlichen Arm der Crapanaira als schmales Band auf dem Alteindolomit von Ruinas und lassen sich von dort in einigen spärlichen Aufschlüssen gegen Alp Mulein hinauf verfolgen, wo sie auskeilen. Deutlicher als nach N zeigt sich ihre Fortsetzung nach S, indem sie durch den God la Schitgia mit den höchsten Raiblern von Belfort zusammenhängen.

Die Schichten der Muleinschuppe verlaufen nicht so regelmässig, wie man nach der Beschreibung etwa glauben könnte, sondern sie erleiden etliche, nicht unbedeutende Störungen. So fällt vor allem ein Bruch auf der E-Seite des Muleins auf, der sich im Anisien und im tiefern Ladinien bemerkbar macht, und dessen Sprunghöhe recht bedeutend ist. Auch sieht man aus Prof. I, Taf. IV, dass die Kontaktfläche zwischen der Mulein- und der Lenzerhorngipfelschuppe einige Unregelmässigkeiten erleidet.

c. Zusammenfassung. Die Muleinschuppe stellt im grossen ganzen eine aus permischen bis carnischen Schichten bestehende, steil nach SSW fallende Platte vor. Im E werden ihre orographisch höhern Teile von der Guggernellschuppe abgeschnitten, während die tiefern Teile zum Teil auskeilen, zum Teil unter dieser verschwinden. Im N und W streicht die Muleinschuppe in die Luft, im S verschwinden ihre tiefern Schichten und werden durch höhere ersetzt. So sind bei Belfort nur noch die Raibler und eine Linse Alteindolomit erhalten.

d. Das Verhältnis der Muleinschuppe zur verkehrten Lenzerhorngipfelschuppe. In scheinbar einfachem und dennoch schwierig zu deutendem Zusammenhang steht die Muleinschuppe mit der verkehrten Lenzerhorngipfelschuppe. *Spitz* und *Dyhrenfurth*, die zuerst die inverse Schichtenfolge am Lenzerhorn erkannten, verbanden diese durch eine einfache, ca. N-S bis NW-SE streichende Gewölbeumbiegung mit der Muleinschuppe (13, 488). In der Tat sind die Verhältnisse derart, dass ein solcher Zusammenhang nicht unwahrscheinlich scheint. Die ältesten Schichten, Quarzporphyr und Buntsandstein, kommen nämlich vorwiegend im ENE vor, wo sie nach dieser Theorie den Antiklinalkern bilden, und keilen gegen WSW, also gegen die Antiklinalstirn, sukzessiv aus, um von jüngern Sedimenten ersetzt zu werden. So bleibt der Quarzporphyr im NE an der Fureletta zurück, wenig weiter westlich bei P. 2650 nimmt auch das tuffogene Konglomerat ein Ende, während die Buntsandsteinzone rasch dünner wird, um am Linard auszuweichen. Weiter im SW treten immer jüngere Sedimente der hangenden und

liegenden Schuppe miteinander in Kontakt, ohne dass jedoch Umbiegungen zu sehen wären. Die Grenze scheint vielmehr den Charakter einer Scherfläche zu tragen, wobei allerdings ausserordentlich auffällig ist, dass immer gleichaltrige Schichten des Liegenden und Hangenden aufeinander ruhen: So am Linard Muschelkalk auf Muschelkalk, dann Arlbergkalk auf Arlbergkalk und schliesslich Arlbergdolomit auf Arlbergdolomit.

Entsprechend dem südöstlichen Schichtfallen in der normalen Serie der Muleinschuppe müsste eine nach SW bis WSW schauende Biegung ein starkes Axialgefälle aufweisen, dessen Betrag ungefähr dem Winkel, unter dem die Schichten am Linard nach SE fallen, gleich käme; denn nur so liesse es sich erklären, dass am SE-Hang des Linard immer jüngere Schichten die ältern überlagern.

Auffallend gut würde mit einer derart orientierten Antiklinale auch die Anordnung der Sedimente in der verkehrten Serie übereinstimmen, da in ihr die jüngern Schichten, vorwiegend auf den SW-Teil beschränkt, gegen NE bald auskeilen.

Die grösste Schwierigkeit bereitet der Annahme einer WSW bis SW schauenden Antiklinale die absonderliche Streichrichtung einer solchen Umbiegung, die ungefähr quer zur normalen Faltenrichtung der Silvrettadecke steht. Doch ist das kein unüberwindliches Hindernis, da grosse, gut ausgebildete NNW-SSE streichende Falten am Guggernellgrat Zeugnis ablegen, dass in der Silvrettadecke des südwestlichen Plessurgebirges nicht unbedeutende ENE-SSW orientierte tektonische Kräfte wirksam waren.

In scheinbarem Widerspruch mit obiger Theorie stehen die schön ausgebildeten W-E streichende Umbiegung in den Arlbergkalken unmittelbar westlich des Linardgipfels, sowie die W-E orientierte Stengelung der Recoarokalk am Lenzerhorn. Dieser Widerspruch kann jedoch leicht durch die Annahme zweier verschiedener Faltungsphasen gelöst werden, wobei allerdings der Umstand zu denken gibt, dass innerhalb der Lenzerhorngipfelschuppe keine NNW-SSE gerichtete Falten gefunden wurden.

Man könnte auch versucht sein, zur Erklärung der Verhältnisse am P. Linard die Idee heranzuziehen, dass im Buntsandstein Linard-Fureletta der Kern einer verkehrten, zirka W-E streichenden, stark ostwärts einfallenden Synklinale vorliege. Demnach wäre die Muleinschuppe zuerst mit der Gipfelschuppe des Lenzerhornes zusammen in die verkehrte, nachher, unter Bildung der falschen Synklinale, wieder in die normale Lage gekommen. Einer solchen Theorie widersprechen aber die in den höhern Lagen ungestört liegenden Schichten der Muleinschuppe, die durch eine zweimalige Überwälzung jedenfalls bedeutend stärker verruscht worden wären, als sie es tatsächlich sind. Auch lässt sich die Tektonik im NE nicht mit ihr in Übereinstimmung bringen, da die Landwasserschuppe nirgends ein Anzeichen der geforderten Umbiegung verraten.

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit wurde in der vorläufigen Mitteilung (14, 413) gegeben, nämlich dass am Linard eine aus einer nach N gerichteten Antiklinale hervorgegangene Überschiebung vorliege. Der hangende Muleinschenkel wäre demnach auf der liegenden Serie nach N gewandert und hätte dabei die tiefern Sedimente im W abgeschert. Auffällig und nicht zugunsten dieser Theorie sprechend ist der Umstand, dass im W in der Mulein- und Lenzerhorngipfelschuppe die gleichaltrigen Schichten immer gleichzeitig einsetzen und gleichzeitig auskeilen, was doch einen grossen Zufall bedeuten würde, läge wirklich eine nordwärts gerichtete Überschiebung vor. Viel eher scheint dieses Korrespondieren gleichaltriger Schichten der zuerst angeführten Theorie das Wort zu reden, dass nämlich am Linard eine nach SW bis WSW schauende Antiklinale vorhanden sei. Im gleichen Sinn spricht auch das Auskeilen der jüngern und das Einsetzen älterer Schichten gegen NE. Ich bin deshalb, im Gegensatz zu der in der vorläufigen Mitteilung vertretenen Theorie, nunmehr der Ansicht, dass die Lenzerhorngipfelschuppe mit der Muleinschuppe durch eine nach SW bis WSW schauende, stark nach SE bis SSE axial einfallende Antiklinale verbunden sei.

e. Die Durchklüftung der Schichten am Linard-S-Hang. Auffallend ist die Ausbildung der Schichten am S-Hang des P. Linard. Zahlreiche grosse Spalten durchziehen dort das Gestein, oft in Verbindung mit nicht unbedeutenden Absackungen. Die Spalten, die oft auf eine Breite von mehreren m klaffen,

stehen alle quer zum Hang und können eine nicht unbedeutende Tiefe erreichen. In den meisten Fällen kann man jedoch nicht viel darüber aussagen, da die Spalten gewöhnlich ganz oder zum grössten Teil von Schutt aufgefüllt sind. Prof. *Heim* gibt in einem Gutachten, das er im Jahre 1881 über den Brienzer Bergsturz machte (4), für einzelne Spalten zwischen Lai und Propissi eine Tiefe von über 100 m an. Sehr tiefe Spalten traf ich auch im Arlbergdolomit über Hetta. In einigen konnte ich einen Stein mehrere Sekunden fallen hören.

Die Durchklüftung erstreckt sich beinahe über den ganzen aus Trias bestehenden S-Hang des Linards. Von der Abrissnische des Bergsturzes an bis hinauf auf den 2500 m hohen Culmatsch machen sich ihre Spuren deutlich geltend.

Die Absackungen kommen immer in engem Verband mit den Spalten vor. Wahrscheinlich ist der grösste Teil des Berges auch mehr oder weniger verrutscht. An einzelnen Stellen tritt die Absackung besonders deutlich hervor, so vor allem im Wald zwischen Lai und Tschautschen, wo man sich fast in einem Bergsturstrümmerfeld wähen möchte, wenn nicht weiter oben die für einen Bergsturz notwendige Abrissnische fehlte. Über dem Trümmerfeld, das sich fast ganz aus Sedimenten der Rothornschuppe rekrutiert, folgen nämlich unterladinische Schichten der Lenzerhorngipfelschuppe, aus denen die Trümmer unmöglich stammen können. Wir müssen deshalb annehmen, dass sie einer verrutschten, in sich selbst zusammengesunkenen Felsmasse angehören, dass ihre jetzige Lage also einfach das Produkt einer intensiven Sackung sei.

Anzeichen starker Störung zeigen auch die Felsen zwischen Pigni und Propissi, indem sie von zahlreichen Rutschzonen durchsetzt sind, die neben Dolomittrümmern auch staubfeines, gelbes Zerreibungspulver aufweisen, das dem ganzen Gestein eine gelbe, raiblerähnliche Farbe gibt. Die Entstehung dieser Produkte dürfte allerdings im Gegensatz zu dem vorhin erwähnten Fall eher Zerreibungen bei der Gebirgsbildung als nachträglichen Versackungen zuzuschreiben sein, da solche wohl zu Spalten- und Trümmerbildung führen, aber kaum Rauhwacke und Zerreibungsmaterial erzeugen können.

Die Ursache der starken Zerklüftung und Verruschelung liegt wohl vor allem in der tektonischen Lage der Schichten; denn bei der Gebirgsbildung war der ganze S-Hang des P. Linards besonders grossen Pressungen ausgesetzt, was aus der Ausquetschung der verschiedenen Schuppen des Lenzerhornes in der Umgebung von Belfort hervorgeht. Dadurch wurde der innere Zusammenhang der Schichten gelockert und naturgemäss die Bildung von Absackungen begünstigt. Begünstigt wurden die Absackungen ferner noch durch das stellenweise parallel dem Hang gerichtete Fallen (Culmatsch), ferner durch den Wechsel von spröden dolomitischen mit plastischen schieferigen Ablagerungen, wie zum Beispiel Arlbergkalke, Liasschiefer und die an der Basis der dolomitischen Schichten befindlichen Schiefer der Aroser Schuppenzone. Natürlich trugen auch die vielen Rauhwackebänder über Brienz das ihrige dazu bei, den Zusammenhang der Schichten zu lockern. Zudem konnte durch die zerklüfteten Dolomitschichten das Wasser mit Leichtigkeit bis zu den Schiefern vordringen und wirkte so gleichsam als Schmiermittel.

C. Die Guggernellschuppe.

Auf der Muleinschuppe liegt im E und S eine höhere Schuppe, die Guggernellschuppe (G. S.). An oberflächlicher Ausdehnung übertrifft sie alle andern Landwasserschuppen um ein bedeutendes. Sie nimmt hauptsächlich das Gebiet der Alvaneuer Alpen ein. Im E, am Guggernell, ist ihre Auflagerung auf die tiefere Schaflägerschuppe deutlich zu sehen, und zwar sowohl nördlich des Guggernells als auch östlich desselben, im Schaftobel. Weniger auffällig, aber doch nachweisbar, ist im W die Überlagerung der Mulein- durch die Guggernellschuppe, einmal südwestlich der Kreuzalp, wo Raibler der G. S. das Ladinien der Muleinschuppe abschneiden, sodann in der Crapanaira, wo Alteindolomit der G. S. auf den Raiblern der Muleinschuppe liegt, und über Surava, wo wiederum Alteindolomit Raibler überlagert. Das Vorhandensein eines Zusammenhanges zwischen Mulein- und Schaflägerschuppe, die beide direkt unter der G. S. liegen, dünkt mich nicht wahrscheinlich, da die Schaflägerschuppe nach S und, soweit sie der Beobachtung zugänglich ist, auch nach W rasch auskeilt. Während ihre ladinischen und alt-

carnischen Schichten nördlich des Schaftobels, bei P. 2806, eine nicht unbedeutende Mächtigkeit aufweisen (Fig. 16), sind sie westlich des Guggernells, über der Kreuzalp, bereits ausgekeilt, da dort die Raibler der G. S. in unmittelbarem Kontakt mit dem Buntsandstein von Bleis Palusas stehen. Es ist freilich nicht ausgeschlossen, dass die Raibler der Kreuzalp zum Teil wenigstens zur Schaflägerschuppe gehören, deren höchste Alteindolomithorizonte in der W-Seite des Guggernells noch erhalten sind (Prof. VIII, Taf. V). Zum grössten Teil, und vielleicht in ihrer Gesamtheit, gehören diese Raibler jedoch zur G. S., mit deren Alteindolomit sie in der Bova Gronda im obern Schmittener Tobel verknüpft sind. Ob diese Raibler aber nun ganz oder nur teilweise zur G. S. gehören, macht sich doch in der Schaflägerschuppe deutlich die Tendenz geltend, nach W auszuweichen.

Die G. S. weist keine so homogene Zusammensetzung auf wie die beiden oben behandelten Serien, sondern setzt sich aus zwei Teilschuppen zusammen, der G. S. s. s. und der Schmittener Schuppe. Während jene weitaus den grössten Raum einnimmt und fast ausschliesslich aus carnischen Schichten besteht, begnügt sich diese mit einem verhältnismässig kleinen Gebiet in SE der G. S. und weist im Gegensatz zu jener vorwiegend ladinische und anisische Sedimente auf, nebst einem kleinen Fetzen Buntsandstein. Dass die beiden Schuppen eng zusammengehören, folgt aus der Verteilung der Sedimente sowie aus ihrem gegenseitigen Lagerungsverhältnis (Prof. III, IV, V, XI, Taf. IV und V).

a. Die Guggernellschuppe s. s. Die Ausdehnung der G. S. s. s. lässt sich am leichtesten überblicken, wenn man dem *Alteindolomit*, als dem konstantesten Schichtglied, in seiner Erstreckung folgt. Als helles, weithin sichtbares Band zieht er sich vom Guggernellgipfel über P. 2683 nach S (Prof. IV, Taf. IV). Mit leichter Mühe kann man ihn bis gegen die Alvaneuer Maiensässe verfolgen. Nordwestlich Acla seura wird er sodann von Moräne überdeckt, und der nächste, allerdings nur unbedeutende Aufschluss findet sich erst etwas weiter südlich, bei P. 1753. In Form eines zusammenhängenden Bandes tritt der Alteindolomit sodann am SE-Hang von Rumbettel, südöstlich P. 1772, wieder zutage, von wo er bis nach Plaun Sulasassa verfolgt werden kann. Dort werden die Verhältnisse etwas unklar, da der Alteindolomit unter Moräne verschwindet, und weiter unten, bei P. 1472, wo er wieder erscheint, in zwei durch Raibler getrennte Arme aufgelöst ist, von denen der eine mit steilem W-Fallen nach Alvaneu absteigt, während sich der andere gegen die Säge von Alvaneu hinzieht. Welcher von beiden nun die Fortsetzung des Guggernellbandes, und welcher nur eingeschaltet sei, ist schwierig zu entscheiden. Einige isolierte Vorkommen auf Plaun Sulasassa scheinen ihrer Lage und ihrem Streichen nach eine Verbindung des Guggernelldolomites mit dem zur Alvaneuer Säge hinführenden Dolomit zu bilden, so dass wir wohl am besten diese beiden Bänder zusammenhängen und den tiefern Dolomit als Glied einer neuern Schuppe, der Schmittener Schuppe, betrachten. Er steht mittels eines Bandes von Prosantoschichten in normalem Verband mit dem Arlbergdolomit der Felswand über Schmitten, welcher im Schmittentobel scheinbar normal zur G. S. gehört. Nur die Verhältnisse bei Plaun Sulasassa deuten an, dass dies nicht gut der Fall sein kann.

Die Trennung zwischen beiden Schuppen ist keine tiefgreifende, wie das auch schon dadurch wahrscheinlich gemacht wird, dass die untere Schuppe anisisch-ladinische, die obere carnische Sedimente enthält, die beide stellenweise scheinbar normal aufeinander liegen.

Die Besprechung der Schmittener Schuppe verschiebe ich auf den Schluss dieses Abschnittes, während ich zuerst mit der Behandlung der G. S. s. s. weiterfahren will. Wie schon erwähnt, lässt sich der Alteindolomit von Plaun Sulasassa als schmales Band bis zur Alvaneuer Säge verfolgen. Hier schwillt er plötzlich zu bedeutender Mächtigkeit an und bildet den Felsporn zwischen den beiden Bächen westlich der Säge, bei P. 1485. Am westlichen Bach kann man den Alteindolomit eine bedeutende Strecke bachaufwärts verfolgen, bis er auf zirka 1600 m unter Schutt und Moräne verschwindet. Weiter im N taucht er wahrscheinlich unter eine höhere Schuppe und stösst bald darauf diskordant an die Muleinschuppe (Prof. III, Taf. IV).

Westlich von Acla dafora sind die Verhältnisse wegen Wald und Moränenbedeckung nur sehr schwierig zu deuten, weshalb man bei der Erklärung der Tektonik zum grossen Teil auf Vermutungen angewiesen ist. Am ehesten scheint mir ungefähr folgende Ausführung den Tatsachen gerecht zu

werden: Auf Plan Crapanaira, an der Spitzkehre des dort vorbeiführenden Holzweges, findet sich Alteindolomit, der wahrscheinlich die Fortsetzung des Alteindolomites der G. S. bildet, da er unter den gleichen Raiblern liegt wie der Alteindolomit der Alvaneuer Säge (Prof. X, Taf. V). Unmittelbar neben der erwähnten Spitzkehre zieht sich ein bedeutender Bruch durch, dessen maximale Sprunghöhe wohl gegen 200 m betragen mag, und der auch Anlass zur Bildung des Ostarmes der Crapanaira gab, den er der Länge nach durchschneidet, so dass dessen E-Flanke ganz aus Raiblern, die W-Seite dagegen aus Prosantoschichten und Alteindolomit besteht, die im N der Crapanaira flach liegen, gegen deren Ausgang jedoch steil nach S fallen und so ein flaches Gewölbe bilden. Wahrscheinlich ist der östliche Flügel des Bruches relativ zum westlichen abgesunken, da er höhere Schichten in tieferm Niveau enthält (Prof. X). Der Alteindolomit auf der W-Seite dürfte wohl identisch sein mit dem Guggernellalteindolomit, wenn die Annahme, dass der E-Flügel gegenüber dem W-Flügel abgesunken sei, zutrifft. Seine Fortsetzung findet er wahrscheinlich in den beiden Dolomitbändern westlich und nordöstlich P. 1731.

Hängt man die Schichten in der oben angedeuteten Weise zusammen, so ergeben sich einige Schwierigkeiten, die hier angeführt sein mögen: auf der E-Seite des rechten Armes der Crapanaira ruht nämlich der Alteindolomit, den wir westlich P. 1731 fanden, direkt auf den Raiblern der Muleinschuppe, ohne Zwischenlagerung der in der östlichen Crapanaira etwa 80 m mächtigen Prosantoschichten. Diese müssen also auf der zirka 500 m langen Strecke zwischen den beiden Anrissen auskeilen. Ebenso auffällig ist ferner, dass auf der W-Seite des linken Crapanairaarmes die Raibler der E-Seite fehlen, indem auf dem Guggernellalteindolomit ein neuer, offenbar einer höhern Schuppe zugehöriger Dolomit ruht, der sich mit zirka W-E-Streichen und steilem S-Fallen quer zu den andern Schichten auf dem Sporn zwischen den beiden Crapanairaanrissen ins westliche Tobel hineinzieht. Diesen Dolomit, dem jede direkte Fortsetzung fehlt, wollen wir Crapanairaschuppe nennen. Er stellt wahrscheinlich nur das Relikt einer grössern Schuppe dar, das durch Einfaltung oder Einkeilung in tiefere tektonische Glieder zufälligerweise erhalten geblieben ist, oder vielleicht eine blosser Abspaltung des Guggernellalteindolomites.

Die Raibler über dem Guggernellalteindolomit stellen sich in der westlichen Crapanaira wieder ein, jedoch nur in Form eines dünnen Bandes.

Weiter im W sollte man im God la Schitgia die normale Fortsetzung der linken Seite des westlichen Crapanairaanrisses erwarten. Doch trifft man nur eine grosse Raiblermasse, die auf dem Alteindolomit der Muleinschuppe ruht. Erst unweit östlich der Ruine Belfort findet sich dieser eine Dolomitklippe aufgesetzt, die sehr wahrscheinlich die Fortsetzung des Guggernellalteindolomites bildet, wie die Ausführungen unten noch zeigen werden. Die Raibler des God la Schitgia dagegen gehören jedenfalls ganz zur Muleinschuppe.

Die Ursache des verschiedenen, scheinbar ganz zusammenhangslosen Aufbaues der beiden Seiten des rechten Crapanairaarmes verbirgt sich leider unsern Blicken. Vielleicht liegt sie in einem plötzlichen Anschwellen der Raibler der Muleinschuppe gegen W, wodurch die Schichten der Guggernellschuppe emporgehoben und der Erosion anheimgefallen wären. Es scheint mir dies fast am wahrscheinlichsten, da ja von andern Orten genug Beispiele vorliegen, wie rasch die Schichten an- und abschwollen können, so zum Beispiel der Erzhorndolomit, dann ein näher liegendes Beispiel, die Prosantoschichten des linken Crapanairaarmes, die im rechten Arm bereits ausgequetscht sind.

Der Grund der so schwer zu entziffernden Tektonik der Crapanaira liegt wohl zum grossen Teil darin, dass hier die Schuppen stark ausgedünnt sind und infolge der Nähe der Grenze Silvrettadecke-Schiefer der Aroser Schuppenzone bei der Gebirgsbildung grossen Quetschungen ausgesetzt waren.

Von der Alvaneuer Säge können wir den Alteindolomit nicht nur bachaufwärts, sondern auch bachabwärts verfolgen. Als markantes Felsband zieht er sich längs des westlich der Säge vorbeifliessenden Baches zur Landstrasse hinunter. Beim Beginn des Schuttkegels von Pro Quarta verschwindet er unter dessen Alluvionen. Hingegen finden wir seine Fortsetzung etwa 400 m weiter westlich in der Felswand, die sich von der Station Surava gegen die Strasse Brienz-Crapanaira hinaufzieht und mit den oben erwähnten Alteindolomitfelsen auf der Muleinrauhwacke in der Nähe der Ruine Belfort ver-

bunden werden muss. Weiter westlich streicht die G. S. in die Luft, dagegen finden wir ihre Fortsetzung am jenseitigen Hang des Albulatales, gegenüber Pro Quarta, wo besonders der Alteindolomit sehr schön ausgebildet ist.

Einige Schwierigkeit verursacht die Deutung der Verhältnisse von St. Antoni. Schon die stratigraphische Einordnung der dort auftretenden Felsen ist durchaus nicht leicht. Der westliche Teil dürfte am ehesten zu den Prosantoschichten gerechnet werden, während bei der Kapelle von St. Antoni und südlich bei Alvaneubad Alteindolomit anzustehen scheint. Der Grund, weshalb ich die westlichen Schichten am Bual in das Prosantoniveau stelle, liegt darin, dass in ihnen häufig Kalke eingelagert sind, wie man bei einer Begehung des Bahngeleises konstatieren kann. Die Hauptmasse des Gesteinskomplexes wird allerdings von ziemlich charakterlosen, plattigen bis bankigen Dolomiten gebildet, die oft sehr an Alteindolomit erinnern. Im W beträgt das Fallen zirka 40° SW, im E ist es sehr unregelmässig und wechselt äusserst schnell. Der Alteindolomit ist bei St. Antoni leicht kenntlich, dagegen bei Alvaneubad ganz charakterlos. Er gehört samit den Prosantoschichten zur Guggernellschuppe (Prof. II und VII, Taf. IV und V), wenn auch der Zusammenhang mit ihr nicht sehr deutlich ist. Mehr Schwierigkeit als diese Angliederung verursacht, wie wir unten sehen werden, die Abgrenzung unseres Alteindolomites westlich St. Antoni von dem der Schmittener Schuppe.

Aufschlüsse von Alteindolomit, die wahrscheinlich auch zur G. S. gerechnet werden müssen, finden sich im Wald zwischen der Schmittener Alp und «Auf dem Stein».

Die *Raibler*, die jüngsten Schichten der G. S., treten im NE zuerst auf der Kreuzalp auf, von wo sie sich nach Aclas d'Alvagne hinunterziehen. Wahrscheinlich bilden sie den grössten Teil dieser äusserst fruchtbaren Maiensässe. Nur im S, bei P. 1734, ist ihnen eine kleine höhere Schuppe aufgelagert. Unter dieser können wir sie jedoch sehr gut am Weg Alvaneu-Aclas d'Alvagne und bei Plaun Sulasassa verfolgen. Man trifft sie dann wieder im Wald von las Arsas (westlich Alvaneu) und zum letztenmal im westlichen Crapanairaanriss.

Die *Prosantoschichten* unterlagern vom Guggernell bis Plaun Sulasassa den Alteindolomit regelmässig, teilen sich dort wie dieser in zwei Äste, von denen der eine zum Hasenbühl absteigt, während sich der andere zur Alvaneuer Säge, und von dort einerseits zum Bual, anderseits bis in den östlichen Anriss der Crapanaira verfolgen lässt (Prof. II, III, IV, IX, X, XI, XII, Taf. IV und V). Bemerkenswert ist die mächtige Ausbildung der Prosantoschichten am südöstlichen Rumbettel, die wahrscheinlich eine Stauchungserscheinung ist, möglicherweise auch zum Teil auf falscher Kartierung beruht, da in diesem stark bewaldeten Gebiet eine genaue Abgrenzung des Prosantoniveaus von den Arlbergdolomiten nicht vorgenommen werden konnte.

Die Abgrenzung der Prosantoschichten war überhaupt oft äusserst schwierig und konnte nur näherungsweise durchgeführt werden.

b. Die Schmittener Schuppe. Schmittener Schuppenannten wir oben den tiefern südöstlichen Teil der G. S., den wir infolge der Doppelung des Alteindolomites bei Plaun Sulasassa von der eigentlichen G. S. abtrennten. Die Trennung ist keine tiefgreifende; denn ausser auf Plaun Sulasassa und bei Alvaneu macht sich nirgends eine Doppelung der Schichten in der G. S. s. l. geltend. Die Schichten der Schmittener Schuppe und der G. S. bilden vielmehr im Schmittener Tobel eine normale Reihenfolge, und wenn nicht der zu den Schichten von Schmitten gehörende Alteindolomit im W durch ein Band von Raiblern vom Alteindolomit der Alvaneuer Säge getrennt würde, käme man gar nicht auf den Gedanken, eine Verschiebung der ältern Schichten gegenüber den jüngern anzunehmen. Doch zeigt diese Doppelung, dass die G. S. in der Tat durch eine Scherfläche wieder in einen höhern und einen tiefern Komplex gespalten wird. Der Verlauf der Schubfläche kann nicht genau ermittelt werden. Nur soviel lässt sich sagen, dass im W durch Überschiebung an einer die Schichten spitzwinklig durchschneidenden Scherfläche eine Doppelung der Schichten bedingt wird, während im E eine solche fehlt, sei es, dass die Gleitfläche dort parallel den Schichten verläuft, oder dass die Überschiebung ausklingt.

Gleich über dem Dorf Schmitten erheben sich zu beiden Seiten des Baches schroffe Felswände, *Arlbergdolomite* der Schmittener Schuppe. In ziemlich flacher Lagerung ziehen sie sich gegen Alvaneu

hin, um bei Plaun Sulasassa mit steilem Fallen nach SW abzustiegen und die Landstrasse wenige 100 m vor Alvaneu zu kreuzen. Südlich der Strasse bilden sie den östlichen Teil des Hasenbühls und ziehen sich dann, bei E-W- bis WNW-ESE-Streichen und steilem S-Fallen gegen Solis, wo sie unter den Alluvionen des Talbodens der Albula verschwinden.

Bei Plaun Sulasassa liegt auf den Arlbergdolomiten ein dünnes Band *Prosantoschichten*. Dieses begleitet den Arlbergdolomit in konkordanter Auflagerung bis gegen Solis, wo es unter Schotter verschwindet. Besonders schöne Ausbildungen weisen die Prosantoschichten am westlichen Hasenbühl auf, indem sie dort in Form typischer blauer Kalke vorkommen.

Der *Alteindolomit* setzt auf Plaun Sulasassa als schmales Band ein, das gegen unten anschwillt und den S-Hang des Hasenbühls bildet. Von der G. S. s. s. wird es in seinen obersten Teilen durch ein schlecht aufgeschlossenes *Raiblerband* getrennt, während unter Alvaneu der Alteindolomit beider Teilschuppen in direktem Kontakt zu stehen scheint. Nur südöstlich St. Gieri findet sich wieder ein Keil Raiblerschichten, der zu den Alteindolomiten der Schmittener Schuppe gehört. Die Annahme, dass die Schichten über und unter diesen Raiblern getrennten Schuppen angehören, wird durch die verschiedenen Streichrichtungen hier und dort bekräftigt. Während die Alteindolomite über den Raiblern zirka NE-SW streichen, schwankt das Streichen der tiefern Dolomite um N 70° W.

Die Lagerung der Schichten bei Plaun Sulasassa und am Hasenbühl kann schematisch durch die Annahme einer zirka W-E streichenden Antiklinale erklärt werden. Die Idee, es möchte hier eine Antiklinale vorliegen, wird einem durch den Umstand aufgedrängt, dass die Schichten der Schmittener Schuppe nördlich der Landstrasse flach nach NW fallen, während sie am Hasenbühl steil nach S, weiter östlich bei Sagliains sogar nach SSE fallen. Bei Alvaneu sinkt die Antiklinale nach W in die Tiefe, wie an den Schichten unter Plaun Sulasassa zu sehen ist, die rasch nach W absteigen, während sie weiter östlich beinahe flach lagen. Auch am Hasenbühl dokumentiert sich das westliche Axialgefälle, indem man von Alvaneu gegen Schmitten in immer tiefere Schichten gelangt, trotzdem das Gelände von W nach E ansteigt.

Nach E flacht das Axialgefälle allmählich aus. Die Antiklinale des Hasenbühls macht sich dagegen noch deutlich bei Schmitten geltend, wo die Schichten oberhalb des Dorfes bergwärts fallen, während sie gegen das Landwasser zu stark gegen SSE einschiessen.

Arlbergkalk findet man nur an wenigen Stellen der Schmittener Schuppe aufgeschlossen. So unmittelbar östlich des Hasenbühls rechts und links der Strasse Alvaneu Schmitten, dann am Bach hinter Schmitten, und endlich am Steilabfall der Wiesener Terrasse gegen das Landwasser, wo er in einigen kleinen Falten mit charakterlos ausgebildetem obern Muschelkalk verknüpft ist.

Der *Muschelkalk* bildet fast die ganze Terrasse von Schmitten. Im E folgt bei «Unter der Flüh» noch eine Linse *Buntsandstein* darunter, das älteste, und nur auf diese Stelle lokalisierte Schichtglied der G. S. s. l.

Im S wird die Schmittener Schuppe durch eine steile Scherfläche, die Wiesener Scherfläche Leupolds (14, 411), begrenzt, die wenig oberhalb des Landwasserviadukts unter Schmitten von der linken auf die rechte Seite des Landwassers übertritt und bis «Unter der Flüh» dem Flusslauf folgt, um sich von dort gegen den Bannwald oberhalb Wiesen zu erstrecken. Während auf der S-Seite dieser Scherfläche Raibler anstehen, wechseln die Gesteine auf der N-Seite von Buntsandstein bis Arlbergdolomit.

c. Falten der Guggernellschuppe s. l. Von hohem Interesse sind die Falten der G. S. Weitaus die schönsten trifft man am Guggernell selbst, wo die Guggernellschuppe mit der Schaflägerschuppe verfaltet ist und eine grosse, zirka N 15° W streichende, nach W schauende Biegung bildet, wie dies Prof. VIII und Fig. 16 veranschaulichen. Dabei wurden die Prosantoschichten zwischen dem Alteindolomit der G. S. und demjenigen der nächst tiefern teilweise ausgequetscht und sind in der N-Wand des Guggernells nur noch in Form einer eingeschlossenen Beere erhalten. Diese hängt durch den Kamm hindurch mit den sich südlich des Guggernells gegen das Schmittener Tobel hinziehenden Prosantoschichten zusammen.

Ausser der angeführten Falte konnte ich noch einige kleinere, unbedeutendere auffinden: die eine in den Prosantoschichten des Schaftobels, zirka bei P. 1734, die N 10° W streicht, die andere unterhalb St. Antoni am Bahndamm (westlich Alvaneubad). Diese weisen ein etwas abweichendes Streichen auf, nämlich N 80° W respektive N 75° W. Eine weitere Falte findet man im Alteindolomit an der Strasse Brienz-Crapanaira, dort, wo die Felswand über Surava diese Strasse kreuzt. Es ist dies jedoch nur ein ausserordentlich flaches, zirka N 10° W streichendes Gewölbe.

Weitaus am wichtigsten ist die Falte am Guggernell, die, was die Grösse anbelangt, alle andern weit übertrifft. Sie macht sich nicht nur am Guggernell selber, sondern auch weiter östlich bemerkbar, wo sie in der Tiaun- und Schaflägerschuppe deutlich zum Ausdruck kommt. Ihrer guten Erhaltung nach zu schliessen ist sie wohl am ehesten durch einen E-W gerichteten Schub zustande gekommen und darf nicht als Querfalte bei einem SSE-NNW gerichteten Schub aufgefasst werden.

Im Anschluss an die Behandlung der Falten mag hier gleich noch das Streichen der Schichten besprochen werden. Am Guggernell verläuft dieses durchschnittlich ESE, bei einem Fallen von ungefähr 50° SSW. Es schliesst sich damit eng an das Streichen der tiefern Schuppen der Guggernellkette an, das im allgemeinen um die NW-SE-Richtung schwankt.

Gehen wir dagegen nach W, so treffen wir im Alteindolomit über der Crapanaira ein Streichen von zirka N 70° E, also ENE, das identisch ist mit dem Streichen der Schichten in der Muleinschuppe. Es war somit offenbar diese letztere hier für Streichen und Fallen bestimmend, und die vorwiegend aus plastischen Raiblern bestehende Guggernellschuppe war genötigt, sich ihr darin anzuschliessen. Dieses Anschmiegen kommt weiter unten, z. B. in der Felswand über Surava, weniger gut zum Ausdruck. Dies ist leicht zu begreifen, da dort von der Muleinschuppe fast nur noch die Raibler erhalten sind. Das Streichen und Fallen ist deshalb dort nur wenig konstant, ähnlich wie auch bei Aclas d'Alvagne, wo analog die plastischen Prosantoschichten zum Teil an dessen starkem Variieren schuld sind. Kurz zusammengefasst ergibt sich: In den höhern Lagen dominiert im W «Mulein-Streichen», im E dagegen das fast rechtwinklig dazu stehende Streichen der Schuppen am Guggernellgrat. Im S sind Streichen und Fallen durchweg weniger konstant, was zum Teil auf die dort sich befindlichen grossen Raibler- und Prosantokomplexe zurückgeführt werden kann, jedoch seine Ursache auch noch anderweitig begründet hat, nämlich in der Einschaltung der Schmittener Schuppe, die für die Unregelmässigkeiten des Schichtenstreichens auf den Alvaneuer Maiensässen wohl in erster Linie verantwortlich gemacht werden muss.

D. Die Kreuzalpschuppe.

Auf der Kreuzalp liegen auf den Raiblern der G. S. einige Linsen Alteindolomit, die zum Teil intensiv mit den Raiblern verschuppt sind. Da sie nirgends einen Zusammenhang mit dem Alteindolomit des Guggernells zeigen, rechne ich sie einer eigenen Schuppe zu, die ich Kreuzalpschuppe nennen will. Möglicherweise ist diese identisch mit der oben erwähnten Crapanairaschuppe, wenn sie überhaupt ursprünglich bis zur Crapanaira reichte.

Zur Kreuzalpschuppe gehören wahrscheinlich auch fragliche Arlbergdolomite, Prosantoschichten und Alteindolomite, die im Rumbettel bei P. 1734 den Raiblern der G. S. aufliegen und diskordant gegen diese abstossen, bei N-S bis NNE-SSW orientiertem Streichen und zirka 40° westlichem Fallen. Eine direkte Fortsetzung weisen diese Schichten nirgends auf. Die ihnen am nächsten verwandten Schichtreihen sind jedenfalls in den Alteindolomiten der Kreuzalp erhalten. Während die Dolomitvorkommen bei den Alphütten nur kleinere, zum Teil nicht einmal sicher ins Carnien gehörende Gesteinslinsen vorstellen, findet sich in las Arsas ein grösseres Band Alteindolomit, das sich lückenlos von der Kreuzalp bis Aclas dafora erstreckt. Streichen und Fallen wechseln stark. Wahrscheinlich gehört es zur Kreuzalpschuppe.

Die Kreuzalpschuppe stellt mehr ein Aggregat einzelner gesetzlos durcheinander geworfener Dolomitlinsen dar als eine einheitliche Schuppe, wie z. B. die Muleinschuppe, und es kommt ihr somit nur ganz untergeordnete Bedeutung zu.

E. Die Schaflägerschuppe.

Die Schaflägerschuppe hat nur eine geringe Ausdehnung. Am besten ausgebildet ist sie am Guggernellgrat, in dessen N-Seite sie weit nach W unter der G. S. hin streicht (Prof. VIII und Fig. 16).

Nach S bildet sie den Schaflägergrat und zieht sich über den Ausserberg ins untere Schmittener Tobel, wo sie auskeilt.

Interessant sind die Verhältnisse am Guggernellgrat. Wie Prof. VIII zeigt, und wie man auch sehr gut von Ramoz aus sieht (Fig. 16), steckt ungefähr in der Mitte zwischen Guggernell und P. 2808 ein Keil Alteindolomit, der eine Einfaltung des Schafläger Alteindolomites in die Prosantoschichten darstellt. Allerdings sind keine Umbiegungen vorhanden, so dass wir eigentlich besser von einer Einkeilung als von einer Einfaltung reden. Die Prosantoschichten westlich dieses Keiles stehen senkrecht, bei einem Streichen von zirka N 20° W. Nach unten legen sie sich flacher und bilden eine nach W offene Mulde, dieselbe, in der die Wölbung des Alteindolomites am Guggernell liegt. Auch in den tiefern Schichten, denen die kleine, der Einkeilung des Alteindolomites entsprechende Synklinale fehlt, ist die grosse, nach W offene Mulde deutlich ausgeprägt (Fig. 16, Prof. VIII). Ganz besonders gilt das für den dolomitischen Arlbergkalk und die obern Schichten der Tiaunschuppe, die auf dem Grat zwischen P. 2806 und 2790 bei generellem N-S-Streichen mit 80° nach E fallen, um in den tiefern Teilen des Guggernellgrates über Saigerstellung in flaches W-Fallen überzugehen, so dass die oben erwähnte Mulde hier ausserordentlich deutlich zum Ausdruck kommt, viel deutlicher als z. B. im obern Arlbergdolomit und in den untern Prosantoschichten der Schaflägerschuppe, wo schon die obersten Partien der Schichten relativ flach nach W einfallen. Im Gegensatz zu dieser Mulde bildet der Alteindolomit des Guggernells eine steilstehende, nach W schauende Wölbung, die in dieser Mulde ruht. Den Kern zwischen dem nach W schauenden Gewölbe des Guggernell-Alteindolomites und der nach W schauenden Mulde im Alteindolomit der Schaflägerschuppe füllt die schon oben erwähnte Beere von Prosantoschichten aus.

Die Faltung am Guggernellgrat beansprucht, ganz abgesehen von ihrem generellen N-S- bis NNW-SSE-Streichen, ein hohes Interesse, weil durch sie mehrere Schuppen, die Tiaun-, Schafläger- und Guggernellschuppe miteinander verfaltet worden sind. Der Faltungsprozess fand somit erst statt, nachdem die Schuppen bereits gebildet waren. Sehr schön sieht man an dieser Falte auch, wie sehr die Tektonik in verschiedenen Schichten ein und derselben Schuppe ändern kann, besonders wenn sie durch ein plastisches Glied voneinander getrennt werden. So findet der Alteindolomitkeil in der Schaflägerschuppe westlich des Guggernells kein Äquivalent mehr im Arlbergdolomit, sondern diese Komplikation beschränkt sich lediglich auf die carnischen Schichten. Auch gleicht sich die deutliche Mulde der dolomitischen Arlbergkalke in der Schaflägerschuppe nach oben rasch aus, so dass sie, bereits in den Prosantoschichten von P. 2790 nur noch schwach ausgeprägt, wahrscheinlich bald ausklänge, wenn nicht durch den mehrfach erwähnten Alteindolomitkeil die Schichtenstellung wieder im Sinn einer deutlicheren Akzentuierung der Mulde beeinflusst würde.

Am Bau der Schaflägerschuppe nehmen nur wenige Horizonte teil, nämlich ladinische und carnische, die mit Ausnahme der Raibler am besten im N, in den Falten des Guggernellgrates erhalten sind. Als tiefstes Schichtglied gibt die Karte dort dolomitische Arlbergkalke an, die allerdings vielleicht besser dem Arlbergdolomit zugerechnet würden, da das darüber eingezeichnete Mittelladinien nicht einwandfrei als solches bestimmt werden konnte. Gegen S verschwinden beide Schichtglieder rasch, und auch der Arlbergdolomit, der sich in der N-Wand der Guggernellkette bis unter den Hauptgipfel verfolgen lässt, keilt unterhalb des Schaflägers bald aus. Nicht besser geht es den Prosantoschichten. Einzig der Alteindolomit nimmt gegen S zuerst an Mächtigkeit rasch zu, um aber im Schmittener Tobel ebenfalls zwischen der höhern und einer tiefern Schuppe auszukeilen. Sehr wahrscheinlich bilden die Dolomite bei Acla und weiter unten, an dem bei Acla vorbeifliessenden Bach, seine letzten Ausläufer, wenn freilich deren N-S-Streichen nicht ganz mit dem NW-SE-Streichen der Schichten am Ausserberg übereinstimmt.

Die Raibler stellen sich erst oberhalb Raclaunas ein, wo sie nur rudimentär ausgebildet sind und in engem Kontakt mit den Prosantoschichten der G. S. stehen, so dass man nicht bestimmen kann, was zu diesen und was zu jenen gehört. Auf der Karte liess ich deshalb hier, und weiter unten, wo beim «Wiesli» ähnliche Verhältnisse vorliegen, die Raibler weg und zeichnete nur Alteindolomit und Prosantoschichten ein.

Die Komplikationen des Guggernellgrates scheinen sich gegen S rasch zu verlieren, da am Inner- und Ausserberg die Schichten ein einheitliches, mit zirka 50° nach SW gerichtetes Fallen aufweisen.

F. Die Tiaunschuppe.

Die tiefste der Guggernellgratschuppen ist die Tiaunschuppe, so benannt nach dem Tiaun oberhalb der Schmittener Alp. Sie bildet den ganzen östlichen Teil der Guggernellkette, zirka von P. 2790 bis über das Spitzig Grätli hinaus. Im grossen betrachtet, stellt sie eine nach SW fallende Platte vor, die im nördlichen Teil mit ihren stratigraphisch höchsten Gliedern in die oben erwähnte Falte des Guggernellgrates einbezogen ist und nach W rasch auskeilt (Prof. V, VI und VIII—XII, Taf. IV und V). Während jedoch ihr schematischer Verlauf ein relativ einfaches Bild zeigt, gestalten sich die Verhältnisse im einzelnen ungleich komplizierter und lassen sich stellenweise überhaupt nicht deuten.

In der Tiaunschuppe macht, im Gegensatz zu den höhern Schuppen, der *Muschelkalk* einen integrierenden Bestandteil für den Aufbau der Berge aus. Wie gemäss dem SW-Fallen zu erwarten ist, hat man ihn hauptsächlich im nordöstlichen Teil der Schuppe aufgeschlossen, wo er in bedeutender Mächtigkeit das Spitzig Grätli aufbaut.

Von Murterus und vom Schafrücken aus sieht man sehr deutlich, wie von P. 2790 die *Recoarokalke*, und -dolomite regelmässig von den *Campilerschichten* unterlagert, sich gegen die Enge zwischen Murterus und Ramoz herabziehen. Über ihnen ist der obere *Muschelkalk* als graues Band leicht sichtbar, und besonders auffallend sind die gelben *Arlbergkalke*, die auf dem Sattel P. 2718 einsetzen und westlich der genannten Enge im Schutt verschwinden. Unter den Campilerschichten folgen regelmässig zuerst *Buntsandstein*, sodann *tuffogene Konglomerate* und zuunterst der *Quarzporphyr des Sandhubels*, alles in schön regelmässiger Lagerung mit gleichem Fallen. Auffallend ist nur eine Umbiegung im Buntsandstein über Murterus, die von den Campilerschichten diskordant abgeschnitten wird.

Die tiefern dolomitischen Schichten des Ladiniens lagern normal über dem schieferigen *Arlbergkalk*, während sich der *Arlbergdolomit* westlich P. 2790 steil stellt und die grosse Falte der übrigen Guggernellgratschuppen mitmacht. Unter P. 2790, an dem von dort nach N gehenden Grat, stossen der dolomitische *Arlbergkalk* und der *Arlbergdolomit* diskordant auf die unterliegenden *Arlbergkalke*.

Es zeigt sich hier die gleiche Erscheinung wie in der Schaflägerschuppe, nämlich, dass sich höhere Schichten der gleichen Schuppe unabhängig von tiefern bewegen können. Nur bilden hier nicht wie dort Prosanto-, sondern *Arlbergkalkschichten* die Gleitzone.

Wenden wir uns von P. 2718 nach S, so treffen wir unmittelbar südlich des Grates auf ziemlich starke Komplikationen, die sich jedoch gegen das Häfeli zu bedeutend vereinfachen. Dort lösen sie sich in eine *Doppelung des Muschelkalkes und Arlbergkalkes* auf, wie dies Prof. IX angibt, und wie auf der Karte sehr schön zum Ausdruck kommt. Der obere *Muschelkalk* der höhern Serie bildet den Kopf von P. 2521 und zieht sich von dort in NNW-Richtung gegen den Guggernellgrat hinauf, wo er in den erwähnten Komplikationen auskeilt. Das allgemeine Streichen verläuft NNW, bei zirka 45° W-Fallen. Unter P. 2521 gesellt sich zum obern *Muschelkalk* auch der untere. Doch keilt dieser nach aufwärts rasch aus.

Wie aus der Karte hervorgeht, entspricht obiger *Muschelkalk* keineswegs etwa dem *Muschelkalk* in der Wand über Murterus. Zu diesem gehören vielmehr erst die Glieder der tiefern Serie des Häfeli, wie man deutlich sieht, wenn man ihm von N nach S nachgeht. Zirka in der Mitte zwischen P. 2718 und P. 2790, etwas näher dem letztern, überschreitet der obere *Muschelkalk* von Murterus den Grat und zieht sich gegen das Häfeli zu. Ein kleiner Bruch südlich des Grates, der sich auch noch weiter westlich im Ladinien bemerkbar macht, verschiebt seine Fortsetzung etwas nach E. Ohne Mühe können

wir sie bis nordöstlich P. 2521 verfolgen, wo der obere Muschelkalk zwischen den zu ihm gehörigen Recoarokalken und denen der höhern Serie verschwindet.

Das Spitzig Grätli besteht aus unterm Muschelkalk, dessen dolomitische Partien wenig nördlich des Gipfels reich an trochusähnlichen Schnecken sind.

Es setzt sich jedoch nicht aus einer einzigen Muschelkalkserie zusammen, sondern weist, ähnlich wie das Häfeli, auch eine Doppelung auf. Nur ist hier nicht Arlbergkalk, sondern Recoarodolomit das höchste Schichtglied, und das tiefste sind die Campilerschichten (Prof. IX).

Südlich des Spitzig Grätli verschwindet das Anstehende bald unter Schutt und Moränen, und über den weitem Verlauf des Anisiens können wir nur wenig sagen. Am Hörnli ist dieses noch stellenweise erhalten, kommt dann wieder im Bannwald unter der Wiesener Alp zum Vorschein, um unmittelbar östlich des Tiefentobels die Strasse Schmitten-Wiesen zu kreuzen. Zufolge eines Bruches und einer Wölbung treffen wir es auch westlich der Strasse wieder, wo in seinen oberen Teilen alte Kupferbergwerke angelegt sind. In seinem weitem Verlauf wird es von der Wiesener Scherfläche abgeschnitten.

Ausser an den genannten Orten tritt der Muschelkalk noch in einem Fenster westlich Sagliains am untern Schmittener Bach zutage, wo über dem knolligen Recoarodolomit der Tiaunschuppe einige Meter Arlbergkalk und -dolomit folgen, überlagert vom Muschelkalk der Schmittener Schuppe.

Der *Arlbergkalk* ist weitaus am schönsten im nördlichen Teil der Tiaunschuppe ausgebildet, wo er sich auf der N-Seite der Guggernellkette von der Enge zwischen Murterus und Ramoz, nach E schwach ansteigend, zur Lücke von P. 2718 zieht. Im Häfeli macht er die oben besprochene Doppelung des Muschelkalkes auch mit, um dann weiter südlich unter Schutt zu verschwinden. Erst am Landwasser, bei «Unter der Flüh», trifft man den typischen schieferigen Arlbergkalk wieder, während er an der Strasse Wiesen-Schmitten ausgequetscht ist.

Konstanter als die kalkige ist die *dolomitische Fazies des Arlbergkalkes*, die ich auf der Karte, soweit dies anging, mit jener zusammengezogen habe. Am Tiaun kommen die beiden Ausbildungsarten miteinander vor, die kalkigschieferige unten, die dolomitische oben. Gegen die Arlbergdolomite wird diese durch ein breites Band eines Schnecken und Crinoiden führenden Dolomites abgegrenzt, das wahrscheinlich dem *Mittelladinien* entspricht. Nur soweit dieses Band aufgefunden werden konnte, war eine Trennung des dolomitischen Arlbergkalkes vom Arlbergdolomit möglich. Dies war in der Tiaunschuppe einmal am Tiaun selber der Fall, dann auf der Schmittener Alp, östlich P. 2095. Die Schichten bei diesem Punkt stehen wahrscheinlich nicht in normalem Kontakt mit denen des Tiauns, da sie ungefähr N-S streichen und steil nach E einfallen, während die Schichten am Tiaun W bis NW streichen und mit zirka 45° nach SW fallen. Dass zwischen Tiaun und P. 2095 irgendeine Komplikation vorhanden ist, lässt auch das Anstehende östlich P. 2231 vermuten, das den Eindruck starker tektonischer Bearbeitung macht. Die Schichten von P. 2095 setzen sich nach S in den rechten Hang des Tiefentobels fort, wo sie jedoch infolge Fehlens des *Mittelladiniens* nicht von den Arlbergdolomiten getrennt werden können.

Das *Mittelladinien* findet sich in guter Ausbildung nur am Tiaun, am Guggernellgrat und, weniger typisch entwickelt, in den Felsen östlich P. 2095 der Schmittener Alp.

Leichter zu verfolgen als das untere Ladinien ist das obere, der *Arlbergdolomit*. Er bildet den grössten Teil des Tiauns, den Hügel von Aviein und die Felsen im Wald von Pardela. Fast ununterbrochen können wir ihn bis an das Landwasser verfolgen. Im W treffen wir ihn nochmals als schmales Band im Fenster am Schmittener Bach unter dem Recoarokalk der Schmittener Schuppe.

Das Streichen des Arlbergdolomites verläuft am Tiaun zirka NW bei 45° SW-Fallen, dreht bei Aviein in die NS-Richtung bei steilem E-Fallen der Schichten. Die N-S-Richtung ist auch im Pardelawald die vorherrschende Streichrichtung. Doch machen sich dort mancherlei Unregelmässigkeiten geltend. Im Gegensatz zu Aviein ist das Fallen mit durchschnittlich etwa 70° nach W gerichtet. Ganz unregelmässig verlaufen die Schichten auf der Terrasse von Schmitten, wo sie nur in Einzelaufschlüssen zu sehen sind. Streichen und Fallen wechseln fast von m zu m. Wir stehen hier offenbar in einer starken Störungszone.

Die *carnischen Schichten* setzen südlich des Guggernellgrates ein (Prof. VIII und IX), in der Nähe der Knappenhütten des Bleiberges. Zuerst findet man die *Prosantoschichten*, bald nachher die *Alteindolomite*, beide vorerst nur in vereinzeltten Aufschlüssen. Erst am Innerberg treten sie zusammenhängend auf. Im N sind die Prosantoschichten nur undeutlich erhalten. Die charakteristischen blauen Kalke fand ich erst auf dem Hubel sowie weiter südlich, bei den Alphütten von Schmitten. Im Wald von Pardela scheinen sie zu fehlen, so dass der Alteindolomit dort direkt mit dem Arlbergdolomit in Kontakt steht.

Den Alteindolomit können wir vom Innerberg fast ununterbrochen bis zur Schmittener Alp verfolgen. Sein Streichen weist am Innerberg WNW- bis NW-Richtung auf, bei 45° SW-Fallen, dreht jedoch nach S zu in NNW- bis N-Streichen. Das Fallen beträgt westlich Aviein 70° W, geht bei den Alphütten auf zirka 30° zurück, um im Wald von Pardela ziemlich unregelmässig zu werden.

Das gleiche Umbiegen des Streichens aus der NW- in die N-Richtung trafen wir schon in der Schaflägerschuppe, deren Alteindolomit unter Acla auch N-S streicht, dagegen am Ausserberg NW-SE.

Die *Raibler* kommen nur an einzelnen Stellen vor, so zum Beispiel westlich Aviein, dann, in charakteristischerer Ausbildung, weiter südlich bei «In den Löchern» und bei Pardela südlich der Schmittener Alp. Hier sind sie, nach der Gestalt des Terrains zu schliessen, in nicht unbedeutender Menge vorhanden. Ihre letzten sichtbaren Ausläufer trifft man am Weg Schmitten-Schmittener Alp, wo sie samt dem Alteindolomit auskeilen, da im Fenster am Schmittener Bach Arlbergdolomite die jüngsten Schichten der Tiaunschuppe bilden.

Die Alteindolomite bei «Auf dem Stein» liegen über den Raiblern von Pardela und gehören sehr wahrscheinlich zur Guggernell- und nicht zur Tiaunschuppe.

G. Tektonische Beziehungen zwischen den Landwasserschuppen.

Die Reihenfolge der Landwasserschuppen war schon einige Male Gegenstand unserer Betrachtung. Zur Übersicht sei sie noch einmal kurz besprochen, ehe wir damit beginnen, das gegenseitige Verhältnis der Landwasserschuppen zueinander zu untersuchen:

Im W bildet die verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe die tiefste Schuppe. Auf ihr ruht normal die Muleinschuppe, die wahrscheinlich mit der Gipfelschuppe zusammen eine Falte grossen Stils bildet.

Die Muleinschuppe wird im E und S von einer höhern Schuppe, der Guggernellschuppe, überlagert, die ihrerseits wieder in zwei eng zueinander gehörige Teilschuppen, die höhere Guggernellschuppe s.s. und die tiefere Schmittenerschuppe, zerfällt und im E von einer kleinen Schuppe, der Schaflägerschuppe, unterlagert wird.

Unter dieser folgt eine weitere, grössere Schuppe, die Tiaunschuppe, die im E des Gebietes vom Tiaun bis ins Landwassertal reicht.

Bei der Besprechung der tektonischen Beziehungen dieser Schuppen zueinander stehen sich grundsätzlich zwei Betrachtungsmöglichkeiten gegenüber, nämlich:

1. können wir diese Beziehungen unter dem Gesichtspunkt eines von SE nach NW gerichteten Schubes betrachten,
2. unter dem Gesichtspunkt eines in der E-W-Richtung wirkenden Schubes.

Nach der ersten Betrachtungsweise fragt es sich, ob die Muleinschuppe eventuell unter der Guggernellschuppe durch mit der Schafläger- oder Tiaunschuppe verbunden werden müsse. Dass der erste Fall wahrscheinlich nicht zutreffe, wurde schon anlässlich der Behandlung der G. S. dargetan, da die Schaflägerschuppe nach W rasch auskeilt. Da sie auch im S schon im Schmittener Tobel ein Ende findet, scheint sie nur einen grossen, zwischen G. S. und Tiaunschuppe geratenen Keil vorzustellen.

Anders liegt der Fall dagegen bei der Tiaunschuppe. Dieser kommt ein bedeutend grösseres Ausmass zu als der Schaflägerschuppe. Eine sichtbare Verbindung mit der Muleinschuppe existiert allerdings auch hier nicht, soweit die Verhältnisse direkt der Beobachtung zugänglich sind. So keilen die

kalkigen und dolomitischen Sedimente der Tiaunschuppe nördlich des Guggernellgrates unter der Schaflägerschuppe aus, ohne im W eine sichere Fortsetzung zu finden. Möglicherweise muss der Buntsandstein an ihrer Basis mit dem Buntsandstein über der Kreuzalp verbunden werden, der seinerseits wieder mit den postskythischen Sedimenten der Muleinschuppe zusammenhängt. Es kann dies jedoch nicht nachgewiesen werden, da westlich Murterus der Buntsandstein fast ganz auskeilt und durch Gehängeschutt auf eine grosse Strecke unsern Blicken entzogen ist.

Ungefähr gleich weit wie im N erstrecken sich die dolomitischen und kalkigen Sedimente der Tiaunschuppen im S unter die nächst höhere, hier die G. S., unter der sie am untern Schmittenerbach in einem Fenster hervorkommen, nachdem sie vorher, d. h. im E, auf eine Strecke von etwa 1,5 km von der G. S. s. l. überlagert worden waren. Über ihren weiteren Verlauf wissen wir auch hier nichts mehr.

Mehr Wahrscheinlichkeit als der ersten kommt der zweiten Betrachtungsmöglichkeit zu, der zufolge die Schuppen in der E-W-Richtung zusammengeschoben worden wären. Für diese Art des Zusammenschubes sprechen einmal die N-S-Falten am Guggernellgrat, sodann die oben beschriebenen Verhältnisse in der Lenzerhorngipfelschuppe und in der Muleinschuppe.

Nimmt man einen E-W-Schub als Ursache der Schuppenbildung an, muss man wiederum zwischen zwei Möglichkeiten unterscheiden, nämlich:

1. Die Schuppen sind nur randlich aufeinander überschoben, so dass sie sich dachziegelartig überlagern, oder
2. Die Muleinschuppe und die Tiaunschuppe gehören zusammen und bilden eine einheitliche Schuppe, auf der die Guggernellschuppe auf eine relativ weite Strecke von E gegen W vorgewandert ist, wobei sich die Schaflägerschuppe als Keil zwischen die beiden Hauptschuppen eingeschoben hat.

Auf den ersten Blick scheint einem Annahme 1 wahrscheinlicher, da man nur randlich Überschiebungen direkt wahrnehmen kann. Da jedoch *Leupold* in dem nordöstlich an mein Untersuchungsgebiet anschliessenden Gebiet durchwegs eine obere und eine untere Schuppe unterscheiden konnte, die sich auf eine weite Strecke überlagern, muss man sich doch fragen, ob nicht die Guggernellschuppe der obern Schuppe *Leupolds* und die Tiaun- und Muleinschuppe dessen unterer Schuppe entsprechen. Es würde in diesem Fall die zweite Annahme zu Recht bestehen, dass nämlich die Mulein- und die Tiaunschuppe zusammengehören und durch eine nicht unbedeutende Überschiebungsfläche von der Guggernellschuppe getrennt wären.

Zum Schluss mag hier noch eine Zusammenstellung folgen, die den sichtbaren Überschiebungsbetrag der einzelnen Schuppen in der SE-NW und in der E-W Richtung angibt:

In der SE-NW (respektiv S-N) Richtung beobachtet man:

1. die Überlagerung der Tiaunschuppe durch eine höhere Schuppe sowohl am Guggernellgrat als auch etwa 5 km weiter südlich am untern Schmittenerbach;
2. die Überlagerung der Schaflägerschuppe durch die Guggernellschuppe vom Guggernellgrat bis 3 km nach SSE;
3. die Überlagerung der Muleinschuppe durch die G. S. vom Guggernell (wo diese, durch die Schaflägerschuppe und Teile der Tiaunschuppe getrennt, auf Buntsandstein ruht, der zur Muleinschuppe gehört) 5—6 km südwärts bis Surava, wo Alteindolomit der G. S. auf Raiblern der Muleinschuppe ruht.

In der E-W Richtung können folgende Überschiebungsbeträge festgestellt werden:

1. Die Muleinschuppe wird von den höhern Schuppen im N und S auf einer Strecke von 1,5—2 km überlagert.
2. Die Schaflägerschuppe wird von der G. S. am Guggernellgrat auf zirka 0,7 km überlagert.
3. Die G. S. überdeckt die Muleinschuppe zwischen Guggernell und Surava auf einer E-W-Erstreckung von 3 km.

Leider lässt sich aus diesen Daten kein Rückschluss auf die Überschiebungsrichtung ziehen, da die höhern Schuppen sowohl im N als auch im E an Erosionsrändern endigen, die nicht mit den ursprünglichen Schuppenrändern übereinzustimmen brauchen.

II. Die Tschirpendecke.

[= Parpaner Zwischenstück Hoek's (9, Taf. 10), = höherer Teil der Aroser Schuppenzone Cadisch's (14, 392—393).]

1. Allgemeiner Überblick.

(Prof. XIII—XVI, Taf. V.)

Die Tschirpendecke tritt in unserm Gebiet an folgenden Orten zutage: im N bildet sie den Tschirpen und das Parpaner Weisshorn, weiter südlich den untern Teil des Foil Cotschens sowie die Dolomite am Weg zur Alp Sanaspans. Das Verbindungsstück Foil Cotschen-Weisshorn ist durch einen Bergsturz verdeckt. Einzig in den abgesackten Dolomitklötzen von Schaingels und unter den Hütten von Scharmoin sind noch Spuren desselben erhalten.

Im S keilt die Tschirpendecke unter dem Lenzerhorn aus, im N und W endigt sie an einem Erosionsrand, während sie im E ähnlich wie im S auskeilt.

In ihrem Hangenden liegt die Rothornschuppe, in ihrem Liegenden finden sich Schiefer der Aroser Schuppenzone. In der vorläufigen Mitteilung (14, 392—393) wurde auch die Tschirpendecke zur Aroser Schuppenzone gezählt.

Die Tschirpendecke wird hauptsächlich von Hauptdolomit gebildet, aus dem die mächtigen hellen Felswände des Tschirpen, Weisshorn und Foil Cotschen bestehen. Daneben kommen aber auch alle tiefern Sedimente bis zum Buntsandstein, ferner alle höhern bis in den obern Jura vor. Am Aufbau der Tschirpendecke nehmen somit mehr stratigraphische Horizonte teil als am Aufbau jeder andern Decke im südlichen Plessurgebirge.

Tektonisch setzt sich die Tschirpendecke zusammen aus:

1. der Tschirpenschuppe. Diese bildet die N-Wand des Tschirpens (Fig. 7) sowie den untern Teil des Parpaner Weisshorns. Im S setzt sie sich wahrscheinlich in den untern Foil Cotschen fort und findet ihr Äquivalent weiterhin in dem Dolomit am Sanaspanser Alpweg. Weiter südlich keilt sie aus;
2. der Weisshornschuppe, die die Gipfelpartie des Weisshorns bildet (Fig. 10), und der wahrscheinlich auch einige auf der Tschirpendecke ruhende Dolomitinseln am Tschirpen sowie die Dolomitschwelle nördlich des Älplisees angehören;
3. zwei kleinern Schuppen, von denen die eine, die Urdenschuppe, die Tschirpenschuppe auf der NW-Seite des Parpaner Weisshorns unterlagert, während die andere, die Gredigerschuppe, zu der wahrscheinlich auch die Muschelkalkresten am Ausfluss des Älplisees gehören, auf Gredigs Älpli an die Dolomite des Weisshorns angeschoben ist;
4. den Schuppen von Sanaspans, von denen sich besonders die grosse, an der Basis befindliche Schuppe auszeichnet, die sich vom Foil Cotschen bis Crons erstreckt und, wie oben erwähnt, wahrscheinlich der Tschirpenschuppe entspricht. Am Foil Cotschen liegen darüber zwei weitere, aus Hauptdolomit bestehende Schuppen, zu denen südlich der Ova da Sanaspans vielleicht zwei kleinere Schubpakete gehören, die dort die basale Schuppe überlagern.

2. Die Tschirpen- und die Urdenschuppe.

a. Allgemeiner Überblick. Die Tschirpenschuppe, die untere und grössere der beiden Hauptschuppen in der Kette des Parpaner Weisshorns, bildet, wie schon der Name andeutet, den grössten Teil des Tschirpens. Im E keilt sie an der Clus unterhalb des Älplisees aus (Fig. 7), erstreckt sich dagegen

nach W in fast unveränderter Mächtigkeit bis in die W-Flanke des Parpaner Weisshorns, wo ihrer weitem westlichen Fortsetzung durch den Taleinschnitt der Lenzerheide ein Ziel gesetzt ist. Dagegen kann man sie südwärts bis zum Grediger Fürkli verfolgen, wo sie unter dem Bergsturz des Parpaner Rothorns verschwindet. Wahrscheinlich taucht sie wieder in einem Trias-Juraband am Foil Cotschen bei der Alp Sanaspans empor.

Die schönste Ausbildung weist sie in der N-Wand des Parpaner Weisshorns auf, wo die jurassischen Ablagerungen ungestört und in scheinbar normaler Mächtigkeit über dem Hauptdolomit folgen (Fig.10). Es möge deshalb zur Einführung gleich ein Profil des Weisshorn-N-Grates folgen, der leicht erstiegen werden kann und einen sehr schönen Überblick über die Stratigraphie der Tschirpenschuppe gewährt. Freilich wird der Grat nicht ausschliesslich von der Tschirpenschuppe gebildet, sondern in seinem untern Teil von der kleinern, stratigraphisch interessanten Urdenschuppe, die wir anschliessend an das gleich folgende Profil besprechen wollen.

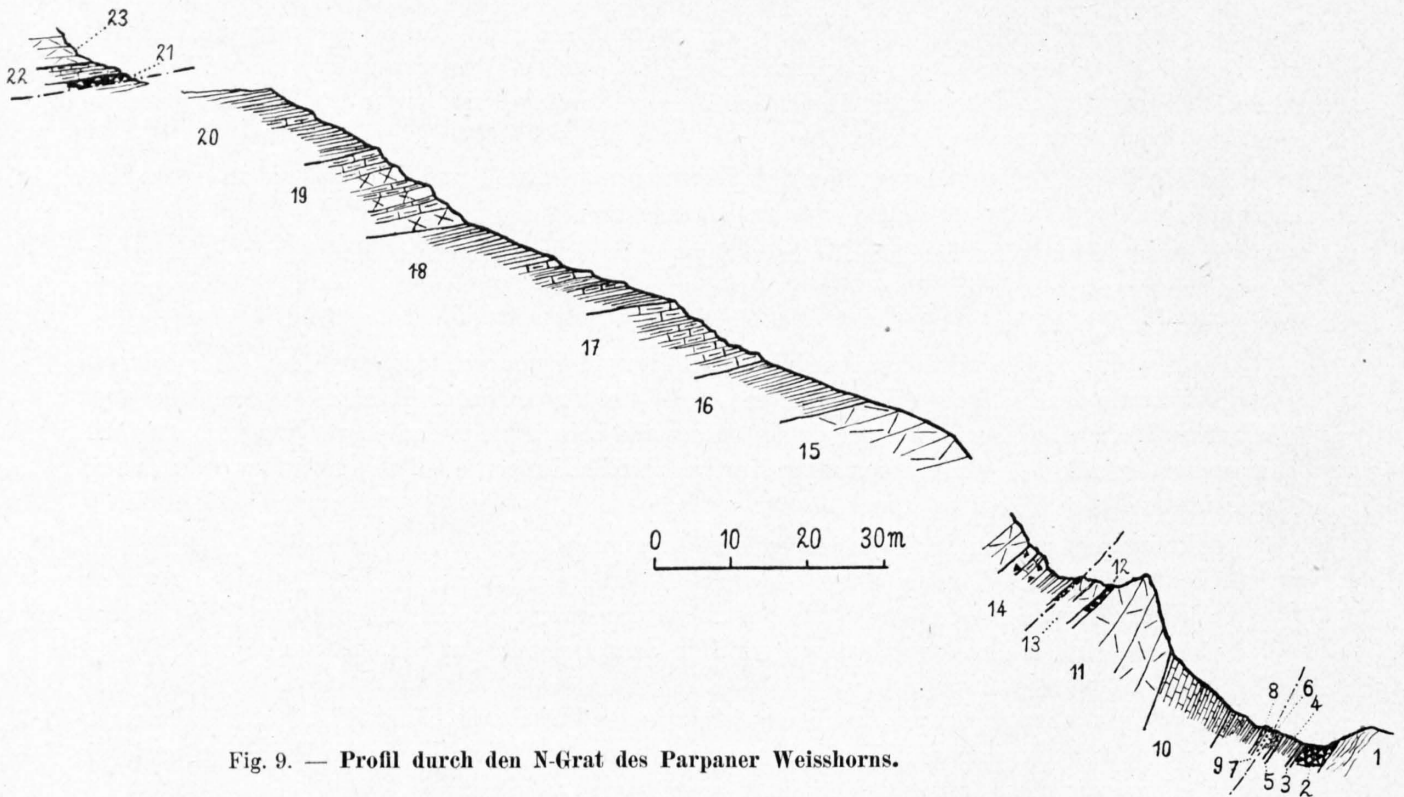


Fig. 9. — Profil durch den N-Grat des Parpaner Weisshorns.

b. Profil durch die Urden- und Tschirpenschuppe am Weisshorn-N-Grat (zwischen P. 2570 und 2781, Fig. 9):

1. *Schiefer von Arosa* mit Ophicalcit.
2. 4 m graue und gelbe Rauhwacke mit roten und grünen tonig-kieseligen Einschlüssen, kann nicht von Raibler-
rauwacke unterschieden werden, geht stellenweise in grauen Dolomit über. Verschuppte Raibler?
3. 20 cm gelbe Kalkschiefer mit braunroten Schichtbelägen. *Campilerschichten*?
4. 2,5 m grünliche und schwarze Kalk- und Tonschiefer, z. T. kieselig, enthaltend einige Kieselknauer.
5. 30 cm dicke Kalkbank, keilt nach der Seite aus.
6. 50 cm mit Schiefen verknietete Rauhwacke.

Urdenschuppe:

7. 40 cm mächtige grüne, kieselige Bank. Das Gestein enthält hie und da grüne, seltener rote, eckige Quarz-
einschlüsse, die vermuten lassen, dass es klastischen Ursprungs ist. Da daneben zahlreiche andere Quarz-
einlagerungen dasselbe bandförmig durchziehen, liegt der Schluss, dass in ihm ein Sedimentationsprodukt
vorliege, nicht ohne weiteres auf der Hand. Am besten reiht man das Gestein in den *Buntsandstein* ein,
wenn es nicht einen verdrückten Gneis vorstellt.

8. 20 cm Rauhwacke wie 2.
9. 2,5 m helle, oft marmorisierte Kalkschiefer und -bänke. Die häufig gewellte Oberfläche ist von gelben Tonhäuten überzogen. Einzelne Bänke scheinen koralligen zu sein. Wahrscheinlich entspricht 9 (mit 8?) den *Campilerschichten* und dem *untern Muschelkalk*.
10. 10 m helle plattige Kalke, unten rötlich, in den oberen Teilen blau. Die Schichtflächen sind häufig von gelb anwitternden Tonhäuten überzogen, die nicht selten kleine Fossiltrümmer enthalten. Die Kalke mahnen mit den gelben Schiefern an ihrer Basis stark an den *Muschelkalk*. Die Vermutung, dass sie wirklich in diese Stufe gehören, wird noch dadurch bestärkt, dass weiter südwestlich dunkle Dolomite mit Eocriniten über ihnen folgen, die wahrscheinlich in den oberen Muschelkalk gehören. Freilich sind diese Dolomite faziell etwas verschieden von denen des oberen Muschelkalkes an der Clus beim Älplisee. Am Grat fehlen sie, und über 10 folgt an einer Scherfläche
11. 10 m heller, massiger Dolomit, der nach SW mächtiger wird. Bildet eine auffallende Nase am Grat, *Arlbergdolomit*.
12. 60 cm gelbe Rauhwacke mit roten und grünen Einschlüssen wie 2. Schwillt nach W rasch an und bildet ein typisches *Raiblerband*.
13. 3—4 m *Hauptdolomit*, in der Mitte durch ein Band Rauhwacke gespalten. Wächst nach SW rasch an.

Tschirpenschuppe:

14. 8 m grüne, gelbe, rötliche und schwarze Mergel und dichte, in die Mergel eingeschaltete helle bis dunkle Kalke. Breccien mit kalkigen und dolomitischen Einschlüssen und mergeligem bis dolomitischem Zement sind nicht selten. Nach SW wachsen die breccienhaltigen Schichten stark an. *Raibler*. An der Basis von 14 liegt eine dünne Bank Rauhwacke. Nach oben geht 14 über in
15. 140 m *Hauptdolomit*, dessen unterste Lagen gelblich gefärbt sind. Der Dolomit ist fein- bis grobkörnig, die größten Körner haben zirka 1 mm Durchmesser. In den obersten Teilen ist er oft etwas gelblich und enthält einzelne Tonschmitzen.
16. 7 m *Rhätsschiefer*.
17. 15 m helle blaue Kalke mit Zwischenlagen schwarzer und gelber Tone und Kalktonschiefer. Grenze *Rhät-Lias*.
18. 20 m braun und schwarz gestreifte *Liasschiefer*, wechselnd mit dichten Kalkbänken.
19. 20 m grüne und rote *Radiolarite* und *rote Tone*. In der Mitte des Komplexes und oben einige m helle, plattige, klingende *Kalke*.
20. 15 m dunkle Mergel und Kalke des *obern Jura*.

Weisshornschuppe:

21. Gelbe Rauhwacke mit roten und grünen tonig bis quarzigen Einschlüssen wie 2, *Raibler*? 2 m.
22. 2 m kalkige, gelblich anwitternde Schiefer, sehen stark den *Campilerschichten* ähnlich, gehören aber wahrscheinlich in die *Raibler*, da ich ähnliche Schiefer in fraglosen Raiblern über der Mutta (westlich Weisshorn) fand. Östlich des Grates gesellen sich diesen bunte Mergel und Kalke, typische Glieder der *Raibler*, bei.
23. Heller *Hauptdolomit*.

Die Schichten 1—6 gehören zum Teil zu den Schiefern von Arosa, zum Teil sind sie wohl verschuppte Glieder der Urdenschuppe. 7—13 bilden die Urden-, 14—20 die Tschirpen-, 21—23 die Weisshornschuppe.

c. Die Urdenschuppe. Die Überlagerung der Urdenschuppe durch die Tschirpenschuppe kommt deutlich in dem oben angeführten Profil zum Ausdruck. Auch südöstlich und südwestlich des Grates ist sie eine Strecke weit noch gut zu verfolgen, wenn freilich nicht sehr weit, da die Tschirpenschuppe im SE bald unter Schutt verschwindet und wahrscheinlich auskeilt, während sie am Hang gegen Parpan vorerst auch durch Schutt verdeckt, weiter südwestlich nur in Form abgesackter Massen der Beobachtung zugänglich ist, um bald darauf endgültig unter Schutt und Moränen zu tauchen.

Das Anstehende der Urdenschuppe beschränkt sich in seiner sichtbaren Ausbreitung also auf die NW-Ecke des Parpaner Weisshorns, wo es zwischen den Schiefern der Aroser Schuppenzone und der Tschirpenschuppe eingeklemmt ist.

d. Die Tschirpenschuppe. Das konstanteste Glied der Tschirpenschuppe bildet der *Hauptdolomit*, den wir wegen seiner konstanten Ausdehnung zuerst zum Gegenstand unserer Betrachtungen machen

wollen. Vom Weisshorn-N-Grat zieht er sich unter dem leicht sichtbaren dunklen Jura gegen den Tschirpen hin (Fig. 10), in seinen untern Partien stellenweise von Gehängeschutt verdeckt. Das oft wechselnde Streichen ist im allgemeinen W-E gerichtet. Der Betrag des in der Regel nach S geneigten Fallens

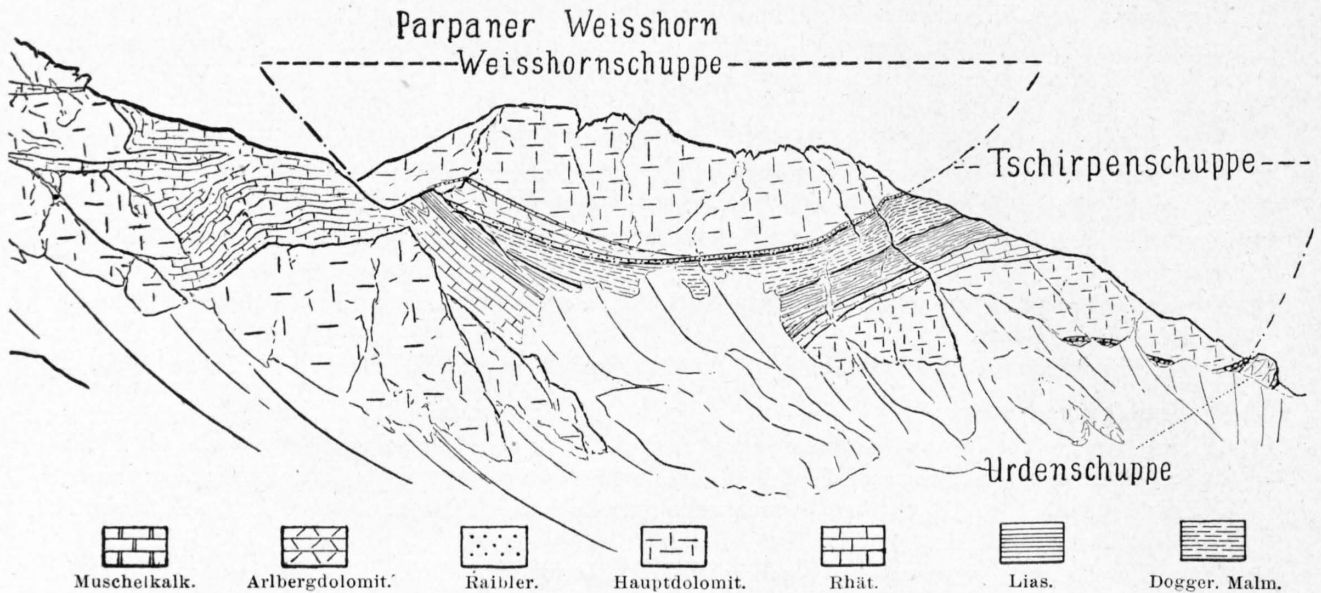


Fig. 10. — Parpaner Weisshorn von NE.

ist sehr ungleich. Während der Dolomit unter dem Weisshorn relativ flach liegt, fällt er auf der S-Seite des Tschirpen steil nach S ein. Auf der N-Seite dieses Berges wird er von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten, die ihn in viele, ganz verschieden streichende und fallende Pakete zerlegen. Sehr häufig ist er auch intensiv mit Jura verschuppt, besonders nördlich und nordwestlich P. 2733, wo folgendes Profil aufgenommen wurde.

Profil durch den Tschirpen-N-Grat:

1. Schiefer der Arosen Schuppenzone, von Serpentin durchädert.
2. 8 m dünnbankiger Dolomit mit schwarzen Hornsteinknollen. *Unteres Carnien?* Fällt 25° S.
3. 25 m gelbe Rauhwacke mit grünlichen und rötlichen tonigen Einschlüssen, *Raibler*.
4. 30 m Dolomit. Fällt zirka 30° WNW.
5. Zirka 1 m bläulich-rötliche tonige Kalke und schwarze, gelbe und grüne Tonschiefer. Die Kalke sind voll kleiner Fossiltrümmer, u. a. *Cidaristacheln*. Sie gleichen stark dem *Rhät*.
6. 60 m Dolomit, oft etwas tonig. Zahlreiche Kalkbänke und Lagen von Mergeln durchziehen ihn. Der ganze Komplex weist starke tektonische Störungen auf; mitunter ist er in mächtige Blöcke aufgelöst. Es dürfte sich am ehesten um die mit Hauptdolomit verschuppte Grenze *Hauptdolomit-Rhät* handeln. Deutlicher als am Grat selber ist die Verschuppung weiter westlich, wo leicht abgrenzbare Dolomitlinsen im Rhät liegen.
7. 60 m stark zerklüfteter *Hauptdolomit*, eingeklemmt zwischen der Zone von 6 und schwarzen oberjurassischen Schiefern des P. 2733.
8. Schwarze bis grünlich-schwarze, oft gelb gefleckte *oberjurassische Schiefer* von P. 2733.

Sehr wahrscheinlich bilden die Dolomite des Tschirpens nicht die unmittelbare Fortsetzung derjenigen des untern Teiles der Weisshorn-N-Wand. Folgende Beobachtung nötigte mich zu diesem Schluss: Unter dem Weisshorn folgt über dem Hauptdolomit ein breites, gut ausgebildetes Band Juraschichten, in dem vom Rhät bis zu den über dem Radiolarit folgenden oberjurassischen Schiefern keine Lücke in der Sedimentation zu finden ist. Ganz anders verhält sich die Ausbildung des Jura am Tschirpen. Dort fehlt dessen ganzer unterster Teil, und schwarze oberjurassische Schiefer transgredieren auf Hauptdolomit, mit dem sie durch eine schöne Breccie verbunden sind. Da ein Übergang dieser transgressiven zur normalen Ausbildung zwischen Weisshorn und Tschirpen fehlt, liegt die Annahme nahe, dass hier zwei ursprünglich etwas entferntere Komplexe zusammengeschoben

seien und scheinbar eine einzige Schuppe bilden. Dies scheint um so wahrscheinlicher, als die vielen Brüche im Dolomit am Tschirpen auf starke tektonische Störungen schliessen lassen.

Das Rhät setzt im Sattel westlich P. 2733 ein, zieht sich dann durch die N- und W-Wand des Weiss-horns gegen das Grediger Fürkli, wo es einige sehr schöne Falten bildet. Diese zeigen auffallende Diferenzen im Streichen. Ich konnte folgende Werte messen: N 20° E; N 20° E; N 80° E; N 55° E; N 70° E; N 80° W; Mittel etwa NE bis ENE. Ähnliche Differenzen im Streichen der Falten beobachtet man im Kar zwischen Tschirpen und Weisshorn. Der Mittelwert beträgt dort N 70° E.

Am Grediger Fürkli liegen über dem Rhät oberjurassische Schiefer, die ihrerseits von Dolomiten und Schiefen der Weisshornschuppe überlagert werden. Auf diesen ruht das Kristallin der Rothornschuppe.

Ein Profil am Grediger Fürkli zeigt folgendes Bild (Fig. 11):

1. Rhätkalke und -schiefer, Streichen N 70° E, Fallen 45° S.
2. 10 m schwarze bis gelbe Mergelschiefer, Lias.
3. 3—4 m grünliche, schwach tonige, oft etwas kieselige Kalke und Schiefer. Werden nach W mächtiger, gehören zur *Radiolarit-gruppe*.
4. 3—4 m schiefriger bis bankiger *Radiolarit*, in den oberen Teilen rot, unten grün.
5. 2,5 m klingender Kalk und Kalkschiefer wie 3.
6. 0,5 m rote kieselige Tone.
7. 6 m schwarz-gelbe Schiefer mit einzelnen knorrigen, z. T. fossilführenden Kalkbänken und einer Lage (tektonischer?) Rauhwacke. Die Schichten 7 gleichen stark dem Rhät, entsprechen ihrer Lage nach jedoch den *oberjurassischen Schiefen*.
8. 1,5 m Hauptdolomit, wahrscheinlich *Hauptdolomit* der Weisshornschuppe, schwillt nach W rasch an.
9. 7—8 m graue, oft durch Tonbeläge rot und gelb gefleckte Dolomite mit vereinzelt Kalkbänken. Nicht selten sind Zwischenlagen roter und gelber Tone. Stellenweise ist der Dolomit *brecciös* ausgebildet. Die Breccie entspricht der Transgressionsbreccie des Tschirpen. Die Komponenten bestehen aus oft ganz verkieseltem Dolomit; das Zement bildet eine tonig bis dolomitische Grundmasse, die auch verkieselt sein kann.
10. 3 m helle, plattige bis schieferige Kalke mit gelben und schwarz und gelben Tonbelägen und Einlagerungen einer verkieselten Bank. Diese Schiefer mahnen stark an die *oberjurassischen Schiefer* des Weisshorns. Mit dem Dolomit sind sie wahrscheinlich transgressiv verbunden.
11. 8 m Schutt, der wahrscheinlich Schiefer von 10 verdeckt.
12. *Kristallin* des Parpaner Rothorns.



Fig. 11. — Grediger Fürkli.

Die Schichten 1—7 vertreten den in den oberen Teilen stark reduzierten Jura der Tschirpenschuppe, während 8—10 sehr wahrscheinlich der Weisshornschuppe angehören.

Wenig südlich des Grediger Fürkli verschwindet die ganze Tschirpendecke unter Gehängeschutt und Bergsturzmaterial, um erst am Foil Cotschen wieder aufzutauchen.

Der *Lias* und die *Gruppe der Radiolarite* sind in der N-Wand des Weisshorns sehr schön erhalten, wo sie mit dem Rhät zusammen ein breites schwarzes Band bilden. Dieses regelmässig ausgebildete Band findet in der E-Flanke des Weisshorns ein plötzliches Ende. Durch die Tätigkeit der Erosion wurden seine postrhätischen Schichten auf eine Strecke von 2—300 m entfernt. Das Rhät keilt nach E bald aus, indem es sich auf komplizierte Art mit dem Hauptdolomit verschuppt. Am Tschirpen, wo wieder postrhätische Ablagerungen erhalten sind, fehlt der ganze untere Jura, und mit dem Hauptdolomit sind dort durch eine *Transgressionsbreccie* unmittelbar die am Weisshorn über dem Radiolarit folgenden Schiefer verknüpft.

3. Die Weisshornschuppe.

Die mächtigste Entwicklung zeigt die Weisshornschuppe am Parpaner Weisshorn, dessen Gipfel-partie und S-Hang sie bildet. Ihre mutmassliche Fortsetzung findet sich in den Dolomiten und Schiefen 8—10 von Fig. 11 am Grediger Fürkli. Im E dürften ihr ungefähr die zwischen P. 2733 und P. 2572,

ferner bei P. 2510, und auf dem untern Älpli auf der Tschirpendecke liegenden Dolomite entsprechen.

Das Liegende der Weisshornschuppe bilden überall die jurassischen Schiefer der Tschirpenschuppe. Im Hangenden befinden sich im W das Kristallin der Rothornschuppe, im E Dolomit und Buntsandstein einer höhern Schuppe, der Grediger Schuppe.

Am Aufbau der Weisshornschuppe nehmen teil: im W ladinische bis norische und jurassische, im E skythische bis oberjurassische Schichten, sowie Gneise.

Am Grediger Fürkli und am Älplisee transgredieren oberjurassische Schichten auf Hauptdolomit, wie das auch im Tschirpen in der Tschirpenschuppe der Fall ist. Etwas älter scheinen die Schichten zu sein, die am SW-Hang des Weisshorns dem Hauptdolomit aufliegen. Diese bestehen aus Schiefern, die grosse Ähnlichkeit mit dem Rhät haben, sowie aus belemnitenführenden Kalken, die entsprechend ihrem Habitus am ehesten mit den über den Rhätschiefern liegenden Kalken verglichen werden können.

Die Basis der Weisshornschuppe bildet am Weisshorn ein schönes Rauhwackeband, dem Tonschiefer und Kalke beigelegt sind, wie auch gelbanwitternde Dolomitschiefer, die ganz an Campilerschichten mahnen. Nur der Umstand, dass sich gleiche Schiefer westlich des Weisshorns in fraglosen Raiblern fanden, bewog mich, die betreffenden Schiefer unter dem Weisshorndolomit dem Carnien zuzurechnen. Im E des Weisshorns schaltet sich über die basalen Rauhwacken ein Dolomitkeil ein, der durch ein Band fragloser Raibler vom obern Dolomit getrennt wird. Möglicherweise handelt es sich hier um Arlbergdolomit.

Am Tschirpen beginnt die Weisshornschuppe mit Kristallin an der Basis. Dieses findet man einerseits an der Clus, dann wieder östlich P. 2510. Einige Profile durch die Grenzschiechten der Tschirpen- und Weisshornschuppe mögen der Anschaulichkeit halber folgen:

Profil durch den untern Teil der Clus (beginnt ungefähr auf der Höhe des untern Endes des grössern der beiden in den Juraschiefern steckenden Hauptdolomitkeile, Tschirpenschuppe):

1. *Tschirpenhauptdolomit.*

2. 3 m Schutt, darunter wahrscheinlich jurassischer Schiefer und Dolomit.

3. 7 m etwas tonige, fleckig-gelb anwitternde Kalke mit meist bläulichem, hie und da rötlichem Bruch. Führen schlecht erhaltene Korallen, fragliche Resten von Belemniten, Crinoiden, Cidarisstacheln und Bivalvenquerschnitte. Nicht selten finden sich Zwischenschaltungen roter oder schwarzer Tonschiefer sowie Lagen von Transgressionsbreccien. Häufig enthalten die Kalke Quarzgekröse. In den orographisch höhern Teilen der Clus werden sie durch dieselben Ton- und Kalkschiefer ersetzt, die Serie 6 bilden. Das genaue Alter der Kalke kann nicht festgelegt werden. Nur so viel ist sicher, dass es sich um *jurassische* Gebilde handelt.

4. 8 m Schutt, darunter Dolomit und Kalke.

5. 10 m Dolomit, in den obern Lagen kalkig. Bildet eine in jurassische Kalke und Schiefer eingeklemmte *Hauptdolomitlinse*.

6. 15 m dunkle, schiefrige, selten bankige Kalke, von schwarzen Tonhäuten überzogen. Die Kalke wechseln mit Tonschieferzwischenlagen. Die Anwitterung ist gelb und schwarz fleckig. An 5 grenzen sie an einer scharfen Scherfläche. Ihr Alter mag *oberjurassisch* sein.

7. 5 m Dolomit, in die jurassischen Schiefer eingeschaltet.

8. 6 m Schiefer, wie 6.

9. 10 m Moräne, darunter Gneis und Schiefer.

Weisshornschuppe:

10. (10 m tiefer als 9) 2 m heller, saurer *Gneis*.

11. 20 m Moräne. Darunter Gneis, Buntsandstein und unterer Muschelkalk.

12. 5 m *unterer Muschelkalk*, gebildet von gut gebankten hellen, von Tonhäuten durchzogenen Kalken. In den obern Teilen findet sich eine dunkle, gelb anwitternde, ca. 80 cm mächtige Bank.

13. 6 m dunkler, massiger *oberer Muschelkalk*.

14. 10 m Schutt, darunter oberer Muschelkalk und Arlbergdolomit.

15. Stark verruschelter *Hauptdolomit*.

Ein zweites Profil wurde etwa 50 m höher aufgenommen (Fig. 12).

Tschirpenschuppe:

1. Schwarze *Juraschiefer*.
2. 15 m Moräne, darunter Juraschiefer und vielleicht Kristallin und Buntsandstein der Weisshornschuppe.

Weisshornschuppe:

3. 3 m rot, weiss und grün geflammt, bankiger bis schieferiger *Buntsandstein* mit Zwischenlagen von schwarzgelben dolomitischen bis tonigen kieseligen Schiefern.
4. 0,2 m dolomitische, im Bruch blaue *Campilerschichten* mit schwarzen Tonhäuten auf den Schichtflächen. Sind überall ausgebildet.
5. 2 m hell anwitternde, schwach tonige, feinkristalline bis dichte Kalke, oft von welligen Tonhäuten durchzogen, entsprechen den *Recoarokalken*.
6. 2 m dunkler oberer Muschelkalk mit Encriniten, weissem Quarzgekröse und schwarzen Hornsteinknollen.
7. 30 m Moräne, darunter oberer Muschelkalk und Arlbergdolomit.
8. *Hauptdolomit*.

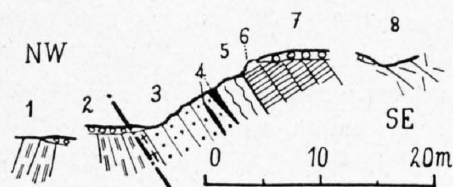


Fig. 12. — Profil durch den obern Teil der Clus (Älplisee).

Ein drittes Profil, das nur die untern Schichten der Weisshornschuppe umfasst, wurde zwischen P. 2510 und der Clus aufgenommen.

1. 10 m roter *Buntsandstein* mit weissen Quarzgeröllen.
2. 3 m dolomitische, graue Sandsteine. Sandarme Bänke wechseln mit sandreichen.
3. 1 m graublaue, gelb anwitternde Dolomite, gehören mit 2 und 4 zu den *Campilerschichten*.
4. 8 m gelb anwitternde Kalke.
5. 10 m blaue *Recoarokalke*, von wulstigen, fossilreichen Tonhäuten überzogen.
6. 2 m oberer *Muschelkalk*.
7. Heller, bankiger *Hauptdolomit*.

Die Dolomite 15, 8 und 7 obiger Profile gehören sehr wahrscheinlich in den Hauptdolomit, da sie oben in eine Transgressionsbreccie übergehen, die stellenweise sehr grosse Ähnlichkeit mit der jurassischen Transgressionsbreccie an der obern Hauptdolomitgrenze der Tschirpendecke aufweist, und da zudem in der streichenden Fortsetzung dieser Breccie, wenige 100 m westlich des Älplisees, an der Plessur typische jurassische Schiefer aufgeschlossen sind. Carnien und Ladinien scheinen am Älplisee zu fehlen. Dieses Fehlen einzelner Schichten lässt sich sehr gut damit vereinbaren, dass die Basis des Hauptdolomites an der Clus stark verruschelt ist.

4. Die Gredigerschuppe.

Die Gredigerschuppe überlagert die Weisshornschuppe am SE-Hang des Weisshorns sowie am Ausfluss des Älplisees. Zu ihr gehören ferner die Dolomite von P. 2407 von Gredigs Älpli, ferner zum Teil möglicherweise auch die Dolomite auf dem Älpli am Fuss des Tschirpens, sowie die Muschelkalkdolomite am Ausfluss des Älplisees. Der genaue Verlauf der Gredigerschuppe östlich des Weisshorns kann nicht ermittelt werden. Es wäre auch möglich, dass die oben der Weisshornschuppe zugerechneten Schichten am Tschirpen zur Gredigerschuppe gehören und der Muschelkalk am Ausfluss des Älplisees zu einer höhern Schuppe. Ein sicherer Entscheid kann nicht gefällt werden. Immerhin scheint die in dieser Arbeit vertretene Hypothese richtiger als die eben angedeutete, wenn man die Verhältnisse an Ort und Stelle betrachtet.

Am Weisshorn besteht die Gredigerschuppe aus hellen und dunklen Dolomiten, die wahrscheinlich ins Ladinien gehören; denn bei P. 2407 liegen darüber Raiblerrauhacken, auf denen wiederum Dolomit, nämlich Hauptdolomit, ruht. Die Raibler setzen sich unter Schutt eine Strecke weit nach E fort, wie einige Auslaugungstrichter im Boden verraten. Im E, am Älplisee, enthält die Schuppe Buntsandstein und Muschelkalk, während die höhern Schichten fehlen.

Die Mächtigkeit der Gredigerschuppe ist nicht bedeutend, da ihr nördlich der Plessur nur relativ kleine Gesteinsmassen angehören und südlich derselben bald das Kristallin der Rothornschuppe folgt.

5. Die Schuppen von Sanaspans = südliche Fortsetzung der Tschirpendecke.

Südlich des Grediger Fürklis verschwindet die Tschirpendecke zunächst unter Moräne und Bergsturzmaterial, um erst nach 2,5 km im Foil Cotschen wieder aufzutauchen. Einzelne Spuren des Verbindungsstücks zwischen Weisshorn und Foil Cotschen sind über den Hütten der Alp Scharmoin bei Schaingels erhalten, in Form abgesackter Massen. Anstehendes erscheint erst am Foil Cotschen wieder, wo es, wie schon *Studer* wusste (1, 29), vom Kristallin des Rothorns überlagert wird. Die Überlagerung ist aus der Ferne ausserordentlich deutlich zu sehen, leicht kenntlich an dem frappanten Farbunterschied zwischen Kristallin und Hauptdolomit. Sie ist so offensichtlich, wie man sie offensichtlicher nicht wünschen könnte. Die untersten drei Viertel des Foil Cotschens bestehen aus Trias, Rhät und Lias; der oberste Viertel setzt sich aus Gneis und Amphiboliten des Rothorns zusammen.

Dass in den Sedimenten des Foil Cotschens tatsächlich eine Fortsetzung der Weisshorn-Tschirpenkette vorliegt, geht einmal aus ihrer Lage hervor, da sie, wie die der Weisshornkette am Grediger Fürkli, hier am Foil Cotschen von Rothornkristallin überlagert werden und in ihrem Streichen auf das Weisshorn hindeuten. Sodann stimmen sie in ihrer faziellen Ausbildung gut mit den Sedimenten der Weisshornkette überein.

Bereits *Boehm* nahm einen ursprünglichen Zusammenhang der beiden Schuppenkomplexe über die Alp Scharmoin an (5, 556—557), und nach ihm *Rothpletz* (7, 133) und alle spätern Forscher.

Den sedimentären Anteil des Foil Cotschens bildet nicht eine einheitliche Schuppe: Ein breites *Rhät-Liasband* teilt ihn vielmehr in zwei Teile, einen obern, fast nur aus Hauptdolomit bestehenden, der seinerseits wieder in zwei Teilschuppen zerfällt, und einen untern, der sich aus Hauptdolomit, Rhät und Lias zusammensetzt. Die gute Ausbildung des Rhät-Lias lässt vermuten, dass in der untern Schuppe eine Fortsetzung der ebenfalls eine gute Ausbildung der jurassischen Schichten aufweisenden Tschirpensuppe vorliege.

Eine der obern Schuppen bildet möglicherweise die Fortsetzung der Weisshornschuppe (Taf. III), kann aber auch eine eigene Schuppe vorstellen. Bestimmte Anhaltspunkte für eine Parallelisation fehlen.

Das Rhät der tiefern Foil Cotschenschuppe besteht, ähnlich wie das des Weisshorns, aus einer vorwiegend schieferigen Schichtreihe. Die in Analogie zum Weisshorn darüber folgende kalkige Serie gehört wahrscheinlich schon zum Teil in den Lias.

Über der kalkigen Schicht folgt am Foil Cotschen eine Lage dunkler Ton- und Kalkschiefer, die wahrscheinlich liasischen Alters ist. Ihre grösste Mächtigkeit erreicht sie mit etwa 40 m im N, wogegen sie nach S rasch dünner wird und bald auskeilt. Kurz nachher keilen auch die Rhätschichten aus, indem sie eine hakenförmige Umbiegung bilden, die vom Weg zur Lenzeralp sehr gut sichtbar ist.

Südlich des Foil Cotschen trifft man an der Ova da Sanaspans mit Ausnahme eines kleinen Juraaufschlusses an der obern Dolomitgrenze nur Hauptdolomit, der hier eine steile Talstufe bildet, über die der Bach in einem schönen Wasserfall herabstürzt. Bald stellen sich jedoch Rhät und Lias wieder ein, nämlich im südlichen Teil der Schuppen von Sanaspans, den «basalen Lenzerhornschuppen», die wir im allgemeinen Überblick über das Lenzerhorn als Serie II bezeichneten. Die tiefern Teile dieser Schuppen bestehen aus Hauptdolomit, der zweifellosen Fortsetzung des untern Hauptdolomites des Foil Cotschen. Darüber setzen ungefähr dort, wo der Weg zur Lenzeralp die Talstufe überwunden hat, Rhätschiefer mit vereinzelt Kalkbänken ein, die typische Rhätfossilien führen (*Cardita austriaca*, Hauer). Nach S keilen sie bald zwischen dem basalen Hauptdolomit und den Lias- (zum Teil Rhät-?) Kalken im Hangenden aus. Diese setzen im N ungefähr mit dem Rhät ein und ziehen sich, mehr oder weniger gut erhalten, etwa 300 m nach S, wo sie an einer Verwerfung absinken und unter Schutt verschwinden. Über ihnen folgen fucoidenhaltige Ton- und Kalkschiefer, die im S das Schicksal der Kalke teilen. Diese werden ihrerseits von einer schönen dolomitischen Breccie überlagert, die nicht stratigraphisch mit ihnen zusammenhängt, sondern aufgeschoben wurde. Da man über dieser Breccie im Schutt Radiolarit findet, der unmittelbar über der Breccie anstehend sein muss, liegt die Annahme nahe, dass es sich hier um eine jurassische Transgression auf Hauptdolomit handle.

Weiter oben trifft man eine höhere, aus Liaskalk und -schiefern bestehende Schuppe, die im S ebenfalls durch den vorhin erwähnten Bruch abgeschnitten wird.

Die unterste Schuppe entspricht, wie der Verlauf ihres Hauptdolomites zeigt, der untern Foil Cotschen-, somit wahrscheinlich der Tschirpenschuppe. Die oberste Schuppe dürfte etwa der obersten, die mittlere der mittleren Foil Cotschenschuppe angehören.

Südlich des Bruches verschwinden die oberen Schuppen, und nur die untere lässt sich weiter verfolgen. Über Cresta Stgoira sind einige schöne Aufschlüsse zu sehen.

Im folgenden mögen die Verhältnisse in den südlichen Schuppen von Sanaspans durch einige Profile erläutert werden. Das erste Profil (Prof. I) wurde zirka 300 m südlich der Ova da Sanaspans aufgenommen, dort wo das Gelände auf etwa 2050 m einen markanten, nach W schauenden Vorsprung bildet. Es beginnt unten mit:

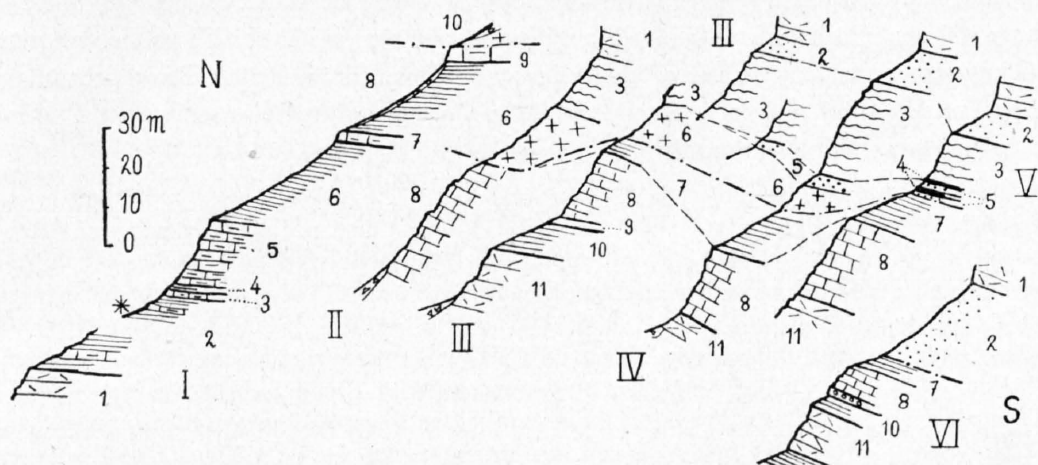


Fig. 13. — Profile durch die Tschirpendecke und die untersten Teile der Rothornschuppe bei Crons (südlich Sanaspans).

Prof. I

1. Hauptdolomit.
2. Rhät.
3. Lithodendrenbank.
4. Tonschiefer.
5. Liaskalk.
6. Liasschiefer.
7. Tonige Kalke und Tonschiefer.

8. Gehängeschutt, darunter wahrscheinlich Rhät oder Liasschiefer.
9. Liaskalk.
10. Schutt, darunter Kristallin der Rothornschuppe.

Prof. II—VI

1. Dolomit, wahrscheinlich Ladinien.
2. Buntsandstein.
3. Muschelkalk.
4. Campilerschichten.
5. Quarzporphyr (und Buntsandstein?).
6. Kristallin.

Tschirpendecke

7. Liasschiefer
8. Liaskalk.
9. Kalke u. Schiefer, Rhät?
10. Rhät.
11. Hauptdolomit.
12. Bündnerschiefer.

ΔΔ Gehängeschutt.

Die Profile wurden aufgenommen:

- Prof. I. 300 m südlich der Ova da Sanaspans.
 „ II. Wenig nördlich der Lichtung über Cresta Stgoira.
 „ III. Im nördlichen Teil der Lichtung über Cresta Stgoira.

- Prof. IV. Zwischen Prof. III und dem Bach südlich der Lichtung.
 „ V. In dem die Lichtung im S begrenzenden Bach.
 „ VI. Im Bachanriss halbwegs zwischen der Lichtung und der Bova Pintga.

1. Hellem Hauptdolomit der Tschirpenschuppe.
2. 40 m Rhät. Blaue, mehr oder weniger helle, bankige Kalke und Dolomite mit grauen und schwarzen, blätterigen, gelb gefleckten Tonschiefern und Mergelschiefern wechsellagernd. Diese sind stellenweise reich an *Cardita austriaca*, Hauer.
3. Zirka 1 m mächtige Bank eines rötlich und gelblich geflammten Kalkes, der ausserordentlich reich an Lithodendren ist. In Analogie zu der von Spitz aufgestellten Stratigraphie lasse ich mit ihr den *Lias* beginnen (46, 69).
4. 0,5 m grüngraue Tonschiefer, fehlen stellenweise, gehen über in
5. 0,2 m schieferigen, stellenweise dolomitischen Kalk, der nach oben bankig wird. Wittert mehr oder weniger hell, oft karrig an. Bruch fein bis muschelrig. Oft ist der Kalk rot oder gelb gefärbt. Enthält Muscheln und zerdrückte, unkenntliche Ammoniten.
6. 20 m Liasschiefer, bestehen aus Kalk- und Tonschiefern, enthalten oft Fucoiden. Die Schichtköpfe wittern fleckig weiss an.

7. Dünne Lage von grauen, tonigen Kalken und grüngrauen Tonschiefern.
8. Schutt.
9. Zirka 5 m heller, oft etwas dolomitischer Kalk. Der Dolomitgehalt wechselt in horizontalem und vertikalem Sinn. Der Kalk weist an einzelnen Stellen rote und gelbe Fleckung auf. Etwas südlich unseres Profils wird er von fucoidenführenden Schiefern überlagert, weshalb wir ihn wohl nicht zu Unrecht als ein Analogon zu 5 in den *Lias* stellen.
10. Über dem Liaskalk folgt Moräne, die eine Einspitzung des *Rothornkristallins* verdeckt.

Die Fortsetzung des Profils nach oben bildet das Profil des Lenzerhorn-NW-Grates (Fig. 4).

Die nächsten Profile, die eine Reihe von Kulissenprofilen bilden, wurden weiter südlich, bei Crons, aufgenommen: Profil II stammt vom ersten Vorsprung nördlich der Lichtung über Cresta Stgoira, Profil III von etwas weiter südlich: Die oberen Teile zirka von der Mitte der Lichtung, die tiefern von 30 m weiter nördlich. In Profil IV sehen wir die Verhältnisse zwischen Profil III und dem Bach südlich der Lichtung, während Profil V im Bach selber aufgenommen wurde. Profil VI endlich stammt vom nächstsüdlichen Bachanriss, der sich ungefähr halbwegs zur Bova Pintga findet. Die gleichen Schichten sind auf allen Profilen mit den gleichen Zahlen bezeichnet, weshalb wir die verschiedenen Profile gleich zusammen besprechen. Wir beginnen bei den höchsten Schichten.

1. Dolomit der Wand über Crons, bildet die Fortsetzung von 2 Fig. 4, gehört somit zur Rothornschuppe.
2. *Buntsandstein*, fehlt in Prof. II, setzt erst in Prof. III ein, besteht dort aus roten, grünen und gelben kieseligen Schiefern, grünlichen dichten Quarziten und grünen Sandsteinen. Häufig finden sich Milchquarze im Sandstein. In Prof. IV nehmen die roten Sandsteine zu, in den oberen Teilen kommen dort auch campiler-ähnliche Schichten vor.
Wahrscheinlich ist der Buntsandstein von Prof. VI die Fortsetzung des hier besprochenen Bandes.
3. Blaue bankige Kalke, mit heller, graublauer Anwitterungsfläche. Die Schichtflächen werden von hellen, gelben Tonbelägen bekleidet. An Versteinerungen fand ich in diesen Kalken *Crinoiden* und in den untern Teilen *Lithodendren*. In Prof. IV finden sich in den untern Partien des Kalkes auch einige Dolomitbänke. Wahrscheinlich handelt es sich um *Muschelkalk*. Die grösste Mächtigkeit erreicht er in Prof. III und IV. Nach S keilt er aus, so dass er in Prof. VI nicht mehr erhalten ist. Dagegen finden wir ihn in Prof. II direkt unter I.
4. Rötlicher Dolomit, vielleicht *Campilerschichten*. In Prof. V tritt er zweimal in Wechsellagerung mit fraglichem Buntsandstein auf. Die obere Bank misst 0,2 m, die untere 1 m.
5. Dichte, grünliche und weissliche, kieselige Schiefer. Scheinen am ehesten gepresster *Quarzporphyr* zu sein, wie einzelne eingesprengte Quarzkörner vermuten lassen. Doch ist möglicherweise ein Teil dieser Schichten auch klastischer Natur.
6. *Kristallin*, findet sich schon in Prof. II, keilt nach S aus. Bildet möglicherweise die Fortsetzung des *Kristallins* 10 von Prof. I. Die beiden Vorkommen stimmen in ihrer Ausbildung gut miteinander überein.
7. Schwarze Kalk- und Tonschiefer mit dünnen dunklen Kalkbänken wechsellagernd, *Lias*. Fehlen in Prof. II, ziehen sich dagegen nach S bis Prof. VI.
8. *Liaskalk*, stellenweise rot und gelb gefleckt, in den oberen Teilen mehr oder weniger dolomitisch. Reich an Echinodermenstacheln, *Terebrateln* und unbestimmbaren Bivalven. An der Basis finden sich in Prof. III einige Bänke mit *Lithodendren*. In Prof. VI kommt an der Basis ein 0,5 m mächtiges Konglomerat vor, dessen Einschlüsse aus blauen, linsenförmigen bis plattigen Rhät- und roten und gelben Liaskalken bestehen und parallel der Schichtung orientiert sind. Das Bindemittel bilden rote und grüne Schiefer.
9. In Prof. III: 2 m blaue, oft rötlich angewitterte Kalke.
10. Blaue, lumachellenführende Kalke des *Rhät*. In Prof. IV: Einlagerung von grün-gelben Mergelschiefern. Fehlt in Prof. II und V.
11. *Hauptdolomit*, etwas kalkig in den oberen Teilen, dünnt nach S rasch aus und ist in Prof. VI nur noch einige Meter mächtig. Darunter folgen Schiefer der Aroser Schuppenzone.

Aus obigen Profilen geht hervor, dass die untern Schichten, vor allem der Hauptdolomit und der Liaskalk, einer relativ grosse Ausdehnung aufweisen, während die übrigen Schichten rascher auskeilen.

Über die Zugehörigkeit der Schichten 2—6 kann man sich nur schwer ein Bild machen. Eine Deutung des *Kristallins* 6 als Fortsetzung des untersten Keils des *Rothornkristallins* (Prof. I, 10 und

Fig. 4, 1) scheint den Tatsachen am ehesten zu entsprechen. Der darüber befindliche Quarzporphyr steht mit ihm in Verknüpfung, und mit diesem, wie aus Prof. V hervorgeht, wahrscheinlich der Muschelkalk, so dass also die fraglichen Schichten am ehesten zur Rothornschuppe gerechnet werden dürfen. Wahrscheinlich stellen sie basale Gleitbretter derselben vor.

Wie die Profile zeigen, werden die einzelnen Schuppen gegen S zu dünner und keilen schliesslich aus. So ruht schon bei der Bova Pintga die Rothornschuppe direkt auf den Schiefen der Aroser Schuppenzone.

Die Tschirpendecke keilt somit im S ähnlich wie im E an der Clus aus und bildet, soweit sie unsern Beobachtungen zugänglich ist, gleich wie die Rothornschuppe eine Linse grossen Stils.

6. Tektonische Stellung der Tschirpendecke.

Die Tschirpendecke findet ihre mutmassliche Fortsetzung im NE in der faziell nah verwandten Casanna hinter Langwies. Im S kann keine ihr entsprechende Schuppe oder Decke gefunden werden, es wäre denn, dass die Aeladecke in ihre Fortsetzung gehörte, was im Bereich der Möglichkeiten läge, wie bei der Behandlung der Aroser Dolomiten am Schluss des Kapitels dargelegt wurde. — Einem Vergleich mit der Silvrettadecke stellen sich die Schwierigkeiten entgegen, dass in der Silvrettadecke alt- und mitteltriadische Ablagerungen vorherrschen, während sich die Tschirpendecke zum grössten Teil aus jüngern Sedimenten zusammensetzt. An Hand der zur Verfügung stehenden Daten möge dennoch ein kurzer Vergleich gezogen werden:

Die *anisische Stufe* der Tschirpendecke, eine in der Silvrettadecke äusserst konstant ausgebildete Sedimentationsreihe, ist in den höhern Teilen, im obern Muschelkalk, auffallend ähnlich wie in der Silvrettadecke ausgebildet. Dagegen machen sich in den tiefern Schichten einige nicht unbedeutende Unterschiede geltend, indem die in der Silvrettadecke durchweg sehr mächtigen (70 m) Recoarokalke hier auf wenige Meter beschränkt sind und nicht wie in der Silvrettadecke ausgesprochen knolligen Habitus aufweisen. Inwieweit diese reduzierte Ausbildung des untern Muschelkalkes eine Folge tektonischer Vorgänge, und inwieweit sie primär bedingt ist, kann an den wenigen vorhandenen Aufschlüssen nicht genau ermittelt werden. Immerhin machen sich im untern Muschelkalk keine Anzeichen starker Quetschungen geltend, so dass die geringe Mächtigkeit zur Hauptsache wohl primär sein dürfte.

Das *Ladinien* weist bedeutend grössere Unterschiede auf wie das Anisien, indem es in der Tschirpendecke nur aus charakterlosen Dolomiten besteht und nicht wie in der Silvrettadecke die Unterabteilungen des Arlbergkalkes (inklusive mittlere Rauhwacke), des Mittelladinien und des Arlbergdolomites aufweist.

Die *carnischen Schichten* zeigen auch nicht unbedeutende Unterschiede; denn in der Tschirpendecke sind die Raibler im Gegensatz zu denen der Silvrettadecke reich an Kalken und Breccien mit Kalk- und Dolomitkomponenten. Auch fehlen die Prosantoschichten und der Alteindolomit.

Gemeinsam sind den Raiblern hier wie dort Rauhwacken, Gips, Mergel, sowie Breccien an der Basis des Hauptdolomites.

Die *norischen Schichten* der Tschirpendecke unterscheiden sich durch gute Bankung und Armut an Fossilien von denen der Silvrettadecke. Ein weiterer Unterschied besteht darin, dass der oberste Hauptdolomit am Tschirpen stellenweise eine Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitbänken zeigt, wie sie im Ducangebiet fehlt. Hier wie dort wird seine obere Grenze jedoch häufig durch eine Transgressionsstufe gebildet, nur dass am Tschirpen oberjurassische Sedimente transgredieren, während im Ducangebiet Rhät die transgredierende Schicht bildet.

Die Wechsellagerung Kalk-Dolomit im obern Hauptdolomit des Tschirpens mahnt etwas an das norisch-rhätische Grenzniveau der Aroser Dolomiten.

Im *Rhät* kann man wie in der Silvrettadecke auch in der Tschirpendecke eine untere, schieferige Abteilung, die Kössenschichten, von einer obern kalkigen abtrennen, welche letztere freilich schon zum Teil dem Lias angehört. Im Gegensatz zum Rhät der Silvrettadecke weist dasjenige der Tschirpendecke nur eine geringe Mächtigkeit auf.

Den Lias kennt man aus der Silvrettadecke s. s. nicht, dagegen aus der Zone der Aroser Dolomiten. Hier besteht er zur Hauptsache aus grauen und schwarzen, zum Teil papierdünnen, klingenden, braun gestreiften Schiefen mit Zwischenlagen von Kalken. Auf ihnen liegen stellenweise helle, nur rudimentär erhaltene Kalke. — Die Schiefer, deren Ausbildung nach der Seite rasch ändert, entsprechen den Liasschiefen in der Tschirpendecke, wogegen die Kalke bei Sanaspans und am Weisshorn die Schiefer unterlagern und somit nicht gut ein Äquivalent der Kalke des Lias der Aroser Dolomiten sein können.

Radiolarit und die damit verknüpften Kalke und Schiefer kommen nur in der Tschirpendecke vor, fehlen dagegen allen höhern Decken und Schuppen.

Anschliessend mag noch ein Vergleich der Tschirpendecke mit den Unterengadiner Dolomiten folgen:

Das *Anisien* stimmt mit keinem der drei von *Spitz* und *Dyhrenfurth* beschriebenen Faziestypen überein (46, 39—45). Der *Arlbergdolomit* entspricht dem *Wettersteindolomit* (46, 45—48) des Unterengadins. In den *Raiblern* kommen in der Tschirpendecke im grossen ganzen dieselben Gesteine vor wie im Unterengadin (46, 49—61), wenn auch ihre Ausbildung hier und dort nicht ganz gleich ist. Die Schiefer-Dolomitserie des Unterengadins findet wahrscheinlich auch in der Tschirpendecke ihr Äquivalent. Doch ist sie hier nirgends gut ausgebildet. An beiden Orten sind *Rauhwaacke* und *Gips* vorhanden. Die Kalke sind in der Tschirpendecke durchweg sehr fossilarm, während sie in den Unterengadiner Dolomiten zum Teil reich an Fossilien sind. Ein Unterschied macht sich auch in den Breccien geltend, indem sie am Weisshorn kalkige und dolomitische Einschlüsse enthalten, im Unterengadin nach *Spitz* dagegen nur dolomitische. Ferner erwähnt *Spitz* aus seinem Untersuchungsgebiet *carnische Quarzporphyr- und Diabasporphyrtergüsse*. Ein Analogon zu diesen könnte man in dem *Serpentin* vermuten, der die *Raibler* der Urdenschuppe westlich des Weisshorns durchtränkt hat. Dieser scheint mir jedoch eher zu den in dieser Gegend häufigen *Ophiolithen* zu gehören und beim Vorwandern der Decken in die *Raibler* eingedrungen zu sein.

Der *Hauptdolomit* grenzt im Unterengadin vermittle des *norisch-rhätischen Grenzniveaus* (46, 63—65) an das Rhät, oder aber der Lias transgrediert auf Hauptdolomit. In der Tschirpendecke folgt auf den Dolomit entweder in normaler Ablagerung Rhät, oder dann transgredieren oberjurassische Schichten auf denselben. Im ersten Fall kann der Dolomit bis zum Rhät rein dolomitisch sein, oder seine obersten 20—25 m bestehen aus einer Wechsellagerung von dolomitischen und kalkigen, mehr oder weniger mergeligen Bänken. Im Gegensatz zum norisch-rhätischen Grenzniveau des Unterengadins sind die mit den Dolomiten wechsellagernden Kalke nicht dünnplattig bis schieferig, sondern dickbankig.

Das *Rhät* der Tschirpendecke entspricht den *Kössenerschichten* des Unterengadins, mit denen es grosse Ähnlichkeit besitzt.

Aus dem *Lias* erwähnt *Spitz* p. 68 rötliche und gelbliche Kalke, die sich an dessen untersten Teilen finden. Wahrscheinlich entsprechen diese den bunten Kalken von Sanaspans, die aber stellenweise dolomitisch sind. Wie in der Lischannagruppe stellt sich auch hier über den Kalken ein Komplex schwarzer Tonschiefer ein. Die Liastransgressionsbreccie der Lischannagruppe ist bei Sanaspans in einer stellenweise vorhandenen schwach brecciösen Ausbildung der Kalke angedeutet. Doch konnte ich eine eigentliche Transgression des Lias auf Hauptdolomit nicht finden.

Die *höhern jurassischen Schichten* weisen im Unterengadin und in der Tschirpendecke grosse Analogien auf, indem sie hier wie dort aus *Radiolarit* und dichten, hellen Kalkschiefern bestehen, die von mergeligen Schichten überlagert werden. Die von *Spitz* p. 72 erwähnte Transgression des Malm findet sich wieder in den schönen Transgressionsbildungen am Tschirpen.

Ein Vergleich der Tschirpendecke mit der Aeladecke wurde bereits früher ausgeführt (am Ende des Kapitels über die Aroser Dolomiten), wobei wir zum Resultat kamen, dass die beiden Decken im Lias, Rhät und Hauptdolomit nicht unbedeutende Analogien aufweisen, dass somit ein naher Zusammenhang dieser tektonischen Komplexe nicht ausgeschlossen sei.

Von Interesse ist ferner noch ein Vergleich mit der von *Cornelius* beschriebenen sedimentären Zone von Samaden, welcher Sedimente der Err- und Berninadecke angehören. Der *Buntsandstein* der Zone von Samaden zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem der Tschirpendecke. Doch darf man darauf kein zu grosses Gewicht legen, weil diese Ablagerung ihren Charakter auf weite Strecken beibehält. So ist sie in allen den hier behandelten oder zum Vergleich herangezogenen Decken und Schuppen in gleicher Art ausgebildet. Die *anisischen Schichten* sind nach *Cornelius* (44, 16—17) durch Rauhwacke, Gips und Dolomite vertreten, unterscheiden sich somit erheblich von den entsprechenden Schichten der Tschirpendecke. — Das *Ladinien* ist im Gebiet von Samaden nicht sicher nachweisbar. — Die *Raibler* weisen erhebliche Unterschiede auf, indem sie bei Samaden aus roten Sandsteinen und Dolomiten bestehen, ohne dass mit Bestimmtheit in dieses Niveau gehörende Rauhwacken gefunden wurden, während in der Tschirpendecke vorwiegend Rauhwacke, Breccien, Mergel, Kalke und Dolomite gefunden wurden, dagegen rote Sandsteine fehlen. — Der *Hauptdolomit* der in Frage stehenden Gebiete ist im grossen ganzen ähnlich ausgebildet, wenn auch einzelne Unterschiede bestehen mögen, wie zum Beispiel die undeutliche Bankung des Hauptdolomites von Samaden im Gegensatz zur deutlichen Bankung desjenigen der Tschirpendecke.

Das *Rhät* von Samaden besteht wie in der Tschirpendecke aus zum Teil fossilreichen Schiefern, besitzt jedoch eine geringere Mächtigkeit als dieses. Der *Lias* weist stellenweise einige Analogien zum Lias von Sanaspans auf, indem über dem Rhätschiefer dunkle Kalke folgen, die hie und da reich an Crinoiden und dann oft rot oder weiss und rot geflammt sind. Hier wie dort findet man ferner Belemniten. Freilich fehlen die von *Cornelius* beschriebenen Hornsteinlagen des Liaskalkes von Samaden demjenigen von Sanaspans. Breccien, die im Lias von Samaden so häufig sind, sind im Lias der Tschirpendecke nur ganz rudimentär an einzelnen Stellen (Sanaspans) ausgebildet. Über den Kalken folgen hier wie dort dunkle Ton- und Mergelschiefer, die bei Samaden häufig reich an Breccien, in der Tschirpendecke dagegen frei von solchen sind.

Im mittleren und obern Jura finden sich in der Tschirpendecke helle Kalke, die wohl dem *Hyänenmarmor* (44, 24) von Samaden entsprechen, und Radiolarite, wechsellagernd mit bunten Schiefern, die in ähnlicher Ausbildung bei Samaden vorkommen. Die am Weisshorn über dem Radiolarit folgenden grünlichen und dunklen Schiefer mögen etwa den auf p. 25 beschriebenen grünen Schiefern entsprechen, die am Grat P. Nair - P. Nair Pitschen den Radiolarit überlagern, vielleicht aber auch den untern Saluverschiefern. Zu der am Tschirpen so gut ausgeprägten oberjurassischen Transgressionsbreccie erwähnt *Cornelius* kein Äquivalent. Dagegen hat dieselbe grosse Ähnlichkeit mit der p. 20—22 beschriebenen Liasbreccie von Samaden.

Die den Saluergesteinen *Cornelius'* entsprechenden Ablagerungen sind in der Tschirpendecke nicht mehr erhalten.

In der Tschirpendecke und im Gebiet von Samaden sind somit, wie aus obigen Ausführungen hervorgeht, neben einigen Analogien im Jura nicht unbeträchtliche Unterschiede in der Trias, speziell in der untern Trias, vorhanden. Der Vergleich der Tschirpen- mit der Err-Berninadecke führt uns somit auf keine neue Parallelisationsmöglichkeiten. Freilich dürfen wir hier nicht ausser acht lassen, dass die von *Cornelius* und von mir angewandten stratigraphischen Schemata möglicherweise nicht unbedeutend differieren, und so die Unterschiede bei einem Vergleich grösser scheinen, als sie tatsächlich sind.

Etwas mehr Analogien finden wir zwischen der von *R. Staub* beschriebenen Trias des Sassalbo (Languard- und Campodecke) (50) und derjenigen der Tschirpendecke. Staub konnte die Trias gliedern in: Buntsandstein, plattige gelbliche Anisienkalke und -dolomite, schwarzen Ladiniendolomit, Keuper mit Raiblerbreccien, -schiefern und -rauhwacke, Hauptdolomit und Quartenschiefer. Die gleichen Glieder mit Ausnahme der Quartenschiefer kann man auch in der Tschirpendecke finden. Einen eingehenden Vergleich zu ziehen, gestatten einem allerdings die dürftigen Angaben Staubs nicht. Das Rhät des Sassalbo besteht aus Brachiopodenkalken, Lumachellen, Korallenkalken, Dolomitbreccien und Kalkschiefern. In der Tschirpendecke setzt es sich vorherrschend aus Ton- und Mergelschiefern

zusammen, die mit Kalken wechsellagern. Im Lias kommen hier wie dort Allgäuschiefer und rote und gelbe Crinoidenkalke und -dolomite vor. Dagegen fehlen der Tschirpendecke die groben Liasbreccien des Sassalbo. Über dem Lias folgen im Gegensatz zu den hellen Kalken und den Radiolariten der Tschirpendecke dort schwarze Mergel, schwarze Kalke und Dolomite sowie polygene Breccie. Damit weicht die Stratigraphie des Sassalbo erheblich von derjenigen der Tschirpendecke ab.

In den obigen Vergleichen sind überall neben Analogien auch nicht unbedeutende Unterschiede in der Ausbildung der entsprechenden Stufen vorhanden. Es ist deshalb nicht gut möglich, an Hand stratigraphischer Vergleiche zu entscheiden, zu welcher anderer Decke die Tschirpendecke gehöre, ob sie näher der Silvrettadecke des südwestlichen Plessurgebirges oder den unterostalpinen Decken des südlichen Bündens stehe, besonders da die verschiedenen Zonen von verschiedenen Autoren und nicht nach einem einheitlichen Schema bearbeitet wurden.

D. Bodengestaltung.

I. Diluvium.

a. Talgletscher. Auf drei Seiten wurde das südliche Plessurgebirge von mächtigen Gletschern umflossen: Im SE vom Landwassergletscher, der sich bei Schmitten mit dem Albulagletscher vereinigte und gemeinsam mit diesem das Albulatal und, mit einem Teil des Juliergletschers, die Lenzerheide ausfüllte.

Das Leitgestein des Albulagletschers bilden die leicht kenntlichen grünen *Albulagranite* der Albula- und Errdecke, dank derer die Verbreitungsgebiete der beiden Hauptgletscher leicht auseinander gehalten werden können.

Wie die Verteilung der Moränen zeigt, war der Albulagletscher der mächtigere. Die Eismassen des Landwassertales wanderten wahrscheinlich zum grossen Teil nach NE ins Prätigau. Moräne des Albulagletschers findet man auf der rechten Talseite schon bei Schmitten, wo freilich die Albulagranite nur ganz vereinzelt im Geschiebe des Landwassergletschers verstreut liegen. Sehr zahlreich sind sie dagegen auf der Terrasse von Alvaneu, um weiter westlich, gegen Brienz, noch stark an Bedeutung zuzunehmen. An den Hängen gegen die Brienzer Maiensässe werden sie rasch seltener. Die obersten fand ich am Weg Brienz-Propissi auf zirka 1400 m. Es zeigt dies, dass zur Zeit, da der Albulagletscher noch bis auf die Höhe der Terrasse von Brienz reichte, der Landwassergletscher nur unbedeutend war und den Albulagletscher nicht von der rechten Talseite zu verdrängen vermochte, so dass sich dessen Ablagerungen sogar noch bei Schmitten finden.

Zur Zeit, da die Gletscher ihre grösste Ausdehnung hatten, war der Landwassergletscher relativ mächtiger als beim niedrigen Eisstand und verdrängte den Albulagletscher gegen die linke Talseite, so dass in den höhern Lagen am P. Linard keine Albulagranite mehr zu treffen sind. — Die höchsten Geschiebe des Landwassergletschers fand ich: Am Mulein auf etwa 2150 bis 2200 m und auf ungefähr der gleichen Höhe am Linard. Ferner findet man Glazialgeschiebe auf dem Crap la Pala (2152) westlich der Lenzerheide. Der höchste Gletscherstand betrug an der Lenzerhorngruppe somit wenigstens 2150—2200 m.

Was oben über das Verhältnis des Albula- zum Landwassergletscher gesagt wurde, ergibt auch ein Blick auf die Karte: Das Einzugsgebiet des Albulagletschers liegt durchschnittlich einige 100 m höher als das des Landwassergletschers. Bei niedrigem Gletscherstand wird es somit einem bedeutend grössern Gletscher Ursprung geben wie das Landwassergebiet. Sinkt jedoch die Schneegrenze unter ein bestimmtes Niveau, so verschwindet die Bedeutung des Höhenunterschiedes, und die relative Mächtigkeit des Landwassergletschers in bezug auf den Albulagletscher wächst. Deshalb das Dominieren des letztern bei niedrigem Eisstand. Der Umstand, dass ich bis auf 1400 m Albulagranit fand, lässt vermuten, dass auch bei mittlerem Eisstand der Albulagletscher der mächtigere war. Dies dürfte auch auf den oben erwähnten Umstand zurückgehen, dass die Eismassen des Landwassers zum Teil nach NE abflossen. Wahrscheinlich lag die Grenze, an der sich die nach NE von den südwestlich fließenden Eismassen schieden, weiter im SW als die heutige Wasserscheide. Ist doch das Einzugsgebiet des Julier- und Albulagletschers, die bei Tiefenkastr zusammenkommen, schon fast doppelt so gross wie dasjenige des bei Klosters mit dem NE-Arm des Landwassergletschers zusammenstossenden Silvrettagletschers. So konnte der nordöstliche Teil des Landwassergletschers jedenfalls leichter durch das Prätigau als durch die von Eis verbarrikadierte Lenzerheide und den Schyn abfliessen.

b. Lokalgletscher. Zahlreiche Lokalgletscher sassen in den Karen des südwestlichen Plessurgebirges. Oft sind ihre Moränen ausserordentlich schön erhalten und haben ganz das Aussehen eines versteinerten Gletschers. In besonders hohem Masse gilt dies für die beiden Moränenfelder, die zwischen P. Naira und P. Musch vom Culmet und von Musch gegen die Alp dil Guert hinuntersteigen.

Die untersten, meist gut ausgebildeten Endmoränen der frühern Kargletscher entsprechen im allgemeinen dem Daunstadium. Auf der SE-Seite des Gebirges liegen sie etwa auf 2200—2300 m, während ihnen auf der N-Seite die den Schwellisee bei Arosa abdämmende Moräne auf zirka 1900 m entsprechen dürfte.

Die Rückzugsstadien sind schwieriger zu parallelisieren. Das erste bildete auf der Sonnseite der Berge kleine Moränen auf etwa 2400—2500 m. Diesem entsprechen die Moränen nördlich der Tschirpen-Weisshornkette auf 2300—2400 m. Ein zweites Rückzugsstadium ist auf der S-Seite nur am Parpaner Rothorn auf 2650 m ausgebildet, auf der N-, W- und E-Seite dagegen auf zirka 2500 m.

Eine tabellarische Zusammenstellung ergibt folgendes Bild:

	Ortsname	Daunstadium	Erstes Rückzugsstadium	Zweites Rückzugsstadium
S-Seite.				
Bleiberg		2320 m	2500 m	
Schaftobel			2400 m	
Kreuzalp		2300 m	2400 m	
Telf			2430 m	
Culmet		2200 m		
Musch		2200 m	2400—2550 m	
Manuir			2400 m	
Tschirpen			2200—2500 m	
Kare auf der W-Seite der Erzhorn-Rothornkette			2400—2500 m	
Culmet des Parpaner Rothorns			2400 m	2650 m
Plan bi auf Sanaspans			2400 m	2560 m
N-Seite.				
Südlicher Arm der Alp Sanaspans	unter 2000 m			2450—2550 m
N-Seite der Weisshorn-Tschirpenkette			2300—2400 m	2550 m
Plessurtal	1900 m			2550 m (Erzböden)

Die Moränenbedeckung ist oft recht bedeutend. So besteht der ganze Boden der Alp Sanaspans aus verschwemmter Karmoräne, in die sich der Bach in der Nähe der Hütte etwa 10 m tief eingeschnitten hat, ohne das Anstehende zu erreichen.

Stark von Moräne überdeckt sind ausser den aufgezählten Karen die von der Guggernellkette und vom Mulein gegen das Landwassertal absteigenden Hänge, während in den nordwestlichen Teilen des Gebietes mehr der Gehängeschutt vorherrscht.

Moränenwälle findet man hauptsächlich in den Karmoränen gut ausgebildet, während solche weiter unten nur bei Arosa gut zu sehen sind. Ein besonders schön ausgeprägter Wall zieht sich von der Aroser Sprungschanze gegen den Schafrücken hinauf.

Gletscherschliffe sind sehr schön an der Strasse Alvaneu-Crapanaira bei P. 1199 auf anstehendem Alteindolomit erhalten.

II. Alluvium.

Alluviale Bildungen sind:

1. Der Schuttkegel des Landwassers bei Solis (Filisur), der mit seinem geringen Neigungswinkel mehr einer Alluvionsebene als einem Schuttkegel gleicht. Das Landwasser hat sich in drei Zyklen in ihn eingefressen. Die Äquidistanz der einzelnen Zyklen ist durchschnittlich 6 m.

2. Der Schuttkegel von Pro Quarta oberhalb Surava, sowie die Schuttkegel auf der Lenzerheide und zahlreiche, in einem besondern Kapitel zu besprechende Bergstürze.

3. Die durch Quelltuff gebildeten Gehängeschuttbreccien am Weg zur Sprungschanze von Arosa auf der rechten Seite der Plessur und im obern Tobel der Ova da Sanaspans (Unter dem Wasserfall).

4. Die Quelltuffe von Surava. Diese wurden von einer mächtigen Schichtquelle gebildet, deren Einzugsgebiet der ganze stark durchklüftete S-Hang des P. Linard bildet. Die wassersammelnden Schichten sind die Schiefer der Aroser Schuppenzone über Brienz. Ursprünglich mündete die Quelle im Talgrund oberhalb des Dorfes Surava, wo sich heute ein grosser Tuffsteinbruch befindet. Mit der Zeit bildeten sich dort mächtige Tufflager, die der Quelle den Austritt versperren und sie an den Hang gegen Belfort zurückdrängen, so dass sie heute oberhalb der Bahnlinie, ungefähr bei P. 960, zutage tritt.

Tuffe kommen auch im Schuttkegel von Pro Quarta, ferner östlich Alvaneubad und in den Schiefen unter Brienz vor, sodann, ausserhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes, bei Schamella, nördlich des Heidsees, wo sie abgebaut werden.

III. Quellen und Seen.

A. Quellen.

a. Mineralquellen. Die einzigen Mineralquellen sind die Schwefelquellen von Alvaneu und Pro Quarta zwischen Surava und Alvaneu. Die erstere ist teilweise für das Bad Alvaneu gefasst. Sie entspringt zum Teil auf der linken, zum Teil auf der rechten Seite der Albula, oberhalb der nach Filisur führenden Landstrasse, kurz nachdem dieselbe das Dorf Alvaneu verlassen hat. Einem Prospekt des Bades entnahm ich folgende Daten:

Ertrag der Quellen: 500 Minutenliter.

In 10 Litern sind enthalten (bezogen auf 760 mm Druck):

Schwefelwasserstoff	17,5 gcm
Freie Kohlensäure	186,7 »
Freie und halb gebundene Kohlensäure	518,1 »

Die Radioaktivität der Quelle beträgt 3,77 M. E., die Alkalinität 3,1.

Der Schwefelgehalt der Quelle entstammt sehr wahrscheinlich den Raiblerschichten, die stellenweise reich an Gips sind.

b. Gewöhnliche Quellen. Von den gewöhnlichen Quellen sind erwähnenswert:

1. Die Quelle von Surava, die auf den Schiefen unter der Trias von Belfort als typische Schichtquelle hervorkommt. Ihr Einzugsgebiet bildet der ganze stark durchklüftete S-Hang des P. Linard. Durch sie fliesst in der Regel mehr Wasser ab als durch die oberflächlichen Wasserläufe.

2. Die Schichtquelle im Arlbergkalk am Bach oberhalb Schmitten. Die Quelle ist sehr konstant, im Gegensatz zu einer Kluftquelle im Arlbergkalk bei «Unter der Flüe» am Landwasser, die in nassen Zeiten sehr mächtig, in wasserarmen dagegen trocken ist.

3. Kleine Schichtquellen über dem Quarzporphyr, der sich durch die W-Seite des Lenzerhorns gegen Belfort hin erstreckt.

4. Die Kluftquellen nördlich des Älplisees unter dem Dolomit der Tschirpendecke, die teilweise für Arosa gefasst sind. Diese Quellen bekommen ihr Wasser zum Teil, wahrscheinlich sogar zum grössten Teil, aus dem Älplisee. Bei niederm Wasserstand trocknet der oberirdische Ausfluss des Sees oft aus, während der Zufluss noch Wasser führt. Das Wasser fliesst dann lediglich unterirdisch durch die tektonisch stark zermürbten und ausgelaugten Dolomite ab, die den See gegen das Tal zu abschliessen, und tritt unten in den erwähnten Kluftquellen zutage.

5. Schuttquellen des Welschtobels und des Älpli (beim Älplisee). Das Wasser versickert oben in Schuttanhäufungen oder Alluvionen und tritt weiter unten als Quelle zutage.

B. Seen. Im südlichen Plessurgebirge kommen vier Arten von Seen vor:

a. Moränenseen, b. Auskolkungsseen, c. Auslaugungsseen, d. Bergsturz- und Schuttseen.

a. Moränenseen sind:

1. Der durch eine Endmoräne gestaute Schwellisee.

2. Zahlreiche Seelein und Tümpel in den Karmoränen, wie zum Beispiel das schöne Seelein östlich des P. Miez im Hintergrund der Alp Sanaspans, ferner die Seelein bei Laiets über der Kreuzalp und andere.

b. Auskolkungsseen. Das schönste Beispiel für diese Kategorie bietet der Älplisee, der auf der Grenze Rothornkristallin-Tschirpendecke liegt und wahrscheinlich durch die Gletscher ausgekolk t, vielleicht aber auch zum Teil durch das Wasser der Plessur ausgelaugt wurde. Sichere Auslaugungserscheinungen liegen in den unterirdischen Abflüssen vor, die den den See abdämmenden Felsriegel durchqueren. Begünstigt wurde die Bildung des Sees dadurch, dass er sich in der Überschiebungszone Rothornkristallin-Tschirpendecke, also in einer nicht sehr widerstandsfähigen Zone, befindet. — Der jetzige Ausfluss ist nicht der ursprüngliche. Dieser ging vielmehr durch die Clus und ist jetzt von Moräne bedeckt. Wie tief er war, ist schwer zu sagen. Die Möglichkeit, dass seine Sohle unter dem jetzigen Seespiegel liegt, ist, wenn nicht ausgeschlossen, so doch sehr unwahrscheinlich, da sich die Felsen auf beiden Seiten des alten Tallaufes oft sehr nah kommen. Eine Auswaschung des Seebeckens durch den Bach könnte man sich, auch wenn obige Annahme zuträfe, nicht gut vorstellen, da der alte Abfluss unweit des Zuflusses in den See mündet und somit der Hauptanteil des Seebeckens gar nicht in den ursprünglichen Bachlauf fällt.

Ein weiterer Auskolkungssee liegt auf der Alp Sanaspans bei P. 2395. Dieser ist bedeutend kleiner als der Älplisee. Er wird durch einen aus Kalk und Kristallin bestehenden Felsriegel nach unten abgedämmt.

c. Auslaugungsseen. Der einzige typische Auslaugungssee, der Lai bei Tschautschen über Brienz, wurde bei der Regulierung des Oberflächenwasserabflusses am P. Linard entleert. Es handelte sich hier mehr um einen Tümpel als um ein eigentliches Seelein. Da ganz in der Nähe Gips ansteht, geht man wohl kaum fehl mit der Annahme, dass das Seebecken in Gips ausgelaugt worden sei.

d. Bergsturz- und Schuttseen. Bergsturzseen liegen im Heidsee vor, der freilich ursprünglich nur ein Sumpf war und seinen heutigen Umfang hauptsächlich künstlichen Stauungen verdankt, ferner im kleinen, meist gefrorenen Seelein auf Gredigs Äpli (südlich Parpaner Weisshorn), das durch Abschnürung des obern Talstückes durch herabgefallene Schuttmassen entstanden ist. Besser würde man dieses Seelein vielleicht als Gehängeschuttsee bezeichnen, da die dasselbe abdämmenden Schuttmassen wohl eher in Form von Gehängeschutt denn als Bergsturz herabstürzten.

IV. Bergstürze.

Bergstürze sind im südlichen Plessurgebirge häufig, und zwar ganz besonders am Erosionsrand der ostalpinen Decken, während sie im übrigen Teil des Gebietes weniger zahlreich sind. Vom Parpaner Weisshorn bis Brienz löst ein Bergsturz den andern ab. Ihre auffallende Anreicherung auf dieser Linie lässt sich leicht durch den Umstand erklären, dass hier mächtige dolomitische und kristalline Massen auf verhältnismässig plastischen Schiefern liegen, die infolge der Steilheit des Geländes dem auf ihnen lastenden Druck stellenweise nachgeben und so ein Einstürzen der Felsen verursachen.

Den grössten Bergsturz, den Brienzer Bergsturz ausgenommen, bilden die vom Parpaner Rothorn auf die Lenzerheide gestürzten kristallinen Massen. Die ganze Alp Scharmoin und die ganze Talsohle zwischen Lai und Parpan bilden ein mächtiges Bergsturztrümmerfeld, das sogar noch eine Strecke weit an den W-Hang der Heide hinaufbrandet. Der Bergsturz ist prähistorisch und demzufolge ganz von Vegetation überwachsen. — Am Grat Foil Cotschen-Parpaner Rothorn sieht man noch heute

mächtige, dem Grat parallel laufende Absackungsrisse, die bereits *Studer* auffielen, wenn er (1, 34) schreibt: «Durch tief hinuntersetzende, weit klaffende Spalten ist der Hornblendefels in klafferdicke, vertikale Tafeln zerspalten, die dem äussersten Absturz des Gebirges parallel stehen.»

Nördlich des grossen Bergsturzes sind die Sedimente über der Mutta auf der W-Seite des Weiss-horns um etwa 50—100 m abgesackt, ohne dass jedoch dabei ihre Reihenfolge gestört wurde.

Südlich an den grossen Bergsturz schliessen sich eine ganze Reihe kleinerer an, so unter dem Foil Cotschen, bei Cresta Stgoira, beim Runcalatsch, bei Vastarnos etc., bis schliesslich bei Brienz der grosse und in seinen Folgen verhängnisvolle **Brienzer Bergsturz** kommt. Dieser ist zwar eher ein Bergrutsch als ein Bergsturz; denn die ganze S-Seite des P. Linard, von etwa 2500 m an bis zur Talsohle, ist in langsamem Rutschen begriffen (3, 4 und 92).

Die geologische Situation ist kurz folgende:

Der Fuss des Berges besteht aus schwach E bis NE fallenden Ton- und Kalkschiefern, deren obere Partien Intrusionen von Serpentin enthalten. Die untern Schiefer gehören den Bündnerschiefern an, während ich die höhern zu den Schiefer der Aroser Schuppenzone rechne.

Auf diesen Schiefer liegen Dolomite und Rauhwacken der Rothornschuppe. Im W befindet sich die Schubfläche auf etwa 1650 m. Nach E steigt sie rasch ab und erreicht bei Belfort die Strasse Brienz-Alvaneu.

Über der Rothornschuppe folgen Liasschiefer, die sich von Tschautschen gegen Belfort hinunterziehen und dort, wie die Rothornschuppe, zwischen einer höhern Decke und den Bündnerschiefern auskeilen. Die Liasschiefer werden ihrerseits wieder von den nach S auskeilenden Arlbergdolomiten und -kalken der Lenzerhorngipfelschuppe überlagert, auf denen das Ladinien und Carnien der Muleinschuppe ruhen, die steil nach SSE einfallen und am Culmatsch ungefähr parallel dem Hang stehen.

Die Schichten über Brienz sind durch tektonische Vorgänge (Auskeilen der verschiedenen Schuppen bei Belfort) stark gelockert worden. Auch wurde ihr Zusammenhang bei der stellenweise parallel dem Hang verlaufenden Lagerung durch die vielen eingelagerten Schiefer (Arlbergkalk, Liasschiefer) und die Rauhwacke geschwächt. Um das Übel zu vermehren, mögen die basalen Schiefer dem auf ihnen lastenden Druck nicht standhalten, sondern quellen unter Brienz langsam hervor, wobei ihre tiefsten Partien ständig von der Albula abgenagt werden und so den Halt verlieren. Auch bewirkt die Durchklüftung der Dolomite, dass das Regenwasser mit Leichtigkeit bis zu den Schiefer vordringen und deren Oberfläche in eine ausgesprochene Gleitfläche verwandeln kann.

Den in Bewegung befindlichen Schieferkomplex kann man an den Strassen sehr schön abgrenzen, da diese dort, wo sie von den festen in die bewegten Schiefer übergehen, mehr oder weniger deutliche Knickungen erleiden. Die W-Grenze zieht sich vom P. 1201 an der Strasse Lenz-Brienz gegen P. 860 an der Albula, die E-Grenze von P. 1111 an der Strasse Brienz-Alvaneu zu P. 885 an der Albula. Anzeichen besonders starker Bewegung zeigt die Strasse Tiefenkastel-Surava, die häufig ganz unмотivierte Wellenlinien beschreibt. Auch an der schrägen Stellung des Brienzer Kirchturms erkennt man, dass der Boden, auf dem die Kirche steht, nicht ruhig ist.

Das «Fliesen» der Schiefer hat natürlich ein Zerreißen der hangenden Schichten zur Folge. In der Tat sind denn auch die Dolomite am P. Linard von oft über meterbreiten Klüften durchzogen, die senkrecht zur Richtung des grössten Gefälles stehen. An einzelnen Orten, besonders im Arlbergkalk über Tschautschen, klaffen diese, dort mit Schutt ausgefüllten Spalten derart, dass ihre untern Ränder als quer zum Hang stehende Wülste deutlich hervortreten. Möglicherweise sind die hellen Dolomite, welche die kleine Erhöhung südlich Propissi bilden, durch ein analoges Absackungsphänomen in ihre jetzige Stellung gekommen. Nicht selten nehmen die Absackungen ein solches Ausmass an, dass die Hänge in ein eigentliches Blockmeer übergehen, das nur durch das Fehlen einer Abrissnische von einem Bergsturz unterschieden werden kann. Ein solches Trümmerfeld bildet der Wald westlich Propissi.

Eigentliche Bergstürze können entstehen, wenn das zerklüftete Gestein eine steile Felswand bildet, wie bei P. 1690 nordwestlich Pigni und am Erosionsrand der Dolomite über Brienz. Dort kamen schon zu den verschiedensten Zeiten Bergstürze herunter.

Der älteste erhaltene Sturz liegt westlich des Dorfes und wird von der Landstrasse Brienz-Lenz durchquert. Die Gestaltung des Bodens und des Schuttes verrät deutlich, dass es sich hier um einen Bergsturz handelt. Einzelne Moränengeschiebe liegen auf ihm. Ob der Gletscher den Rutsch überschritten hatte, oder ob die Moränengeschiebe mit dem unterliegenden Schiefer abgesackt seien, lässt sich nur schwer feststellen. Die untere Grenze des Sturzes reicht nicht ganz bis zur Strasse Brienz-Vazerols.

Auf dieser ältern Sturzmasse ruht eine jüngere, sicher postglaziale. Einzelne Moränengeschiebe in ihren untern Teilen dürften wohl durch Aufarbeitung von Moräne im Liegenden ins Trümmermaterial gekommen oder dann mit den Schiefen abgestürzt sein. Dieser jüngere Schub grenzt sich gut gegen den ältern ab, indem sein Rand mit der Grenze Kulturland-Weide zusammenfällt. Die jüngsten Stürze gingen in den letzten Jahrzehnten östlich des Dorfes nieder und bildeten den auffälligen Schuttstrom, der sich bis unter die Landstrasse auf den Schiefen vorwärts bewegte. Bereits früher waren dort kleinere Bergstürze niedergegangen, die aber nicht von grosser Bedeutung waren. In den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts begannen sich von neuem grosse Felsmassen an den Hängen über Brienz zu lösen, denen in den nächsten Jahrzehnten kleinere Stürze folgten. Ausgelöst wurde der erste der neuern Stürze durch eine lange Regenperiode, während welcher die Schiefer stark durchnässt und glitscherig wurden. Nach Aussage von Augenzeugen begann er damit, dass sich an der Oberfläche kleine Falten bildeten, die zuerst langsam aufquollen, und dann, als die Rutschung stärker wurde, barsten. Zuletzt geriet der ganze Hang in Bewegung, die Dolomite im Hangenden brachen ein, und ein mächtiger, scharf abgegrenzter Schuttstrom wälzte sich den Berg hinab und bewegte sich im Lauf der Jahre bis etwa 30 m unter die Landstrasse. In der letzten Zeit ist er im grossen ganzen ruhig, fliesst jedoch in nassen Perioden nicht selten vorwärts, wie die mehrfach verlegte Landstrasse deutlich zeigt. Auch lösen sich noch hie und da Dolomitblöcke von der Abrissnische und stürzen auf die Schuttmassen herab, in deren obersten Teilen sie auf einer kleinen Terrasse liegen bleiben. Die untern Teile des Schuttstromes bestehen aus Schiefen, die obern aus Dolomit, dieselbe Reihenfolge, die auch das Anstehende aufweist.

Die Dolomite der Abrissnische sind von zahlreichen breiten Klüften, die parallel zum Abbruch verlaufen, durchzogen und dadurch in lauter mehr oder weniger schmale Platten aufgelöst, die frei auf serpentindurchtränkten Schiefen stehen und zum Teil den Eindruck erwecken, als könnten sie jeden Moment hinunterstürzen.

Wasserverhältnisse der Briener Rutschung. Wie *Heim* (4) schon betonte, sind die topographischen Verhältnisse äusserst ungünstig in bezug auf die Entwässerung des Gebietes. Ein grosser Teil des über Propissi und Tschautschen niedergefallenen Wassers wird direkt der rezenten Abrissnische zugeführt und vermehrt so die Gleitfähigkeit der Gesteinsmassen.

Das auf die S-Seite des Linards fallende Wasser fliesst nur zum kleinsten Teil oberflächlich ab. Weitaus das meiste versickert in den zahlreichen Spalten und fliesst auf den undurchlässigen Schiefen nach SE ab. Der wichtigste wassersammelnde Horizont sind die Schiefer der Aroser Schuppenzone. Dort wo ihre Grenze gegen die höhern Decken die Talsohle erreicht, tritt die mächtige Quelle von Surava zutage.

In die basalen Schiefer (Schiefer der Aroser Schuppenzone, Bündnerschiefer) vermag das Wasser nur schlecht einzudringen. In ihnen haben wir nirgends grosse Quellen, sondern nur eine Reihe kleinerer, die an verschiedenen Stellen über der Landstrasse Tiefenkastral-Surava Quelltuff abgeschieden haben. Auch in der Nähe des Schuttstromes östlich Brienz trifft man häufig kleine Quellen, die meist nach kurzem oberirdischem Lauf wieder versickern.

Verbauung des Bergrutsches. Auf ein Gutachten von *Alb. Heim* (4) und ein solches von *Chr. Tarnuzzer* (92), sowie zufolge weiterer, auf Veranlassung des eidgenössischen Oberbauinspekto-

rates ausgeführten Untersuchungen wurden am Linard umfangreiche Drainierungsarbeiten vorgenommen. Von etwa 2300 m an bis zur Abrissnische des Berggrutsches wurden die meisten Wasseräderchen sorgfältig gesammelt und in verschalte, zum Teil gedeckte Rinnen geleitet. Auch zapfte man den kleinen See von Lai ab. Trotz dieser sehr kostspieligen Arbeit versickert, wie die grosse Quelle bei Surava zeigt, noch immer der grösste Teil des niedergefallenen Wassers in den zahlreichen Klüften.

Einige Stollen, welche die Verwaltung der Rhätischen Bahn westlich Surava über dem Geleise anbringen liess, fördern nur minimale Wassermengen zutage und sind für die Bewegung der Rutschung ohne wesentliche Bedeutung.

Ausser den genannten Bergstürzen gingen noch kleine unbedeutende Stürze bei Alvaneu und am Bleiberg nieder. Dieser letztere fiel wahrscheinlich auf den Gletscher des Daunstadiums, da seine Schuttmassen zum Teil in schöner Moränenform angeordnet sind. Es zeigt sich überhaupt vielfach, dass die Gletscher des Daunstadiums eigentliche Steinströme darstellten, bedeckt vom Sturzschant, der sich nach Abschmelzen des Eises strom- oder zungenförmig absetzte. Die Ähnlichkeit solcher Massen mit homogenen Bergstürzen ist oft sehr gross. Man ist häufig nicht imstande, anzugeben, welche Bezeichnung, Moräne oder Bergsturz, auf der Karte den Vorzug verdient.

E. Bergbau.

(Siehe Literaturverzeichnis, 15, 22, 23, 25, 26, 27 und 45.)

Einleitung. In den vergangenen Jahrhunderten herrschte im Gebiet des Lenzerhornes zeitweise rege bergmännische Tätigkeit. Freilich waren es nicht grosse Minen, die hier ausgebeutet wurden. In mühsamer Arbeit musste vielmehr das Erz aus den zahlreichen, über das ganze Gebiet verstreuten Gruben zusammengesucht werden, und es war kein leicht verdienter Lohn, der den baulustigen Unternehmern zuteil wurde. Mehr als einer verlor sein Vermögen in den Bergen, ohne dafür durch reiche Funde entschädigt zu werden. Doch fanden sich immer wieder neue Leute, für welche die Lockung der Berge stärker war als die durch die Misserfolge ihrer Vorgänger hervorgerufenen Bedenken. Nicht zuletzt mochten sie die Erzählungen von den grossen Goldreichtümern immer wieder neu anspornen, die nach dem Volksglauben die Leute von Plurs, einem kleinen, im Jahre 1618 verschütteten Städtchen des Bergells am Parpaner Rothorn, gefunden haben sollen. Freilich wissen uns die schriftlichen Kunden aus jener Zeit keine Nachricht davon zu geben. Sie erzählen uns bloss, dass im Jahre 1606 ein Vertrag zwischen den Vertema-Franchi aus Plurs und Joh. v. Salis geschlossen wurde, wonach jene mitbeteiligt an vielen Bergwerken des Kantons Graubünden waren, unter anderm auch an denjenigen im Lenzerhorngebiet. Was für Erze aber abgebaut wurden, darüber geben uns die Quellen nur ungenügenden Aufschluss.

Was den historischen Teil des Bergbaues anbelangt, verweise ich auf die unter dem Titel zitierten Werke. Ich will mich hier darauf beschränken, die Resultate meiner, wegen Mangel an Zeit nur sehr dürftigen Untersuchungen über den Bergbau in der Lenzerhorngruppe niederzulegen. — Spuren einstiger bergmännischer Tätigkeit fand ich an folgenden Orten:

1. am Parpaner Rothorn;
2. am Tschirpen und am Erzhorn;
3. am Schmittener Bleiberg und über Ramoz;
4. beim Tiefentobel zwischen Wiesen und Schmitten;
5. über Brienz.

1, 3 und 4 sind schon längst bekannt und auch auf der topographischen Karte 1:50,000 eingezeichnet. Auf die Schürfstellen am Erzhorn wurde ich durch die Herren Schneider (Hohenfels, Arosa) aufmerksam gemacht, die sich mit der Untersuchung der Gruben um Arosa beschäftigen und bereits mehrere Artikel über dieselben in der Arosener Zeitung veröffentlicht haben.

1. Die Gruben am Parpaner Rothorn. *Chr. Gadmer*, der um 1600 in der Landschaft Davos amtierende österreichische Bergrichter, nennt in einer Aufzählung der in seinem Bezirk vorhandenen Gruben folgende Gruben am Rothorn (25, 13): «Die Yssgruob St. Margreta. Die andern gruoben im Rotenhorn: St. Jacob, St. Christoffel, zur Hoffnung, St. Barbara (p. 20), ferner von «Spanns» (Sanaspans, p. 14) «Zu unser Frauwen, St. Michel, zur Hoffnung.»

Bei meinen Untersuchungen fand ich nur zwei deutlich erhaltene Gruben, beide in der W-Wand des Parpaner Rothornes, über P. 2485. Sie sind bereits auf der topographischen Karte 1:50,000 angegeben. Eine dritte Grube, die dort nördlich der beiden gefundenen eingezeichnet ist, fand ich nicht. Möglicherweise ist sie verschüttet. Dagegen fand ich auf dem Grat Parpaner Rothorn-P. 2899, ungefähr dort, wo *Theobald* auf seiner Karte (90) eine Silbergrube angibt, sehr pyritreichen Amphibolit. Eine kleine Vertiefung im Grat lässt die Vermutung aufkommen, dass hier in frühern Zeiten einmal eine Schürfstelle war. Silber konnte ich freilich keines finden, trotzdem ich mehrere Proben daraufhin selber untersuchte, und einige weitere Untersuchungen der Freundlichkeit von Herrn Schneider zu verdanken habe. Eine weitere Schürfstelle gibt *Theobald* auf dem Totälpli an. Dort fand ich in der

Tat eine lokal ausserordentlich pyritreiche Quarzbank, die den Gneisen und Amphiboliten eingelagert ist und sich auf eine weite Strecke verfolgen lässt. Es macht sich überhaupt ganz allgemein die Tendenz geltend, dass der Pyrit am Parpaner Rothorn hauptsächlich in den sauersten Gesteinsbänken vorkommt und in den basischern in der Regel mehr zurücktritt. — Eine relativ gut erhaltene Grube soll sich nach den Aussagen einzelner Leute von Lenz im Hintergrund der Alp Sanaspans über Plan befinden. Leider gelang es mir nicht, dieselbe aufzufinden.

Am schönsten sind die beiden erstgenannten Gruben erhalten, die sich in einem steilen Felscouloir befinden. Von Plan d'Uest führt ein noch heute deutlich sichtbares Weglein zu einem ersten Hüttenplatz, der auf einem aussichtsreichen Punkt an einem Felsgrat angelegt ist. Von dort gelangt man mit leichter Mühe in das sich zur rechten Hand hinabziehende Couloir, in dem sich, etwas höher als der Hüttenplatz, die untere Grube befindet. Steigt man von dort bergaufwärts, kommt man zu einem zweiten kleinern Hüttenplatz. Dicht hinter diesem liegt die obere Grube, deren Eingang zur Zeit, da ich sie besuchte, verschüttet war.

Bei der untern Grube handelt es sich möglicherweise um einen blossen Versuchsstollen. Ihrer frischen Erhaltung nach zu schliessen wurde sie während der letzten Bergbauperiode angelegt. Ihre Tiefe beträgt etwa 10 m. Das Gestein, in dem sie vorgetrieben ist, besteht aus saurem Muskovitgneis, in dem der Glimmer ganz zurücktreten kann, wobei das Gestein eine homogene grünlichweisse Farbe annimmt, und einzelnen Lagen von Amphibolit. An Erzen fand ich einzig Pyrit, der das Gestein in feinen Kriställchen durchspickt, jedoch zu spärlich vorhanden ist, als dass sich ein Abbau lohnen würde. An der Oberfläche des Gesteins ist der Pyrit häufig in Limonit umgewandelt.

Die obere Grube ist in einer etwas verruscelten Zone angelegt. Das abgebaute Gestein ist, ähnlich wie das der untern Grube, sauer und von grünlichweisser Farbe, und stellt wahrscheinlich einen Aplit vor. Es ist, im Gegensatz zu jenem, sehr reich an Pyrit, der häufig ganze Nester bildet und, wie oben, an der Oberfläche oft in Limonit umgewandelt ist. Silber- oder Kupfererze konnte ich weder in der untern noch bei der obern Grube finden.

Silbererze fand ich nirgends im Kristallin des Rothorns, dagegen Kupfererze, diese freilich nicht anstehend, sondern bloss im Schutt, am Fusse der W-Wand des Parpaner Rothorns. Neben einigen Stücken von silberfreiem Arsenfahlerz, die ich zum grössten Teil am Fuss des Couloirs traf, in dem sich die beiden Gruben befinden, fand ich auch einige kleine Stücke Kupferkies, sowie Malachit und Azurit in Form von Überzügen, besonders des Fahlerzes. Ob der das Gestein des Rothorns erfüllende Pyrit goldhaltig sei und früher tatsächlich Gold abgebaut wurde, wie es der Volksglaube will, konnte ich leider nicht feststellen. Es wird dies jedoch dadurch sehr in Frage gezogen, dass man in keinem der uns überlieferten Dokumente über den Bergbau Bündens vor 1800 Gold vom Parpaner Rothorn erwähnt findet. Dagegen berichtet uns *U. v. Salis*, dass zufolge schriftlichen Überlieferungen dort Silber gewonnen wurde. Auch erwähnt er (15, 248 und 249), dass zur Zeit des Wiederauflebens des Bergbaues in Bünden im Anfang des letzten Jahrhunderts die Gewerkschaft Demenga einen alten Stollen 70 Klafter weit ausräumen liess und dabei auf Spuren von Querschächten stiess. An Erzen hätten sie am Tage goldhaltigen Markasit, in der Tiefe der Grube Bruchstücke von Kupferfahlerz gefunden. Ob der Goldgehalt des Markasites nicht bloss auf einem Irrtum beruhe, scheint mir sehr fraglich, da v. Salis im gleichen Artikel, in dem er diese Mitteilung macht, bezweifelt, ob am Rothorn wirklich je Gold gewonnen worden sei, und da die Gewerkschaft Demenga bei ihren bergmännischen Arbeiten so wenig Sachkenntnis verriet, dass in diesem Fall ein Irrtum sehr leicht möglich sein könnte. Sicher ist wenigstens, dass diese nicht Gold abbauten, da sonst v. Salis in dem oben zitierten, ungefähr zur Zeit Demengas geschriebenen Werke nicht daran gezweifelt hätte, dass in frühern Jahren am Rothorn Gold gewonnen worden sei.

2. Gruben am Tschirpen und am Erzhorn. Schon *Chr. Gadmer* (25, 12) erwähnt eine Grube am Erzhorn, nämlich die Grube «zum heiligen Geist». Ferner gibt er für das Gebiet von Arosa noch folgende Gruben an: «Zum Hubel: St. Jos. Inn Alpen vorem innderen sehe: d'weysen gruoben: St. Maria, St. Magdalena». Wahrscheinlich meinte er mit diesen beiden letztern die Gruben auf dem Älpli, am S-Fuss des Tschirpens. Diese befinden sich im obern Hauptdolomit, einem Horizont, der in der Tschir-

pendecke häufig reich an Roteisenstein ist. Ganz besonders hat sich dieses bei den beiden Gruben angesammelt, wo es bis 1 dm dicke Linsen bilden kann. Die obere Grube ist nur wenige Meter tief, die untere bedeutend tiefer. Möglicherweise war früher noch eine dritte Grube vorhanden, wie eine mit Schutt angefüllte Vertiefung über der obern Grube zu verraten scheint.

Die Schürfstellen am Erzhorn, wo in frühern Zeiten Brauneisen abgebaut wurde, befinden sich nördlich des Gipfels, am sog. Erztshuggen, im Hauptdolomit Miez-Schafrücken (Zone der Arosch Dolomiten). Die sonstige Eisenarmut dieses Dolomites sowie die starke Durchklüftung des Erzlagers lassen vermuten, dass das Brauneisen metasomatischer Entstehung sei. Häufig ist das Erz auf Krusten angesammelt, zum grössern Teil jedoch diffus im Gestein verteilt. In diesem letztern Fall dürfte es sich wohl um Hämatit handeln. Dieser gibt dem Gestein eine auffallende rote Farbe. Die Stollen sind infolge der starken Durchklüftung des Gesteins alle eingefallen. Nur an einzelnen festern Partien findet man Spuren alter Schürfungen. Auch lässt sich etwas unterhalb der Abbaustellen deutlich der einstige Hüttenplatz erkennen.

3. Schmittener Bleiberg und Gruben über Ramoz. Altbekannt sind auch die Gruben am Schmittener Bleiberg und über Ramoz. Die wichtigsten sind bereits auf der Siegfriedkarte eingetragen. Wie der Name Bleiberg sagt, wurde hier (und auch über Ramoz) Blei abgebaut, das in Form von Bleiglanz vorkommt, der häufig durch Zinkblende verunreinigt ist (22, 231). Daneben kommt bald mehr, bald weniger Brauneisen vor. Am Ausserberg über Schmitten wurde dieses in einer eigenen Grube abgebaut. Die reichsten Gruben befinden sich auf der N-Seite des Guggernellgrates, über Ramoz. Die meisten Bleigruben wurden auf dem eigentlichen Bleiberge angelegt. Heute sind sie zum grössten Teil zerfallen. Doch zeugen noch zwei eingefallene Knappenhütten von der regen Tätigkeit, die früher auf dem Bleiberg geherrscht haben musste.

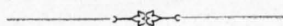
Wie am Erztshuggen, scheint es sich auch hier um metasomatische Abscheidungen zu handeln, denn die Erze kommen wie dort in einer sonst erzarmen Schicht vor (Arlbergdolomit und Mittelladinien), die weitgehende Durchklüftungen und Verruschelungen aufweist. Häufig bildet der Bleiglanz mit Dolomit zusammen das Zement einer tektonischen Breccie. Die Vermutung liegt somit nahe, dass die Verruschelung des Dolomites und die Abscheidung des Erzes Hand in Hand gingen.

4. Die Gruben beim Tiefentobel zwischen Wiesen und Schmitten. Ebenso alt und ebenso wichtig wie die Gruben am Bleiberg sind diejenigen beim Tiefentobel, an der Landstrasse zwischen Wiesen und Schmitten. Auch in ihnen findet man das Erz, hier Malachit und Azurit, zur Hauptsache auf deutlich ausgeprägten Rutschelzonen, denen entlang die Stollen getrieben wurden. Der Malachit und der Azurit überziehen den oft zu kleinen Körnern zermalnten Dolomit als feine Häutchen, kommen dagegen nie oder nur selten in Lagen oder Knauern vor. Meist entpuppen sich vermeintliche Knauer als kleine Dolomitbrocken, deren Oberfläche ganz von Erzhäutchen überzogen ist. Deshalb war der Ertrag dieser Gruben nie sehr gross, und nur der hohe Preis des Kupfers ermöglichte überhaupt den Abbau.

Das erzführende Gestein gehört in den obern Muschelkalk.

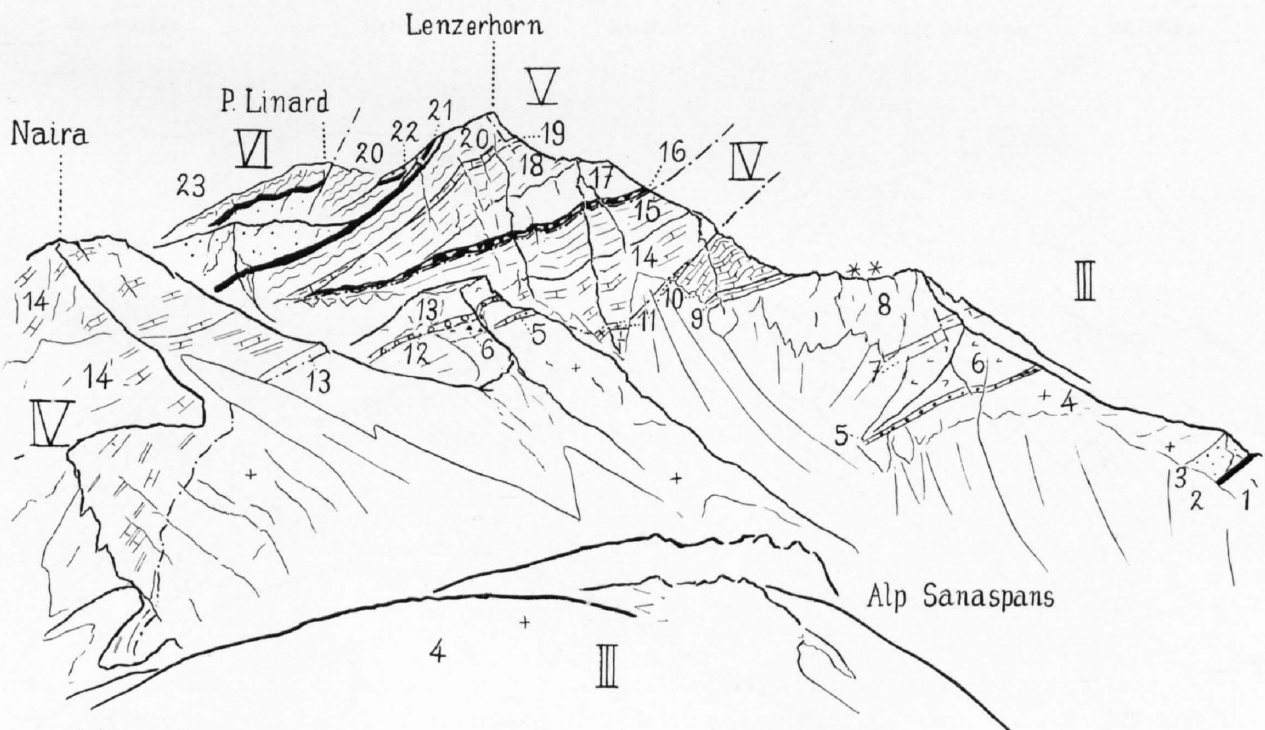
Heute sind noch vier Stollen erhalten, die sich über der Landstrasse auf der rechten Seite des Tiefentobels befinden. Es sind dieselben, die schon auf der Siegfriedkarte eingezeichnet sind. Zwei andere, die nach der Karte direkt am Bach unter der Strasse sein sollen, konnte ich nicht finden. Vielleicht ist mit der einen die kleine Höhlung gemeint, die unmittelbar unter der Strasse auf der linken Bachseite in die Felsen gehauen ist, und, nach einzelnen Malachitspuren zu schliessen, wohl eine alte Probeschürfung sein dürfte.

5. Bergwerke über Brienz. Chr. Gadmer erwähnt in seinem Bericht (25, 14) die beiden Gruben «St. Paulus und St. Maria ob Prientz». Die meisten Spuren bergmännischer Tätigkeit sind heute dort durch die Erosion zerstört worden. Einzig in den Felsen unter P. 1690 (westlich Propissi) fand ich ein stollenartiges Loch, das seiner Lage nach nicht gut durch die Tätigkeit des Wassers entstanden sein kann. Es scheint mir hier am ehesten ein alter Stollen, wohl ein Versuchsstollen, vorzuliegen, der aber an einem sehr ungünstigen Ort angelegt wurde, da das Gestein in der nähern Umgebung praktisch fast erzfrei ist.





Lenzerhorn vom Aroser Rothorn.



III. Rothornschuppe.

1. Dolomit.
2. Campilerschichten.
3. Buntsandstein.
4. Rothornkristallin.
5. Quarzporphyr.
6. Tuffogene Konglomerate und Buntsandstein.
7. Muschelkalk.
8. Ladinien (Arlbergkalk-Arlbergdolomit).
9. Prosantoschichten.
10. Alteindolomit.
11. Oberster kristalliner Keil des Rothornkristallins.

IV. Zone der Aroser Dolomiten.

12. Basale Hauptdolomitbreccie.
13. Hauptdolomit Miez-Schaftrücken.

14'. Kössenerschichten.

14. Rhätikalke.
15. Lias.

V. Verkehrte Lenzerhorngipfelschuppe.

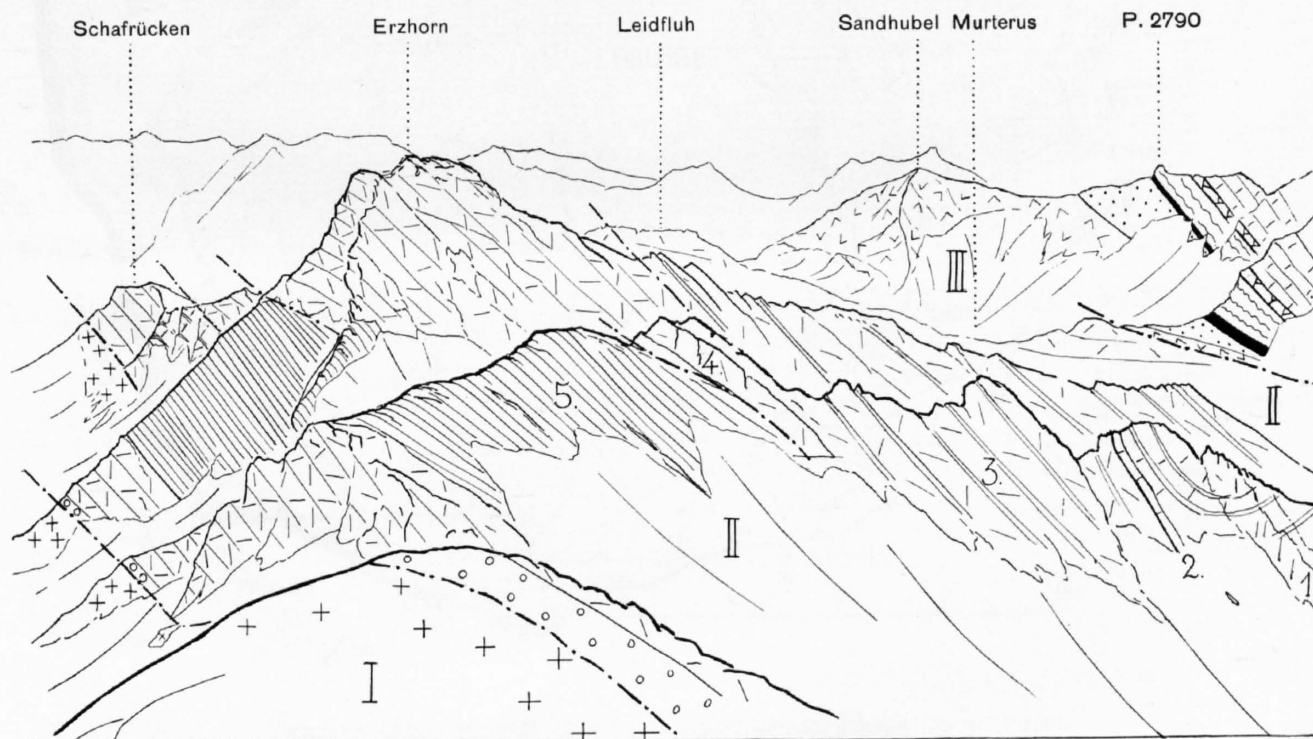
16. Raibler.
17. Arlbergdolomit.
18. Arlbergkalk inklusive mittlere Rauhwacke.
19. Oberer Muschelkalk.
20. Unterer Muschelkalk.
21. Campilerschichten.
22. Buntsandstein.













VI. Muleinschuppe.

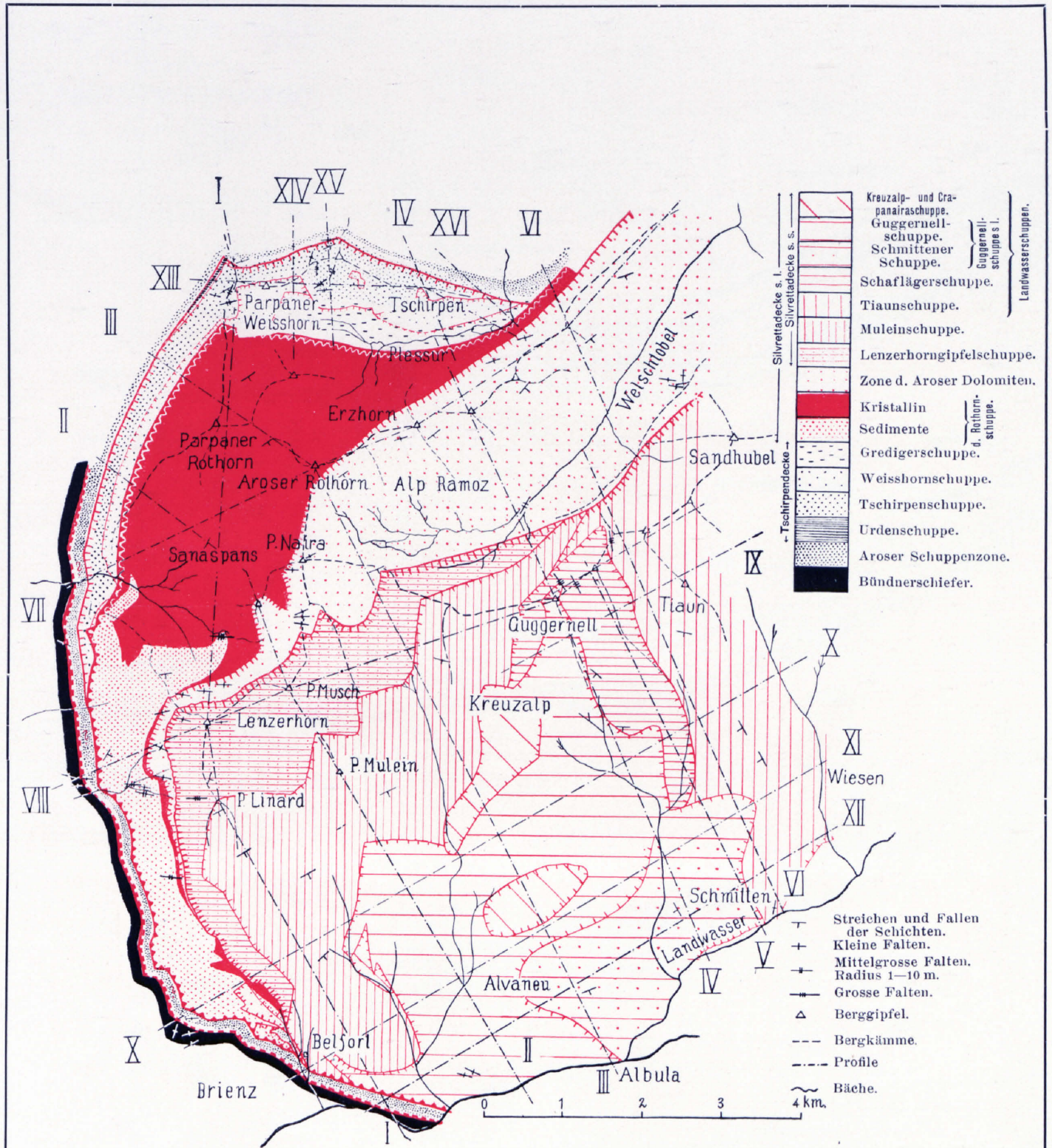
23. Muschelkalk.



Erzhorn vom Aroser Rothorn.



	Kristallin der Rothornschuppe.		Quarzporphyr und tuffogene Konglomerate.		Buntsandstein.		Campilerschichten.
	Unterer Muschelkalk.		Oberer Muschelkalk.		Arlbergkalk.		Basalbreccie des Hauptdolomites.
	Hauptdolomit und norisch-rhätisches Grenzniveau.		Rhätischiefer.		Rhätikalke und -schiefer.		Rhätikalke.
I. Rothornschuppe.		II. Zone der Aroser Dolomiten.		III. Silvrettadecke s. s.			



Tektonische Karte des südwestlichen Plessurgebirges.

GEOLOGISCHE PROFILE

durch die
LENZERHORNGRUPPE
von R. Brauchli
1921

- Radiolarit u. oberjurasische Kalke u. Schiefer

DM

Malm

Dogger
- Lias

Li
- Rhät-ev. Liaskalke

R₂
- Rhätschiefer Rhät i. A.

R₁
- Hauptdolomit

N
- Raibler

C₃
- Alteindolomit

C₂
- Prosantoschichten

C₁
- Arlbergdolomit

L₂
- Arlbergkalk u. mittlere Rauhwacke

L₁
- Oberer Muschelkalk Trochitendolomit

A₂
- Recoarokalk

A₁
- Campilerschichten Buntsandstein

S₂

Skythien
- Tuffogene Konglomerate Quarzporphyr

P

Perm
- Kristallin: Gneise Glimmerschief, Amphibolit

K

Palaeozoikum
- Schiefer der Aroser Schuppenzone

AS

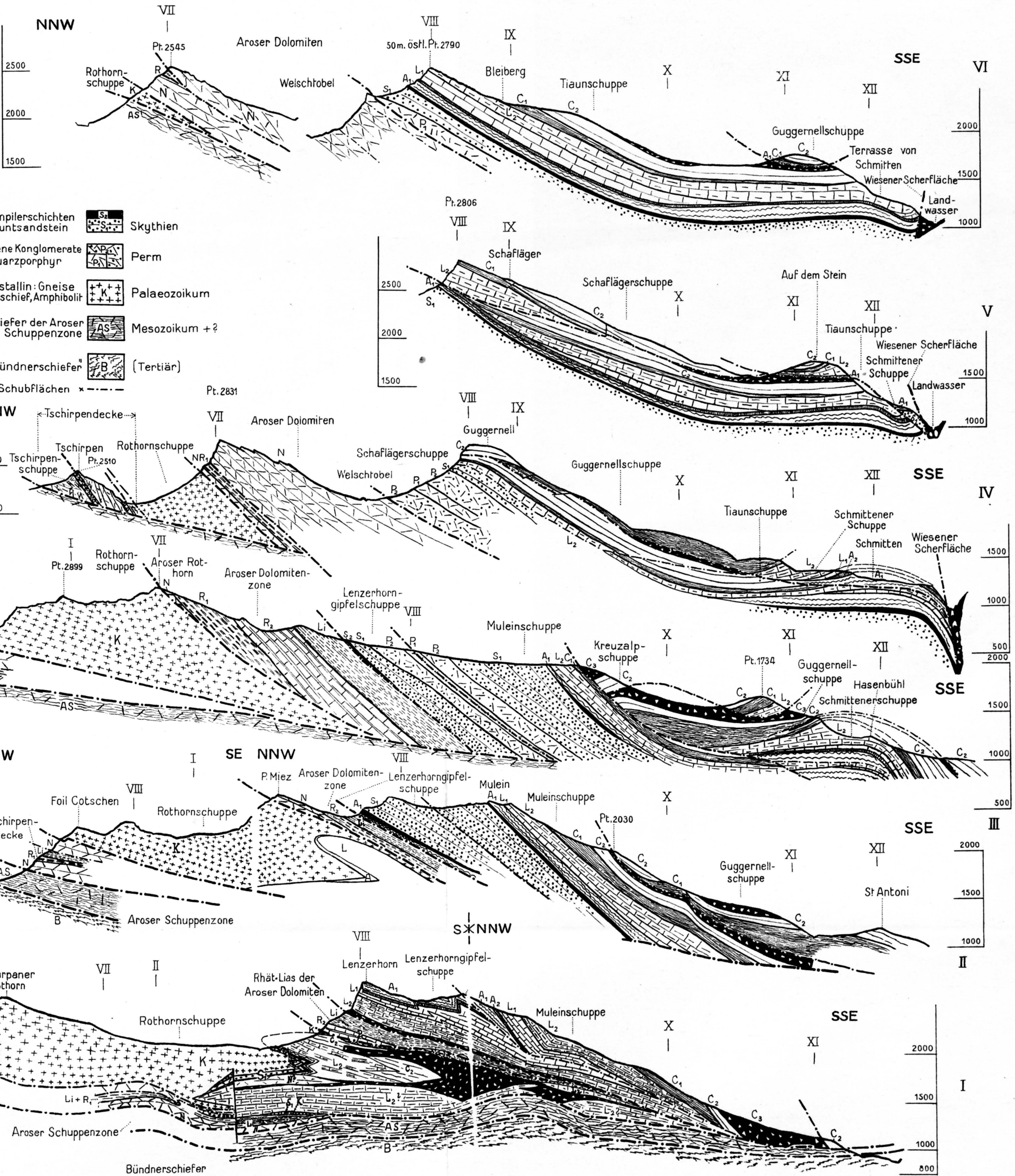
Mesozoikum + ?
- „Bündnerschiefer“

B

(Tertiär)
- Schubflächen

x
- Norien

Rhät ? Lias
- Carnien
- Ladinen
- Anisien



GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE LENZERHORNGRUPPE von R. Brauchli, 1921

