

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

V. Abteilung

Geologie der westlichen Bergünnerstöcke

(Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden)

Mit 15 Figuren und 3 Tafeln

Von

Emil Ott

(Ausgegeben im Januar 1925)



Bern

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

1925

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

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

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

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

Für den Druck wurde folgender Plan angenommen:

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

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

* * *

Die vorliegende fünfte Abteilung der Texte wurde von Herrn Dr. *Emil Ott* der Kommission am 22. März 1924 vorgelegt und von dieser zum Druck angenommen. Das Manuskript ist am 17. November 1923 eingegangen.

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

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

Zürich, den 22. November 1924.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

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

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort.

Herr Professor Dr. *P. Arbenz* in Bern hat mich 1919 veranlasst, das von *F. Zyndel* ehemals zum Teil kartierte Gebiet der westlichen Bergünnerstöcke (P. Michèl und Toissaklippe) neu aufzunehmen, da die von *Zyndel* stammende Karte nie veröffentlicht worden ist. Meine Arbeit wurde als südlich anschliessende Fortsetzung derjenigen im Plessurgebirge gedacht und sollte zusammen mit der Arbeit von *Fr. Frei* (östliche Bergünnerstöcke) den Abschluss der Kartierung Mittelbündens darstellen.

1921 und 1922 wurden auch das unterostalpine Randgebiet von Lajets-Tschitta-Preda und das penninische von Solis-Stürvis-Tiefenkastel untersucht und kartiert. Die Arbeit im Felde schloss ich im Sommer 1922 ab.

Für die Zuweisung der schönen Arbeit, die mich einen unserer herrlichsten, aber auch einen unserer noch unberührtesten Gebirgswinkel genau kennen und lieb gewinnen liessen, dann auch für seine Ratschläge und das stete Interesse an meiner Arbeit spreche ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor *Arbenz*, meinen herzlichsten Dank aus.

Allen denjenigen, welche mich in meiner Arbeit unterstützt haben, besonders Herrn Dr. *A. Grisch* für die gütige Überlassung schöner Photographien, spreche ich an dieser Stelle ebenfalls meinen besten Dank aus.

Bern, den 24. März 1923.
Bühlstrasse 51.

Emil Ott.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort	III	3. Rhät	38
Literaturverzeichnis	VI	4. Lias	39
Erster Teil.		5. Aptychenkalk (Dogger [?] und Malm)	39
Einleitung.		6. Radiolarit (oberer Malm und untere Kreide)	41
I. Orographische Orientierung	1	7. Saluergesteine (Kreide).	42
II. Geologisch-historische Einleitung	3	8. Gesteine unbestimmten Alters	43
III. Allgemein tektonischer Überblick	8	b) Tektonik	43
Zweiter Teil.		C. Das Äquivalent der Aroser Schuppenzone	47
Stratigraphische und tektonische Einzelbeschreibung.		a) Stratigraphie	47
Vorbemerkung	11	1. Kristalline Gesteine	47
I. Die penninische Unterlage (Marnadecke)	11	2. Rauhwaacke, Dolomit und Dolomitbreccie	48
Allgemeines	11	3. Liasgesteine	50
a) Stratigraphie	12	4. Aptychenkalk (Malm)	52
1. Die Schynschiefer	12	5. Radiolarit (oberer Malm und untere Kreide)	53
2. Die Gelbhorndecke	12	6. Gesteine unbestimmten Alters	53
I. Trias	13	b) Tektonik	54
a) Der Gips	13	Stellung der Aroser Schuppenzone im Deckenschema	55
b) Rauhwaacken	13	1. Versuch einer Parallelisation der Aroser Schuppenzone mit unterostalpinen Elementen im S	56
c) Der Rötldolomit	13	2. Andere Parallelisationsversuche	57
d) Die Quartenschiefer	13	Zusammenfassung über den unterostalpinen Deckenkomplex	58
II. Lias, inklusive Rhät	14	IV. Die Aeladecke	59
3. Die Flyschdecke	15	Allgemeines	59
I. Die Tiefenkastlerserie	15	a) Stratigraphie	60
II. Die Curvèr-Nivaigl-Serie	17	1. Rauhwaacke (Raibler, Carnien)	60
III. Der Flysch	21	2. Hauptdolomit (Norien)	61
Die Tgavroulserie	21	3. Rhät	63
Flysch des Oberhalbsteins	23	4. Lias	65
b) Tektonik	25	b) Tektonik	68
1. Schynschiefer und Gelbhorndecke	26	1. Das Aelagewölbe mit anschliessender Mulde	68
2. Die Flyschdecke	29	2. Die Furclettaaufpressung	69
II. Die Ophiolithe	31	3. Das Motta Palousa-l'Era-Gewölbe	70
Allgemeines	31	4. Die Crap Sees-Mulde	71
1. Vorkommnisse in der Curvèr-Nivaigl-Serie	32	5. Die Toissaklippe und ihre Parallelisation	72
2. Vorkommnisse im unterostalpinen Deckenkomplex	32	6. Das Längsprofil östlich der Julia	74
3. Zur Tektonik der Ophiolithe	34	7. Die Streichrichtungen innerhalb der Aeladecke	74
III. Der unterostalpine Deckenkomplex	35	8. Verhältnis der Aeladecke zur Suraver Deckenmulde	76
Allgemeines	35	V. Die Silvrettadecke	76
A. Der Sulzfluhkalk südlich Surava	35	Allgemeines	76
B. Die Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta	36		
a) Stratigraphie	37		
1. Kristallin	37		
2. Rauhwaacke und Dolomit (Trias)	37		

	Seite
a) Stratigraphie	76
1. Quarzporphyr und Verrukano (Permien-Werfénien)	77
2. Die Campilerschichten (Werfénien)	77
3. Die Recoaroschichten (unteres Anisien)	77
4. Die mittlere Rauhwacke (oberes Anisien bis unteres Ladinien)	78
5. Der Arlbergkalk (unteres Ladinien)	78
6. Der Arlbergdolomit (oberes Ladinien)	78
7. Die Prosantoschichten (unteres Carnien 1)	78
8. Der Alteindolomit (unteres Carnien 2)	79
9. Die obere Rauhwacke (mittleres Carnien)	79
b) Tektonik	80
1. Die Urmina-Pnez-Schuppe	80
2. Die Chavaglschuppe	81
3. Die Streichrichtungen der Silvrettadecke in der Suraver Deckenmulde	81

<i>Anhang zum zweiten Teil.</i>		Seite
I. Stratigraphisches Sammelprofil, Fig. 15		83
II. Stratigraphische Tabelle		84

Dritter Teil.

Oberflächengestaltung.

I. Diluvium	88
a) Talgletscher	88
b) Lokalgletscher	92
II. Flussepigenesen und Trockentäler	93
III. Bergstürze, Rutsche und Sackungen	94
IV. Talterrassen und Talbildung	97
V. Alluvium	101
VI. Quellen	101
VII. Seen	102

Literaturverzeichnis.

A. Spezialliteratur über die Bergünnerstöcke.

1. 1839. **Escher, A.**, und **Studer, B.** Geologie von Mittel-Bündten. Neue Denkschr. d. schweiz. Natf. Ges., Bd. III.
2. 1864. **Theobald, G.** Die nordöstlichen Gebirge von Graubünden. B. g. K. S., 2. Lfg., p. 204—238.
3. 1898. **Steinmann, G.** Geologische Beobachtungen in den Alpen. 1. Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., X., p. 215.
4. 1905. — Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI, p. 1—48.
5. 1905. **Rothpletz, A.** Geologische Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München, Lindauersche Buchdlg.
6. 1912. **Zyndel, F.** Über den Gebirgsbau Mittelbündens. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLI, p. 1—39.
7. 1913. — Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. E. g. H., Bd. XII, p. 498—500.
8. 1917. **Mylius, H.** Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. XLI, p. 296—316.
9. 1919. **Staub, R.** Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Bd. LXIV, p. 293—332.
10. 1920. — Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. E. g. H., Bd. XV, p. 493—502.
11. 1922. **Ott, E.** Zur Geologie der westlichen Bergünnerstöcke (P. Michèl und P. Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen-Preda (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. II, p. 113—125.

B. Literatur allgemeineren Inhalts.

12. 1851—53. **Studer, B.** Geologie der Schweiz. 2 Bände.
13. 1893. **Schardt, H.** Sur l'origine des Préalpes romandes. E. g. H., Bd. IV, p. 129—142.
14. 1897. — Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. E. g. H., Bd. V, p. 233—250.
15. 1901. **Lugeon, M.** Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France, 4^e sér., I, p. 806.
16. 1902. **Rothpletz, A.** Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Samml. geol. Führer, X. Geol. Führer durch die Alpen. Exkursion 8, 9 und 13.
17. 1903. **Schiller, W.** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XIV, p. 107—180.
18. 1906. — Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. Piz Lad-Gruppe. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI, p. 108—163.
19. 1906. **Zoeppritz, R.** Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno (mit Karte). Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI, p. 164—231.
20. 1906. **v. Seidlitz, W.** Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI, p. 232—367.
21. 1906. **Steinmann, G.** Geologische Probleme des Alpengebirges. Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaues der Alpen. Zeitschr. deutsch-östr. Alpenvereins, Bd. XXXVII, p. 1—44.
22. 1909. **Meyer, H.** Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassives im südlichen Graubünden. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XVII, p. 130—176.

23. 1909. **Welter, A. O.** Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. E. g. H., Bd. X, p. 804—851.
24. 1909. **Argand, E.** Sur la racine de la nappe rhétique. Matér. carte géol. suisse, nouv. sér., livr. XXIV, p. 17—19.
25. 1910. **Meyer, H., und Welter, O.** Zur Geologie des südlichen Graubündens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. LXII, p. 66—71.
26. 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.
27. 1910. **Zyndel, F.** Über die Tektonik von Mittelbünden. Verh. Schweiz. Natf. Ges., Bd. I, p. 241—244; ferner in E. g. H., Bd. XI, p. 294—296.
28. 1910. **Paulcke, W.** Beitrag zur Geologie des «Unterengadiner Fensters». Verh. natw. Vereins, Bd. XIII, p. 33—48.
29. 1910. **Hahn, F. F.** Geologie der Kammerker-Sonntagsgruppe. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., Bd. LX, Heft 2 und 4.
30. 1911. **Argand, E.** Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. carte géol. suisse, nouv. sér., livr. 31.
31. 1912. **Wilckens, O.** Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. Geol. Rundschau III, p. 15—29.
32. 1912. **Cornelius, H. P.** Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. XXXV, p. 374; ferner im Centralblatt f. Min. etc., p. 632. (Über die rhätische Decke im Oberengadin etc.)
33. 1913. **Arbenz, P.** Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 58. Jahrg., p. 15—34.
34. 1913. **Spitz, A., und Dyhrenfurth, G.** Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. E. g. H., Bd. XII, p. 476—498.
35. 1913. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern; herausgegeben von der geologischen Vereinigung, Leipzig 1913. Aufsätze von: Steinmann, G., p. 1—3, 12—15 und 18—19; Meyer, H., p. 15—18; Cornelius, H. P., p. 18—20.
36. 1914. **Cornelius, H. P.** Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLV, p. 11—42.
37. 1914. **Trümpy, D.** Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich.
38. 1914. **Staub, R.** Zur Tektonik des Berninagebirges, ebenda.
39. 1915. **Heritsch, Fr.** Die Bauformel der Ostalpen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I.
40. 1915. **Cornelius, H. P.** Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. XL, p. 253—363.
41. 1915. **Heritsch, Fr.** Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. reg. Geol., Heft 18, Heidelberg.
42. 1915. **Spitz, A., und Dyhrenfurth, G.** Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scaufs und dem Stilfserjoch, mit einer geologischen Karte 1 : 50 000 und Profilen. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLIV.
43. 1916. **Staub, R.** Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, mit tektonischer Karte 1 : 250 000 und Profilen. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLVI, p. 41.
44. 1916. **Trümpy, D.** Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon, mit geologischer Karte 1 : 25 000 und Profilen. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLVI, p. 43—163.
45. 1917. **Staub, R.** Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. B. g. K. S., n. F., Lfg. XLVI, III. Abtlg.
46. 1918. **Spengler, E.** Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. Geol. Ges. Wien.
47. 1919. **Cadisch, J., Leupold, W., Eugster, H., Brauchli, R.** Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, p. 359—417.
48. 1919. **Arbenz, P.** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen. Ebenda, p. 246—274.

49. 1919. **Spengler, E.** Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 68, 3. und 4. Heft.
50. 1919. **Buxtorf, A.** Aus der Talgeschichte der Via Mala. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, p. 434—457.
51. 1920. **Staub, R.** Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, p. 1—51.
52. 1920. **Staub, R.** Zur Geologie des Sassalbo im Puschlav. E. g. H., Bd. XV, p. 502—508.
53. 1920. — Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. E. g. H., Bd. XVI, p. 35—38.
54. 1920. — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. E. g. H., Bd. XVI, p. 1—26.
55. 1920. **Arbenz, P.** Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. E. g. H., Bd. XVI, p. 116—119.
56. 1921. **Staub, R.,** und **Cadisch, J.** Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. E. g. H., Bd. XVI, p. 224 bis 284.
57. 1921. **Staub, R.** Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahresbericht Natf. Ges. Graubündens, LX, p. 1—25.
58. 1921. — Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Bd. LXVI, p. 93—153.
59. 1921. **Cadisch, J.** Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). B. g. K. S., n. F., Lfg. II, I. Abtlg.
60. 1921. **Brauchli, R.** Zur Geologie des südwestlichen Plessurgebirges (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. I, p. 8—15.
61. 1921. — Geologie der Lenzerhorngruppe. B. g. K. S., n. F., Lfg. II, II. Abtlg.
62. 1921. **Cornelius, H. P.** Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. Verh. d. geol. Staatsanst., Nr. 11 und 12.
63. 1921. — Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitteil. d. geol. Ges. Wien.
64. 1922. **Heim, Alb.** Geologie der Schweiz, Bd. II, 2. Hälfte.
65. 1922. **Cadisch, J.** Zur Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. II, p. 65—70.
66. 1922. **Glaser, Th.** Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. II, p. 89—99.
67. 1922. **Eugster, P. H.** Geologische Untersuchung des Gebirges zwischen Landwasser und Albulatal. Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. II, p. 132—144.
68. 1922. **Leupold, W.** Der Gebirgsbau des untern Landwassertales in Mittelbünden. Jahrb. Phil. Fak. II, Universität Bern, Bd. II, p. 145—166.
69. 1922. **Staub, R.** Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Sep.

C. Geologische Karten.

70. **Escher, A.,** und **Studer, B.** Geologische Karte der Schweiz.
71. 1864. **Theobald, G.** Blatt XV der geologischen Dufourkarte der Schweiz, 1 : 100 000.
72. 1912. **Heim** und **Schmidt.** Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500 000.
1916. **Staub, R.** Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1 : 250 000 (s. unter 41).
73. Von **Helbling** und von **Zyndel** existieren Originalkarten in 1 : 50 000, welche jedoch nicht veröffentlicht worden sind.

D. Benutzte Abkürzungen im Literaturverzeichnis.

- B. g. K. S., n. F. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, neue Folge.
 E. g. H. = Eclogae geologicae Helvetiae.

Erster Teil.

Einleitung.

I. Orographische Orientierung.

Das zur Untersuchung gelangte Gebiet wird im N begrenzt durch die dem wichtigen Talknotenpunkt Tiefenkastel zueilende Albula, im W durch die ebenfalls Tiefenkastel zufließende Julia und im S durch den Errbach zwischen Tinzen und Alp Err sot. Von hier erstreckt sich die S-Grenze infolge Anfügens der die Aelagruppe südlich unterlagernden Deckenrandzone über Cotschna P. 2939-P. 2922 (Tschittapass) durch Val Tschitta und Falò nach E bis Naz hinunter.

Die Albula zwischen Naz und Punt Ota bildet für eine kurze Strecke die E-Grenze. Von Punt Ota jedoch verläuft die Grenze, die Deckenrandzone von Tschitta und Lajets vollständig einfriedigend, der Überschiebungslinie der Aeladecke entlang nach W durch Val Rots-Aelapass zum Lai da Tigiel. Die gerade Linie Lai da Tigiel-Schaftobel-Alvaneubad bezeichnet im übrigen die E-Grenze meines Gebietes.

Das Gebiet wird gekrönt durch den nordwestlichsten Vertreter des hochalpinen Bündens, durch den prachtvolle Aussicht nach allen Himmelsrichtungen hin bietenden 3163 m hohen Piz Michèl. Begrenzt durch die mächtigen Talsysteme der Albula und der Julia, gehört der Piz Michèl, organisch mit Tinzenhorn und Piz d'Aela verbunden, zum Gebiet der Bergünerstöcke. Trotz dem regionalen E-Fallen aller Decken nimmt die Gipfelhöhe vom Piz Michèl über das Tinzenhorn zum Piz d'Aela von 3163 m auf 3340 m zu, was zum Teil begründet liegt in der ostwärts zunehmenden Mächtigkeit der mittelostalpinen Trias der Campodecke, die in unserem engern Gebiete als Aeladecke bekannt ist.

Gewaltige Dolomitwände erheben sich über weit ausgedehnten Schutthalden und schwingen sich zu den erwähnten Gipfeln auf, die den alpinen Kletterfreund nach abwechslungsreich und mannigfach zu gestaltenden Aufstiegen durch wunderbare Aussicht belohnen.

Von der kühn geschwungenen Spitze des Piz Michèl aus gleitet der Blick über das reich gegliederte Gebiet nach N. Da liegt zu unsern Füßen das einsame, wild romantische Schaftobel mit einem von mächtigen hinabgestürzten Blöcken erfüllten Hintergrund. Ein kleines eis- und schneeumgebenes Seelein grüsst mitten aus dem wilden Blockgewirr als geheimnisvoll dunkelblau leuchtendes Auge herauf: Aint ils Laiets.

Gegen N verengert sich das Schaftobel, und in einer steil eingefressenen, abweisenden Schlucht braust der Schaftobelbach gegen Alvaneubad hinunter, wo er, einen mächtigen Schuttkegel aufbauend, sich bald mit der Albula vereinigt.

Vom Schaftobel durch einen scharf aufragenden Grat (Furcletta davains) getrennt, strebt westlich diesem ein ebenfalls schutterfülltes Paralleltal nach N, bei Foppa nach NE abbiegend, um sich bald mit dem Schaftobel zu vereinigen.

Der Hintergrund dieser beiden Tälchen hat die Form ausgeprägter Karnischen, die langsam in der höhersteigenden Blockflut der unablässig schuttliefernden Gräte ertrinken.

Wiederum durch einen vom Piz Michèl nach N sinkenden Grat (Furcletta dafora) getrennt, folgt westlich dem letzterwähnten ein drittes Paralleltal, das ebenfalls mit einer schutterfüllten Karnische beginnt; unterhalb der Alp von Tiefenkastel setzt es sich als Val Gronda fort. Etwas östlich Surava baut der Val Grondabach ebenfalls einen mächtigen Schuttkegel auf, um ermüdet von dieser Arbeit als ruhiger Gesell von der Albula aufgenommen zu werden.

Einen schon halb zerfallenen Grat, der im Dolomitkopf von P. 2386 sein nördliches Ende findet, überspringend, stossen wir auf die W-Front des Piz Michèl.

Als mächtig entwickelter Grat, der sich von der Spitze des Piz Michèl bis nach Tiefenkastral hinunterzieht, bezeichnet er die E-Flanke des Juliatals, des Oberhalbsteins zwischen dem Crap Sees und Tinzen.

Die Strecke Burvagn-Tinzen führt den Wanderer in ein weitgeöffnetes Talstück mit vorwiegend akkumulierendem Flusse. Das sanft ansteigende westliche Gehänge entspricht dem regionalen E-Fallen der Schichten und steht in scharfem Gegensatze zum steilen E-Hang, über welchem in furchtbarer Schroffheit die ostalpinen Dolomitwände des Piz Michèl herniederstarren.

Bei Burvagn verengert sich das vorher weite Tal; es findet als solches seinen Abschluss in der Motta da Vallac. Die Dolomite des Piz Michèl steigen hier, den Crap Sees (= Conterser Stein) bildend, bis zur Talsohle herunter. Dieser «Stein» gab Veranlassung zur Benennung des oberhalb des Steines gelegenen Tales. In wilder, manchmal klammartiger Schlucht hat die Julia sich durch dieses Hindernis hindurchgesägt.

In seiner allgemeinen Anlage dokumentiert sich das Juliatal als ein subsequentes Quertal, das dem westlichen Randabbruch der ostalpinen Dolomitdecken entlang läuft und seine natürliche Fortsetzung über die Lenzerheide finden sollte, wie es in vor- und frühglazialer Zeit auch der Fall gewesen ist.

Die Albula, die sich bei Filisur mit dem Landwasser verbindet und dessen Richtung annimmt, verläuft bis Tiefenkastral in der ausgeprägten Deckensynklinale von Surava; wir haben es hier also mit einem reinen synklinalen Längstal zu tun.

Eigenartige Reize bietet uns eine Wanderung dem südlichen Fuss der Bergünstöcke entlang. Eine tektonisch wichtige Zone — die Grenze bildend zwischen der im N plötzlich mächtig einsetzenden Aeladecke und der südlich ebenso plötzlich abschneidenden Granitmasse der Errdecke. Die Aeladecke charakterisiert durch die überwältigend in die Höhe ragenden, hell anwitternden Dolomitwände, die Errdecke gegensätzlich gekennzeichnet durch die gewichtigen, finstern Granitmassen und zwischen-
drin eine am Tschittapass bis auf 1000 m zusammengedrängte Zone, die vornehmlich in enge, durchschnittlich senkrechtstehende Falten gelegte Aptychenkalk-Radiolaritmassen enthält.

Im W ist es der Aptychenkalkschieferberg der Pizza Grossa (2943 m), der einen gewissen Abschluss dieser Zone gegen das Oberhalbstein bildet. Sein auf Sil Cotschen hinunterführender N-Grat wird flankiert von zwei Seelein, dem Lai da Tigiel im W und dem kleinsten westlichsten Seelein von Lajets im E.

Das letztgenannte Seelein liegt in einer hochtalartigen Einsenkung von über 2600 m. In ihr liegen in WE-Richtung angeordnet noch zwei weitere dunkelgrüne Seelein, die diesem abgeschiedenen Hochtal, das nur vom Fuss seltener Wanderer oder vom flüchtigen Huf eines Grattieres gestreift wird, ein ganz geheimnisvolles Gepräge zu geben vermögen.

Die drei Seen werden zum Teil unterirdisch entwässert; die Quellen entspringen auf der obern Kante der auf Cotschna fallenden Talstufe, und ihre Wasser fließen dem Errbach zu.

Im E führt uns der 2831 m hohe Tschittapass (Fuorcla da Tschitta oder Cotschens der Karte) ins Einzugsgebiet der Albula. Der Grat Tschittapass-Piz Val Lunga-Piz Salteras-Piz Bleis Martscha bildet die Wasserscheide zwischen Julia und Albula. Im Gegensatz zum einzigen Weg durch das einfache Hochtal von Lajets sehen wir uns auf dem Tschittapass vor die Frage gestellt, den Weg ins Albulatal hinunter entweder durch den nördlichen, der Aelaüberschiebung entlangführenden, tief eingerissenen Krachen der Val Rots oder durch die bequemer zu begehende, breite Val Tschitta oder vielleicht sogar über den zwischen beiden zum Teil allerdings fast messerscharfen Grat der Tschimas da Tschitta (2750 m) zu nehmen. Der gewöhnlich begangene Weg durch Val Tschitta führt einen in zirka 1½ Stunden nach Naz-Preda hinunter.

Zu guter Letzt habe ich noch die Grenzen des im Piz Toissa (2662 m) gipfelnden, auf die W-Seite des Oberhalbsteins hinübergreifenden Gebietszipfels festzulegen. Als ostalpine Klippe dem Piz Michèl zugehörig, war auch er Gegenstand meiner Untersuchungen. Die N-Grenze verläuft von Tiefenkastral, analog wie östlich davon, der Albula entlang durch die finstere, an klammartigen Partien reiche Schiefer-
schlucht des Schyn bis Solisbrücke. Im W hält sie sich ungefähr an den Meridian von Solis bis Fureletta, dem Pässchen westlich des Toissa, und folgt dann auf dessen S-Seite dem Adontbach bis zu seiner Einmündung in die Julia zwischen Burvagn und Conters.

Der Piz Toissa, ein eigenartig gestalteter Dolomitberg, umgeben von einem gewaltigen Schuttmantel, sitzt als fremde Masse den ihn rings umgebenden penninischen Gesteinen der Margnadecke auf.

Der tiefste Punkt des Gebietes ist Solisbrücke mit 854 m, der höchste der eingangs mehrmals erwähnte Piz Michèl mit 3163 m. Der weitaus grösste Teil des Gebietes liegt über der 2000er Höhenlinie.

II. Geologisch-historische Einleitung.

Die ersten geologisch-wissenschaftlichen Untersuchungen über grössere Gebiete Graubündens verdanken wir *Bernhard Studer* und *Arnold Escher* (1 und 12).

In seiner «Geologie der Schweiz» unterscheidet *Studer* im Gebiete der Bergünerstöcke ganz allgemein triasisches Dolomit, ohne dass es ihm begreiflicherweise schon gelungen wäre, die Dolomitfacies des Aela von derjenigen am Bergeshang ob Alvaneubad und Surava zu trennen. Den Piz Toissa betrachteten *Escher* und *Studer* als einen durch eruptive Kraft durch die Flyschmasse des Piz Curvèr hindurchgestossenen Pfopf, bestehend aus Kalk, Dolomit und Rauhwacke.

Da sie den das Oberhalbstein ob Savognin und Tinzen erfüllenden Bündnerschiefern ein tertiäres Alter gaben (Flysch, Macigno), betrachteten sie die ihnen eingelagerten Serpentine als sehr junge Durchbrüche basischer Magmen.

Wie schon angedeutet, war der Piz Curvèr für sie ebenfalls ein völlig aus Flysch bestehendes Gebilde, und sie liessen diesen Flysch überhaupt als ein die Täler vom Prätigau bis ins Engadin sich erstreckendes Formationsglied auf ihrer Karte erscheinen.

Im Schaftal ob Alvaneubad (Blatt XV der Dufourkarte) fanden sie Bivalven und einen Belemniten, welche Fossilien sie die dort vorkommenden Gesteine als Lias erkennen liessen.

Deutlich schon erkannte *Studer* das nach N gekehrte Knie des Piz d'Aela (Piz Ragnux), vermochte aber dessen Sinn, dem damaligen Stande der Alpengeologie entsprechend, nicht anders zu deuten, als den wieder durch eruptive Kraft von N nach S umgebogenen Rand des unter dem Flysch liegenden Dolomit-Kalkgebirges.

Einer Zeichnung nach zu schliessen, war das Sulzfluhkalkband südlich Surava schon *Escher* bekannt, wie Herr Professor *Arbenz* die Güte hatte, mir mitzuteilen (Zeichnung A. E., Format A, IX, 452; 3. April 1868; Escherkasten Geol. Inst. Zürich, Teste Arbenz).

Unter den Bündnerschiefern unterscheidet *Studer* graue Schiefer (Flysch), rote Schiefer, welche wohl meist mit unserem heutigen Radiolarit zu identifizieren sind, und zuletzt grüne Schiefer, die er als metamorphe Gebilde anspricht.

Die makroskopisch petrographische Beschreibung der Gesteine bei *Studer* und *Escher* ist meist so erstaunlich zutreffend, dass es heute häufig kaum mehr möglich sein wird, das Charakteristische eines Gesteines besser hervorzuheben, als die beiden Autoren es schon getan haben.

Theobald (2), dessen Forschungsergebnisse über die nordöstlichen Gebirge Graubündens 1864 als 2. Lieferung in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz erschienen sind, versuchte schon eine eingehende stratigraphische Gliederung der von ihm als in ostalpiner Facies entwickelt erkannten Dolomitgebirge durchzuführen.

Im Profil des Schaftobelbaches ob Alvaneubad unterschied er (2, 224) z. B. von oben nach unten:

1. Dolomit;
2. obere Rauhwacke;
3. Arlbergkalk;
4. Partnachmergel;
5. schwarzer dolomitischer Kalk;
6. Virgloriakalk;
7. Schutt der Talsohle.

Von *Studer* und *Escher* übernahm er die Bezeichnung graue Schiefer für die Bündnerschiefer des Oberhalbsteins, gibt ihnen aber ein liasisches Alter. Das vordere Oberhalbstein betrachtet er als

eine Schiefermulde zwischen den sie rings umgebenden, durch vulkanische Kraftäusserung aufgestellten Dolomitgebirge.

Wir sehen schon, dass er sich in seinen Anschauungen über die Gebirgsbildung auf demselben Boden befindet wie *Studer* und *Escher*, d. h. er spricht sich über die Tektonik so fest überzeugt aus, wie wir es bei den beiden, *Studer* und *Escher*, kaum finden, weil sie vielfach Dinge ahnten, die ihnen auszusprechen vielleicht zu gewagt erschien.

Immerhin ist es bemerkenswert, dass er die sonderbare kraterförmige Vertiefung am Piz Toissa nicht als vulkanischen Ausblasungstrichter ansieht, sondern sie als durch Einsturz entstanden erklärt. Mächtige Gipslager sollten die Basis des merkwürdigen Berges gebildet haben; durch deren Weglösung sei der vormals viel höhere Toissa zu seiner jetzigen, einem vulkanischen Kraterberg entfernt ähnlich sehenden Gestalt zusammengestürzt.

Wie *Studer* und *Escher* schon, so bemerkt auch *Theobald* das steile Einfallen der Dolomite am Conterser Stein und deren Überlagerung durch Rauhwaacke, Kalkschiefer und rote Schiefer und Verrukano (wohl Radiolarit betreffend). Oberhalb Tinzen findet er Casannaschiefer überlagert von Verrukano (Radiolarit!).

Den Piz Michèl (Piz Promaschgel) wie den Piz Toissa findet er aufgebaut aus Rauhwaacke, Hauptdolomit, Kössenerschichten und Liasgesteinen.

Alles in allem ist seine stratigraphische Skala schon beträchtlich reichhaltiger als jene von *Studer* und *Escher*, obschon die von ihm vorgenommene Detaillierung den tatsächlichen Verhältnissen öfters Zwang antut und mancherorts sich in der Folge nicht aufrechterhalten liess.

Erst mit dem sieghaften Einzug der Deckfaltenhypothese in die Alpengeologie begann eine neue erfolgreiche Aera.

Steinmann (3) verbreitet sich in der 1898 erschienenen Abhandlung über das Alter der Bündnerschiefer. Vom Prätigau aus, wo deren Alter durch sichere Fossilfunde eindeutig als Tertiärflysch bestimmt werden konnte, verfolgte er sie über die Lenzerheide ins Oberhalbstein; ja, er vermutet sogar, dass sein Oligozänflysch die Unterlage des Piz Platta bilde. Als Oligozänflysch bezeichnet er die «mächtigen, fossilfreien und petrographischen sehr einförmigen Sedimente von flyschartiger Zusammensetzung unter Ausschluss der vielfach ähnlichen und oft innig damit verquickten Juraschiefer, der Kalke, Dolomite, Rauhwaacken, Gipse, Gabbros, Serpentine, Chlorit- und Amphibolitschiefer».

Die merkwürdige Tatsache, dass älteste Gesteine, wie Gneise, Glimmerschiefer und andere, im Oberhalbstein und anderwärts über jüngsten Sedimenten erscheinen, lässt ihm das Vorhandensein grosser Überschiebungen als sehr wahrscheinlich erscheinen.

Den Piz Toissa betrachtet er «als Rest einer Überschiebungsdecke, welche von O, S oder W her auf den Flysch hinausgeschoben wurde».

Lugeon (15, 806) spricht als erster die Err-Granitmassen als überschoben an. «Les schistes des Grisons s'étendent jusqu'au col du Septimer et s'enfoncent vers l'ouest sous les massifs granitiques du Piz d'Err et du Julier. . . . Si la région granitique du Piz d'Err est bien réellement charriée vers le N, le phénomène prend une ampleur inattendue; c'est l'ensemble des Alpes de l'Engadine qui a été charrié.»

Rothpletz (5), hartnäckig auf dem Boden des E-Schubes stehend — im Gegensatz zu den besonders von in den Westalpen tätigen Geologen bereits geäusserten und gut begründeten Behauptungen, die Alpen seien aus von S nach N bewegten Deckfalten aufgebaut — unterschied 1905 in Bünden ein unteres und ein oberes rhätisches Gebirge, die lediglich von E her an ihre jetzige Stelle geschoben worden wären. Das obere rhätische Gebirge umfasst die Silvrettamasse, die Bernina-Julier-Errmasse sowie alle die als der ostalpin-mediterranen Facies zugehörig erkannten Dolomitgebirge im Rhätikon, Plessurgebirge und Oberhalbstein. Dieses obere rhätische Gebirge bildet seine «rhätische Schubmasse». Alles, was darunter liegt, also vor allem der vom Prätigau bis nach Tiefenkastral durchgezogene Flysch, das untere rhätische Gebirge, ist Bestandteil seiner «Glarner Schubmasse».

Den Bündnerschiefern des Oberhalbsteins gibt *Rothpletz* ein paläozoisches Alter. Im Gegensatz zu *Studer*, *Escher* und *Theobald* lässt er die Dolomite des Conterser Steins von der Motta Palousa nach W an grossen N-S-streichenden Verwerfungsspalten zur Julia niedersteigen. Am Toissa bemerkt

er das auffällige, von *Theobald* allerdings übergangene W-Fallen seiner Schichten und beweist das Alter der über dem Hauptdolomit liegenden Kössenerschichten durch einen Fund von *Thamnastraea rectilamellosa*.

Die Tiefenastler Breccie besitzt nach ihm liasisches Alter. Den hier sein Ende findenden Prä-tigauflisch sowie die «liasische Breccie» will er paläontologisch bestimmt haben.

Steinmann (4) befasst sich in einer 1906 erschienenen Arbeit eingehend mit der *Schardt'schen* Überfaltungshypothese und versucht, die aus Bündens Geologie schon bekannten Tatsachen mit den aus dieser Hypothese sich ergebenden Folgerungen in Einklang zu bringen.

Anknüpfend an die in den westschweizerischen Préalpes von *Schardt* und *Lugeon* ausgeschiedenen Decken (1. Freiburgerdecke, 2. Klippendecke, 3. Brecciendecke) sucht er in Bünden nach deren Äquivalenten. Als eine die drei genannten Decken überlagernde 4. Einheit erklärt er die rhätische Decke.

Er schreibt: «Die rhätische Decke verdient ihren Namen deshalb mit Recht, weil ihre Hauptentwicklung in Bünden liegt.» Als deren charakteristische Gesteine betrachtet er: Serpentin, Ophikalzit, Spilit, Diabasporphyr, Variolit und Gabbro, damit verknüpft Radiolarit und rotbraune Tiefseetone. Im östlichen Rhätikon und im Plessurgebirge wären noch dazuzuzählen Altkristallin, Casannaschiefer (?), Verrukano, Buntsandstein, Dolomit, Rhät, Liasschiefer, Cenomanbreccie.

Schiller (17 und 18) und *Paulcke* (28), die die rhätische Decke auch im Unterengadin nachgewiesen zu haben glaubten, gesellten ihr noch «Granite vom Juliertypus» hinzu.

Steinmann erkennt in den Ophiolithen, «die strenge an die rhätische Decke geknüpft erscheinen», ihren «sichersten Leithorizont». Die Radiolarite, die bei älteren Geologen als rote Schiefer oder irrtümlicherweise häufig sogar als Verrukano eine Rolle spielen, versetzt *Steinmann* in den obern Malm und sieht im Umstande, dass sie meist mit Serpentin vergesellschaftet sind, eine Gesetzmässigkeit, die mit *Suess* (Antlitz der Erde, III², S. 644—649) ein Hinweis auf ihre tiefneerische Bildungsweise sein soll.

Welter (23 und 25) und *Meyer* (22 und 25), die Schüler *Steinmanns*, haben als erste einige Klarheit in die Stratigraphie der Schamserdecken zu bringen vermocht. Ihre tektonischen Spekulationen, denen das *Steinmann'sche* Deckenschema zugrunde lag, verführten sie zu grossen Trugschlüssen. *Meyer* unterschied und parallelisierte über dem Rofnaporphyr folgende tektonische Einheiten (*Steinmanns* Deckenschema):

- | | | |
|---|---|--------------------|
| 1. Zone der Marmore | } | = Klippendecke; |
| 2. Zone der untern Breccie | | |
| 3. Zone der obern Breccie | | = Brecciendecke; |
| 4. Zone der Schiefer mit Ophiolithen (Piz Curvèr) | | = Rhätische Decke; |
| 5. Zone der ostalpinen Trias (Piz Toissa) | | = Ostalpine Decke. |

Spätere Untersuchungen von *Zyndel*, *Trümpy* und andern haben gezeigt, dass das, was man unter Klippendecke und Brecciendecke im N (Rhätikon) verstand, Einheiten angehört, die über der rhätischen Decke liegen. Die neuesten Untersuchungen haben ergeben, dass auch die Zone der Schiefer mit Ophiolithen (*Meyers* 4. Zone) einer tektonisch tieferen Einheit angehört, als die sogenannte rhätische Zone im N. 1 bis und mit 4 liegen unter dem Prätigauflisch; östlich der Linie Lenzerheide-Oberhalbstein ist nichts mehr von diesen vier Zonen zu sehen; sie tauchen nach E unter den penninischen Flysch ein.

Zyndel (6), wenig beeinflusst von schon geäusserten, vielfach irrigen Anschauungen, gelang es besonders in tektonischer Hinsicht, einige Klarheit über den Bau der Gebirge Mittelbündens zu verbreiten. Er übernimmt von *Steinmann* den Begriff der rhätischen Decke. Den Prätigauflisch, den er ins vordere Oberhalbstein (Savognin, Tinzen, Piz Forbisch) hineinreichen lässt, stellt er in den Rang einer eigenen Decke, die einerseits die rhätische Decke unterlagern, anderseits seinen Schamserdecken aufliegen soll. Zur rhätischen Decke gehören im vordern Oberhalbstein die Grünschiefer, grauen Kalk- und Tonschiefer (vorwiegend jurassischen Alters) und die ganze Zone der Aptychenkalke und Radiolarite mit den mit ihnen vergesellschafteten Ophiolithen.

Die rhätische Decke wird überlagert von den Bergünlerdecken, welche sich nach *Zyndel* zusammensetzen aus einer Albuladecke, die ihre Hauptverbreitung im E besitzt, dann aus der Aeladecke, die besonders das Gebiet der Bergünerstöcke beherrscht und zuletzt aus einer höchsten, etwas problematischen Decke, der Suraver Zwischendecke, die ihr Dasein hauptsächlich den wenig mächtigen Einfaltungen von Dolomit mit etwas Rauhwacke am N-Ende des grossen Aelagewölbes verdanken soll.

Im Albulatal ob Alvaneubad und Surava gelang es ihm, die Silvrettadecke — die höchste in Graubünden bekannte ostalpine Decke — in unter die Aeladecke eingewickelten Resten nachzuweisen. Diese eingewickelten Fragmente der Silvrettadecke steigen von Alvaneubad, wo sie den Talboden berühren, nach W gegen die Motta Palousa hin in die Höhe (6: Profile 7—11, Tafel III und tektonische Skizze, Tafel I).

Neben seinen vorwiegend auf die grossen tektonischen Zusammenhänge gerichteten Untersuchungen war es ihm nicht möglich, auch den stratigraphischen Unterscheidungen die nötige Sorgfalt angedeihen zu lassen. So wurden denn seine Ergebnisse in tektonischer Hinsicht in ihren Grundzügen durch spätere Untersuchungen grösstenteils als richtig bestätigt, währenddem seine stratigraphische Skala, besonders die Silvrettadecke betreffend, in der Folge eine tüchtige Bereicherung und Spezialisierung erfuhr. In einer kurzen Notiz erwähnt *Zyndel* später die Möglichkeit, dass seine Suraver Zwischendecke auch als ein Abscherungsprodukt der Silvrettadecke betrachtet werden könne (Ecl. geol. Helv., Bd. XII).

Im Bureau der Geologischen Kommission in Zürich werden zurzeit einige Entwürfe von Originalkarten aus dem Nachlasse *Zyndels* aufbewahrt. Es soll nach Mitteilung von Herrn Professor *Arbenz* eine bessere Originalkarte existiert haben; diese ist aber seit dem tragischen Tode *Zyndels* nicht mehr zum Vorschein gekommen. Ich habe von diesen Originalkarten während und nach Abschluss meiner Aufnahmen Einsicht bekommen und stelle fest, dass sie gegenüber den publizierten Profilen und der Übersichtskarte nichts Neues enthalten. Es handelt sich um rasch und etwas roh hingeworfene Eintragungen, die vielfach ungenau sind und mich in meiner Kartierung keineswegs fördern konnten.

Cornelius (32, 35, 36, 40) verfolgt die rhätische Decke vom obern Oberhalbstein bis ins Veltlin, wo es ihm gelang, ihre Wurzel in «seiner nördlichen Gneiszone» (Val Masino, Val Malenco) aufzufinden.

Identisch mit der rhätischen Decke ist nach ihm die sogenannte Malojaserie, bestehend aus einem gewaltigen, ungemein verwickelt gebauten Komplex von Gneis, schwarzen Phyllitonschiefern mit Einlagerungen von kompaktem Kalk, Bündnerschiefer ähnlichem Lias, von Serpentin etc., Hyänenmarmor, Radiolarit.

Er kommt zu folgender Deckeneinteilung:

1. Rhätische Decke (Malojaserie): penninisch;
 2. Bardelladecke (= *Zyndels* Errdecke = *Staub's* Corvatschserie),
 3. Julierdecke (*Zyndel*) (*Staub's* Berninadecke),
 4. Schiefer des Piz Padella.
- } ostalpin;

Die Radiolarite weist er, wie *Steinmann*, in den obern Malm, und in den Ophiolithen scheint ihm eine einheitliche, frühestens oberkretazische Intrusion basischer Gesteine aus der Sippe der Diabase und Gabbros vorzuliegen, und zwar sei diese Intrusion erfolgt, nachdem die Malojaserie mitsamt den auflagernden Sedimenten schon in enge Falten gelegt worden ist. «Die ophiolithische Intrusion erschiene nach dieser Hypothese als direkte Folge der ostalpinen Deckenüberschiebung» (32).

R. Staub (9, 10, 43, 45, 51 u. f.) kam durch seine umfassenden Untersuchungen in Bünden zu denselben Resultaten wie *Cornelius*. In einer grossartigen Synthese der Graubündneralpen nach dem glänzenden Vorbild des von *Argand* für die W-Alpen aufgestellten und als richtig bewiesenen Deckenschemas, schuf *Staub* aus den bereits bekannten und durch seine Untersuchungen bedeutend vermehrten Tatsachen folgende (für das östliche Bünden geltende) Deckeneinteilung:

Oberste penninische Decke	} 1. Margnadecke	} zum Teil rhätische Decke (<i>Steinmann</i> , <i>Zyndel</i> usw.).
Dent Blanche-Decke (<i>Argand</i>)		

Unterostalpinen Deckenkomplex	2. Sella- Err-} decke	{ (<i>Cornelius, Staub</i>) Corvatschserie (<i>Staub</i>) + Albuladecke (<i>Zyndel</i>) + Bardelladecke (<i>Cornelius</i>).
	3. Berninadecke	Julierdecke (<i>Zyndel, Cornelius</i>).
	4. Languarddecke ¹⁾	{ (<i>Trümpy</i>) Schiefer des Piz Padella (<i>Cornelius</i>) Unterlage des Piz Sassalbo (<i>Staub</i>).
	5. Campodecke	{ Aeladecke (<i>Zyndel</i>). Unterengadiner Dolomiten (<i>Spitz und Dyh-</i> <i>renfurth</i>). Aroser Dolomiten (<i>Cadisch, Leupold, Brauchli,</i> <i>Eugster</i>).
Oberostalpine Decke	6. Silvrettadecke.	

Es gelang *R. Staub*, die ausgeschiedenen Decken und Deckenkomplexe in ihren Wurzelgebieten im südlichen Tessin und im Veltlin zum Teil ganz eindeutig festzustellen.

Wenn man sieht, wie seit 1916 das von den Bündner Geologen in grosser Einzelarbeit zusammengetragene Material, von *R. Staub* zum festen, geordneten Bau zusammengefügt, mit jeder neuen Arbeit die Hypothese vom Deckfaltenbau der Alpen als richtig zu beweisen scheint, so wirkt es nicht anders als komisch, wenn man die 1917 erschienene Arbeit von *Mylius* (8) über ein Querprofil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen zur Hand nimmt.

Mylius stellt sich auf den für unsere Alpen längst verlassenem Boden der Doppelfalten- und Pilzfalten-Theorie. Er verkennet die Wirkung des Fernschubes und stellt uns die Alpen als ein von allen Seiten zusammengeschobenes, komplex aufgebautes Ding vor.

Den Conterser Stein z. B. betrachtet er als durch von S und N gleichzeitig erfolgten Schub entstanden. Dieser Vorgang soll von Durchbrüchen basischer Eruptivgesteine begleitet gewesen sein, indem diese die Schubflächen als geeignete Kanäle benutzt hätten.

In Fig. 32 seiner Arbeit lernen wir den Piz d'Aela als eine Pilzfalte kennen, deren nördlicher Teil mit dem nach S überliegenden Chavagl grond die Bergüner Doppelfalte bildet. Südlich des Piz d'Aela zeichnet er analog der Bergüner Doppelfalte eine Predaer Doppelfalte.

Am P. 2792 östlich der Pizza Grossa erkannte *Mylius* richtig die südlich angeklebte kleine Radio-laritmulde.

Die Untersuchungen *Trümpys* (37 und 44) im Rhätikon (Falknis) führten zur Annahme einer einzigen ostalpinen Stammdecke mit Wurzel im Gebiet der Tonalesschiefer. Die nordalpinen Decken des westlichen Teiles der E-Alpen, sind dann als Digitationen dieser einen Stammdecke zu betrachten. Die Prätigauschiefer sind seiner Ansicht nach die abgescherten Flyschmäntel der penninischen Decken Bündens, und ihr eozaänes Alter hat er durch sichere Fossilfunde bestimmt (Nummuliten und Ortho-phragminen).

Über diesem, die Basis bis ins Oberhalbstein bildenden Flyschkomplex, kennt er eine Falknis-Sulzfluh-Decke, die bekannte *Steinmannsche* rhätische Decke und eine oberste ostalpine Decke.

Die seit 1916 begonnenen Untersuchungen von *Cadisch* (47, 59 und 65), *Leupold* (47 und 68), *Eugster* (47 und 67) und *Brauchli* (47, 60 und 61) im Rhätikon, Plessur- und Ducangebiete führten nach einer sehr weitgehenden Spezialisierung der stratigraphischen Skala der ostalpinen Dolomitfacies usw. zu verschiedenen neuen tektonischen Ergebnissen.

Die Wirrnis der Meinungen, die sich allgemach an den Begriff der rhätischen Decke knüpfte, wurde der Lösung näher gebracht.

Rhätische Decke (*Steinmann, Zyndel, Trümpy* u. a.), Brecciendecke (*Schardt, Steinmann* u. a.), Aroser Aufbruchzone (*Hoek*), Mischungszone (*Zyndel*), das alles wurde unter den Begriff der Aroser

¹⁾ Vgl. Abschnitt III b, 1, Alinea 3.

Schuppenzone gestellt und, wie *Trümpy* schon festgestellt hatte, erwies sich ihre Lagerung über der Falknis- und Sulzfluhdecke als richtig.

Mit *R. Staub* betrachteten die vier «Berner» den Prätigauflysch als das von der Margnadecke abgescherte Tertiär.

Cadisch, *Leupold*, *Brauchli* und *Eugster* kamen in ihrer «vorläufigen Mitteilung» (47) zu folgender Einteilung:

		Staub's Einteilung
Oberostalpin:	Silvrettadecke	—
	{ Aroser Dolomiten	= Campodecke.
Unterostalpin:	{ Aroser Schuppenzone	= { Languarddecke.
	{ Sulzfluhdecke	= { Berninadecke.
	{ Falknisdecke	= { Errdecke, Selladecke.
Penninisch:	Basale Bündnerschiefer	= Margnadecke.

III. Allgemein tektonischer Überblick.

Die Basis der Bergünnerstöcke wird gebildet durch die Flyschmassen, die das vordere Oberhalbstein auf seiner E-Seite erfüllen. Infolge des Axialgefälles nach E verschwindet der Flysch im Albula-tal bei Surava sehr bald schon unter dem Talboden.

Die W-Seite des Juliatales zwischen Schyn und Val Nandrô wird durch die nach E fallenden mesozoischen Gesteine der Margnadecke gebildet. Die Gesteine gehören der Trias und dem Jura an; sehr wahrscheinlich sind auch Gesteine kretazischen Alters dabei. Diesen Schichten sind besonders am Piz Curvè und unter dem Toissa Ophiolithkomplexe in beträchtlicher Zahl eingelagert.

Zwischen Toissa und Schyn können wir das Penninikum von oben nach unten folgendermassen gliedern:

3. Flyschdecke	{ c) Flysch	} Margnadecke.
	{ b) Curvè-Nivaigl-Zone	
	{ a) Tiefenkastlerserie	
1) 2. Gelbhorndecke (Schamser-Dn. p. p.)	{ b) Normal gelagerte Trias + Soliskalk und Schiefer	} Surettadecke.
2) 1. Schyn-Via Mala-Schiefer	{ a) Verkehrt gelagerte Trias + Soliskalk	

Der Flysch, zwischen Tiefenkastral und Tinzen vorwiegend auf die E-Seite des Juliatales beschränkt, bildet mit den ihn unterlagernden Curvè-Nivaigl- und Tiefenkastlererien eine eigene tektonische Einheit über dem liasisch-triasischen Komplex der Gelbhorndecke. Beide Einheiten sind mit *R. Staub* nur als Teildecken der einen grossen Margnadecke aufzufassen.

Der Oberhalbsteinerflysch ist die am tiefsten in die Grenzregion zwischen penninischen und ost-alpinen Decken eingreifende Tertiärmasse.

Über dem Flysch und unter der mittelostalpinen Aeladecke liegt der unterostalpine Deckenkomplex, innerhalb der Grenzen meines Gebietes nur in der Form von Gleitbrettern, Schuppen, Schubfetzen und kleinern Schürflingen dem Eingeweihten oder aufmerksamen Beobachter bis- weilen seine Anwesenheit verratend. Als solche Schürflinge sind vielleicht die Gesteine der Tgavrouls- serie — Marmor, Kalke, Dolomit in Linsen und Brocken grüner, granitartiger Gesteine — in der obersten Partie des Flysches im Grenztobel zwischen Surava und Tiefenkastral östlich Tgavrouls aufzufassen.

Anmerkungen des Bureaus der Geologischen Kommission (Cadisch):

¹⁾ Da die Arbeit von *O. Wilhelm* über die Gebirge beidseitig des Schamsertales infolge Abwesenheit des Autors im Auslande bis dahin nicht erschienen ist, wird hier die Bezeichnung Gelbhorndecke zum erstenmal in der Literatur benutzt (vgl. S. 12). Es bestehen noch Zweifel, ob die „Gelbhorndecke“ des Curvègebietes wirklich den Horizonten des Gelbhorns im Westschams tektonisch äquivalent sei oder nicht (12. November 1924).

²⁾ Nach neueren Publikationen von *R. Staub* gehören die tektonisch höheren Partien der Via Mala-Schiefer, die Schynschiefer und die Schiefer von Solis vielleicht noch zur Margnadecke.

Es ist nicht unmöglich, dass die Tgavroulsserie Schürflinge der hier sonst unbekannten Falknisdecke enthält, wie es Herr Prof. *Arbenz* nach den Handstücken vermutete.

Im unterostalpinen Deckenkomplex unterscheide ich in meinem Gebiete von unten nach oben:

1. Marmor südlich Surava = Sulzfluthithon (?);
2. Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta = vornehmlich Errdecke;
3. Hauptsache der zwischen Bleis Ota und Motta Palousa verschuppten Zone = Äquivalent der Aroser Schuppenzone.

Über dem ganzen Komplex, den man treffend auch als Mischungszone bezeichnen dürfte, liegt die Aeladecke, ein Abkömmling der mittelostalpinen Campodecke, aufgebaut aus oberer Trias, Rhät und Lias.

Das Gebiet wird im N und S von zwei zirka W-E-verlaufenden, tektonisch wichtigen Linien begrenzt.

Einerseits setzt sich die NE-SW-streichende Landwasser Deckenmulde *Leupolds* nach W fort in die Suraver Deckenmulde, andererseits haben wir in der Zone Tschitta-Lajets-Pizza Grossa die Fortsetzung der vom Albulapass nach W streichenden Einwicklungslinie vor uns.

Die Decken, vor allem die das tektonische Gerüst darstellende Aeladecke, steigen treppenförmig (*Heim*, 64) in die Tiefe der Suraver Deckenmulde (Crap-Sees-Mulde s. s.). Die Gipfel der Bergünstöcke (Michèl, Tinzenhorn, Aela) sind aus dem höchsten nach N überliegenden Triasgewölbe, dem Aelagewölbe, geschnitten.

Die Aeladecke ist in liegende Falten gelegt, die von S nach N in nachstehender Reihenfolge aufgezählt werden können: Aelagewölbe, daran anschliessend, allerdings nur im E (Albulatal) erhalten, im Oberhalbstein durch die nach W aufsteigende Deckenbasis schief abgeschnitten, die Aelamulde; darauf folgt im N das Motta Palousa-l'Era-Gewölbe und darunter, nur im W (Crap Sees) vollständig zu sehen, die Suraver Deckenmulde (Crap Sees-Mulde s. s.). Zwischen dem Motta Palousa-Gewölbe im N und dem stark nach N vorgetriebenen Aelagewölbe im S erhebt sich die Furclettaaufpressung, eine antiklinale Aufwölbung der aus der Aelamulde emportauchenden und zum Motta Palousa-l'Era-Gewölbe hinführenden Dolomite.

Die unterliegenden und überliegenden Decken machen die Falten zum Teil mit (Deckenverfaltung, Einwicklung). Von unten wurde die Aroser Schuppenzone (*Zyndel*, 6) und zum Teil der Flysch ins Motta Palousa-Gewölbe eingestülpt. Von oben jedoch wurde die Silvrettadecke in der Suraver Deckenmulde mit eingefaltet. Das Axialgefälle ist gegen E gerichtet.

Im W ist das Motta Palousa-Gewölbe weitgehend der Erosion zum Opfer gefallen, so dass darunter die Aroser Schuppenzone in einer weit nach E über das Gebiet der Alp von Tiefenkastel hinaus bis zum Sättelchen von l'Era reichenden Bucht zu verfolgen ist.

Dank dem Axialgefälle nach E schliesst sich im Schaftobel das Motta Palousa-Gewölbe und sticht unter die mächtiger einsetzende Silvrettadecke hinein. Es wird im Albulatal am Bergünstein nochmals sichtbar; die Crap Sees-Synklinale jedoch nicht mehr.

Die Dolomite der Aeladecke an der Basis konstant begleitend, kommen südlich, über Surava in Wänden abbrechend, die Serpentine der Aroser Schuppenzone wieder zum Vorschein.

Zwischen Serpentin eingeklemmt, erscheint hier bei P. 1111 südlich Surava in einer nach W in die Höhe steigenden, blau anwitternden Felswand ein schöner, schon *A. Escher* und *F. Zyndel* bekannter Marmor, den ich mit *Arbenz* und *R. Staub* als Sulzfluhkalk bezeichne.

Dem bei Surava dem Axialgefälle gehorchend, unter den Talboden tauchenden Flysch analog, verschwindet die Aeladecke mit Aroser Schuppenzone und Sulzfluhkalk zwischen Surava und Alvaneubad, an welchem Orte die Silvrettadecke bereits den Talboden erreicht hat und von hier an ostwärts alles beherrscht.

Es gelang mir, im eingewickelten Stück der Silvrettadecke zwischen Schaftobel und Motta Palousa-Grat die zwei von *Frei* weiter im E unterschiedenen Schuppen (Urminaschuppe unten, Chavaglschuppe oben) durchgehends nachzuweisen. Die Silvrettadecke findet unter der Motta Palousa, bis auf ganz geringe Reste ausgequetscht, ihr westliches Ende.

Die Aeladecke jedoch setzt in der Motta da Vallac und im Toissa noch auf die W-Seite des Oberhalbsteins hinüber.

Ich schliesse mich der von Herrn Prof. *Arbenz* erstmals angetönten Hypothese an, wonach der Crap Sees sowie das Darüberliegende (Liasfüllung der Aelamulde, Aroser Schuppenzone von Uigls) auf der W-Seite des Juliatales auf die ruhig nach E fallenden, mesozoischen Schiefer der Margnadecke bogenförmig übereinandergreifend herabsteigen und mit tektonischer Diskordanz endigen (Prof. X, XI und XII). Den Toissa selber parallelisiere ich mit gutem Grund, wie ich in einem der folgenden Kapitel darzulegen versuche, mit der schon erwähnten Furclettaaufpressung.

Die westliche Fortsetzung der Albulapass-Einwicklungszone — die Zone Tschitta-Lajets-Pizza Grossa — wird charakterisiert durch die in enge, mehr oder weniger vertikalstehende Falten gelegten, im W vorwiegend aus Aptychenkalk und Radiolarit bestehenden sedimentären Gesteinsmassen. Sie bildet das Trennende zwischen der Aeladecke im N und dem kristallinen Kern der Err-Albuladecke im S.

Zweiter Teil.

Stratigraphische und tektonische Einzelbeschreibung.

Vorbemerkung.

Die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse in meinem Gebiete sind derart, dass es mir vorteilhafter erscheint, vom üblichen Schema der Einteilung abzuweichen und die verschiedenen grösseren tektonischen Einheiten gesondert zu besprechen und jeweils zwei Unterabschnitte — a) Stratigraphie, b) Tektonik — zu unterscheiden.

I. Die penninische Unterlage (Margnadecke).

Allgemeines.

Die penninische Unterlage der Bergünstöcke kommt auf der E-Seite des Oberhalbsteins zum Vorschein. Im Albulatal geht sie buchtförmig nach E und verschwindet bei Surava unter den zum Talboden herniedersteigenden Gesteinen der Aeladecke. Zwischen Tiefenkaasel und Burvagn (nördlich Conters) quert das Muldentiefste der Suraver Deckenmulde (Crap Sees-Mulde) die Julia; der Hauptdolomit der Aeladecke steigt bis unter das Flussniveau hinunter und verbirgt so den direkten Zusammenhang der penninischen Gesteine im N mit denjenigen im S.

Die W-Seite des vordern Oberhalbsteins ist mit Ausnahme der ostalpinen Toissaklippe und der streichenden Fortsetzung des Conterser Steins (= Motta da Vallac) ganz penninisch.

Der direkte Zusammenhang zwischen Penninikum nördlich des Toissa und Penninikum südlich davon ist nur oben zwischen Curvèrgrat und Furcletta (= Pässchen westlich von Toissa) in ununterbrochenem Aufschluss zu verfolgen. Der Toissa ist im N, E und S von einem solch gewaltigen Schutt-mantel umgeben, dass auch bei ganz intensiver Begehung des Raumes zwischen Motta da Vallac und Toissaklippe nichts sicher Anstehendes anzutreffen war. Die penninische Unterlage gelingt es, wie ich schon weiter vorne gezeigt habe, in folgende Einheiten zu gliedern:

Margna- decke	3. Flyschdecke	c) Flysch, Ton- und Kalkschiefer, Sandsteine tertiären Alters.
		b) Curvèr-Nivaigl-Serie, Kalk- und Tonschiefer, Breccien, Ophio- lithe.
	2. Gelbhorndecke ¹⁾	a) Tiefenkaaslerserie, Breccie, Gips, Schiefer, Marmor.
		b) Normal gelagerte Trias + Schiefer + Soliskalke (Lias).
		a) Verkehrt gelagerte Trias + Soliskalk (Lias).

Surettadecke ²⁾: 1. **Schyn-Via Mala-Schiefer**, in einem Fenster zwischen Solisbrücke und Tiefenkaasel entblösst.

Als Tiefenkaaslerserie bezeichne ich die früher (11) von mir Plattasserie genannte Schicht-
folge; ich habe sie umgetauft, um Verwechslungen mit der ein anderes tektonisches Element darstellenden Plattadecke (*Staub*) zu vermeiden.

¹⁾ Siehe Anmerkung Seite 8.

²⁾ Siehe Anmerkung Seite 8.

a) Stratigraphie.

Zu einer befriedigenden Kenntnis der Detailstratigraphie, besonders der gewaltigen indifferenten Schiefermassen des Penninikums konnte ich durch meine bisherigen Untersuchungen nicht gelangen. Einzig die in ihrem Charakter besser festgelegten Gesteine der Gelbhorndecke boten schon früheren Autoren (*Zyndel*) Gelegenheit, ihre genaue stratigraphische Einordnung zum Teil vorzunehmen.

1. Die Schynschiefer.

Als Schynschiefer bezeichne ich jene in einem allseits geschlossenen Fenster zwischen Solisbrücke und Prada westlich Tiefenkastral entblösten Schiefer, die vom liasischen Soliskalk der verkehrten Trias-Lias-Serie unmittelbar überlagert werden. Sie sind die tektonische Fortsetzung der Via Mala-Schiefer nach E hin.

Es handelt sich meist um grauschwarze, seltener grünliche, gelbe, tonige, kalkige, sandige bis brecciöse Schiefer, die in Wänden in die Schynschlucht abbrechen. Die Schiefer sind grösstenteils stark metamorphe Phyllite; brecciöse Lagen sehen mit ihrer grünlichen Färbung verschieferten Gneisen nicht unähnlich; z. B. bei der Mineralquelle westlich Tiefenkastral. Die grauschwarzen Tonschiefer wechsel-lagern bisweilen tausendfach mit blätterdünnen quarzitischen Schichten und erscheinen deshalb eigentümlich fein gerippt. Ein starker Glimmergehalt (Serizit) zeichnet diese Schiefer allenthalben aus. Die Schynschiefer wurden schon von *Zyndel* (6) als die Fortsetzung der Via Mala-Schiefer betrachtet; doch weisen jene eine ganz andere Facies auf als diese. Die kompakten, kieseligen Kalkbänke, wie wir sie von der Via Mala bis gegen Solis bisweilen vorherrschen sehen, fehlen in unserem Schieferfenster völlig. Ich könnte die Schynschiefer eher als in Flyschfacies entwickelt bezeichnen; das tonige Material herrscht vor; kompakte, kalkige Einlagerungen fehlen. Die völlige Fossilleere verhindert eine genaue stratigraphische Einreihung dieser vielleicht 250 bis 300 m mächtigen Schiefermasse.

In seiner Arbeit über die Ophiolithe (69) stellt *R. Staub* unsere Schiefer mit den Via Mala-Schiefern und den das Stätzerhorn unterlagernden Schiefen des Domleschgs, E-Seite, in das Tertiär und setzt alles in Verbindung mit dem Prätigauflysch (vgl. auch Taf. XXXV in *Alb. Heims* Geologie der Schweiz, Bd. II). Was die Schynschiefer anbetrifft, so steht einer solchen Parallelisation faciell nichts hindernd im Wege. *Schmidt*, *Zyndel*, *Rothpletz*, *Steinmann* und neuerdings *Buxtorf* (50) glaubten in ihnen Jura bis Kreide vermuten zu dürfen, doch lassen weder die Tektonik noch die Stratigraphie irgendwelche genaue Schlüsse auf das Alter der fraglichen Schiefer zu. Die Möglichkeit ist vorhanden, dass es sich sowohl um jurassische, kretazische oder tertiäre Ablagerungen handeln kann.

Die Schynschiefer sind ophiolithfrei. Mit dem sie überlagernden Soliskalk haben sie keine Beziehungen; die Grenze zwischen ihnen ist rein tektonisch bedingt, wie schon *Meyer*, *Zyndel* und andere dartun konnten.

Die Schynschiefer verschwinden etwas östlich Prada endgültig unter der den Talboden erreichenden Gelbhorndecke (Soliskalk des Liegendchenkels). Dennoch identifiziert *Glaser* die Schiefer, welche einerseits die spärlichen Reste der normal gelagerten Trias nordwestlich Tiefenkastral überlagern, anderseits unter die Soliskalkwand auf der konvexen Seite des Bahnbogens nördlich Prada an der Strasse Tiefenkastral-Alvaschein hineinstreichen und ferner unter dem Gips an der Bahnhofstrasse von Tiefenkastral anstehen mit den Schynschiefern. Ich halte diese Parallelisation für unrichtig — sicher gehört der grösste Teil dieser Schiefer zum Soliskalk und damit zum Dach der Gelbhorndecke.

Die Grenze zwischen dem Gips und den von *Rothpletz* infolge ihrer Belemnitenführung in den Lias gestellten Schiefen bezeichnet die Trennung zwischen Gelbhorndecke und Flyschdecke. Diese kurze tektonische Überlegung genügt, um zu beweisen, dass diese Liasschiefer und die besprochenen Schynschiefer niemals miteinander identisch sein können.

2. Die Gelbhorndecke¹⁾ (Schamserdecken p. p.).

Wie die Schynschiefer, erscheint auch die als Gelbhorndecke von *Wilhelm* (briefliche Mitteilung) erstmals so bezeichnete Schichtfolge in einem Fenster zwischen Solis-Station und Tiefenkastral.

¹⁾ Siehe Anmerkung Seite 8.

Der gewaltige Einschnitt der Schynschlucht lässt uns sowohl südlich als auch nördlich der den Schyn durchziehenden Albula schöne Einblicke in den Bau und die stratigraphische Zusammensetzung der Gelbhorndecke tun.

Das älteste der in diesem Fenster erkennbaren Schichtglieder der Gelbhorndecke ist die Trias, vertreten durch Gips, Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer, das jüngste der liasische Soliskalk.

I. Trias.

a) Der Gips. Als sicher der Gelbhorndecke angehörenden triasischen Gips kann ich nur denjenigen von Solisbrücke und östlich Münstal und Prada bezeichnen. Er ist von rein weisser bis hellrötlicher oder grauer Färbung und kompakt. An der Grenze zum Rötidolomit schiebt sich eine dolomitische Breccie ein, deren Bindemittel Gips ist. Der Gips ist nach seinen Lagerungsverhältnissen stets älter als der Rötidolomit und kann eine Mächtigkeit von zirka 40 m erreichen.

b) Rauhwacken sind mir nur aus der Rötidolomitmulde westlich Schlasun und aus derjenigen westlich Salveins bekannt. In beiden Fällen ist es eine stark löcherige, zum Teil harte, gelbe bis rötliche Rauhwacke, die älter ist als der Rötidolomit und in brecciöser Ausbildung in diesen übergeht. Mächtigkeit zirka 10 m.

c) Der Rötidolomit ist von heller, gelblich-weisser Farbe im Bruch und wittert gelb bis rostbraun an. Stets bildet er 10 bis 30 cm dicke Bänke, die mit unebenen, gewellten Schichtflächen aufeinander liegen. Zahllose weisse Quarzadern durchziehen ihn und wittern an der Oberfläche netzartig erhaben heraus. Bisweilen ist der Rötidolomit pyritartig. Auf kleinen Klüften und Spalten kann man vielfach feine Überzüge von Dolomitmikrokristallen entdecken. Infolge des geringen Zusammenhanges der einzelnen Bänke untereinander liess sich der Rötidolomit sehr leicht falten. Diesem Umstande ist es auch zuzuschreiben, dass die obersten Bänke gewöhnlich auch stark zersplittert sind in zahllose Blöcke, die besonders an steilen Gehängen ein bergsturzähnliches Durcheinander vortäuschen können, weil infolge der Schwerkraft, Schneedruck usw. die Blöcke allmählich nach unten wandern. Beispiel: Tobel nördlich unter Sanagn.

Nach oben geht der Rötidolomit über in typische Quartenschiefer. Dieser Übergang vollzieht sich in unserem Gebiete jedoch stets nur ganz allmählich, indem zwischen die dünner werdenden Rötidolomitbänke sich immer mächtigere Zwischenlagen roter, seltener grüner oder violetter Quartenschiefer einschalten. Der Rötidolomit kann maximal zirka 60 m mächtig werden. Am besten können wir ihn in den Mulden der in mehrere Falten gelegten Gelbhorndecke zwischen Tiefenkaast und Solisbrücke studieren. Am schönsten entwickelt und am mächtigsten treffen wir ihn in der verkehrt gelagerten Serie an, wogegen er in der normal gelagerten Serie darüber nur in wenigen Relikten aufgefunden werden konnte.

Die normal gelagerte Trias können wir westlich vom Plattas bei Tiefenkaast in unzusammenhängenden kleinern und grössern Aufschlüssen bis Sanagn verfolgen. Allem nach liegt der Rötidolomit dieser Serie direkt auf demjenigen der verkehrt gelagerten. Zum letzten Male treffen wir auf verschürfte Fetzen der normalen Serie angehörenden Rötidolomites südlich Stürvis im westlichen Bach von Bischtgat. Diesen Relikten entsprechen auf dem Albula-N-Ufer diejenigen südlich Val Mala, wo sie stets über Gips liegen.

d) Die Quartenschiefer schieben sich stets zwischen den Rötidolomit und den liasischen Soliskalk ein.

Es sind rote bis violette oder gelbgrüne, tonig-kalkige Schiefer. Bisweilen umschliessen sie noch dünne, kalkige Rötidolomitschichtchen oder gehen über in eine Breccie, die meist gerundete, von bunt gefärbten Tonbäuten flasrig umschlossene, splittrig brechende, dichte, gelbe bis grünlichgelbe Rötidolomitstückchen enthält. Die Quartenschiefer bilden ein schon auf grosse Entfernungen hin leicht erkennbares Schichtglied, obwohl sie nichts weniger als besonders mächtig entwickelt sind. Grösste Mächtigkeit zirka 10 m.

Wir treffen die Quartenschiefer als konstanten Begleiter des Rötidolomites an. Erstmals begegnen wir ihnen an der Strassenbiegung westlich vom Plattas; von hier können wir sie sowohl in der Hangend- als auch in der Liegendserie hangaufwärts gegen Stürvis und in der Liegendserie von dort hinunter gegen Solisbrücke verfolgen, wo sie mit dem Rötidolomit und dem Soliskalk in zirka senkrechter Stellung die Albula überqueren.

II. Lias, inklusive Rhät.

Das mächtigste Schichtglied der Gelbhorndecke in unserem Fenster bildet der Soliskalk. Unter ihm fassen wir jene die gewaltigen Wände unter Stürvis zur Hauptsache bildenden Gesteine zusammen. Der Soliskalk des verkehrten Liegendschenkels der Gelbhorndecke überlagert, wie ich bereits früher bemerkte, die Schynschiefer.

Unmittelbar über den Quartenschiefern liegen meist dunkelgraue bis braune, feinkristalline Kalkbänke oder auch schwarze Ton- und Kalkschiefer, die wahrscheinlich die Vertreter des hier sonst fehlenden Rhätes sind. Da der Übergang von Quartenschiefern in Soliskalk keine sicher feststellbare Schichtlücken aufweist, scheint dieser Schluss starke Berechtigung zu besitzen, um so mehr noch als ja *Meyer* (22), *Zyndel* (6) und *Wilhelm* (briefliche Mitteilung) Rhät aus dem Ostschams aus dieser Zone beschreiben. Die rhätischen Kalkbänke und Schiefer gehen nach oben über in die liasischen Kalke und Schiefer. Der Liaskalk ist gewöhnlich dicht, dunkelblau und besitzt bisweilen (südlich Solisbrücke) rot anwitternde, etwas tonige, stets völlig glatte Schichtflächen. Die Liaskalke können wie die Rhätkalke zum Teil in Schieferfacies entwickelt sein; gewöhnlich sind es schwarze Ton- und Kalkschiefer. Die mächtigeren Kalkbänke werden bisweilen durchzogen von Hornsteinbändern, die graugelb anwittern und spindelförmig verdicht sind. Sie werden stellenweise auch sandig bis feinbrecciös und enthalten dann feine Serizitschüppchen; die erbsengrossen Kalkkomponenten (zum Teil auch gerundete Quarze darunter) wittern gelb an.

Profil E unter Sanagn durch die normale Hangendserie:

4. Soliskalk, blau, gut gebankt; 40 m;
3. Schiefer, schwarz, tonig-kalkig; 5 m (Rhät);
2. Quartenschiefer, rot, mit rundlichen und linsenförmigen Rötidolomitknollen; 10 m;
1. Rötidolomit, gelb, quarzreich, gut gebankt; 25 m.

Der Soliskalk geht hier nach oben über in eine Folge dunkler, geschieferter, kristalliner und sandiger Kalke; Aufschluss im Bach östlich unter Sanagn.

Der Soliskalk und das Rhät werden maximal zirka 110 m mächtig, wobei auf das Rhät zirka 10 m entfallen mögen.

Dem Hangendschenkel der Gelbhorndecke zugehörig betrachte ich jene schon erwähnten Schiefer, welche an der Bahnhofstrasse von Tiefenkaſtel den Gips an der Basis der Tiefenkaſtlerbreccie unterlagern.

Die kalkig-tonigen, grauen Schiefer ziehen nach NE unter die Soliskalkwand an der Strasse nach Alvaschein hinein. In ihnen hat *Rothpletz* Belemniten gefunden, und auf diese Funde sich stützend, stellten er und nach ihm *Zyndel* sie in den Lias. Da der dickbankige Soliskalk gegen SE auskeilt, bilden die an seiner Basis liegenden Schiefer das unmittelbare Dach der Gelbhorndecke bei Tiefenkaſtel. Diese liasischen Schiefer streichen unter dem Kirchhügel und dem Plattas durch nach S und finden sich noch aufgeschlossen im Juliaflusſbett. Sie sind dort reich an verwitterten Pyritknollen. Die sandigen bis feinbrecciösen Schiefer enthalten viel klare Quarzkörner und marmorisiertes Bindemittel und weisen durchgehends einen starken Glimmergehalt (Serizit) auf.

Den Übergang der Quartenschiefer in die grauen bis schwarzen Ton- und Kalkschiefer, die sowohl das Rhät als auch den untern Lias umfassen mögen, treffen wir noch verschiedentlich auch im verkehrten, liegenden Schenkel der Gelbhorndecke an; z. B. nördlich und nordöstlich Sanagn.

Bestimmbare Fossilien habe ich weder in der Trias noch im Rhät und Lias auffinden können. Im Soliskalk einzig begegnete ich spärlichen, schlecht erhaltenen Durchschnitten weitnabiger Ammoniten und nicht weiter erkennbaren Zweischalerresten.

Jüngerer als Lias vermochte ich in dem in meinem Gebiete vorhandenen Teile der Gelbhorndecke nicht zu entdecken.

3. Die Flyschdecke.

Die Flyschdecke, die sich in drei wohl unterscheidbare Elemente trennen lässt — Tiefenkastlerserie, Nivaigl-Curvèr-Serie und Flysch — beansprucht im penninischen Teil des untersuchten Gebietes oberflächlich den weitesten Raum. Die Fossillosigkeit sämtlicher Gesteine der Flyschdecke verhindert die Aufstellung einer genauen stratigraphischen Stufenfolge.

I. Die Tiefenkastlerserie bildet die Basis der Flyschdecke. An deren Überschiebungsfläche sehen wir den allerdings nicht mit grosser Gleichmässigkeit auftretenden Gips erscheinen. Er ist wohl das älteste Schichtglied der Flyschdecke. Am augenscheinlichsten tritt er an der Bahnhofstrasse von Tiefenkastel auf, wo er die Breccie unterlagert und den Liasschiefern der Gelbhorndecke direkt aufliegt. Von dort können wir ihn mit Unterbrüchen in die Juliaschlucht nach S hin verfolgen. Südlich vom Kirchhügel von Tiefenkastel gesellen sich zum Gips schwarze Tonschiefer, die den zirka 100 m langen Gipszug in der Schlucht wirr umflasern und zum Teil mit ihm verknestet sind.

Der Gips ist von weisser bis hellroter Farbe und hat ein zuckerähnliches, an der Sonne stark glitzerndes kristallines Gefüge. Die ihn zum Teil umhüllenden schwarzen, bisweilen infolge Eisengehaltes rostbraun anwitternden Tonschiefer zeigen mit ihren häufigen weissen, gelben und roten Ausblühungen an, dass sie allgemein stark gipshaltig sind.

Diesen Tonschiefern, in deren unterem Teil der sowohl auf dem rechten als auch auf dem linken Ufer vorhandene 1 bis 5 m mächtige Gipszug eingelagert ist, sind im obersten Teile Sandsteine, sandige Schiefer, Kalklinsen, Marmorbänke und die bekannte Breccie von Tiefenkastel in grössern und kleinern Komplexen eingequetscht.

Die tektonischen Vorgänge haben zu einer starken Verknetzung all dieser Gesteine geführt.

Ich möchte an dieser Stelle nochmals betonen, dass die Tonschiefer der Juliaschlucht keinesfalls identifiziert werden dürfen mit den *Rothpletzchen* belemnitenführenden Schiefern. Jene gehören der Basis der Flyschdecke an; diese sind mit dem Soliskalk nordöstlich Prada dem normal gelagerten, verschürften Hangendschenkel der Gelbhorndecke zugehörig und streichen ja, wie bereits dargelegt worden ist, unter dem Gips und unter den erst südlich vom Kirchhügel mächtig einsetzenden Tonschiefern noch etwas in die Juliaschlucht nach S fort.

Kristallin fehlt der Tiefenkastlerserie!

Kalklinsen, meist von geringer Grösse, finden sich nur spärlich den Tonschiefern eingelagert. Es handelt sich immer um einen indifferent aussehenden, dunkelgrauen, feinkristallinen Kalk.

Marmor, in der Form einer 5 m mächtigen, langen Bank, hängt am rechten Juliaufer südöstlich vom Plattas am obern Rand der Schlucht über den Schiefern. Den Marmor studiert man am besten unten in der Schlucht an den bis mehrere Kubikmeter mächtigen herabgestürzten Blöcken. Er ist ganz weiss, grob- bis feinkristallin; mit Salzsäure braust er heftig auf. Schichtung zeigt sich keine, der Marmor ist vollständig massig. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Marmorschürfling aus dem obern Teil von Meyers oberer Brecciendecke (22).

Die Tiefenkastlerbreccie ist vorwiegend eine monogene Dolomitbreccie. Der ganze 967 m hohe Gletscherrundbuckel von Plattas, im schwach nach E ausbiegenden Kniewinkel der Julia bei Tiefenkastel gelegen, besteht aus ihr, ebenfalls der Kirchhügel zwischen Julia und Albula; sie findet sich, in grössern Komplexen dem obern Teil der Basisschiefer der Flyschdecke eingelagert, in der Juliaschlucht auf dem rechten Ufer, und zuletzt steht sie an der zum Bahnhof von Tiefenkastel führenden Strasse über Gips an (Fig. 1).

Im südlichen Teil von Plattas ist es eine monogene Dolomitbreccie, der sogar fast der Zement fehlt, so unmittelbar liegen die Komponenten aneinander. Unter den Dolomitkomponenten kann man erkennen: dunkelgraue, feinkristalline Dolomite, seltener splittrig brechende, dichte, etwas kalkige, hellgefärbte Dolomite. Die Komponenten erreichen Faustgrösse, sind durch ein quarzitisches Bindemittel fest miteinander verkittet und meist eckig.

Im N von Plattas, bei der Brücke, die über die Julia führt, sind die Komponenten von verschiedener Grösse, das Bindemittel ist stark sandig.

Die Breccie enthält hier dolomit-, liaskalk- und aptychenkalkähnliche, dichte Dolomitkomponenten. Häufig findet man von Pyrit durchspickte, splittrige, dolomitische Kalke. Mit der Breccie vergesellschaftet sind schwarze Tonschiefer, feinsandige, stark glimmerhaltige und zum Teil brecciöse Schiefer. Das tonig-sandige Bindemittel der Breccie hier ist sehr glimmerreich, serizitisch; die einzelnen klaren Quarzkörner sind umflasert von dem phyllitischen, weichen Material.

Die Fossillosigkeit dieser Breccie und das Fehlen einer mit Sicherheit nachgewiesenen primärstratigraphischen Verbindung mit einwandfrei in ihrem Alter bestimmbar Schichten verhindern uns, logische Schlüsse auf ihr Alter zu ziehen. Vermutungsweise und auf unbewiesene Behauptungen sich stützend, haben frühere Beob-

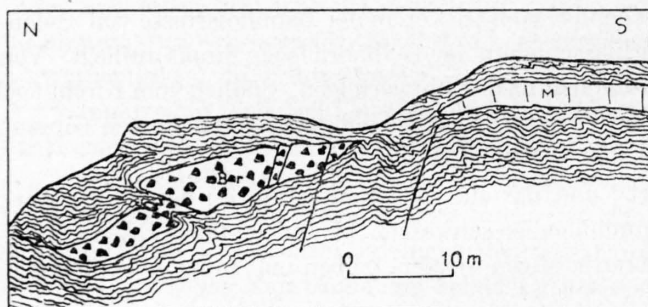


Fig. 1. Rechtes Ufer der Julia, 700 m südlich Tiefenkaastel: Tiefenkaastlerbreccie (Br) und Marmor (M), eingelagert in Tonschiefer und feinsandige, serizitreiche Schiefer.

achter sie in den Lias (*Rothpletz*, 5), in die Kreide (?) (*Meyer*, 22, *Zyndel*, 6, 6) oder sogar in das Tertiär (*Zyndel*, 6, 6, *Staub*, 10, 496, vgl. Anmerkung) stellen wollen.

Ich bin mit meinen Untersuchungen der Lösung der Altersfrage nicht näher gerückt, im Gegenteil, es fehlen mir jegliche Anhaltspunkte, um behaupten zu können, es handle sich hier um eine liasische oder um eine Flyschbreccie.

Meiner Überzeugung nach steht sie weder mit dem Liegenden noch mit dem Hangenden

in irgendwelchem primärstratigraphischen Zusammenhang; für mich spielt sie nur in tektonischer Hinsicht eine gewisse Rolle, indem ich nämlich behaupte, dass sie als Bestandteil der Tiefenkaastlerserie mit dem Gips, Marmor, Kalk, eingeknetet in wahrscheinlich liasische Schiefer, die Basis der Flyschteildecke bei Tiefenkaastel vorstellt. Ich ziehe somit die *Zyndelsche* Prätigaudecke, in allerdings etwas veränderter Form, wieder zu Ehren.

Weitere Verbreitung der Tiefenkaastlerserie: Der Tiefenkaastlerserie zugehöriger Marmor steht östlich Tiefenkaastel in einem Aufschluss an, der sich vom *f* zum *s* des Wortes Tiefenkaastel der Karte erstreckt. Die ganze Serie taucht jedoch nach E rasch unter die darüber einsetzende Nivaigl-Curvèr-Zone ein. Nach W jedoch konnte ich die Breccie, den Gips, die Schiefer und den Marmor bis südlich Solisbrücke verfolgen. Die Serie macht die Verfaltungen der Gelbhorndecke ungefähr konform mit. Südöstlich Soliser Rütland steht eine der Tiefenkaastlerserie zuzusprechende, gewaltige Gipsmasse an, die, vielleicht 50 m oder mehr mächtig, zirka 200 m weit in den Wäldern vom *n* des Wortes Rütland nach SE zu verfolgen ist.

Am obersten Weg durch den Soliser Wald stossen wir bei 1400 m auf die Breccie und die sie begleitenden Schiefer. Die Breccie biegt hier mit der Gelbhorndecke steil nach Solisbrücke hinunter. Sie bricht in gewaltigen Massen ab und ist allenthalben an den die Zone querenden Waldstrassen in mächtigen Blöcken anzutreffen. Den Schiefen sind auch in jener stark bewaldeten und deshalb sehr unübersichtlichen Gegend Marmorbänke eingelagert. Genau wie bei Tiefenkaastel, sind auch hier die Breccie wie der Marmor den Schiefen in grossen und kleinen Linsen eingelagert. Auch hier sind es schwarze Tonschiefer, ferner feine Kalkschiefer und sandige, glimmerreiche Schiefer, welche die Breccie begleiten. Die Breccie selber ist derjenigen von Tiefenkaastel völlig analog — eine monogene Dolomitbreccie.

Die völlige Identität der Tiefenkaastlerserie mit dem obren Teil von *Meyers* oberer Breccienzone des Ostschams ist augenscheinlich. *Meyer* beschreibt von dort liasische Tonschiefer, darüber eine grobe Breccie mit dunklen und hellen Dolomitkomponenten, gelegentlichen kleinen Quarzbrocken und ohne Grundmasse. Diese, der Tiefenkaastlerbreccie vollständig entsprechende Breccie führt im Schams Komponenten mit verkieselten Fossilien: Globigerinen, Milioliden, Nodosarien und vereinzelte Orbitulinen. Über der Breccie liegt im Schams ein weisser Marmor, den *Meyer* als Tithon anspricht. Gips fehlt der Zone der obren Breccie im Schams, während er in der Tiefenkaastlerserie vorhanden ist.

Im Soliser Wald wie bei Tiefenkastel folgt in derselben Weise über der Tiefenkastlerserie:

II. Die Curvèr-Nivaigl-Serie. Was die Curvèr-Nivaigl-Serie vor der liegenden Tiefenkastlerserie und dem hangenden Flysch besonders auszeichnet ist ihr Reichtum an ophiolithischem Material, welches ihren Schiefermassen eingelagert ist. Wir stossen südlich Stürvis gegen den Toissa und südlich ihm in der obern Val Adont häufig auf mächtige Serpentinlager, ferner untergeordnet auf Gabbro-, Variolith- und Spilitlinsen. Unter den Sedimenten finden wir Kalke, Sandsteine, grobe polygene und feine monogene Breccien, Tonschiefer, Quarzitsandsteine. Diese Fülle verschiedenartig ausgebildeter Sedimente können wir vom Curvèr nach E über die Abhänge gegen Tiefenkastel zu verfolgen, jedoch in um so grösserer Lückenhaftigkeit, als wir uns der Julia nähern. In der Juliaschlucht und der Albula entlang bis etwas östlich der Säge von Tiefenkastel ist die Curvèr-Nivaigl-Serie nochmals aufgeschlossen. Sie fällt aber hier unter den ostwärts einsetzenden Heideflysch ein.

Über das Alter der Nivaigl-Curvèr-Sedimente vermag ich mich nur vermutungsweise zu äussern. Glaser hielt seine Nivaiglschiefer für jurassisch; auf jeden Fall scheint mir ihr Alter höher als Lias zu sein; vielleicht Malm bis obere Kreide.

Als Schiefer jüngern Alters spreche ich vor allem jene in einem Profil bei Mundaditsch südlich unter dem Piz Toissa gut aufgeschlossene S Schieferserie an. Von unten nach oben können wir unterscheiden (Fig. 2):

1. Moräne (1911 m) (Häuser von Mundaditsch);
2. blätterdünne, feingefaltete Kalkschiefer mit stahlgrauen, glänzenden Tonphyllithäutchen auf den Schichtflächen; schliessen vielfach sicher sekundär entstandene Quarzlinsen ein (bis 2060 m);
3. unmerklicher Übergang in eine Serie schillernder, toniger Glanzschiefer, die auf das allerfeinste geschiefert sind (2—3 m); sie vermitteln den Übergang zu
4. grünlichen, feinen, quarzitischen, wahrscheinlich kontaktmetamorphen Schiefern (bis 2070 m);
5. spilitartiger, kompakter, harter, dunkelgrüner, dichter Serpentin (bis 2075 m);
6. dichte, hellgraue, splittig brechende, aptychenkalkähnliche Kalkschiefer mit grünlichen, sammetartig schillernden, tonigen Schichtbelägen (bis 2080 m);
7. Gehängeschutt.

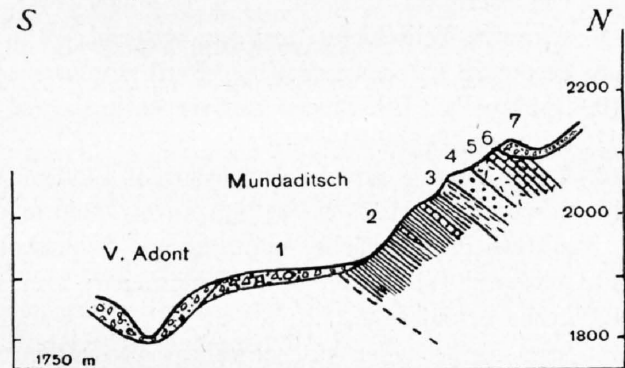


Fig. 2. 1 : 12 500.

Der ganze Habitus dieser Gesteine spricht für ein jüngeres Alter als Lias. Mangels jeglicher paläontologischer Beweismittel ist es mir aber nicht vergönnt, ihr Alter zu präzisieren.

Als Ergänzung lasse ich ein Profil folgen, das man erhält, wenn man von Cra digl Lai dem Ziteilbach entlang nach W steigt.

1. Bachschutt (1957 m);
2. am N-Ufer schwarze Tonschiefer und sandige, schiefrige Kalke mit viel Quarzadern, dazwischen blätterdünn spaltende Kalkschiefer — jedes Blatt auf Ober- und Unterseite mit einem schillernden Tonbelag (bis 2190 m);
3. kompakte, sandige Kalkbänke neben Schiefern schon bekannter Art (bis 2255 m);
4. ein zirka 4—5 m mächtiges, gegen NE auskeilendes oder ausdünnendes Spilit-Variolithlager in den Schiefern;
5. Tonschiefer, wie unter 2 (bis 2300 m);
6. auf dem südlichen Bachufer wieder Variolit-Spilit;
7. Gehängeschutt.

Aus den beiden Profilen geht das reichliche Vertretensein von Ophiolithen in diesen Schiefern deutlich hervor.

Mächtige Serpentinlager finden sich auch westlich vom Toissa. Der Lias des Toissa selbst endigt mit einer tektonischen Diskordanz von fast 90° bei Furcletta auf diesem Serpentin.

Auf dem Grat südlich U aul Tschappa-Alp Muntèr stossen wir verschiedenorts auf schwarze Tonschiefer, braune, sandige Kalkschiefer, aptychenkalkartig dichte, splittrig brechende, manchmal feinsandige oder sogar brecciöse, graubraun anwitternde Kalke mit einem sammetigen Schimmer; oberflächlich sehen sie manchmal wie mit feinem Staub bedeckt aus.

Im Bach westlich Bischtgiat konnte ich über dem Soliskalk des Hangendschenkels der Gelbhorndecke folgendes Profil aufnehmen:

1. Tiefenastlerbreccie, W-Ufer über dem Bach; 2 m;
2. Schutt;
3. Quarzitsandstein, W-Ufer über dem Bach, 1440 m; 1 m;
4. Marmor, W-Ufer über dem Bach, 1440 m; 1 m;
5. Schutt.

Im Bachbett aufgeschlossen:

6. schwarze Ton- und graue Kalkschiefer; zirka 80 m;
7. den schwarzen Tonschiefern sind 1 bis 4 m mächtige Lagen grüner, kalkiger und gelber, vielleicht von Serpentin injizierter Schiefer eingelagert;
8. schwarze Tonschiefer, rostig anwitternd; 10 m;
9. Serpentin mit massenhaftem Pyrit durchspickt; 2 m;
10. Gabbro-Variolith-Breccie mit serpentinisiertem Bindemittel; 1 m;
11. schwarze Tonschiefer; 15 m;
12. Quarzitbreccie mit serpentinisiertem Bindemittel; zirka 30 m;
13. Serpentin bei 1675 m; er hält an bis 1800 m und bildet infolge seiner vollständigen innern Zermürbtheit bewegliche, schwarzgrüne Schutthalden auf beiden Bachufern;
14. schwarze Tonschiefer mit Quarzitlagen; 2 m;
15. grüne Schiefer; 0,80 m;
16. feine Kalkschiefer mit schwarzen Tonbelägen; 4 m;
17. grüne, quarzreiche Schiefer; 3 m;
18. Variolithlinse; 0,9 m;
19. schwarze Tonschiefer mit weissen Quarzadern; 30 m;
20. Schutt.

Als Ergänzung folge das Profil des Baches östlich Bischtgiat:

1. Schutt vom Zusammenfluss der beiden Bäche an aufwärts bis 1445 m;
2. dünnbankige, dunkelblaue Kalke wechsellagernd mit schwarzen Tonschiefern;
3. stark rostige Tonschiefer und glimmerreiche, sandige Schiefer;
4. Tonschiefer mit weissen Ausblühungen; 15 m;
5. Schutt;
6. Marmorbänke; 2 m;
7. Ton- und Kalkschiefer; 3 m;
8. graublaue Kalkbänke; 2,5 m;
9. kieselige Kalke mit Glimmer; 4 m;
10. tonige Kalkschiefer; 10 m;
11. Kalkbänke; 2 m;
12. Schutt;
13. Kalkschiefer mit grossen Kalzitadern; 3 m;
14. Kalkschiefer mit schwarzen Tonbelägen; 6 m;
15. Schutt;
16. Bergsturz;
17. zerbrochene, weisse Quarzitbänken im untern Teil der serpentinierten Quarzitbreccie; ca. 30 m;
18. Serpentin; 3 m;
19. Schutt von der Höhe von Bischtgiat an aufwärts.

Wir lernen aus den beiden Profilen, dass das ophiolithische Material noch in gewaltiger Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit bis südlich Stürvis (Bischtiat) in den Schiefermassen der Curvèrzone vertreten ist.

Die Ophiolithe der Curvèr-Nivaigl-Serie werde ich in einem besondern Kapitel gemeinsam mit denjenigen aus der tektonisch höherliegenden Aroser Schuppenzone besprechen.

Wir wollen indessen den weiteren Aufschlüssen der Curvèr-Nivaigl-Serie nachgehen.

Wenn wir von Bargung südwestlich Stürvis gegen die Felswände von Surcoual in WSW-Richtung durch die Wälder aufsteigen, so stossen wir auf folgende Gesteine:

1. über Bargung dunkelblaue, zirka 30 cm dicke Kalkbänke, die nach oben mit einer gelbbraunen, porösen Quarzitplatte unter Schutt abschliessen. Dieser Aufschluss stellt den Soliskalk der Hangendserie der Gelbhorndecke dar;
2. bei 1820 m serizitische, sandige Schiefer;
3. bei 1880 m graue, marmorisierte Kalke mit schwarzen Tonschieferbelägen; streichen unter die Wände nördlich Narglesa und von Surcoual hinein;
4. grünliche, marmorisierte, feine Kalkschiefer bilden die Basis der Wand nördlich Narglesa;
5. darüber blaue, kristalline, bisweilen brecciöse Kalkschiefer;
6. gegen NW gehen die Kalkschiefer über in tonige, grüne Glanzschiefer;
7. es folgen wieder marmorisierte Kalkschiefer, die wie 4 in 5 übergehen in
8. gut geschichtete dunkelblaue Kalke, die am obern Rand der Wand südlich Surcoual in eine nur lokal vorkommende, grobe, polygene Breccie übergehen.

Diese Breccie enthält kantige und gerundete Stücke eines grünen Granites und Quarzporphyrs.

Die Kalkbänke werden bisweilen feinbrecciös und nähern sich in ihrem Habitus stark den kretazischen Tristelkalken.

Weiter nordwestlich Surcoual, an der Gratkante nach Soliser Rütland hinunter, stiess ich bei 2000 m wieder auf die polygene Breccie. Kopfgrosse, grüne Granit- und Quarzporphyrbrocken liegen mit tristelkalkähnlichen Kalklinsen in schwarzen Tonschiefern und sandigen Kalkschiefern. Auch hier wird sie unterlagert von graubraunen Kalkbänken. Die Breccie ist nur zirka 1 m mächtig. Bei 2020 m schwarze, rostig anwitternde Tonschiefer, die mit Kalkschiefern wechsellagern.

Sicher hat man es mit der beschriebenen Gesteinsserie mit jungen Bildungen zu tun. Da ich keine Fossilien gefunden habe und, um Dünnschliffe herstellen zu lassen, ich die nötige Zeit nicht fand, fehlen mir paläontologische Beweismittel, um ihr Alter präzisieren zu können. Ein lithologischer Vergleich mit bündnerischen Kreidegesteinen lässt mich aber vermuten, dass meine Schichtreihe wahrscheinlich kretazischen Alters ist. Die Kalke entsprechen vielleicht den Tristelschichten (Urgo-Aptien) und die polygene Breccie der Gaultbreccie des Rhätikon-Weissfluh-Gebietes, wobei ich von vornherein, um Missverständnisse zu vermeiden, bemerken will, dass damit nur ein rein lithologischer Vergleich, nicht aber eine tektonische Parallelisierung gemeint ist.

Die beschriebene Gesteinsserie zieht in Wänden abbrechend unter Narglesa durch gegen den Weg, der auf Tiragn-Bargung-Stürvis hinunterführt; noch bevor sie den Weg erreicht, verschwindet sie unter Schutt.

Westlich vom Weg treffen wir bei 1790 m auf blaue bis weisse oder gelbe, marmorisierte Kalkschiefer mit grünen, offenbar tonigen Schichtbelägen. Die Schiefer sind zum Teil feinbrecciös, polygen. Neben Quarzkörnern und Kalkbröckchen sind Gneissplitterchen und weisse Serizitschüppchen zu erkennen; alle Komponenten sind höchstens erbsengross. Am Wege bei Tiragn sind blaue, dünngeschichtete Kalke, weisse, marmorisierte Kalkschiefer, schwarze Tonschiefer, glimmerreiche, sandige bis feinbrecciöse Kalkschiefer aufgeschlossen.

Weiter gegen E fehlen uns bis zur Juliaschlucht fast jegliche Aufschlüsse. Über Zozas stossen wir bei 1560 m am Weg zur Alp Muntèr auf brecciöse, braune, harte Sandsteine und schwarze Tonschiefer; über Mons bei 1360 m auf tonige Kalkschiefer und sandige Schiefer. Am Wege Mons-Plangs sind auf kurze Distanz schwarze Tonschiefer, Kalkschiefer, grünlichgraue, rostrotgetupfte Sandsteine, ferner blaugraue, schiefrige, bisweilen sandige Kalke aufgeschlossen.

Erst in der Juliaschlucht stehen uns wieder bessere Aufschlüsse zum Studium unserer Curvèr-Nivaigl-Serie zur Verfügung.

Südlich P. 959 kann man von unten nach oben folgendes Profil aufnehmen:

1. schwarze Tonschiefer mit weissen und gelben Ausblühungen; 10 m;
2. Gips; 1 m;
3. grüne und graue, tonige Schiefer; 14 m;
4. graue Kalkschiefer mit schwarzen Tonschiefern wechsellagernd; 13 m;
5. grüne Schiefer mit Kalzitkristallen in Klüften; 12 m;
6. Moräne.

Die grünen und gelben, seifig sich anführenden Schiefer sind den Tonschiefern in zirka 1 m mächtigen Linsen eingelagert.

Westlich unter P.1066 auf der rechten Flussseite ist es mir nachmühseligem Herumsteigen gelungen, in den wilden Runsen, welche in die Schiefermassen der kaum begehren Flussufer eingefressen sind, ein durchgehendes Profil vom Flysch bis hinab in die Curvèr-Nivaigl-Schiefer aufzunehmen.

Unter den Flysch, der beim T von Tgiant Ladrung ansteht und von dort aus nach N schwach aufsteigend verfolgt werden kann, fällt die durch ihre grünen, kristallinen Schiefer leicht kenntliche Curvèr-Nivaigl-Serie sacht S-fallend ein.

Von unten nach oben folgten:

1. grüne, quarzreiche Schiefer, völlig durchspickt von Pyrit und Kupferkies; auf den Schichtfugen starke Malachitüberzüge. Auf der Oberfläche ganz rostrot anwitternd; zirka 3 m;
2. gneisähnlicher, grüner Sandstein mit massenhaft Pyrit; die Quarzkörner rundlich und klar; 1 m;
3. tonige und kalkige Schiefer mit Quarzit- und Kalzitlinsen; 2 m;
4. dünne, glimmerreiche Kalkschiefer; 2,5 m;
5. Flysch, schwarze Tonschiefer; 15 m;
6. Moräne.

Die Schiefer von 1 gehen seitlich über in dunkelblaue, zirka 3 bis 4 cm dicke Kalke mit weissen Quarzadern. Stellenweise trifft man linsenförmig zerquetschte, grössere, blaue Kalklinsen darin. Die Kalke wieder können seitlich übergehen in Kalkschiefer, die wie die grünen, oberflächlich rot anwitternden, pyrit-malachit- und kupferkiesreichen Schiefer innig zerknittert, engverfaltet sind.

Die hier beobachteten Übergänge und die linsenförmige Verteilung der grünen, kalkigen Schiefer überhaupt bestärkten mich in der schon lange gehegten Vermutung, dass wir es mit vollständig verschieferten und dislokationsmetamorph umgewandelten Ophiolithen und zum Teil mit von solchen injizierten Schiefen zu tun haben, wie gerade im vorliegenden Fall. Unveränderte Serpentine wie bei Bischtgiat habe ich in der Juliaschlucht nicht mehr auffinden können.

Es fehlte mir die Zeit, eine mikroskopische Untersuchung all dieser Gesteine auszuführen; ich glaube aber, dass eine solche sicher noch manch Interessantes zeitigen würde.

Als Verbindungsglied zwischen *Glaser's* Nivaiglserie, welche direkt östlich Tiefenkaasel den Albulaalboden erreicht, und der in der Juliaschlucht noch aufgeschlossenen Curvèrschieferzone sind zwei Aufschlüsse auf dem linken Albulaufer östlich Tiefenkaasel.

Am P. 911 stehen kalzitreiche Kalkschiefer an. Östlich der Säge von Tiefenkaasel brechen kristalline, dunkelblaue Kalke zum Fluss ab. Das Wasser für das Triebbad der Säge wurde in einem Stollen durch diese Kalkwand geführt. Beide Vorkommnisse sind der Nivaigl-Curvèr-Zone zuzurechnen. Diese Kalkmassen könnte man ihrem Habitus nach gut in den Malm stellen.

Über das Alter der allgemein einförmigen und doch im einzelnen so mannigfaltig wechselnden Gesteinsreihe unserer Curvèr-Nivaigl-Serie kann man sich solange streiten, als man nicht bestimmbar Fossilien gefunden hat; denn die Lagerung lässt uns keine sichern Schlüsse auf das Alter zu.

Ich begnüge mich vorläufig mit dem Wahrscheinlichkeitsschluss, dass wir sowohl Vertreter des Malm als auch der gesamten Kreide in unserer Curvèr-Nivaigl-Serie besitzen und dass sie sehr wahrscheinlich das normale Liegende des Flysches bildet, wie schon *Glaser* vermutet hat.

III. Der Flysch. Der Flysch ist im Albulatal auf der S-Seite der Albula nur in wenigen unzusammenhängenden Aufschlüssen anzutreffen. Wenn wir auf dem linken Albulaufer nach E wandern, stossen wir westlich P. 885 erstmals auf Flysch. Es handelt sich um schwarze Tonschiefer, wechsellagernd mit Kalksandsteinbänken; häufig sind Quarz- und Kalzitlinsen, die wohl immer sekundärer Entstehung und meist in den verdickten Umbiegungsstellen der kleinen Fältchen zu beobachten sind.

Die Grenze zwischen den Gemeinden Tiefenkaasel und Surava führt durch ein Tobel hinauf, das bis auf eine Höhe von zirka 1600 m reicht. Dieses Tobel bietet uns den einzigen Aufschluss, welcher erlaubt, den Flysch in einem durchgehenden Profil bis zur Überschiebung der ostalpinen Decken zu untersuchen.

Von unten nach oben können wir unterscheiden (Fig. 3): *N*

1. schwarz schillernde Tonschiefer (von 880 m an);
2. Kalklagen und -knollen, wechsellagernd mit den vorigen Schiefern;
3. Kalkschiefer, eine Stufe bildend; 1 m;
4. reine Tonschiefer;
5. tonige Kalkschiefer mit viel Quarz in Linsen und Adern; kleine Stufe; 1,5 m;
6. vorwiegend Tonschiefer mit Kalklinsen;
7. Tonschiefer mit kleinern und grössern knopfartig rund herauswitternden Kalkrollen und -stengeln;
8. eine Ruschelzone: Tonschiefer wird durcheinandergestossen und an vereinzelten Scherflächen diskordant aneinanderstossend (1000 m Höhe). Bis 1040 alles innerlich zerrieben, gestört (Tonschiefer meist);
9. bei 1040 m eine zirka 40 m lange und 5 m mächtige Linse eines kalkigen, dunkelgrauen, kristallinen Dolomites in den Schiefern. Ihn scheide ich nach später zu erörternden Gründen mit- samt der Serie der mit ihm sich hier findenden Fremdgesteinen als Tgavroulsserie aus;
10. darüber folgen, weitere Linsen von Fremdgesteinen (Dolomit, Marmor, Kalk, Granit) einschlies- sende, dunkle, gequälte, tonige Kalkschiefer;
11. tonige Schiefer, ebenfalls noch Brocken fremder Gesteine (Granit, Aplit) einschliessend;
12. bis 1100 m Kalkschiefer mit Tonbelägen, wechsellagernd mit Tonschiefern;
13. Tonschiefer und Kalkschiefer, in lauter Rollen und Stengel zerrieben;
14. bei 1120 m eine Kalklinse;
15. feine Kalkbreccie mit marmorisiertem, kalzitischem Bindemittel, glimmerhaltig;
16. bis 1160 m Kalk- und Tonschiefer;
17. Serpentin; die liegenden Schiefer scheinen zum Teil metamorph umgewandelt (?) und wären ihrem Aussehen nach als Grünschiefer zu bezeichnen; immerhin könnte es sich auch einfach um verschie- ferten Serpentin handeln, wie er öfters an Überschiebungslinien aufzutreten pflegt;
18. bei 1180 m Sulzfluhkalk, wandbildend, steigt nach W steil in die Höhe. Der Serpentin ist an der Basis des Sulzfluhkalkes völlig verschiefert.

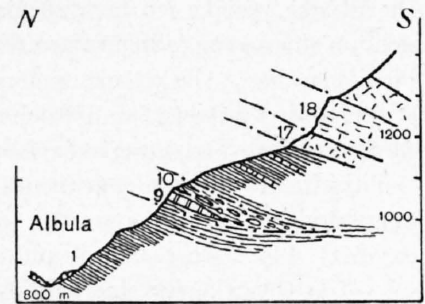


Fig. 3. ca. 1:19 000.

Bei Betrachtung dieses Profils in bezug auf die Zusammensetzung des Flysches, fällt einem einerseits das Vorherrschen der Tonschiefer und andererseits das gänzliche Fehlen der südlich im Oberhalbstein stets vorhandenen Sandsteinhorizonte auf.

Die Tgavroulsserie.

Im übrigen fallen die an offensichtlichen Störungslinien, Scherflächen, auftretenden Fremdgesteine auf. Um die Tiefenkaasler Serie kann es sich hier keinesfalls mehr handeln, denn diese taucht ja schon etwas östlich Tiefenkaasel unter das Flussniveau unter. Die unter der Bezeichnung Tgavroulsserie zusammengefassten Schürflinge sind ein tektonisch höheres Gebilde und sehr wahrscheinlich nicht penninischer Abkunft wie diejenigen der Tiefenkaasler Serie. Vielleicht geben uns die linsenförmig in den Schiefern eingeschlossenen Gesteine irgendwelche Anhaltspunkte über deren Herkunft.

Der kalkige Dolomit ist hell- bis dunkelgrau, im Bruch feinkristallin und von zahllosen Kalzitadern durchzogen.

Die Dolomitlinse fällt zirka 40° E; sie ist innerlich selber in kleinere Linsen zerdrückt und weist an ihrer den Flyschschiefern aufliegenden Unterseite einen äusserst schönen, gestreiften Rutschharnisch auf. Die Schiefer stossen zum Teil diskordant daran an. Nach W wie gegen E keilt die Linse aus.

Der Marmor, in mehreren Linsen vorhanden, ist schneeweiss und feinkristallin; er zeigt keinerlei ihn charakterisierenden Besonderheiten.

Daneben finden sich noch kleine Linsen eines kristallinen, grauen Kalkes.

Die spärlichen kristallinen Gerölle sind sämtlich von geringer Grösse, faust- bis kopfgross. Die Stücke, welche ich herausschlagen konnte, sind von grünlicher Farbe und granitisch; es handelt sich um einen ganz grobkörnigen Granit. Die grünen Stellen rühren wahrscheinlich von saussuritisiertem Plagioklas her. Alle Stücke sind von Pyrit völlig imprägniert.

Dieser Pyritreichtum ist sicherlich sekundärer Entstehung. Eingeschlossen in den stets organische Stoffe in feiner Verteilung aufweisenden Tonschiefern, sind die eruptiven Gesteine unter dem gewaltigen Gebirgsdruck verschiedenartigen Lösungsvorgängen ausgesetzt gewesen. Die organischen Stoffe der umgebenden Tonschiefer werden sich auf Kosten des Oxydes der Eisenhydroxyd- und Sulfatlösungen oxydiert, das Eisen reduziert und in Form von Schwefeleisen (Pyrit) ausgefällt haben.

Die Quarzkörner sind zahlreich und gross, wie überhaupt das Gestein — wie bereits bemerkt — ein grobkörniges, saures Produkt eines granitischen Magmas gewesen sein muss.

Ein einziges Stück ist von grauer Farbe, mit viel Quarz, Biotit und etwas Orthoklas, aber ebenfalls ganz imprägniert von Pyrit.

Es wird sich hier um ein aplitisches Gestein handeln; die Struktur ist ebenfalls feinkörnig.

Andere Stücke fand ich nicht; die gesammelten lagen alle, Geröllen ähnlich, eingeschlossen in den schwarzen Tonschiefern. Diese umschliessen die vorwiegend gerundeten Stücke mit einer graphitähnlich glänzenden Haut und finden sich sogar in Vertiefungen und Spalten der «Gerölle» eingepresst.

Nur dem zeitweilig durch das Tobel stürzenden Wasser ist es zu verdanken, dass diese Stücke in der aufgerissenen Tobelsohle einigermassen herauspräpariert zutage lagen.

Faciell unterscheiden sich die Schiefer im Liegenden und im Hangenden der Tgavroulsserie nicht stark voneinander. Das ganze Schieferprofil liegt im Flysch.

Die Gesteine der Tgavroulsserie liegen in einer tektonischen Störungszone in der obern Partie des Flysches. Die tektonische Störungszone wird dokumentiert durch das wirre Geknäuel der Schiefer und deren Einschlüsse an verschiedenartigen Gesteinen.

Dolomit, Kalk und Marmor haben ein solch indifferentes Aussehen, dass man der Sache Zwang antäte, wollte man diese Gesteine mit solchen der Margnadecke oder der unterostalpinen Decken parallelisieren. Sie könnten ebensowohl da wie dort hingestellt werden.

Besser zu einer Parallelisation geeignet sind die kristallinen Gesteine. Herr Prof. *Arbenz* verglich die grünen, granitartigen mit solchen aus der Falknisbreccie und mit den Vorkommnissen von Brienz und Belfort an der Basis der unterostalpinen Decken. Die Stellung unter dem Sulzfluhkalk scheint eine solche Ansicht zu stützen. Auf jeden Fall glaube ich nicht an eine penninische Abkunft der Tgavroulsgesteine; die Facies der kristallinen Brocken und die tektonische Lage in der Nähe der unterostalpinen Schuppenzone weist auf Verwandtschaft mit dieser hin. Eine Verbindung mit der Tiefenkastlerserie, die von der Tgavroulsserie durch zirka 300 m Schiefer (Nivaiglerschiefer und Flysch) getrennt ist, halte ich unbedingt für ausgeschlossen, denn man müsste dazu eine gewaltige Querverschuppung zu Hilfe nehmen, wofür uns jegliche Anhaltspunkte fehlen, und überdies fehlt der Tgavroulsserie die wichtige Tiefenkastlerbreccie und der Gips, währenddem die Tiefenkastlerserie der bezeichnenden grünen Granite entbehrt. Auch mit *Meyers* Ophiolithzone lässt sie sich nicht identifizieren, denn die grünen Granite entsprechen niemals dem schiefrigen, sonst leicht kenntlichen Rofnaporphyr. Die über der Tgavroulsserie liegenden Ophiolithe dürfen keinesfalls mit den Ophiolithen der Curverschiefer in Zusammenhang gebracht werden; diese liegen unter dem Flysch, jene darüber.

Es scheint aus diesem Grunde sehr gut möglich, die Tgavroulsserie als ein Stück der weiter im N durch völlige Ausquetschung verloren gegangenen, hier jedoch zufällig erhaltenen, südwärts weisenden

Leitlinie der Falknisdecke zu deuten. Die Tgavroulsserie, als eine zusammengewürfelte Gesellschaft von Schubspänen der Falknisdecke aufgefasst, wäre danach infolge einer obern Abschuppung der Margnaflyschteildecke in deren weiche, konservierende Schieferhülle eingeschürft worden.

Ein weiterer kleiner Flyschaufschluss findet sich in dem Tobel, das sich durch den Namen Tgavrouls der Karte hindurchzieht. Auch hier stehen zur Hauptsache schwarze Tonschiefer an, die von 1080 m bis 1120 m zu verfolgen sind. Bei 1110 m fand ich den Tonschiefern eine Kalklinse von geringem Ausmasse eingequetscht, die sicher als ein Analogon zum Kalk in der besprochenen Tgavroulsserie aufzufassen ist und uns den Weg weist, welche diese nach S nimmt. Gegen W steigt die Tgavroulsserie also mit dem Flysch steil in die Höhe. Südlich vom Crap Sees konnte ich jedoch von ihr keine Spur mehr finden.

Ein kleiner Flyschaufschluss (schwarze Tonschiefer) findet sich ferner südlich vom T von Tgavrouls am Waldweg bei 1160 m.

Der Flysch setzt in grösserer Masse erst gegenüber der Einmündung der Ava da Mulegn in die Julia über der unter ihn einsinkenden Curvèrsérie ein. Er ist von hier bis Tgiant Ladrung in ununterbrochenem Zuge zu verfolgen. Auch hier besteht er fast nur aus schwarzen Tonschiefern.

Flysch des Oberhalbsteins.

Wir gelangen zur Besprechung der die östliche Talseite vom Crap Sees bis zum Val d'Err bis auf eine maximale Höhe von 2000 m beherrschenden Flyschmasse.

Im einzelnen lithologisch mannigfach wechselnd, insgesamt aber höchst einförmig und durch völlige Fossillosigkeit ausgezeichnet, lernen wir den «Flysch» in unserm Gebiet kennen. Die Einteilung *Trümpys* in eine untere Gandawaldserie mit darauffolgenden Ruchbergsandsteinen, Aebigratschichten und Ganeysschiefern lässt sich annähernd, und nur lithologisch einigermassen begründet, hier noch durchführen, insofern als auch hier die untersten Partien des Flysches mehr tonigen Charakter besitzen (Gandawaldserie), worauf nach oben eine Serie wandbildender, kalkiger Sandsteine und feiner Breccien folgt (Ruchbergsandstein); diese im Landschaftsbilde am markantesten hervortretende Serie geht nach oben über in feinsandige Kalkschiefer, die stellenweise dichten Kalken Platz machen (Aebigratschichten). Ein Analogon für die Ganeysschiefer fand ich in meinem Gebiete nicht. Fossilien habe ich weder makroskopisch noch mikroskopisch finden können.

Durch Dislokations- und Regionalmetamorphose, deren Einfluss sich, je weiter wir nach S fortschreiten, in um so stärkerem Ausmasse bemerkbar macht, wurde der Habitus des Flysches in unserem Gebiete ganz einheitlich bestimmt. Die Tonschiefer sind durchwegs in Serizitphyllitschiefer umgewandelt, die Kalkschiefer sind sämtlich marmorisiert.

In einem Kalkschieferdünnschliff reiht sich ein Kalkspatindividuum an das andere an, und den Einfluss der Dislokationsmetamorphose erkennt man ohne weiteres daran, dass die einzelnen Kalzitkriställchen nach Zwillingsflächen und Gleitflächen intensiv lamelliert worden sind, so dass sie uns heute unter dem Mikroskop als feingegitterte Gebilde entgegentreten. Pyrit findet sich ziemlich häufig. Ferner Kalzit, massenhaft Serizit und Albit (?). Organische, kohlige, mikroskopisch kleine Einschlüsse sind häufig. In einem Schliffe handelt es sich um ein im gewöhnlichen und polarisierten Lichte opakes Stück, das merkwürdig perforiert erscheint (Echinodermensplitter ?).

In einem Schliff des mehr tonigen Bündnerschiefers ob Savognin fanden sich unzählige, ganz regelmässig gestaltete Hohlformen von Rhomboederchen mit einem spitzen Winkel von 73° und einem stumpfen von 107° . Es wird sich hier um eine Pseudomorphose von Eisenhydroxyd nach sekundär entstandenem Kalkspat oder Siderit handeln, wobei beim Schleifen der Inhalt verloren ging und jetzt im Schliffe nur mehr die haarscharfe, gut erhaltene Umrahmung vorhanden ist, an welcher zum Teil noch die Reste des vielleicht kolloidal niedergeschlagenen Inhaltes in der Form gelber Fetzen hängen.

Die Sandsteine sind reich an Quarz und zeigen stellenweise quarzitisches Pflasterstruktur oder verzahnte Struktur.

Dass die ganze Flyschmasse, überlagert von dem gewaltigen Komplex der ostalpinen Decken, einem ganz intensiven Faltungsdruck ausgesetzt gewesen ist, zeigt sich auch daran, dass das Gestein sogar im mikroskopischen Bilde feinste Fältelungen und Überschiebungen mit Schleppungen aufweist.

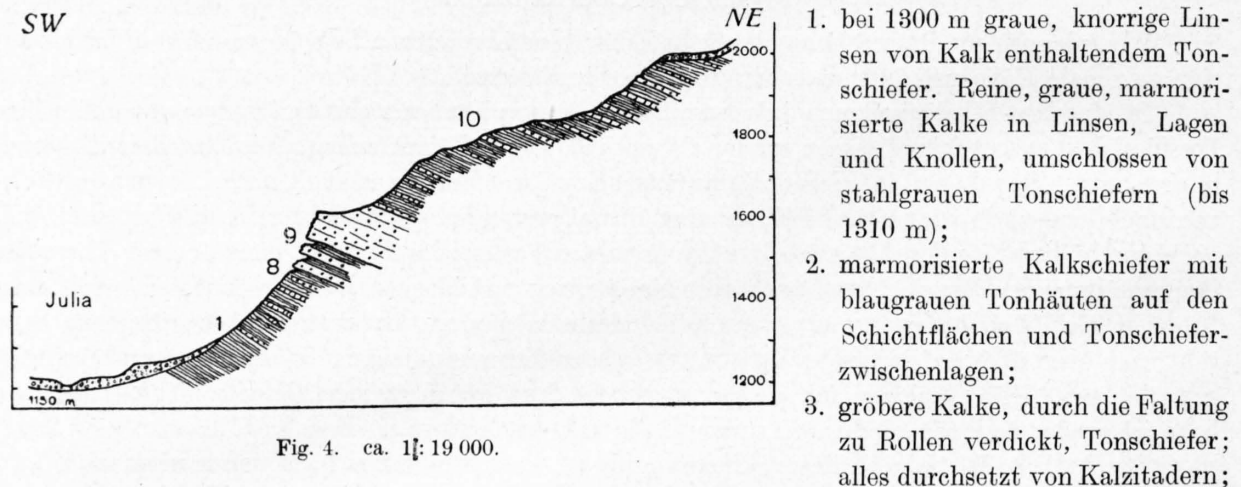
Nach den kleinsten Schuppungsflächen sind die Serizitfitterchen in Strähnen geordnet. Alle Bestandteile der tonigen Schiefer sind parallel striert und umflasern die in Kalzitaggregate übergegangenen kalkigen Stellen.

Makroskopisch zerfällt das Gestein häufig in durch die Faltung und Knetung entstandene spriessige Rollen und Stengel.

Am wenigsten sind die Sandsteine verändert worden. Sie zeigen durchwegs eine braune Verwitterungsrinde mit Rosttupfen, die wohl meist aus der Oxydation von Pyrit herkommen. Die gröbern Sandsteine sind makroskopisch reich an glasglänzenden, gerundeten Quarzkörnern, die durch ein marmorisiertes, kalkiges Bindemittel miteinander verkittet sind. Neugebildete Quarzkriställchen sind auf Klüften häufig.

Was die Mächtigkeit anbetrifft, so finden wir die mehr tonige untere Serie in einem Profil ob Tinzen mindestens 300 m, die mittlern Sandsteine 100—150 m und die Kalkschiefer oben bis 400 m mächtig. Insgesamt also tritt uns die Flyschmasse bei Tinzen in einer Mächtigkeit von über 800 m entgegen.

In einem Profil Tinzen (1240 m)-Battagliang (1990 m) treffen wir von unten nach oben auf folgende Reihenfolge (Fig.4):



4. feine, graue Kalkbänkchen, in sich noch feiner verschiefert;
5. Tonschiefer mit sekundären, weissen Kalzitknollen in den verdickten Umbiegungsstellen der Fältchen (bis 1400 m);
6. reine, bis 1 m mächtige Tonschieferlagen, hellgrau schillernd, schalten sich zwischen vorwiegend kalkige Schiefer ein;
7. knollige Schiefer, Schichten mit Tonschieferzwischenlagen, Quarzitlinsen und -knollen (bis 1420 m);
8. quarzitreichere und kalzitreichere Tonschiefer wechseln ab bis 1510 m, wo
9. die wandbildende Serie der Kalksandsteine beginnt, unten noch mit tonigern Zwischenlagen, nach oben kompakter werdend. Sie hält an bis Proschen, zirka 1610 m;
10. von Proschen bis Battagliang sind wir in der obersten Serie, die ausgezeichnet ist durch ihre feinen Kalkschiefer; doch auch hier treffen wir in untergeordnetem Masse auf Sandsteine und sogar auf brecciöse Sandsteinlager, braun anwitternd und mit vielen Rosttupfen.

Die aufgezählte Serie modifiziert sich im einzelnen im Verlauf nach N; im grossen und ganzen aber kann man die besprochene Dreiteilung überall aufrechterhalten.

Bei La Niva über Savognin in 1700 m Höhe treffen wir auf kompakte Kalkbänke im obersten Teil der Bündnerschiefer.

Im Oberhalbstein, zwischen der Motta da Vallac und Savognin, treffen wir unten an den Uferbördern der Julia verschiedentlich Aufschlüsse von Flysch; die äusserst reiche und zusammenhängende Moränenschuttdecke auf dem westlichen Talhang verhindert ein erfolgreiches Absuchen nach der Grenze zwischen Flysch und unterliegendem Mesozoikum (Curvèserie).

Serpentin treffen wir nirgends im Flysch, wohl aber darüber, besonders an der Grenze Flysch-unterostalpinen Deckenkomplex (Aroser Schuppenzone s. s.); ferner treffen wir den Serpentin in den ihn unterlagernden, der Curvèrzone angehörenden Jura-Kreide-Schiefen. So bietet uns denn der Serpentin einigermassen ein sicheres Hilfsmittel zur Abgrenzung des Flysches nach oben und nach unten. Im Profil von Tinzen ist der Flysch maximal zirka 800 m mächtig. Gegen die Suraver Deckenmulde hin und in ihr — in extremster Weise — reduziert sich die Mächtigkeit des Flysches in bedeutendem Masse, so dass man ihn bei Tiefenkaſtel nur als zirka 300 m mächtig berechnen darf.

Über die stratigraphische Stellung des ganzen Schieferkomplexes vermöchte ich wegen dessen völliger Fossillosigkeit aus dem Rahmen meines engern Gebietes heraus nichts zu sagen.

Seine tektonische Stellung sowie die ununterbrochene Verbindung mit dem bis Lenz durch Fossilien (Fucoiden, Helminthoiden, im Prätigau Nummuliten) als Tertiär-Flysch (Eozän s. s.) bestimmten Prätigauschiefen bestimmen ihn aber ebenfalls als Tertiär-Flysch.

b) Tektonik.

Was bis heute die Entwirrung der tektonischen Probleme im Penninikum bei Tiefenkaſtel besonders schwierig machte, waren vor allem die gewaltigen, einander ähnelnden Schiefermassen, welche hier übereinanderliegen, die nur von rasch auskeilenden, nicht konstant aushaltenden Leitsedimenten, wie Gips, Rötidosomit-Quartenschiefer und Tiefenkaſtlerbreccie voneinander getrennt sind. Auch heute noch ist es nicht in erster Linie die in allen Einzelheiten klargelegte Stratigraphie dieser Gesteine, welche die Lösung der tektonischen Probleme ermöglichte, sondern die genaue Verfolgung der durch feinere lithologische Merkmale gekennzeichneten Gesteinsserien, welche ausgeschieden werden konnten.

Wir haben im stratigraphischen Teil gesehen, dass sich diese Serien mit Ausnahme des Flysches über das ganze Gebiet von der Julia über Stürvis bis gegen das Muttentobel verfolgen liessen, dass sie also im Streichen konstant sind.

Nur im tiefgreifenden Erosionsschnitt der Schynsſchlucht sind sämtliche Serien übereinander blossgelegt. Südlich der Linie Toissa-Crap Sees sind lediglich die zwei obersten Serien entblösst.

Wir können daher für das untersuchte Gebiet folgende Übersichtsprofile aufstellen:

I. Im Bereich von Tiefenkaſtel:

- | | | |
|-------------------------------------|---|---|
| Unterostalpin: | { | 9. Sulzfluhkalk. |
| | { | 8. Serpentin. |
| Flyschdecke: | { | 6. Flysch; eingeschuppt in dessen obere Partie 7. die Tgavroulsserie (unterostalpin). |
| (Marnadecke) | { | 5. Nivaigl-Curvèr-Schiefer mit Ophiolithen. |
| | { | 4. Tiefenkaſtlerserie. |
| Gelbhorndecke ¹⁾: | { | 3. Normal gelagerte Trias von Sanagn und Val Mala. |
| (Marnadecke) | { | 2. Verkehrt gelagerte Trias + Lias (Soliskalk) zwischen Tiefenkaſtel und Solisbrücke. |
| Surettadecke ²⁾: | { | 1. Schyn-Via Mala-Schiefer. |

2 und 3 sind als das Äquivalent des obersten Teiles der von *Wilhelm* im W- und E-Schams ausgeschiedenen Gelbhorndecke zu betrachten. *Wilhelm* versteht darunter die Zusammenfassung von *Meyers* Zonen der Marmore, der obern und untern Breccie, oder was mit einer geringfügigen Korrektur dasselbe ist: das Äquivalent von *Zyndels* Schamserdecken.

Diese Gelbhorndecke und die Flyschdecke sind Teilelemente der grossen, weitverzweigten und komplizierten Marnadecke (*Staub*). Die Schynschiefer gehören einer tektonisch tiefern Einheit an und sind mit den nach N vorgestossenen jurassisch-kretazischen, zum Teil vielleicht sogar tertiären Schiefermassen der Surettadecke zu parallelisieren ²⁾.

¹⁾ Siehe Anmerkung 1, Seite 8.

²⁾ Siehe Anmerkung 2, Seite 8.

II. Im Oberhalbstein können wir folgendermassen gliedern:

W-Seite:

- mittelostalpin:** 4. Piz Toissa, Aeladecke.
3. Flysch, zur Hauptsache auf die E-Seite beschränkt.

Flyschdecke:

- { 2. Curvèrschiefer + Ophiolithe.
1. Tiefenkastlerserie = oberster Teil der Zone der obern Breccie von *Meyer*, die Basis der Curvèrschiefer und damit die Basis der Flyschdecke bildend.

E-Seite:

- mittelostalpin:** 4. Piz Michèl, Aeladecke.

- unterostalpin:** 3. Aroser Schuppenzone + Ophiolithe.

- { 2. Flysch.

Flyschdecke:

- { 1. Curvèrschiefer + Ophiolithe, auf der E-Seite nördlich Tinzen nicht vorhanden.

Der ganze penninische Komplex fällt allgemein mit zirka 25—30° axial nach E. Das Gefälle des westlichen Talhanges zwischen Toissa und Val Nandrô im S und Schyn im N versinnbildlicht ungefähr dieses Schichtfallen.

1. Schynschiefer und Gelbhorndecke.

Die Schynschiefer wie die Gelbhorndecke beschränken ihr Vorhandensein in meinem Gebiete auf das Fenster zwischen Solisbrücke und Tiefenkastel.

Zyndel parallelisierte die als Gelbhorndecke zusammengefasste und durch ihre leicht erkennbare Trias gut charakterisierte Schichtreihe schon richtig mit *Meyers* Zone der obern Breccie; dazu nimmt er aber noch die Tiefenkastlerbreccie als jüngstes Schichtglied und stellt alles mit den Zonen der Marmore und der untern Breccie unter die Bezeichnung Schamserdecken.

Meine Untersuchungen haben nun gezeigt, dass mit dem die Breccie unterlagernden Gips bei Tiefenkastel eine neue Einheit über der Gelbhorndecke erscheint. Auch *Zyndel* fasst diesen Gips als Basis seiner die Schamserdecken überlagernden Prätigaudecke auf, will aber die Breccie dennoch nicht als der Prätigaudecke zugehörig anerkennen, sondern erklärt deren Unterlagertsein durch Gips als Folge lokaler, starker Verschuppungserscheinungen. Ich konnte solche Verschuppungen nicht feststellen.

Der von Rötidolomit überlagerte Gips südlich Val Mala darf nicht mit dem die Breccie unterlagernden Gips verwechselt werden — jener gehört zur Basis des normal gelagerten Hangendschenkels der Gelbhorndecke, dieser zur Basis der Flyschdecke. Infolge der nach NW allmählich ausquetschenden Gelbhorndecke, besonders wegen dem fast völligen Verschwinden des Rötidolomits und der ihn überlagernden Liasgesteine (Schiefer und Soliskalk), nähern die beiden Gipszüge sich einander sehr stark.

Die Gelbhorndecke des von mir untersuchten Gebietes ist einzig als die Fortsetzung der Trias und des Lias von *Meyers* Zone der obern Breccie aufzufassen. Ich gehe mit *Wilhelm* in der Annahme vollständig einig, dass die Schiefer + Breccie + Marmor, also der obere Teil von *Meyers* oberer Breccienzone, schon der Flyschdecke zugeordnet werden müssen.

Die Gelbhorndecke meines Gebietes ist nun zwischen Tiefenkastel und Solisbrücke stark gefaltet, wobei der liegende Schynschiefer, innerlich fürchterlich verstaucht und verfältelt, die Falten konform mitmacht. Die Falten streichen alle WSW-ENE, wie *Zyndel* (6) schon dargetan hat. Allerdings ist ein merkbares Abbiegen des Streichens in die E-W-Richtung gegen Tiefenkastel hin nicht zu verkennen.

Da der normale Hangendschenkel der Gelbhorndecke nur in geringer Ausdehnung und Mächtigkeit vorhanden ist und anscheinend gegen NW völlig weggequetscht wird, können wir die Falten nur im mächtig ausgebildeten verkehrt gelagerten Liegendschenkel studieren.

Auf der Linie *M* von Mineralquelle-Säge südöstlich Stürvis der Karte erleidet die von E mit zirka 20 bis 40° ruhig aufsteigende verkehrte Trias-Lias-Platte plötzlich eine gegen NNW gekehrte Abbiegung, die den Rötidolomit um zirka 70 m tiefer setzt. Aus der engen, geschlossenen, durch keinen

Bruch komplizierten Mulde steigt die Platte in ruhigem Gefälle gegen Stürvis auf. Die enge liegende Antiklinale ist durch Erosion aufgeschlitzt worden, und in einer WSW-ENE-streichenden Felswand erscheint unter und über Rötidolomit und Quartenschiefern der Soliskalk. Dieses Schauspiel erleben wir nun im Weiterwandern gegen W mehrere Male hintereinander. Die so entstandenen, in regelmässiger Weise hintereinander den linksseitigen Talhang schräg WSW-hinaufstreichenden Kalkwände fallen einem auf einer Wanderung von Solis nach Alvaschein-Tiefenkastel ohne weiteres auf.

Unmittelbar westlich Stürvis erleidet die Trias-Lias-Platte eine erneute Abbiegung, die den Rötidolomit wieder um zirka 50 bis 60 m tiefer setzt. Über der aufgeschlitzten, liegenden Antiklinale, d.h. auf deren SE-Schenkel, liegt das Dorf Stürvis, und westlich unter ihm zieht sich auch hier eine Soliskalkwand nach ENE in die Schynschlucht hinein. Auf der Höhe von Ravons stellen wir eine weitere, etwas schwächere Abbiegung fest; dann aber erhebt sich die Trias-Lias-Platte zum grössten geschlossenen Gewölbe über Schlasun. Das nur ganz schwach NW-überliegende Gewölbe kulminiert bei zirka 1500 m Höhe; die Trias-Lias-Platte steigt von hier in vier enggepressten Falten, deren Gewölbeteile sämtlich bis auf den Soliskalk aufgeschlitzt sind, steil nach Solisbrücke hinunter. Vom normal gelagerten Hangendschenkel ist dort keine Spur mehr zu finden. Sämtliche Verbiegungen sind auch auf dem rechten Talhang der Albula nachzuweisen, nur sind sie dort nicht so augenfällig, wie auf dem linken Hang.

Wenn wir die Antiklinalen von E nach W mit I bis VII nummerieren, so verteilen sich die gemessenen Streichrichtungen folgendermassen:

I. Antiklinale: Schynschiefer südlich Prada unter Soliskalk zirka E-W. Soliskalk am alten Weg nach Stürvis hinauf bei 1050 m N 50° E und 55° SE-Fallen. Soliskalk der darüberliegenden normalen Serie im Bach östlich Sanagn N 60° E und 30° ESE-Fallen. Soliskalk nördlich unter Sanagn N 70° E. Rötidolomit an der neuen Strasse nach Stürvis vor dem Tobel N 60° E.

II. Antiklinale: Liaskalk westlich unter Stürvis N 65° E. Rhät in der Wand östlich unter Stürvis N 60° E und 31° ESE-Fallen.

Soliskalk der normal gelagerten Hangendserie bei 1500 m im westlichen Bach von Bischtgiat N 40° E und 60° ESE-Fallen.

IV. Antiklinale: Rötidolomit am Schlasungewölbe N 70° E. Soliskalk am untern Waldweg Stürvis-Solisbrücke bei 1180 m N 60° E.

V. Antiklinale: Soliskalk nordwestlich Schlasun N 65° E und zirka 80° NW-fallend.

VI. Antiklinale: Soliskalk westlich Salvains N 50° E; 1020 m am neuen Waldweg nach Solis im Tobel über Solisbrücke N 70° E und zirka 70° WNW-Fallen.

VII. Antiklinale: Soliskalk bei Solisbrücke N 65° E und zirka 90°-Fallen; südwestlich über Solisbrücke N 50° E.

Das Mittel aus diesen Streichrichtungen ergibt N 60° E.

Die liegenden Schynschiefer streichen zwischen N 70° E und N 80° E.

Buxtorf (50, 436) belehrt uns, dass die Schiefer in der Via Mala-Schlucht streng WSW-ENE streichen.

Dieses Streichen des Penninikums fällt um so mehr auf, als es östlich der Julia streng E-W verläuft. Der Flysch selbst streicht streng E-W. Innerhalb der Gelbhorndecke scheint sich aber das Streichen der E-W-Richtung zu nähern, so dass man versucht ist, für das Penninikum unseres Gebietes ein ähnliches bogenförmiges Umschwenken der Streichrichtungen anzunehmen, wie es in der Aeladecke tatsächlich der Fall ist.

Vielleicht ist die Ursache solchen bogenförmigen Streichens in der geographischen Lage der deckenbewegenden Stossstrahlen im von aktiven Bewegungen betroffenen Gebirgsraume zu suchen.

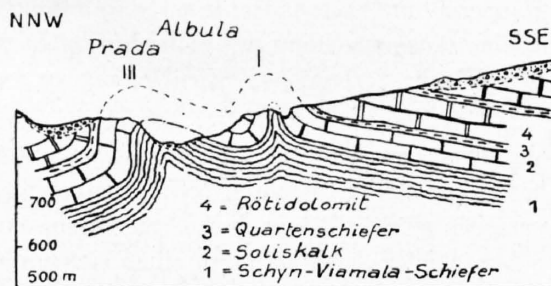


Fig. 5. Querprofil 750 m westlich Tiefenkastel.

I = Antiklinale östlich Stürvis;
II = Antiklinale von Stürvis.

Ich spreche absichtlich von Stossstrahlen, da uns ja die Detailtektonik Fingerzeige bietet zur Annahme, dass bei der Vorwärtsbewegung eines Rindenstückes die Stosskräfte nicht frontal, d. h. auf breiter Front gleich stark wirken, sondern im Gegenteil in einer schmalen, in der Richtung des Stosses liegenden Zone besonders stark wirken, beidseitig davon aber die Länge der Bewegungssektoren, graphisch gesprochen, abnimmt.

Das Absteigen der Gelbhorndecke nach Solisbrücke hinunter ist sehr steil; stellenweise fallen die Schichten mit 90° zur Tiefe; damit verbunden ist auch eine starke Mächtigkeitsverminderung aller

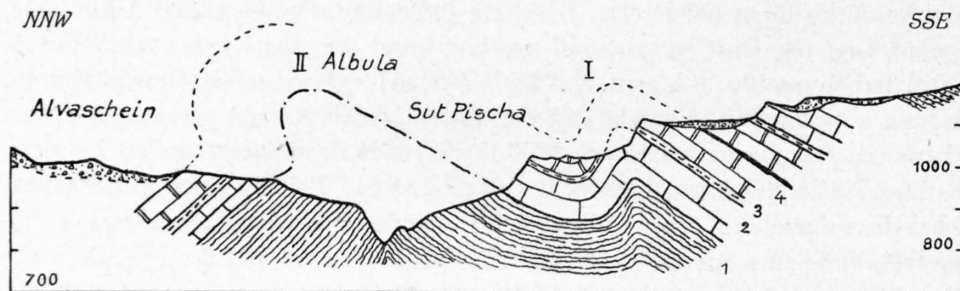


Fig. 6. Querprofil etwas östlich Sanagn.

I = Antiklinale östlich von Stürvis; II. Antiklinale von Stürvis.

4 = Rötidolomit; 3 = Quartenschiefer; 2 = Soliskalk; 1 = Schyn-Via Mala-Schiefer.

Hangend- und Liegendschenkel sind sehr wahrscheinlich durch eine allerdings infolge starker tektonischer Ausquetschung mit Sicherheit nicht mehr nachweisbaren, im N unter den Schiefermassen der Flyschdecke verborgenen Stirnbiegung zu verbinden.

Als Ganzes betrachtet, beschreibt die Gelbhorndecke zwischen Tiefenkastr und Solisbrücke ein gewaltiges Gewölbe, das mit einem unter $20-30^\circ$ sanfter ansteigenden SE-Schenkel und einem bedeutend steiler gestellten NW-Schenkel in sich noch kräftig gefaltet ist. Ich sehe in dieser Falte den vorzeitig zum Stillstand gelangten Beginn einer Einwicklung der Gelbhorndecke durch die liegenden Schynschiefer, bewirkt durch einen tiefenninischen Stoss, der wohl in erster Linie die Surettadecke unter den mächtigen Schiefermassen der Margnadecke nordwärts schob. Damit bekenne ich mich zur Ansicht von R. Staub, der die Rückfalten im Dach der Surettadecke durch einen solchen Vorgang befriedigend erklärt und somit in scharfem Gegensatz zu Wilhelm steht.

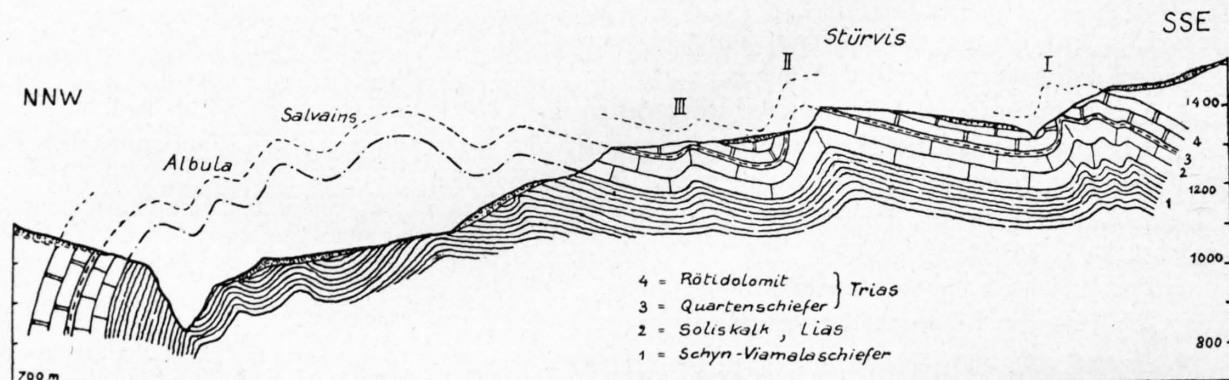


Fig. 7. Querprofil durch Stürvis.

I = Antiklinale östlich Stürvis; II = Antiklinale von Stürvis; III = Antiklinale von Ravons.

Die im Gewölbekern der Gelbhorndecke liegenden, vorwiegend tonigen Schynschiefer sind beim Faltungsvorgang in sämtliche Teilgewölbe hineingestossen worden; die Gewalt dieser Faltungsbewegung erkennt man an der greulichen Zerknitterung und Verfältelung, welche die gesamte Schynschiefermasse durchsetzt.

Schynschiefer wie Gelbhorndecke sind in meinem Gebiete nicht mehr weiter nachzuweisen. Sie verschwinden nach S unter Schutt. Ein ununterbrochenes Profil durch sie bis in die hangende Flyschdecke findet sich nirgends.

Der Kontakt zwischen Gelbhorndecke und Flyschdecke liegt bei Tiefenkaſtel, wie schon im stratigraphischen Teil hervorgehoben worden ist, an der Grenze zwischen den *Rothpletzschen* belemnitenführenden Liasschiefern und dem hangenden Gips an der Bahnhofstrasse von Tiefenkaſtel. Die Liasschiefer streichen unter der Tiefenkaſtlerbreccie durch nach S in die Juliaschlucht hinein bis ungefähr auf die Höhe von P. 959; dort verschwinden sie unter dem Flussniveau, und die Flyschdecke mit ihren Basis-schichten, der erwähnten Tiefenkaſtler-serie, steigt endgültig bis zum Fluss-niveau herab.

Im Gegensatz zu den Tonschiefern der überliegenden Tiefenkaſtlerserie sind die Liasschiefer der Gelbhorndecke in der Juliaschlucht wellenförmig leicht gefaltet. Diese «Falten», Wellen sollte man sie eher nennen, streichen zwischen N 70° E und N 80° E, fügen sich also dem WSW-ENE-Streichen der Gelbhorndecke gut ein, dokumentieren zugleich aber das schon weiter oben festgestellte schwache Umschwenken der Streichrichtungen in die E-W-Richtung.

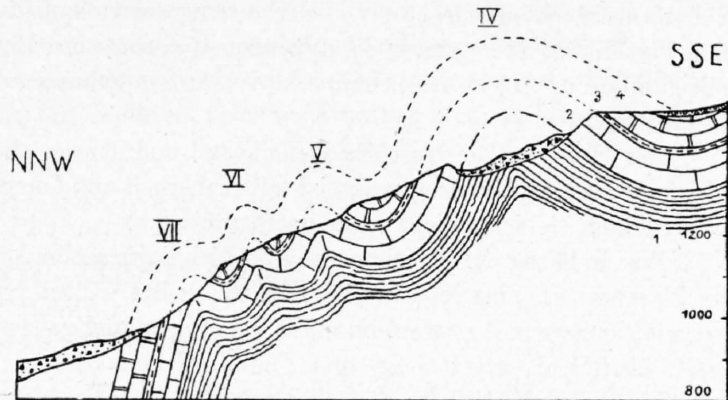


Fig. 8. Querprofil 750 m westlich Stürvis.

IV = Gewölbe von Schlasun; V–VII = Antiklinale westlich Schlasun.

4 = Rötidolomit;

2 = Soliskalk;

3 = Quartenschiefer;

1 = Schyn-Via Mala-Schiefer.

2. Die Flyschdecke.

Die Flyschdecke bildet die unmittelbare Unterlage der ostalpinen Decken; sie ist das einzige sichere Penninikum, welches auf der E-Seite des Oberhalbsteins zwischen Tiefenkaſtel und Tinzen in Erscheinung tritt. Auf dessen W-Seite beansprucht die Flyschdecke, besonders ihre zwei untern Elemente, in weitester Ausdehnung die Abhänge vom Curvèrgrat nach E.

Die Tiefenkaſtlerserie ist als Basis der Flyschdecke gut gekennzeichnet. Die sie zusammensetzenden Gesteine liegen nicht mehr in ungestörter Ordnung übereinander. Die Breccie, der Marmor und letzten Endes der alles unterlagernde Gips sind in mächtig anschwellenden und plötzlich wieder ausdünnenden Komplexen mit einem vorwiegend tonigen Schieferwirrwarr verknetet. Der Gips und die Tonschiefer waren ein günstiges Gleitmittel für die Decke. Die Breccie ist besonders im Plattas-hügel, P. 967, zu einer mächtigen Masse zusammengestaut, keilt aber sowohl nach S als auch nach N rasch aus. Der die Breccie unterlagernde Gips streicht vom Bahnhof Tiefenkaſtel nach NW; nach S ist er schon unter dem Kirchhügel ausgequetscht, und nur die starken Ausblühungen in den die Breccie umhüllenden Schiefen beweisen das allenthalben feinverteilte Vorhandensein von Gips darin. Erst südlich unter Plattas setzt der Gipszug wieder ein und ist zirka 100 m weiter schluchteinwärts zu verfolgen.

Im Verlauf nach W erscheinen Breccie, Marmor, Gips und Schiefer erst wieder östlich und nördlich Soliser Rütland in grössern Aufschlüssen. Sie steigen hier mit der Gelbhorndecke steil nach Solistrücke hinunter. Im SW verbindet sich die Tiefenkaſtlerserie, wie auch die stratigraphische Verwandtschaft beweist, mit dem obern Teil von *Meyers Zone* der obern Breccie. Über dieser folgt im E-Schams die Zone der ophiolithreichen Curvèrschiefer, die sich in weiter, räumlicher Ausdehnung unter dem Toissa durch mit zirka 20 bis 30° E-Fallen gegen die Julia hinunterziehen, stetsfort die Tiefenkaſtlerserie überlagernd.

Ihre genaue Verfolgung in den allerdings dürftigen Aufschlüssen zwischen Curvèr und Julia hat mit Sicherheit den Nachweis erbracht, dass sie das Äquivalent von *Glaser's Nivaigler*serie sind. Die

Curvèr-Nivaigl-Serie ist über die Tiefenkastlerserie nach E hinaus der Albula entlang zu verfolgen bis östlich der Säge von Tiefenkastel, wo sie unter den Flysch eintaucht. Nach S fällt sie mit geringem Neigungswinkel ebenfalls unter den südlich der Einmündung der Ava da Mulegn zum Juliaflusbett herniedersteigenden Flysch ein.

Mit der nachgewiesenen Identität von Curvèrserie und Nivaiglserie verschwindet natürlich die früher angenommene direkte W-E-Verbindung der Ophiolithe der Curvèrzone mit denjenigen der über dem Flysch liegenden Aroser Schuppenzone (= rhätische Decke, *Steinmann, Meyer, Zyndel* u. a.) endgültig. Die Curvèrzone ist penninisch, die Aroser Schuppenzone wahrscheinlich gemischt penninisch-unterostalpin.

Der Flysch, der zwischen Tiefenkastel und Tinzen allenthalben über der östlich der Julia verschwundenen Curvèrzone einsetzt, ist mit Sicherheit auf den westlichen Abhängen innerhalb des von mir untersuchten Gebietes nicht mehr nachzuweisen.

Was in bezug auf Stratigraphie und Lithologie schon gesagt wurde, das gilt auch für die Tektonik des Flysches. Im einzelnen tausendfach wechselnd, Falten und Fältchen von allen Dimensionen bis zu mikrotektonischem Ausmasse hinunter, im grossen und ganzen aber einförmig, den grossen Linien angepasst, überall als gutes Gleit- und Füllmittel benutzt.

Ein paar einheitliche Züge beherrschen die Flyschmasse; erstens das Streichen der Fältchen, das überall mehr oder weniger genau in W-E-Richtung verläuft und zweitens die Art des Überliegens aller Falten und Fältchen, die sämtlich nach N überliegen und damit den einseitigen Schub aus S verraten. Grössere Falten sind am Wege Tinzen-Pensa zu sehen. Diese Falten sind eine Folge des W-E-streichenden, enggepressten, schwach synklinalen Einbiegens der ganzen Flyschmasse auf der Linie Pensa-Tinzen. Diese Erscheinung korrespondiert mit der viel gewaltiger zusammengestossenen Zone Pensa-Tschitta.

Wie es zu erwarten ist, zeigt sich die Intensität der Faltung bei verschiedenem Material in verschiedener Weise. Die liegende Tonschieferserie wie auch der hangende Kalkschieferkomplex sind überall auf die innigste Weise gefältelt, getaucht und geschleppt (galoppierende Fältelung, *Heim*), während die mittlere, kompaktere Sandsteinpartie ein ruhigeres Bild zeigt. Dieser Unterschied kommt z. B. in extremster Weise über Tinzen zum Ausdruck, wo unter den fast horizontalliegenden Sandsteinbänken die liegende Tonschieferserie in wilden, enggepressten Falten diskordant an die ruhigen, mächtigen Sandsteinbänke anstösst. Trotzdem lassen sich die aus der Entfernung als völlig kompakt erscheinenden Sandsteinbänke im einzelnen nach glimmerreichen Lagen durchgehends in feine Schiefer spalten.

Die mutmassliche Verbreitung des Flysches zeigt die tektonische Karte, Tafel III.

Von Tiefenkastel über der die Tiefenkastlerserie überlagernden Nivaiglserie liegend, fällt er erst schwach nach S in den Grund der Suraver Deckenmulde; nördlich dieser Mulde kommt er vor der Motta da Vallac bei Duvagn südsüdöstlich Mons zum Vorschein (?); südlich davon steigt er steil in die Höhe und zwingt sich als Keil in den Kern des nach N überliegenden Gewölbes der Motta Palousa. Er ist am südlichen Rand des Val da Burvagn bis auf 2110 m zu verfolgen. Von hier an erstreckt er sich unter dem Gewirr von Schubfetzen und Schuppen der Aroser Schuppenzone nach S, steigt bei Battagliang auf 2000 m und erreicht, ins Val d'Err verfaltet synklinal absteigend, bei Pensa den Talboden in zirka 1670 m Höhe.

Im Albulatal unterlagert er die die Sulzfluhmarmorwand einhüllenden Serpentine südlich Surava und erreicht etwas östlich dieses Ortes den Talboden, verdeckt durch Alluvionen. Insgesamt fällt die Flyschmasse einheitlich nach E.

Seit dem Auffinden der Tgavroulserie im «Grenztobel» zwischen Surava und Tiefenkastel beanspruchen die schon vorher gefundenen Abschuppungserscheinungen im obersten Flysche ein besonderes Interesse.

Ich verweise auf das schon im stratigraphischen Unterabschnitt über die Tgavroulserie Gesagte. Wir sahen, wie deren Gesteine in einer offensichtlich von Scherflächen umschlossenen Zone im obersten Flysche plötzlich in Erscheinung treten. Möglicherweise handelt es sich um verschürfte Teile der Falknisdecke, und wir dürfen in dem Wirrwarr kaum bestimmbarer Gesteine (Granit usw.) bei Bel-

fort (*Brauchli*, 61, 53—58) ein Analogon zur Tgavroulserie sehen. Wie ich oben kurz andeutete, sind auch anderwärts Abschuppungen im obersten Flysch festzustellen, ohne dass es aber in diesen Fällen dabei zur Einschüfung von Bestandteilen fremder, höherliegender Einheiten gekommen wäre.

Vom Prätigau bis gegen Tiefenkastel hinunter bildet der Ruchbergsandstein, d. h. die mittlere Partie der Flyschmasse, deren tektonischen Leithorizont. Gegen die Suraver Deckenmulde zu wird der starre, kompaktere Sandstein ausgequetscht und kommt erst südlich davon, im Oberhalbstein, wieder zur Entwicklung. Ähnlicher geht es der Falknis-Sulzfluh-Decke, die beide allerdings in der Suraver Deckenmulde, eingeschuppt in die weichen, konservierenden Flyschschiefer (Tgavroulserie) und umhüllt von den plastischen Serpentin (Sulzfluhkalk), in Relikten noch nachweisbar sind, im Gegensatz zum Flysch jedoch im Oberhalbstein fehlen.

II. Die Ophiolithe. Allgemeines.

Cornelius, *R. Staub*, *Cadisch* u. a. haben schon bewiesen, dass die Ophiolithe nicht nur an eine einzige Decke gebunden sind. *R. Staub* hat sie in gewaltigster Ausbreitung sowohl in der Tambo-Suretta-Decke als primär auch in der Margnadecke nachgewiesen (57 und 58); er will sie jedoch auf die penninischen Decken beschränkt wissen, wogegen *Cadisch* eher der Ansicht ist, der Serpentin sei sowohl penninischer als auch unterostalpinen Herkunft.

Die Tatsache, dass die Ophiolithe stets im Verbande mit jüngern und jüngsten Sedimenten auftreten, hat schon *Cornelius* veranlasst, eine einheitliche kretazische (nach *Staub* oligozäne, 43) Ophiolithintrusion anzunehmen. Wenn wir die Verteilung der Ophiolithe ins Auge fassen, ergeben sich hier zwei mir wichtig erscheinende grundlegende Arten ihres Auftretens. Einmal sehen wir sie innerhalb der Schieferhülle der penninischen Decken erscheinen. Es sind dies die Pietre verde des Wallis wie des westlichen Graubündens; es handelt sich bei ihnen um eine ältere Ergussphase während der mesozoischen Geosynklinalzeit. In den Schieferhüllen der Aduladecken beanspruchen sie einen weiten Raum. Analoges kennen wir aus dem ostalpinen Deckengebiet nicht.

Das ist die erste Art ihres Auftretens; in Linsen und Lagern mitten in den Schiefen drin, beschränkt allein auf penninisches Gebiet; eine Geosynklinalbildung. Dann aber sehen wir sie im Grenzgebiet zweier Decken erscheinen, und zwar einerseits zwischen Surettadecke und Margnadecke, anderseits zwischen Margnadecke und unterostalpinem Deckenkomplex. Hier handelt es sich nun um die junge, wahrscheinlich kretazische, orogene Ergussphase. Die Ophiolithintrusionen bewerkstelligten sich bei Anlass der in Bewegung geratenen, bereits genannten Decken; auf den mutmasslich ausserordentlich weit in die Tiefe reichenden Diskontinuitätsflächen drangen die leichtbeweglichen Ophiolithe, aktiviert durch die unaufhörlichen deckenbildenden Stösse, in gewaltiger Masse nach oben. Sie wurden an der Basis der jeweils höhern Decken nach N verschleppt und drangen natürlich auch in Lager- und Gangform in die hangenden und liegenden Gesteinskomplexe ein, diese mehr oder weniger stark metamorphosierend. Beweise hierfür haben *Cornelius*, *Staub*, *Cadisch* (59), *Brauchli* (61) und andere schon mehrfach erbracht.

Es stehen uns keine Tatsachen zur Verfügung, um eine Behauptung zu stützen, wonach auch zwischen noch höhern Decken, z. B. Campodecke (oben) und Languarddecke (unten), Ophiolithintrusionen stattgefunden hätten. Die Intrusion zwischen Margnadecke und unterostalpinem Deckenkomplex, an der Grenze also, wo der tiefste Schnitt sich befindet und das Penninikum vom Ostalpinen trennt, ist tektonisch die höchste, die wir in Graubünden kennen.

Durch die Deckenschübe, durch deren Komplizierung infolge von Einwicklungen, Durchstechungsphänomenen, Deckenzersplitterungen, passiver Verfrachtung, Abschuppung und einer Unmasse anderer Komplikationen mehr sind dann Teile dieser Ophiolithintrusion besonders mit Gesteinen der unterostalpinen Decken (Err-Bernina-Languard; Aroser Schuppenzone) im N in den früher «Mischungszonen» und anders genannten, zusammengefassten Resten des unterostalpinen Deckenkomplexes vermischt worden.

Innerhalb der Marnaflutschmasse nördlich von Tinzen sind noch nirgends Ophiolithe gefunden worden. In meinem Gebiete sehen wir sie in der Aroser Schuppenzone erscheinen; besonders zahlreich sind sie an der Grenze zwischen ihr und dem liegenden Flysch. In prinzipiell davon sich unterscheidender Weise sehen wir sie in weitester Verbreitung im jurassisch-kretazischen Schieferkomplex der Curvèr-Nivaigl-Serie auftreten.

1. Vorkommnisse in der Curvèr-Nivaigl-Serie.

Bei Mundaditsch erscheinen in den beiden schon mitgeteilten Profilen zwischen injizierten Schiefern splitartige, splittrig brechende, dunkelgrüne Serpentine, Variolith, Split. Weiter nördlich begegnen wir in Grus zerfallendem Serpentin an der Furcletta, wo er in mächtigen Massen ansteht. Auf dem Gelände zwischen Furcletta und der Stürviseralp stossen wir mehrere Male auf Ophiolithe, ferner auf Brocken eines schönen, pegmatitisch grobkörnigen Gabbros, der irgendwo in der Nähe anstehen mag.

Eine gewaltige Serpentinmasse finden wir dann bei Bischtgiat. Hier ist der Serpentin in schönen Aufschlüssen dem Bach entlang zu verfolgen. Innerlich ist er ganz zermürbt; auf den kleinsten Scherflächen haben sich hellgrüne, halbdurchsichtige Antigoritafeln gebildet. Die diese Serpentinmasse einschliessenden Schiefer sind zum Teil metamorph in Grünschiefer umgewandelt, zum Teil enthalten sie selber noch bis 2 m mächtige Serpentinlager oder durch magmatische Differentiation gebildete Variolith- und Gabbrolinsen. Solche Linsen können nachträglich wieder zu einer Breccie zertrümmert worden sein, die durch nachfolgende Serpentininjektionen wieder zusammengekittet wurde. Die injizierten Schiefer enthalten gewöhnlich eine starke Erzimprägnation, hauptsächlich bestehend aus Pyrit und Kupferkies. Der Serpentin von Bischtgiat wird unterlagert von einer serpentinisierten Quarzitbreccie. In einer grünen, schiefrigen Grundmasse schwimmen eckige, porzellanweisse Quarzitstücke; das Ganze sieht gneisähnlich aus. Den Serpentin von Bischtgiat konnte ich mangels Aufschlüssen nicht weiter nach E verfolgen. In der Juliaschlucht selbst ist reiner Serpentin nicht mehr vorhanden, dafür aber eine Unmenge injizierter, grüner Gesteine. So stossen wir in den bereits mitgeteilten Profilen von hier auf grüne, kalkige, Kupferkies und Pyrit in grosser Menge enthaltende Schiefer. Der Kupfergehalt äussert sich in den grünen Malachitanflügen auf den Schieferungsflächen; allerdings hielt ich zuerst alle die häufigen grellgrünen Schieferungsbeläge für Malachit, musste aber bei näherer Untersuchung einsehen, dass es sich meist um Fuchsit handelt. Dieser Chromglimmer ist ja ein typischer Anzeiger umgewandelter, schwer basischer, olivinhaltiger Eruptivgesteine. Das Vorkommen von Fuchsit in den Grünschiefern der Juliaschlucht ist ein Beweis mehr für meine Behauptung, dass es sich bei ihnen um von ophiolithischem Material injizierte Schiefer handelt. Die von Ophiolithen injizierten Grünschiefer finden sich den Schiefermassen der Curvèr-Nivaigl-Zone in 1 bis 2 m mächtigen Linsen eingeschaltet; sie stellen sich an der Peripherie des Wirkungskreises der in die Schiefermassen eingedrungenen gewaltigen Ophiolithmassen ein. Wahrscheinlich strahlen die Grünschiefer der Juliaschlucht von der Serpentinmasse von Bischtgiat oder ihr benachbarter, noch weiter östlich befindlicher Linsen aus.

Die beobachteten Tatsachen lassen uns mit voller Berechtigung den Schluss ziehen, dass die Ophiolithe der Curvèr-Nivaigl-Serie in primärem Kontakt mit den sie einhüllenden Schiefermassen stehen. Diese Art des Vorkommens von Ophiolithen steht nun in scharfem Gegensatz zu demjenigen in der Aroser Schuppenzone, wo die Ophiolithe, streng gebunden an Scherflächen, nirgends in Primärkontakt mit den sie begleitenden Gesteinen ostalpinen Gepräges gefunden worden sind.

2. Vorkommnisse im unterostalpinen Deckenkomplex.

Serpentin finden wir im Rutschgebiet des ersten Tobels südlich Tusagn auf einer Höhe von zirka 1900 m, die Grenze bildend zwischen Flysch und hangender Aroser Schuppenzone. Der Serpentin zerfällt hier in einen talkigen, von neugebildetem Kalkspat und Magnesit und gelbgrünem Antigorit durchsetzten Grus. Das Schwarz der intakten Serpentinbruchstücke kontrastiert auffallend mit dem schönen Gelbgrün des Antigorits und dem blendenden Weiss des Kalzits und Magnesits. So treffen wir

den Serpentin meist an, wo er an der Basis von Schub- und Scherflächen als bequemes Gleitmittel gedient hat. Manchmal behält er seinen ursprünglichen Habitus besser, ist aber dann durch und durch von Rutschharnischen durchsetzt, sodass es unmöglich ist, aus solchem Serpentin ein beliebig grosses Stück herauszuschlagen.

Als Vorkommnisse dieser Art sind zu nennen: Val da Burvagn auf 1920 m und auf 2070 m Höhe, auf der Strecke Val da Burvagn-Uigls da und dort in kleinern Linsen und auf dem Grat, der von der Motta Palousa nach dem P. 2444 hin führt, bei ca. 2160 m. Hier bildet der quer über den Grat ziehende Serpentin infolge seiner leichten Verwitterbarkeit (er zerfällt in schwarzgrünen Grus) eine kleine Einsattelung.

Wir können ihn in dieser Art gegen die Alp von Tiefenkaasel verfolgen und finden ihn nach einem Unterbruch wieder im Tobel, das vom Spadel nach dem Crap Furò südöstlich Surava hinunterstürzt, bei zirka 1965 m in einem kleinen Aufschluss.

Der Serpentin ist in den aufgezählten Vorkommnissen immer gebunden an Radiolarit, Aptychenkalk und graue, schillernde, spriessige, wahrscheinlich liasische Schiefer, steht mit diesen Gesteinen aber nicht in primärem Kontakt!

Wichtig ist die Tatsache, dass er immer nur an Überschiebungs- und Scherflächen auftritt, nie aber mitten im normalen Schichtverband als Gang oder Lager. Wir treffen ihn weder auf Colm da Betschs noch mitten in normalen Schichtreihen der Aroser Schuppenzone, noch können wir irgendein Vorkommnis aus der einheitlichen Zone Pizza Grossa-Tschitta hier anführen.

Ausser in der besprochenen, gefährliche, leicht bewegliche Schutthalden bildenden Art, tritt der Serpentin auch wandbildend in einer dichten, harten, dunkelgrünen Ausbildung auf. Solcher Serpentin sieht dem Spilit sehr ähnlich; er besitzt eingesprengt häufig Pyrit und Kupferkies in kleinern Körnern; oberflächlich ist er vielfach bedeckt von Kalzit und Magnesit, die ihn auch auf Adern durchsetzen oder kleinere Hohlräume in ihm ausfüllen können.

Diese Art des Vorkommens bildet die mächtigsten in unserem Gebiete bekannten Lager. Felswände derartigen Serpentin finden sich nördlich vom Crap Sees über Tgiant Ladrung, von wo ein ununterbrochener Zug sich bis gegen Surava hinunterzieht. Stellenweise unterlagert der Serpentin hier direkt den Hauptdolomit der Aeladecke. Er selber wird unterlagert vom Sulzfluhmarmor, an dessen Grenze er völlig verschiefert ist; das Produkt der stattgehabten Verschieferung ist ein grüner, schillernder, feinblättriger, weicher Schiefer. Auf ihrer ganzen Länge wird die Sulzfluhmarmorwand ihrerseits wieder unterlagert von einem talkigen, graugrünen, ganz weichen, an der Grenze ebenfalls völlig verschieferten Serpentin. Erst unter diesem beginnt der Flysch. Die Grenze Flysch-Serpentin ist ganz verwischt, indem sich nämlich das tonige Flyschschiefermaterial mit dem talkigplastischen Serpentin innig vermengt hat.

Theobald, Zindel und andere haben die Ophiolithe im Schieferkomplex des Piz Curvèr als tektonisch äquivalent denjenigen der Aroser Schuppenzone (rhätische Decke) angesehen. Durch meine Untersuchungen geführt, kann ich mit vollem Recht behaupten, dass die ophiolithreichen Curvèrschiefer unter den Margnaflysch untertauchen; östlich der Julia findet sich nichts mehr von ihnen.

Ein bis vor kurzem noch zweifelhaftes Vorkommnis, das ich heute aber unbedenklich den Ophiolithen zuzähle, wäre noch zu besprechen.

Es betrifft dies das basische Gestein, welches unter dem Brunnen von Uigls südlich der Motta Palousa ansteht. Makroskopisch betrachtet, ist es von dunkelgrüner Farbe und dicht. Infolge wahrscheinlichen hohen Eisen- und Mangangehaltes besitzt es schwarze und rote Klüfte und Anflüge. Im Bruch ist es feinkörnig bis dicht. Unter dem Mikroskop erkennt man ein Aggregat teilweise sericitisierter Feldspäte, vorwiegend den basischen Gliedern der Plagioklasreihe zugehörig. Die Feldspatindividuen sind alle länglich, gerundet und gefranzt. Ausserdem erkennt man Titanitkörner, die meist völlig in Leukoxen übergegangen sind, und die Zwischenräume zwischen den einzelnen Bestandteilen werden erfüllt von Chlorit. Quarz fehlt vollständig.

Das Gestein wäre in dieser mineralischen Zusammensetzung am ehesten zu vergleichen mit einem Anorthosit. Der Anorthosit ist ja ein häufiges Spaltungsprodukt gabbroider Magmen, und es steht folglich seiner Zuordnung zu den Ophiolithen nichts hindernd im Wege, um so weniger, als der Anorthosit vielfach Putzen reinen Serpentin einschliesst.

Erzlagerstätten im Serpentin.

Die stets im Serpentin vorhandenen Kiese (Kupferkies, Pyrit u. a.) können sich örtlich beträchtlich anreichern. Das ist z. B. der Fall im Serpentin von Tgiant Ladrung, wo im 19. Jahrhundert der dortige Kupferkies Gegenstand einer kurzatmigen Ausbeute war.

Wertvolle Erze, wie platin- und goldhaltige, sind bisher in bündnerischen Serpentinvorkommnissen nirgends in abbauwürdiger Menge gefunden worden.

3. Zur Tektonik der Ophiolithe.

Ich gelange, durch meine Untersuchungen geführt, zu dem Ergebnis, dass die Ophiolithe auf tektonischem Wege in die Aroser Schuppenzone hinein gelangt sind. Diese Ophiolithe gehören einer der den Flysch überfahrenden Ophiolithdecken an und stehen in keinem Zusammenhang mit den Ophiolithen der unter dem Flysch liegenden Curvèr-Nivaigl-Serie. Ich glaube bewiesen zu haben, dass in meinem Gebiete keine Verbindung der Aroser Schuppenzone mit der Curvèr-Nivaigl-Serie besteht.

Eine solche Verbindung verbietet ja schon die grundlegende Verschiedenheit in der Art des Auftretens der beiden Ophiolithzüge in der Aroser Schuppenzone, streng gebunden an Scherflächen, in keinem Primärkontakt mit den Begleitgesteinen; in der Curvèr-Nivaigl-Serie den Schiefern primär eingelagert, durch Übergänge (Grünschiefer) mit den mesozoischen Sedimenten verbunden. Die Fortsetzung der Ophiolithe in der Curvèr-Nivaigl-Serie ist durch die mesozoischen Schiefermassen im Rücken der Margnadecke südwärts gegen die Wurzel hin zu suchen. Die Ophiolithe der Aroser Schuppenzone hingegen verbinden sich mit den Ophiolithmassen des südlichen Oberhalbsteins und erklären ihre Herkunft aus dem gewaltigen Serpentinreservoir, das als Folge der beginnenden deckenbildenden Stösse in der Oberkreide in der kompliziert gebauten Grenzregion zwischen ostalpinem und penninischem Sedimentationsraum sich angesammelt hat. Es ist natürlich, dass bei diesem Vorgang die jurassisch-kretazische Schieferhülle der Margnadecke in grösstem Massstabe injiziert worden ist. Die Ophiolithe der Curvèr-Nivaigl-Serie sind als das Produkt dieses Injektionsvorganges zu betrachten. Da die Extrusion der Ophiolithe sehr wahrscheinlich oberkretazischen Alters ist, wie *Cornelius* (36) es schon aussprach, kann man das völlige Fehlen von ophiolithischem Material in den tertiären Flyschmassen der Margnadecke ohne weiteres begreifen. Die im Grenzgebiet zwischen Ostalpinikum und Penninikum gelegenen Ophiolithmassen haben eine eigene Tektonik, die nur zum Teil durch die unterostalpinen Decken und die liegende Margnadecke beeinflusst worden ist. Diese Ophiolithe sind von der Deckenbildung kräftig mitergriffen worden und haben in der Form von eigenen Ophiolithdecken ostalpine Elemente im Vormarsch gegen N überfahren oder unter sich eingewickelt. Deshalb erscheinen sie von der Errgruppe an bis ins Gebiet von Arosa hinaus über den als Falknis-Sulzfluh-Decke und Aroser Schuppenzone ausgeschiedenen ostalpinen Einheiten, wobei nur die untere Falknis-Sulzfluh-Decke als wohldefinierte Einheit zu betrachten ist, währenddem die Aroser Schuppenzone, wie schon der Name treffend aussagt, eine ostalpine Splitterzone darstellt, die als wesentlichen Bestandteil einen Teil der obersten alpinen Ophiolithmassen enthält.

Ich kann nach alledem *R. Staub* (69) nicht folgen, der die Ophiolithe der Curvèrsérie der Plattadecke zuschlagen will.

Die Plattadecke zerfällt nach *R. Staub* in mehrere, mächtige Schuppen, d. h. Teildecken, die ins unterostalpine Gebiet eingreifen und Teile ostalpiner Decken unter sich eingeschuppt haben. Soweit stimme ich mit *R. Staub* überein. Die unter dem penninischen Margnaflysch liegenden Ophiolithe jedoch sind auf keinen Fall mit der Plattadecke durch tektonische Komplikationen in Zusammenhang zu bringen.

Mit der obern Flyschgrenze scheidet sich das rein penninische Gebiet vom gemischt ostalpin-penninischen, wie *Arbenz* in einem Vortrag an der Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Bern 1922 befürwortet hat. Der Flysch bildet, wie *Glaser*s und meine eigenen Untersuchungen erwiesen haben, das normale Hangende zur Curvèr-Nivaigl-Zone und damit auch das tektonisch höchste Element des eigentlichen Penninikums. Die Plattadecken, d. h. die Ophiolithdecken des Ober-

halbsteins, sind tektonisch höher gelegen und bilden somit den Übergang zu den rein ostalpinen Decken. In der Aroser Schuppenzone nun sind diese Ophiolithdecken zusammen mit unterostalpinen Elementen (Kristallin und Sedimenten) nach N bis ins Aroser Gebiet verschürft worden, wo sie lange infolge der Wirrnis der durcheinandergewürfelten mannigfaltigen Gesteine der Gegenstand heftiger tektonischer Erörterungen waren. Die alte Bezeichnung Mischungszone, die auch *Zyndel* noch benutzte, hat nach meinen Darlegungen eine gewisse Berechtigung.

Meiner Ansicht nach sollte man die Ophiolithdecken des Oberhalbsteins (Plattadecke) sowohl von der liegenden Margnadecke als auch von den hangenden unterostalpinen Decken lostrennen und als selbständiges tektonisches Element auffassen.

III. Der unterostalpine Deckenkomplex.

Allgemeines.

Unter der Bezeichnung unterostalpinen Deckenkomplex fasse ich alle jene Schuppen, Deckenteile und vereinzelter Schubspäne zusammen, welche in ihrer tektonischen Stellung den Raum zwischen der obersten penninischen, der Margnadecke und der mittelostalpinen Aela-Campo-Decke ausfüllen. In erster Linie gehört hierher jener Wirrwarr verschiedenartiger Gesteine, welche auf der Ostseite des vorderen Oberhalbsteins in der bezeichneten tektonischen Lage von der Vald'Err nach der Motta Palousa zu verfolgen sind, und welche ich unter der Bezeichnung der «Aroser Schuppenzone» zusammenfasse in Anlehnung an die ihr äquivalente Zone im Gebiete von Arosa.

Als unterostalpin dürfen ferner gelten: der dem Sulzflutithon gleichgestellte Marmor südlich Surava und wahrscheinlich auch die Gesteine der oben genannten «Tgavroulsserie», ferner die zum Teil wahrscheinlich der Errdecke zugehörige Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta.

Es wäre kühn, heute schon in meinem Gebiete den unterostalpinen Deckenkomplex endgültig nach den verschiedenen Decken aufteilen zu wollen, wo es sich doch weniger um wohldefinierte, orographisch wie geologisch individuell gut unterscheidbare Einzelgebilde als vielmehr, mit einer Ausnahme, um einen in seiner sprunghaft wechselnden Beschaffenheit und durch bunte Zusammensetzung verwirrend wirkenden, äusserst verschürften und solchergestalt äusserlich sehr einheitlich aussehenden Komplex handelt. Eine Ausnahme macht die Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta zum Teil, die sich durch grössere Selbständigkeit und eine mehr gleichbleibendere Beschaffenheit auszeichnet.

Im folgenden werde ich die ohne grosse Schwierigkeiten unterscheidbaren Einheiten des unterostalpinen Deckenkomplexes gesondert betrachten. Was die Tgavroulsserie anbetrifft, so begnüge ich mich mit einem Hinweis auf das unter p. 21 ff. Gesagte, wo die Möglichkeit für die Parallelisation der Fremdgesteine der Tgavroulsserie mit Schürflingen der Falknisdecke erwogen wurde.

A. Der Sulzfluhkalk südlich Surava.

Südlich über Surava im Albulatal erhebt sich bei P. 1088 eine blau anwitternde Wand aus kompaktem, im Bruch schön weissem Marmor, der schon *A. Escher* bekannt sein musste, einer Zeichnung nach zu schliessen, die er am 3. April 1868 von jener Gegend angefertigt hat (Mitteilung von Herrn Prof. *Arbenz*). Der wandbildende Marmor streicht nach W in die Höhe und keilt in zirka 1300 m Höhe gegen den von der Motta Palousa nach Tiefenkastel sich hinunterziehenden Grat aus. Er keilt sowohl nach W wie nach E aus und ist an verschiedenen Stellen von unbedeutenden Brüchen zerteilt, so bei P. 1088; weitere zwei Brüche finden sich zwischen den Endpunkten der Waldwege von Surava und von Tiefenkastel.

Die Lage dieses Marmors zwischen dem liegenden und dem hangenden, mächtigen Serpentin lässt die Vermutung aufkommen, es handle sich um einen Tithonschürfling der Sulzfluhdecke. Ganz unvermutet schiebt sich dieses schöne Kalkgestein in einer maximalen Mächtigkeit von zirka 50 m zwischen den hangenden, kompakten und den liegenden, weichen Serpentin ein, so dass man annehmen muss, es handle sich hier wirklich um einen Schubsetzen der Sulzfluhdecke.

Das Gestein ist grösstenteils ein ziemlich grobkristalliner, weisser oder hellgrauer Marmor. Von Fossilien ist auch nicht die geringste Spur zu entdecken; an einer angeschliffenen Fläche hat sich beim Absuchen mit der Lupe nichts Fossilähnliches entdecken lassen. Bei 1250 m im Tobel zwischen dem Tiefenkastler und dem Suraver Waldweg fällt der Marmor mächtig gebankt mit glatten Schichtflächen unter 28° nach SE ein. Der kompakte Marmor wird im E nach oben dünnbankig; 10—15 cm dicke Bänkechen mit völlig glatten Schichtflächen stehen am Suraver Waldweg an; bisweilen nimmt die Kristallinität des Marmors etwas ab, und seine Farbe wird dann dunkler, grau.

Sonstige kennzeichnende Gesteine aus der Sulzfluhdecke waren nicht zu finden. Zwischen dem Marmor und dem hangenden Serpentin liegen stellenweise engverfältelte, grünliche, feine, tonig-talkige Schiefer, die als geschieferter Serpentin, analog demjenigen an der Basis der Wand, zu deuten sind, nicht etwa als zum Sulzfluhkalk gehörende grüne Schiefer.

Weitern Marmorlinsen — jedoch von abweichender Beschaffenheit — begegnen wir südlich der Motta Palousa bei Curtegn und ferner auf der Seite von Murtiratsch über P. 2220. Beide Vorkommnisse liegen inmitten typischer Gesteine der Aroser Schuppenzone und lassen sich nicht mit dem Marmor südlich Surava parallelisieren.

In der Suraver Deckenmulde erleiden alle unter der Aeladecke liegenden tektonischen Einheiten eine gewaltige Reduktion, und meist sind sie überhaupt bis auf ganz geringe Reste vollständig ausgequetscht worden. Die auf der Lenzerheide schon ausdünnenden Gesteine der Falknis-Sulzfluh-Decke und der Aroser Schuppenzone gelangen mit Ausnahme derjenigen der Aroser Schuppenzone südlich der Suraver Deckenmulde innerhalb des bis heute untersuchten Gebietes überhaupt nicht mehr zur Ausbildung. Beim stärkern Herausbilden der wohl schon in frühalpiner Bewegungsphase entstandenen Deckenmulde kann zufälligerweise dieses Stück Sulzfluthithon abgequetscht und zurückgeblieben sein.

Die Gesteine der Tgavroulserie und der Suraver Marmor sind die bisher südlichsten Deckenreste, die mit der Falknis-Sulzfluh-Decke direkt verglichen werden können. Vielleicht gelingt es durch Auffinden weiterer ähnlicher Schubfetzen zwischen Albulatal und nördlicher Lenzerheide die Verbindung mit den grössern Deckenresten im N noch fester zu knüpfen. Andererseits wird man wohl die Hoffnung, weiter im S wieder auf grössere, zusammenhängendere und selbständigere Sedimentkomplexe dieser Decken zu stossen, endgültig aufgeben müssen. Die Sedimente mit nördlicher Facies werden, bis auf geringe Reste vom kristallinen Deckenkern abgeschürft, alle im N angehäuft sein; im S blieben die granitene Deckenkernmassen zurück. Nach der Ansicht von *Cadisch*¹⁾ u. a. wären die Albula-Err-Granitmassen als die entblösten Deckenkerne der Falknis-Sulzfluh-Decken zu betrachten. Wir kämen danach zu folgender Parallelisation von N nach S:

Hauptsächlich sedimentärer Deckenteil.				Hauptsächlich kristalliner Deckenkern.			
N				S			
Sulzfluhteildecke	↔	Belfort (?)	↔	Suraver Marmor	↔	Errgranit	→
Falknisteildecke	↔	Belfort	↔	? Tgavroulserie	↔	Albulagranit	

B. Die Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta.

Von der Pizza Grossa nach E über Lajets-Fuorela da Tschitta bis zur Albula hinunter können wir einen Zug jurassischer bis unterkretazischer Sedimente in ununterbrochenem Zusammenhang verfolgen.

Von der Pizza Grossa nach W bis zum Grat von Bleis Ota und Colm da Betschs ist ebenfalls noch fester Zusammenhang mit dieser Zone festzustellen; weiter gegen W und N hört er jedoch auf. Wir geraten wahrscheinlich, wie wir später zeigen wollen, in die Aroser Schuppenzone, eine tektonisch höhere (?) Serie.

¹⁾ Anmerkung des Bureaus der Geologischen Kommission. *Cadisch* verbindet neuerdings, wie *R. Staub* schon früher, die Falknisdecke mit der Err-Albula-Decke und die Sulzfluhdecke mit der Berninadecke. Die von *E. Ott* durchgeführte Parallelisation Falknisteildecke-Belfort-Tgavrouls und Sulzfluhteildecke-Belfort?-Suraver Marmor besteht natürlich weiterhin zu Recht.

Gegen die Fuorcla da Tschitta gesellen sich zu Aptychenkalk und Radiolarit, welche Gesteine ausschliesslich die Pizza Grossa und das Hochtal von Lajets mit seinem W-Absturz gegen Cotschna aufbauen, noch Triasdolomit, etwas Rhät, Rauhwacke und Kristallin. Steigen wir vom Tschittapass hinunter gegen Naz, so erscheinen noch andere Gesteine, nämlich wohl charakterisierter Lias, Saluverbrecce und flyschähnliche, tonig-kalkig-sandige bis brecciöse Schiefer, die, über Radiolarit liegend, sicher (obere?) Kreide darstellen.

a) Stratigraphie.

1. Kristallin.

Der Anteil an kristallinen Gesteinen am Aufbau der den Bergünerstöcken vorgelagerten südlichen Randzone ist gering; er beschränkt sich auf zwei kleinere und eine grössere Klippe, die alle aus granitischem Gestein bestehen.

Der Piz Val Lunga besitzt eine auf Dolomit sitzende Gipfelkappe aus grobkörnigem, grünem Granit. Der dem Piz Val Lunga nördlich vorgelagerte P. 2922 besitzt ebenfalls eine solche Kappe von feinkörnigem, dunkelgrünem Granit, der basischer zu sein scheint als derjenige des Piz Val Lunga. Eine letzte abgetrennte Granitmasse von etwas grösserem Rauminhalt sitzt auf dem Gratbuckel zwischen Val Rots und Val Tschitta und gipfelt im P. 2564. Dieser Granit ist wieder heller, sehr quarzreich und grobkörnig. Mit einer genauern Untersuchung dieser Granitvorkommnisse ist seit einer Reihe von Jahren *H. P. Cornelius* beschäftigt, der die zum Teil völlig kristallinen Gebirge südlich der Bergünerstöcke geologisch-petrographisch untersucht.

Einer brieflichen Mitteilung an mich zufolge erklärt Herr Dr. *Cornelius* die kristalline Klippe von P. 2564 als grossenteils aus Tonalit und Diorit bestehend. Das Kristallin wird unterlagert von schwarzen Schiefen mit Quarz- und polygenen Komponenten, welche *Cornelius* als fragliches Karbon bezeichnet. Ich meinerseits habe diese Gesteinsserie (nur wenige Meter mächtig) als Saluergesteine kartiert und stehe mit dieser Deutung in Übereinstimmung mit *Eugster*, der 1922 dieselben Gesteine an der Basis des Errgranites am Albulapass auffand und sie als fragliche Saluergesteine kartierte.

2. Rauhwacke und Dolomit (Trias).

Nordwestlich des Piz Val Lunga sitzen auf Aptychenkalkschiefern zwei kleine Dolomitinseln, die eine westlich P. 2939, die andere zirka 350 m weiter nordöstlich.

Bei beiden Vorkommnissen handelt es sich um den gleichen, zum Teil stark tektonisch-brecciösen, kristallinen Dolomit von heller Farbe, durchzogen von zahllosen Quarzadern. An der Basis enthält er an beiden Stellen etwas gelbe, sandige Rauhwacke. Der Dolomit nordöstlich P. 2939 besitzt an der Basis ausserdem eine Breccie mit rotem Bindemittel («Hauptdolomitbasisbreccie») und ihm aufgelagert sind Rhätschiefer, massenhafte Fossilbruchstücke einschliessend. Die rote Basisbreccie und die Überlagerung durch Rhät lassen uns den fraglichen Dolomit als Hauptdolomit bestimmen. Die Rauhwacke darf man vielleicht den Raiblern zuweisen, obwohl es nicht ausgeschlossen ist, dass sie, besonders im Hinblick auf den tektonisch misshandelten Dolomit, auch leicht auf tektonischem Wege entstanden sein könnte. Die die Granitkappen des Piz Val Lunga und P. 2922 unterlagernden Dolomite gehören ebenfalls zu dem beschriebenen Typus.

Auf dem Grate zwischen P. 2922 und P. 2831, über welchen die Fuorcla da Tschitta führt, treffen wir verschiedene Male auf Dolomit und begleitende Rauhwacken.

Direkt nördlich vom Passübergang stossen wir auf

1. einen tektonisch stark malträtierten Dolomit, der zum Teil in sicher tektonisch entstandene Rauhwacke übergeht (zirka 10 m). Es folgen:
2. dunkelgrünes, schiefriges, casannagneisähnliches Eruptivgestein (zirka 2 m);
3. zum Teil stark brecciöser Dolomit, er enthält an der Grenze zu 4 eine Schicht mit Hämatit (10 m);
4. dunkelgrüner, schiefriger, glimmeriger Gneis, analog demjenigen von 2 (2 m);

5. Rauhwacke, gelb, enthält Fetzchen eines grünen Schiefers, vielleicht eruptiven Ursprungs. Die Rauhwacke ist zum Teil fest (5 m). Nach einer Strecke von 9 m, die von
6. Aptychenkalkschiefern eingenommen wird, erscheint
7. wieder Dolomit und feste Rauhwacke, die ebenfalls grüne Schiefereinschlüsse aufweist und überdies stark brecciös ist (12 m).

Nach einer Schuttstrecke (Aptychenkalkschutt) stossen wir auf Aeladolomit und Rauhwacken.

In diesem etwas komplizierten Profil, in welchem die Schichten alle mehr oder weniger vertikal einfallen, begegnen wir auf engem Raume (zirka 250 m) mehrmals Dolomit und Rauhwacken, zwischen welche verteilt sogar schwächliche Zonen mylonitisierter Eruptiva erscheinen. Nur vermutungsweise kann man behaupten, es handle sich hier um Hauptdolomitbänder, vorsichtiger ausgedrückt, um Einspitzungen hauptdolomitähnlicher Dolomite. Das ganze Profil zeugt von gewaltiger tektonischer Einwirkung, so dass es kaum möglich erscheint, tektonische Rauhwacke von primärer Rauhwacke zu unterscheiden. Wahrscheinlich gehören die sandigen, zum Teil auch dolomitisch brecciösen, aber vor allem grüne Schiefereinschlüsse bergenden Rauhwacken zu den richtigen Raiblerschichten. Auch die Aelaraushacken enthalten stellenweise grüne, auch rote Schiefereinschlüsse, die vielleicht eruptiver Natur sind.

Im grossen und ganzen können die aufgezählten Dolomite, abgesehen von ihrem ganz besonders tektonisch hergenommenen Aussehen, ganz gut verglichen werden mit den schon beschriebenen Vorkommnissen.

Gehen wir weiter nach E, so treffen wir wieder auf denselben hellen, etwas brecciösen, manchmal nesterförmig grobkristallinen und von zahllosen, weissen Quarzadern durchzogenen Dolomit.

So bildet er den westlichen Kopf der Tschimas da Tschitta. Eine gut abgrenzbare Dolomitmasse, welche tektonisch augenscheinlich zu jener gehört, ist unter diesem Dolomitkopf verzahnt mit den die Gratschneide der «Tschimas» bildenden Aptychenkalkschiefern. Die Dolomitkappe wird hier unterlagert von wenig mächtiger, gelber, sandiger Rauhwacke. Dem S-Fuss der Tschimas da Tschitta entlang zieht sich nach E ein Dolomitband, das zirka 500 m westlich P. 2564 den Grat quert und auf der N-Seite der kristallinen Masse von Falò sich in ununterbrochenem Zuge weiterzieht und endlich bei P. 2260 in den Dolomit von Naz übergeht.

Im W gehört zu diesem Zuge auch der Dolomit, welcher in geringer Breite südlich vom a des Wortes «Tschimas» ansteht.

Der Dolomit (Nazerdolomit) ist grob gebankt bis fein geschichtet. Er ist durchweg hell in der Anwitterungsfläche; gegen oben wird er im W zum Teil kalkig. Bei Naz, wo der Dolomit zu einiger Mächtigkeit anschwillt, wird er gegen unten (S) gut geschichtet und im Bruch schwarz, wittert aber hellgelb an, und die ihn durchziehenden Quarzadern ragen häufig leistenförmig erhaben heraus.

Die Überlagerung durch Lias in Form einer zwar nur stellenweise vorhandenen Liasbasisbreccie deutet darauf hin, dass es sich am ehesten um norischen Hauptdolomit handeln wird. Rhät ist nicht vorhanden, ebensowenig ist Rauhwacke zu finden.

Weitere Dolomite in diesem Gebiete finden wir eingekeilt in zum Teil völlig laminierten Fetzen im Granit von P. 2564. Ferner auf dessen S-Seite über Falò, wo sich ein von Tonschiefern, Liasgesteinen, Aptychenkalk, Radiolarit und Saluergesteinen begleitetes Dolomitband durchzieht.

Alle diese Dolomite weisen ostalpine Facies auf. Fossilien habe ich darin nirgends gefunden. Anders triasische Gesteine begegnete ich in der kartierten Zone nicht.

3. Rhät.

Das Rhät fehlt sozusagen auf der ganzen Zone von der Pizza Grossa weg bis zur Albula hinunter. Ein äusserst kleines, mit einiger Sicherheit als Rhät erkanntes Vorkommen liegt dem Dolomitfetzen nordöstlich P. 2939 auf.

Es handelt sich um gelbbraune Lumachellenkalkschiefer voller Fossilbruchstücke. Zweifelhaft ist das Alter von Kalkbänken, die südlich unter dem Kristallin von Falò (P. 2564) anstehen. Diese Kalkbänke sind stellenweise erfüllt von weizenkornähnlichen, an der Spitze gewöhnlich etwas abgekrümmten

Einschlüssen. Meiner Ansicht nach handelt es sich dabei um Lamellibranchiaten- oder Brachiopodenbrut. Im Hinblick auf das anderweitige völlige Fehlen des Rhätes hier, und wenn man bedenkt, dass die fraglichen Kalkbänke in engstem Kontakt mit typischem Lias stehen, erscheint es richtiger, sie diesem zuzuweisen.

Eher als Rhät anzusprechen wären vielleicht die schwarzen Tonschiefer, welche unter dem Dolomit nördlich Falò anstehen. Mit Dolomit vergesellschaftet finden wir sie nordwestlich P. 2564 in der Nähe der Auflagerungsfläche des Granites; ferner stehen solche schwarze Tonschiefer in kleinern Aufschlüssen mehrmals am N-Hang des Tschittatales an. Ihre Stellung ist aber zu unsicher, als dass man sie endgültig als Rhät bezeichnen dürfte.

In seiner schon erwähnten brieflichen Mitteilung stellt nun *Cornelius* sämtliche hier als fragliches Rhät bezeichneten Gesteine vorbehaltlos ins Rhät. Auch im Dolomit westlich Naz will *Cornelius* Rhätkerne gesehen haben. Ich glaube jedoch, dass es sich dabei eher um Lias handelt.

4. Lias.

Der Lias wird vertreten durch quarzitisches Kalke, mächtige Kalkbänke, Kalkbreccien und kalkige Schiefer. So ist der Lias zusammengesetzt, der den Dolomit von Naz, nördlich dem Kristallin von Falò durch, bis in den oberen Teil des Tschittatales begleitet. Dolomit wie Lias stehen ungefähr vertikal.

Im E quert der zirka 170 m mächtige Lias in dieser Lagerung die Albula nordwestlich Naz und weist mit W-E-Streichen, an der Strasse gegen Preda mehrmals aufgeschlossen, nach Val Zavretta hinein.

Niemals konnte ich in diesem Dolomit-Liaszug irgend etwas Rhätähnliches zwischen Dolomit und Lias feststellen.

Östlich P. 2260 legt sich zwischen den liegenden Nazer Dolomit im N und den hangenden Radiolarit-Aptychenkalk im S eine maximal 2 m mächtig werdende Kalkbreccie. Die linsenförmig gestreckten, kalkigen Komponenten liegen in einer tonigflasrigen Grundmasse. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine liasische Breccie. Am Wege, der von Falò hinüber in die Val Rots führt, finden wir den Lias zwischen Hauptdolomit (oben) und Aptychenkalk (unten) in folgender Zusammensetzung:

- Auf 2260 m: 1. Quarzitbank (0,5 m);
2. mächtige, graue Kalkbänke, die bisweilen etwas sandig sind (zirka 10 m);
3. Quarzitbank und quarzitisches Kalke (Kalke mit langgestreckten Hornsteinlagen) (6,5 m);
4. Kalkbänke und Kalkschiefer (8 m);
zirka 2285 m: 5. Dolomit.

Zwischen P. 2564 und P. 2750 wird der Grat der Tschimas da Tschitta zum Teil von blauen Liaskalen und -schiefern eingenommen. Engverfaltet steigen die Liaskalkschiefer zirka vertikal zur Tiefe.

Auf der S-Seite des Grates geht der Lias über in mächtig gebankte, helle, dichte, von weissen, dicken Kalzitadern lagenweise durchzogene Kalke. Unter P. 2726 streichen Lias und Hauptdolomit, durch den reichlichen Schutt verborgen, auf die S-Seite des Tschittatales hinüber.

In der beschriebenen Ausbildung ähnelt unser Lias auffallend dem von *Cornelius* (36, 19—24) beschriebenen Lias der Errdecke.

Ob wir die schwarzen, tonigen Schiefer, wie sie westlich der Pizza Grossa unter Aptychenkalk, auf P. 2939 (westlich des Piz Val Lunga), im Tschittapasssattel, ferner mehrerenorts am N-Hange des Tschittatales anstehen, dem Lias zurechnen dürfen, ist wohl sehr fraglich. Einige Anhaltspunkte über ihr Alter ergeben sich erst bei einer Besprechung im Zusammenhang mit dem folgenden, nächsthöheren Schichtglied, dem

5. Aptychenkalk (Dogger [?] und Malm).

An der Pizza Grossa und weiter gegen E zu können wir einen lückenlosen Zusammenhang zwischen diesen liasähnlichen Tonschiefern, sogenanntem Aptychenkalk, und Radio-

larit beobachten. Der Übergang zu diesen allgemein als oberjurassisch bis unterkretazisch angesehenen Schichten macht die Annahme notwendig, dass auch der Dogger vertreten sei.

Die reinen Tonschiefererien, die stellenweise eine beträchtliche Mächtigkeit (50—60 m) erreichen können, werden überlagert von einer Gesteinsserie, die durch repetierte Wechsellagerung von Tonschiefern mit Aptychenkalkbänken (diese häufig mit grünen, glänzenden, tonigen Schichtbelägen) ausgezeichnet ist. Darüber erst beginnt die einförmige Masse der klirrenden, dichten, splittrig brechenden, hellgrauen Aptychenkalkschiefer und -kalke.

Die Serie schwarzer Tonschiefer steht in grösserer Masse zwischen Bleis Ota und Bleis Tigiel an. Es sind stengelig zerfallende, schwarze, schillernde, reine Tonschiefer. Solche bilden ferner, wie schon oben gesagt wurde, den P. 2939, unter Dolomit liegend. Dann finden wir sie wieder am Tschittapassattel.

Das strenge Gebundensein an überlagernde Aptychenkalkbänke, die in der Nähe der reinen Tonschieferserie mit Tonschiefern wechsellagern, stellen ein liasisches Alter für sie sehr in Frage und ich bin geneigt, sie dem Dogger zuzuweisen, um so mehr, als ja die Aptychenkalke in der fraglichen Zone konstant von Radiolarit überlagert werden.

Der ganze in Frage stehende Schichtenkomplex, von den Tonschiefern bis zum Radiolarit hinauf, zeichnet sich durch völlige Fossillosigkeit aus. Infolge Mangels bezeichnender Fossilien und einschneidender Faciesänderungen gelingt es nicht, scharfe Grenzen zwischen Lias-Dogger einerseits und Dogger-Malm anderseits zu finden. Nach meinem Dafürhalten gehören sowohl die reine Tonschieferserie als auch die meist wenig mächtige Wechsellagerung von zirka 30 cm dicken Aptychenkalkbänken mit bis 50 cm mächtigen Tonschieferzwischenlagen am ehesten zum Dogger. Erst mit dem Einsetzen der homogenen Aptychenkalkmassen beginnt nach meiner Meinung der Malm.

Die Wechsellagerung von Aptychenkalkbänken mit reinen, schwarzen Tonschiefern finden wir an dem von P. 2833 (nördlich Pizza Grossa) zum Lai da Tigiel niedersteigenden kleinen Grätchen, ferner auf Bleis Ota, am Grate zwischen 2400 m ungefähr und 2487 m und, allerdings nur stellenweise aufgeschlossen, am Hange, der von Bleis Ota hinunter zur Pizza Grossa-NW-Seite führt.

In der Serie von Bleis Ota lagern sich den gewöhnlichen Schiefern Sandsteine mit grünen Tupfen (von Malachit herrührend) ein. Die Sandsteine sind sehr quarzreich und wittern braun an; im Bruche sind sie grau und zeigen vielfach kleine, grüne Punkte; ein kalkiges Bindemittel hält die vorwiegend aus kleinen, höchstens Erbsengrösse erreichenden Quarzkörner zusammen. An der Berglehne zwischen Bleis Ota und der Pizza Grossa finden wir die Basis einer Aptychenkalkbank, die auf der untersten Tonschieferserie aufliegt, in einer an Pyrit reichen, brecciösen Ausbildung. Das Vorkommen dieser Art über Murtiratsch ist nur lokal beschränkt; ich habe anderwärts Analoges nicht mehr gefunden.

Gehen wir gegen E, so finden wir wenig westlich vom Tschittapass, wieder in der Nähe der die Aptychenkalkformation unterlagernden Tonschiefermasse (hier in verkehrter Lagerung), den gewöhnlichen, grauen, dichten Aptychenkalkschiefern eingelagerte, gelb anwitternde, sandige Schiefer. Auch hier treten diese sandigen Gebilde innerhalb der Serie miteinander wechsellagernder Aptychenkalke und Tonschiefer auf, ganz analog den schon besprochenen Verhältnissen am Bleis Ota-Grat.

Nach all dem Gesagten erscheint es mir nicht als zu kühn, wenn man die repetierte Wechsellagerung von Aptychenkalken mit Tonschiefern und zwischenlagernden sandigen Schiefern samt der liegenden, reinen Tonschieferserie dem Dogger zuweisen wollte; wenigstens hat eine solche Einteilung grosse Wahrscheinlichkeit für sich.

Der Malm wäre dann vertreten durch die hangenden, immerhin noch ziemlich mächtigen, homogenen Aptychenkalkmassen; vielleicht gehören die untersten Partien der darauffolgenden, aus dem obersten Aptychenkalk allmählich sich entwickelnden Radiolaritformation ebenfalls noch zum Malm. Der Aptychenkalk ist ein schönes, graues, hellanwitterndes, unter dem Hammer in klirrende Scherben zerspringendes, dichtes und mit muscheligem Bruche brechendes Kalkgestein, das mächtig gebankt, dünn geschichtet bis geschiefert ist. In der Zone von der Pizza Grossa bis zur Albula hinunter bildet es das mächtigste Schichtglied (150—200 m). Die Pizza Grossa besteht zur Hauptsache aus Aptychenkalkschiefern. In guten Aufschlüssen ist er von hier nach E zu verfolgen, er überschreitet den

Tschittapass und baut den obern Teil und die ganze ins Val Rots abstürzende Seite der Tschimas da Tschitta zwischen Tschittapass und P. 2750 auf. Aptychenkalk liegt von Bleis Ota bis nach Punt Ota (im Albulatal) direkt unter der Überschiebungsfläche der Aeladecke.

Aptychenkalk und Radiolarit liegen in verkehrter Lage dem Naser Dolomit auf und begleiten von östlich P. 2260 bis zum S-Fuss der Tschimas da Tschitta in ununterbrochenem Zuge den schon beschriebenen Dolomitzug.

An Überschiebungslinien oder in Quetschzonen sind die Aptychenkalke vollständig verschiefert. Als solche Schiefer finden wir sie im Tschittapassgrat und zum Teil im Grate der Tschimas da Tschitta. Nördlich des Viaduktes von Punt Ota quert der Aptychenkalk die Albula in einer Mächtigkeit von zirka 170 m (weiteres über Aptychenkalk vgl. unter Aroser Schuppenzone).

Cornelius (briefliche Mitteilung) meint, der von mir als Aptychenkalk kartierte Kamm der Tschimas da Tschitta zwischen P. 2750 und dem Tschittapass sei normaler, grauer Liaskalkschiefer. Dieser Deutung kann ich mich nicht anschliessen. Die fraglichen Schiefer stehen in normalem Kontakt mit Radiolarit; sie gehen aus solchem in der bereits beschriebenen Art und Weise hervor, sind also sicher dem Aptychenkalk zuzuweisen, wenn sie schon durch die tektonischen Vorgänge zum Teil völlig verschiefert worden sind. Aus der geologischen Karte kann man ersehen, dass dieser Aptychenkalkzug von E nach W konstant begleitet wird von Radiolarit; beide befinden sich in verkehrter Lagerung. Allerdings gebe ich zu, dass der Aptychenkalk gegen N, gegen die Aelaüberschiebung hin, übergehen kann in Lias, d. h. in erster Linie erscheint auch hier jenes Schichtglied, bestehend aus Tonschiefern, AptychenkalKBänken und Breccieneinlagerungen, das ich unter Vorbehalt dem Dogger zugerechnet habe. Infolge der sehr verwischten Grenzen hier wage ich nur mit aller Vorsicht eine diesbezügliche Abtrennung vorzunehmen.

6. Radiolarit (oberer Malm und untere Kreide).

Der Radiolarit setzt in unserer Deckenrandzone östlich der Pizza Grossa am P. 2792 ein. Dem von den Tinzenern Corns digls Furnatschs genannten, auf dem topographischen Atlas mit P. 2792 bezeichneten Doppelgipfel ist auf der S-Seite im obersten Teil eine kleine Radiolaritmulde aufgeklebt. Zirka 150 m westlich vom grössten der drei Seelein von Lajets erscheint die Fortsetzung dieser Radiolaritmulde auf der Sohle des Hochtales, verschwindet aber bald im E (schon vor dem Tschittapass) infolge des Axialgefälles in einem Aptychenkalktunnel.

Der Radiolarit geht hier allmählich aus dem Aptychenkalk hervor. Dieser wird gegen oben grünlich, seltener rötlich, nimmt in zunehmender Menge Kieselsubstanz auf und geht endlich in die geschichteten, nur mehrere cm, höchstens 10 cm mächtigen Radiolaritkieselschiefer über, die meist rot, seltener grün oder weiss gefärbt sind. Das Gestein liess sich in ausgezeichneter Weise fälteln. Akzessorisch sind ihm wenig mächtige manganerzreiche, schwarze Schichten eingelagert. Das Gestein ist, wo immer man es antreffen mag, etwas manganhaltig. Der Mangangehalt zeigt sich in den häufigen schwarzen Anflügen und Dendriten auf den Schichtflächen. Östlich vom Tschittapass taucht der Radiolarit, unter Aptychenkalk liegend, im obersten Teile des Tschittatales wieder auf und ist von da in fast ununterbrochenem Zuge in den Fuss der Tschimas da Tschitta zu verfolgen. Etwas östlich unter P. 2750 quert er den Grat und bildet die mächtigen Radiolaritmassen, welche den südlichen Talhang der untern Val Rots aufbauen. Südlich an den Aptychenkalk von Punt Ota anschliessend, quert er mit diesem unter dem grossen Viadukt der rhätischen Bahn die Albula. Ein zweiter Radiolaritzug mit Aptychenkalk liegt in verkehrter Lagerung dem Naser Dolomit im S auf und begleitet diesen von östlich P. 2260 auf seinem Zuge nach W.

Im Tschittatale, in beiden Radiolaritbändern, gesellensich, diesem zugehörig, noch schwarze, feine, tonige Kalkschiefer hinzu, die auf dem angewitterten Bruche eine rostig gefärbte, feine Schieferung aufweisen. Die wenige Millimeter dicken, von blauen Tonhäuten bedeckten, feinen, kalkigen Schiefer sind auf das innigste gefältelt. Stellenweise können sie den Radiolarit ganz ersetzen, wie z. B. am S-Fuss der «Tschimas» zwischen dem *d* von «da» und dem *i* von «Tschitta».

Diese Schiefer sind völlig fossilleer; in den Radiolarithornsteinen erkennt man häufig noch rundliche, weisse Pünktchen, herrührend von Radiolarienschälchen.

Das Alter der Radiolaritgesteine kann nicht ganz genau bestimmt werden. Zur Abgrenzung ihres Alters kann einmal die Unterlagerung durch die Aptychenkalkformation, dann aber auch die Überlagerung durch die von *Cornelius* in ihrem Alter bestimmten Saluvergesteine herangezogen werden.

Für die Aptychenkalke wird allgemein ein Alter zwischen Lias und oberem Malm als gesichert angenommen. Ich habe im Vorhergehenden versucht, in kurzen Zügen eine Abtrennung von dem Dogger wahrscheinlich zugehörigen Gesteinen durchzuführen. Wie wir später bei der Besprechung der der Aroser Schuppenzone angehörenden Gesteine zeigen werden, wird eine solche Abtrennung des Doggers zur direkten Forderung, denn erst die unter der beschriebenen reinen Tonschieferserie liegenden Gesteine besitzen typisches Liasgepräge, das auch durch allerdings schlecht erhaltene, aber doch noch erkennbare Fossilien bekräftigt wird.

Dadurch aber wird die homogene Aptychenkalkformation endgültig in den Malm gestellt. Der aus ihr hervorgehende Radiolarit kann aber vielleicht mit seiner untersten Partie am obern Malm partizipieren; der Hauptteil des Radiolarites jedoch scheint mir der untern Kreide angehören zu müssen. Die die Radiolarite überlagernden Saluvergesteine, deren Alter mit mittlerer bis oberer Kreide angegeben werden darf, engen den Radiolarit in seiner obern Begrenzung ein und lassen es als sehr wohl möglich erscheinen, seine obere Grenze mit der untern Kreide abzuschliessen.

Mit dem Anbruch der Kreideepoche scheinen sich die Absatzbedingungen erst allmählich einschneidend geändert zu haben. Wir haben bereits gesehen, dass die Radiolarite, allerdings nur östlich vom Tschittapass, oben in eine kalkige Schieferfacies übergehen können. Auf der W-Seite des Albulatales zwischen Naz und Punt Ota liegen über dem Radiolarit die bereits beschriebenen, feinen, tonigen Kalkschiefer, nach oben gehen sie in flyschähnliche, polygene Breccien einschliessende Gesteine über. *Cornelius* (36, 26—30) beschreibt aus der sedimentären Zone von Samaden (Errdecke) ganz analoge Übergänge vom Radiolarit in die Saluvergesteine. Sie gehören zum Komplex der Saluvergesteine und sind sicher der Kreide angehörig. Damit glaube ich meine Einreihung der Radiolaritformation, die sich somit als das Verbindungsglied zwischen Malm und Kreide vorstellt, hinlänglich begründet zu haben. (Weiteres über Radiolarit vgl. unter Aroser Schuppenzone.)

7. Saluvergesteine (Kreide).

Die den Saluvergesteinen von *Cornelius* (36) äquivalenten Schiefer, Sandsteine, Breccien und Konglomerate finden sich nur östlich der Fuorela da Tschitta. Einerseits kenne ich Vorkommnisse solcher Gesteine vom westlichen Talhang der Albula zwischen Naz und Punt Ota, anderseits vom nördlichen Hang des Tschittatales (Falò).

Am linksseitigen Albulatalhang befinden sich Aptychenkalk-Radiolarit-Saluverschiefer in verkehrter Lagerung. Die Saluvergesteine sind in den Gewölbekernen der hier in ausserordentlich komplizierter Weise miteinander verfalteten Gesteinsserien anzutreffen. Der Radiolarit geht hier über in die bereits geschilderten tonigglänzenden, feinen Kalkschiefer, darüber (d. h. in Wirklichkeit sollte ich sagen darunter, aber um Missverständnisse zu vermeiden, spreche ich immer so, als ob alles in normaler, stratigraphisch richtiger Lage sich befände) erscheint eine Serie, die flyschähnlichen Charakter besitzt, tonige, kalkige, sandige bis brecciöse Schiefer.

Verschiedene Breccieneinstreuungen zeigen folgende Komponenten: Quarz, Glimmerschiefer, Kalk- und Dolomitbrocken. Die Bruchstücke erreichen Faustgrösse. Dass es sich hier um analoge Gesteine handelt, wie sie *Cornelius* aus der Errdecke beschrieben hat, steht für mich ausser jedem Zweifel, dafür bürgt ja schon ihr unmittelbarer, beobachteter Übergang in den «liegenden» Radiolarit.

In einer Mächtigkeit von zirka 150 m queren diese Kreidegesteine die Albula zwischen dem Radiolarit im N und dem Nazer Lias im S. Die Grenze zwischen ihnen und dem südlich anschliessenden Lias ist nicht scharf, weil der Lias hier ebenfalls in Schieferfacies vorliegt. Ich ziehe sie beim Bahnwärterhäuschen an der grossen nach SW konvexen Schleife der rhätischen Bahn durch. Die Grenze ist charakterisiert durch grössere und kleinere Kalklinsen, welche in der flyschähnlichen Schiefermasse schwimmen. An andern Stellen des Albulatales habe ich diese Kreideschieferserie nicht mehr gefunden.

In der Gegend von Falò stossen wir auf Saluvergesteine (Breccien), die, direkt dem Dolomit aufliegend, von *Zyndel* als Breccien liasischen Alters angesprochen wurden. Die Breccie steht in einer Mäch-

tigkeit von zirka 60 m an. Sie enthält folgende Komponenten, die nussgross bis kopfgross werden können: Rhätkalk (Lumachellen), Liasspatkalke und -breccien, Dolomit, Quarzite, Quarzkörner und kristalline Schiefer (Glimmerschiefer). Radiolaritstücke habe ich keine finden können; das Fehlen von Radiolarit unter den Komponenten verhindert jedoch nicht, dass unsere Breccie mit solchen aus der Errdecke, von *Cornelius* beschriebenen, verglichen werden kann. *Cornelius* hat ja selber ebenfalls keine Radiolaritbruchstücke in seinen Saluverbreccien und -konglomeraten entdecken können.

Die beschriebene Saluverbreccie biegt augenscheinlich nach E um den Dolomit herum, zieht dann, mit dem Kristallin verzahnt, über dem Dolomit liegend, nach E, immer mitten im Granit eingequetscht, und auf der N-Seite von P. 2564 erscheint sie wieder mit dem gelbanwitternden, ausserordentlich zermürbten, von anastomosierenden Quarzadern durchkreuzten Dolomit an der Basis. Im Sattel westlich P. 2564, an der Auflagerungsfläche des Kristallins auf dem liegenden Sedimentzug, keilt die Saluverbreccie mit dem Dolomit aus.

Diese polygene Saluverbreccie korrespondiert sicher mit der bei Mulix sich findenden, die, analog jener, ebenfalls mit Dolomit vergesellschaftet ist. Weitere Vorkommnisse von Saluergesteinen habe ich in unserer Zone nicht entdecken können.

Zusammenfassend wäre hervorzuheben, dass einerseits Saluergesteine (in Schieferfacies hauptsächlich), charakterisiert durch ihre normalstratigraphische Verbindung mit Radiolarit, in den Gwölbekernen der in eng zusammengestossene, verkehrte Falten gelegten Sedimentmassen des westlichen Albulatalhanges zwischen Punt Ota und Naz erscheinen, dass anderseits eine bis 60 m mächtig werdende Saluverbreccie (ohne begleitende Schiefer), direkt auf Dolomit (Hauptdolomit ?) transgredierend, verkeilt mit dem den vorigen Sedimentmassen aufliegenden Errkristallin, am N-Hang des Tschittatales bei Falò zu beobachten sind.

8. Gesteine unbestimmten Alters.

Nördlich P. 2564, unter dem besprochenen Zug von Dolomit und hangender Saluverbreccie, ziehen graugrüne bis schwarze, schwere Schiefer in den Sattel zwischen P. 2564 und P. 2750. Ähnliche dichte, graugrüne, hornfelsartige Schiefer stehen südlich wieder im Talhintergrund von Tschitta bei «da» von Tschimas da Tschitta an. Die stratigraphische Stellung dieser Schiefer ist ungewiss. Vielleicht handelt es sich um mylonitisirtes, völlig verschiefertes Kristallin selber oder um tektonisch verschieferte Hornfelse, die dem Kristallin angehören.

Nach *Cornelius* (briefliche Mitteilung) handelt es sich bei den Schiefen unter der kristallinen Klippe von Falò zum Teil um Rhät, zum Teil um Liasschiefer, bei denjenigen im Talhintergrund von Tschitta um «schiefrigen Radiolarit, wenn auch fast ohne Hornstein; aber er enthält das typische „Leitfossil“ — die Linsen von Manganerz — freilich nur sehr spärlich».

Diesen Deutungen kann ich mich anschliessen, da ich diese Gesteine vorläufig nicht besser einzuordnen wüsste.

Herrn Dr. H. P. *Cornelius* möchte ich an dieser Stelle seine Mitteilungen über das von ihm im Sommer 1922 anhand meiner im Herbst 1921 aufgenommenen Feldblätter revidierte Gebiet von Tschitta (S-Seite) bestens verdanken.

b) Tektonik.

Die Zone Pizza Grossa-Lajets-Tschitta ist tektonisch charakterisiert durch die verkehrte Lagerung der sie aufbauenden Felsarten sowie durch deren starke Verfaltung. Die Sedimente haben ostalpinen Charakter, und zwar weisen sie in ihrer Facies auf eine unzweifelhaft hervortretende Verwandtschaft mit südlichen Sedimenten der Errdecke hin, wie wir im stratigraphischen Unterabschnitt feststellen konnten.

Wenn wir von Val Rots zum P. 2564 aufsteigen, durchschreiten wir die nachstehend aufgezählte Schichtenfolge, Fig. 9; südlich der Aelaüberschiebung folgen:

- | | | |
|------------------------------------|---|------|
| 1. Aptychenkalk | } | I. |
| 2. Radiolarit | | |
| 3. Aptychenkalk | | |
| 4. Lias | } | II. |
| 5. Hauptdolomit (Naz) | | |
| 6. Radiolarit | } | III. |
| 7. Aptychenkalk | | |
| 8. Errgranit | | IV. |
| 9. Schwarze bis graugrüne Schiefer | } | V. |
| 10. Dolomit | | |
| 11. Saluverbrecie | | |
| 12. Errgranit. | | |

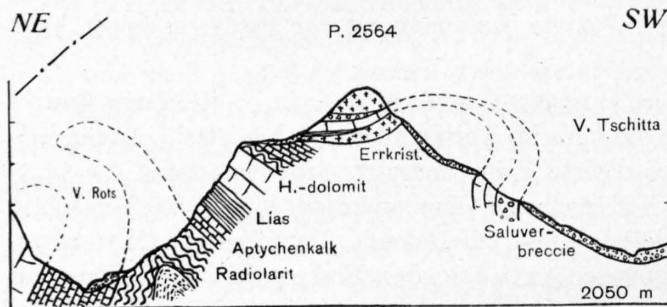


Fig. 9. ca. 1 : 19 000.

In diesem Profil können wir einen untersten, I. Aptychenkalk-Radiolarit-Zug unterscheiden, der der Überschiebungslinie der Aeladecke entlang nach W streicht; im E sind die starken Falten, die er mitmacht, am westlichen Albulatalhang gut sichtbar. Die Kerne der von Aptychenkalk umschlossenen Radiolarit«gewölbe» sind von den beschriebenen schiefrigen Saluergesteinen ausgefüllt.

Über diesem Zug erscheint II, der Hauptdolomit-Lias-Zug von Naz, der bis zur

Fuorcla da Tschitta hinzieht und den vorigen Sedimentzug überlagert. Der Nazer Dolomit und der ihn begleitende Lias im N sind westlich Naz ebenfalls stark miteinander verfaltet, wie Fig. 10 zeigt. Alle Falten stehen zirka vertikal auf dem Kopf und streichen ziemlich genau W-E.

Der Hauptdolomit wird überlagert von III, einem Aptychenkalk-Radiolarit-Zug in verkehrter

Lagerung, welcher von östlich P. 2260 den besprochenen Sedimentbändern konform nach W verläuft und südlich unter P. 2750 am Fuss der Tschimmas da Tschitta unter Schutt verschwindet.

Darüber lagert sich IV, das Err-

kristallin, welches im P. 2564 gipfelt; in dieses eingequetscht, in Linsen zerrissen, können wir rund um die Granitmasse herum, V, ein Dolomitband mit begleitender Saluverbrecie verfolgen.

Ausserhalb der Granitmasse ist nichts mehr von diesem Sedimentzug (V) zu sehen; er ist lediglich gebunden an den Errgranit und wäre zu parallelisieren mit dem analog zusammengesetzten Sedimentzug, welcher bei Mulix den hangenden Errgranit vom liegenden Albulagranit trennt; ich glaube, dass wir es beim Kristallin von Falò mit der Stirnbiegung der kristallinen Deckenkernmasse der Errdecke zu tun haben.

Die aufgezählten, verkehrtliegenden Sedimentzüge wären danach als ein Teil der durch die eigene Deckenkernstirn eingewickelten Sedimentmassen der Albula-Err-Decke aufzufassen. *Cornelius* (briefliche Mitteilung) schliesst sich meiner Auffassung an.

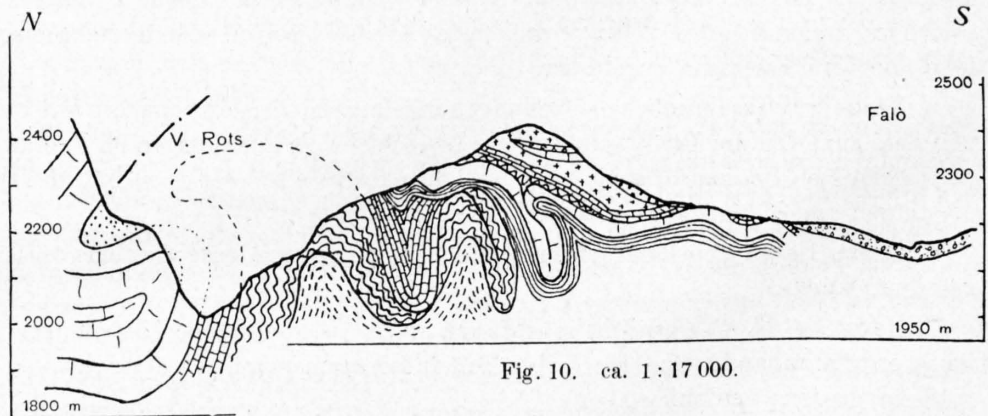


Fig. 10. ca. 1 : 17 000.

Die Parallelisation der Sedimentzüge von Tschitta, vorab der Radiolarit-Aptychenkalk-Zonen, mit denjenigen westlich vom Tschittapass in Worten zu erklären, wäre viel zu umständlich und fast unnütz, da ein Blick auf die geologische Karte und die sechs Lokalprofile einen bessern Einblick in die Zusammenhänge gewähren, als ich ihn in Worten zu geben vermöchte.

Ein Profil durch den Tschittapassgrat bietet viel des Verwirrenden. Nachdem mir gelungen war, die Hauptzüge im Bau der Tschittazone herauszufinden, scheint mir dieses Profil auch nicht mehr so kompliziert, als es dem Beobachter erstmals entgegentritt.

Vom Piz Val Lunga über P. 2922 nach N steigend, können wir folgende Schichtglieder ausscheiden (Prof. Fig. 13):

1. Granit, den Gipfel des Piz Val Lunga bildend;
2. Dolomit, zum Teil brecciös, wahrscheinlich Hauptdolomit (Errdecke);
3. Moränenmaterial des kleinen Gletscherchens auf der N-Seite des Piz Val Lunga;
4. Tonschiefer, zum Teil wechsellagernd mit Aptychenkalkbändern (Dogger);
5. Granit, den Gipfel von P. 2922 bildend, an der Grenze zum liegenden Dolomit verschiefert;
6. Dolomit, analog demjenigen von 2 (zirka 15 m mächtig);
7. Schutt;
8. Tonschiefer, wechsellagernd mit Aptychenkalkbänken (Dogger);
9. Tonschiefer im Passeinschnitt (Dogger);
10. Dolomit, zum Teil rauhackisiert (10 m);
11. schiefriger, dunkelgrüner, glimmeriger Gneis (2 m);
12. Dolomit (10 m), auf der N-Seite mit Hämatitlage (20 m);
13. schiefriger, glimmeriger, dunkelgrüner Gneis, wie unter 11 (2 m);
14. Rauhacke (5 m);
15. Aptychenkalk mit grünen Schichtbelägen (Dogger-Malm) (9 m);
16. dolomitische, feste Rauhacke (12 m);
17. Schutt mit Aptychenkalckbrocken mit den grünen, tonigen Schichtbelägen; Rauhacke-, Tonschiefer, Rauhacke-, Aptychenkalk-, Aptychenkalckschieferschutt;
18. Rauhacke mit Dolomit (Aelahaupdolomit mit vielleicht tektonischer Rauhacke);
19. Kalkschiefer mit Rauhacke (Kern des Aelagewölbes mit Raiblerrauhacke und tektonisch eingespiessten Schiefen);
20. Aeladolomit.

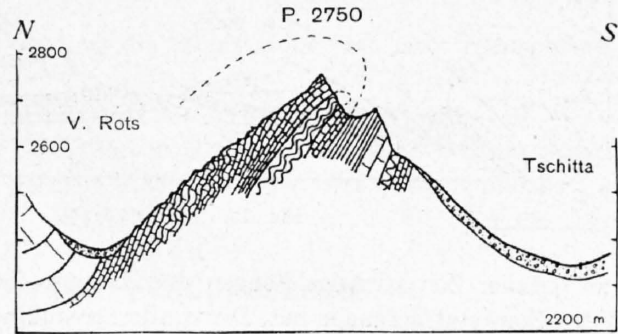


Fig. 11. 1 : 17 000.

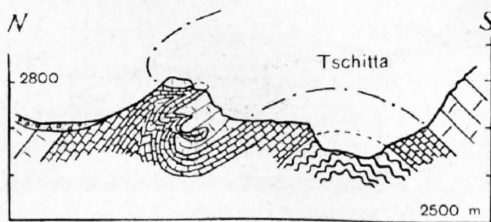


Fig. 12 ca. 1 : 17 000.

Die tektonischen Verhältnisse werden in etwas schematischer Weise durch Fig. 13 erklärt.

Die Aptychenkalkmassen streichen nach W in die Pizza Grossa hinein, und wir können sie und die liegenden tonschieferrigen Serien (Dogger) noch bis in den oberen Teil des Bleis Ota-Grates hinein verfolgen.

Von Punt Ota bis hierher liegt die Aeladecke immer mit scharfer Überschiebungsfläche den Aptychenkalcken auf. Unter dem Aelapass, bei Sil Cotschen und unter P. 2633

nördlich Bleis Ota liegt der Aptychenkalk, meist ganz verschiefert, unter der an der Überschiebungsfläche der Aeladecke fast nirgends fehlenden Rauhacke in guten Aufschlüssen zutage.

Auch hier im W steigen die Schichtglieder der Tschittazone zirka vertikal oder steil nach S nieder. Die Aptychenkalke der Pizza Grossa fallen stark verfäلتelt mit bis 80° nach S; erst auf dem linken Ufer des Errbaches zwischen Pensa und Alp Err sot stellt sich der mit dem Aptychenkalk in normal-stratigraphischem Verbande stehende Radiolarit darüber ein.

Östlich der Pizza Grossa erwähne ich nochmals die kleine Radiolaritmulde, die der S-Seite von P. 2792 anklebt und sich in der Folge nach E zu grosser Mächtigkeit auswächst und endlich bei Punt Ota die Albula quert. Im Längsprofil ist die Zone sehr einfach gebaut. Das Axialgefälle schwankt zwischen 10^0 und zirka 30^0 . Zwischen P. 2750 und P. 2564 ist das Pitch steiler, verflacht sich aber nach

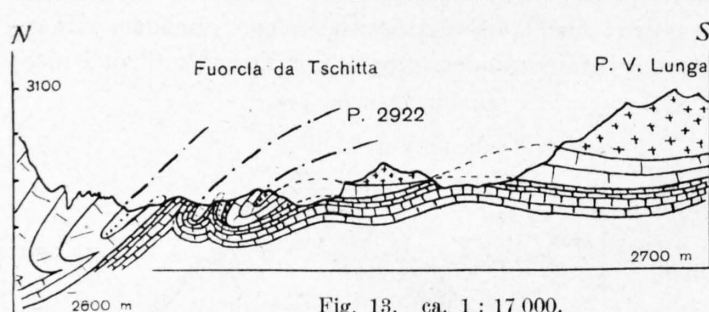


Fig. 13. ca. 1 : 17 000.

E mit der Auflagerung des Kristallins, das im Pässchen zwischen den zwei Punkten einsetzt und im E am Abbruch ins Albula-tal bei zirka 2340 m Höhe in die Luft austreicht.

Die Errgranitklippen von Falò, von P. 2922 und vom Piz Val Lunga bilden das tektonisch höchste Glied der ganzen Zone; sie dokumentieren auf das Schlagendste den Deckenbau dieses Gebirgsstückes und sind

zu gleicher Zeit wichtige Zeugen und Beweise für die Einwicklung, die auf der ganzen Länge unserer Zone stattgefunden hat. Die von den kristallinen Kernen der Err-Albula-Decke eingewickelten Sedimentmassen gehören faciell zur Errdecke, und ich zögere nicht, in ihnen wirklich der Albula-Err-Decke angehörende (allerdings nicht unmittelbar) Sedimente zu erblicken. Über die Kompliziertheit des Querprofiles orientieren Fig. 9, 10, 11, 12 und 13.

Wie die Zone im Verlaufe nach E (Albulapass) sich verhält, vermag ich noch nicht zu sagen: das werden die am Albulapass einsetzenden Spezialuntersuchungen später wohl zeigen. Die gewaltige Stauung, die auf unsere Zone ausgeübt wurde, zeigt sich nicht nur in den zwei bis drei grössern, vertikalstehenden Falten, die sich auch auf der E-Seite von Val d'Err finden, sondern auch in der durchgehends nachgewiesenen intensiven Kleinfältelung, die sich in ausgezeichnetster Weise an den geschichteten Radiolariten und an den verschieferten Aptychenkalken zeigt.

Diese mächtige Stauung ist sehr leicht erklärlich, wenn wir bedenken, dass die starren, kristallinen Deckenkernmassen der Albula-Err-Decke, von S gestossen, an die schon vorhandene mächtige Aeladecke anbrandeten und dadurch das wahrscheinlich zum Teil schon vorhandene Aelagewölbe übertrieben und nach N umlegten; damals war aber auch die nicht weit im N liegende Suraver Deckenmulde schon lange vorhanden und bildete in ihrer Art wieder ein grosses Hindernis für die nach N drängende Errdecke. Ob die Err-Albula-Decke selber aktiv nach N sich schob, kann hier nicht erörtert werden; wahrscheinlich handelt es sich um tiefergreifende penninische Stösse, die hier die Errdecke übertrieben.

Die Einwicklungszone von Tschitta täuscht das endgültige N-Ende der Err-Albula-Decke vor. Wahrscheinlich endet aber nur die Albulateildecke primär hier, während die Errdecke s. s. als ausgequetschter Stumpf nachträglich zu einer Pseudodeckenstirn eingewickelt worden ist.

Wie ich schon früher einmal erwähnte, fehlt unserer Tschittazone jegliches ophiolithische Material. Es ist keine Andeutung zu bemerken, die auch nur auf ein verstecktes Vorhandensein von Serpentin z. B. hinwiese. Im Gegensatz zur Aroser Schuppenzone fehlen der Tschittazone die Ophiolithe völlig; das ist einerseits ein weiterer

wichtiger Beweis für die Zuordnung der eingewickelten Sedimente zur Albula-Err-Decke, andererseits aber verliert damit die früher geglaubte Verbindung der Aroser Schuppenzone über den Tschittapass und Albulapass mit der Languarddecke im Engadin sehr an Wahrscheinlichkeit. Es wird Aufgabe des nächsten Abschnittes sein, die daraus sich ergebenden Konsequenzen zu erörtern oder zu versuchen, dennoch triftige Gründe für die angetönte Parallelisation der Aroser Schuppenzone anzuführen.

Zum Schlusse möchte ich noch feststellen, dass die Zugehörigkeit der Tschittazone zur Errdecke nirgends direkt erwiesen werden kann, wenn man in der den Gipfelgranit des Piz Val Lunga unterlagern-

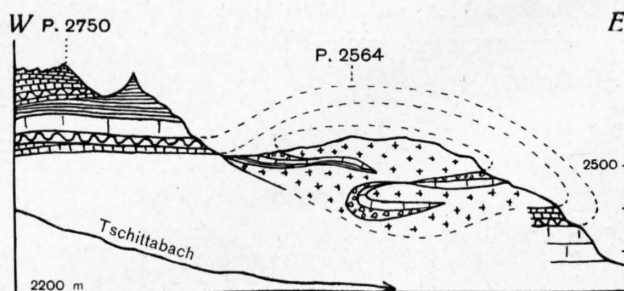


Fig. 14. ca. 1 : 19 000.

den Schichtenfolge (Dolomit, Dogger [?]-Aptychenkalk-Radiolarit) nicht eine stratigraphisch normale (Rhät und Lias vielleicht tektonisch weggequetscht) Sedimentreihe in verkehrter Lagerung sehen darf. Meiner Meinung nach ist ein solch direkter Beweis für die Zuordnung der Tschittazone zur Errdecke nicht ausgeschlossen. Einen weiteren Beweis für einen Zusammenhang mit der Errdecke bildet die Analogie mit der Zone von Samaden.

Die Tschittazone kann nicht als verfalteter Mittelschenkel der Err-Albula-Decke angesehen werden, weil

1. die Albuladecke in Mulix usw. andere Facies zeigt als die Tschittazone, und zwar wahrscheinlich nördlichere;

2. in Val d'Err die Albuladecke überhaupt nicht erkennbar ist.

Von meinem Gebiet ausgehend, scheint es mir das Natürlichste zu sein, die Zone Tschitta-Pizza Grossa als heruntergeschleppte, eingewickelte Teile aus dem Hangenden der Errdecke aufzufassen.

C. Das Äquivalent der Aroser Schuppenzone.

Unter den Begriff der Aroser Schuppenzone stelle ich den ganzen Wirrwarr von verschiedenartigen Gesteinen, welche zwischen dem Marnaflysch und der Aeladecke auf der E-Seite des vordern Oberhalsteines vom Bleis Ota-Grate und untern Val d'Err nach der Motta Palousa sich hinziehen. Die Aroser Schuppenzone umfasst zur Hauptsache die frühere *Steinmannsche* rhätische Decke. Den Hauptbestandteil dieser Zone bilden die Liasschiefer, -kalke, -sandsteine und feinen -breccien, Aptychenkalke und Radiolarite. An der Basis besonders wird die Zone konstant begleitet von Serpentin; streckenweise gesellen sich dazu grüne Gneise (Granitmylonite), die merkwürdigerweise immer mit Radiolarit vergesellschaftet sind, ferner rote und grüne Verrukanosandsteine und Konglomerate sowie, damit verknüpft und nur lokal verbreitet, grüne Psammit- und Phyllitgneise. Auf wenige Stellen beschränkt, erscheinen in dieser Zone noch Marmorlinsen, weisse Quarzite (sandige) und eine gelbanwitternde, grobe Dolomitreccie.

Die starke Verschuppung, die zum Teil dadurch bedingte, auf Schritt und Tritt wechselnde Zusammensetzung, das Nebeneinandervorkommen ganz verschiedenartiger Felsarten sowie die starke Ophiolithführung, die sich aber, das muss betont werden, nur an Schub- und Scherflächen zeigt, sind Beweise dafür, dass es sich bei der Aroser Schuppenzone tektonisch wohl sicher nicht um ein einheitliches Individuum handeln wird.

a) Stratigraphie.

1. Kristalline Gesteine.

Gneis des Tusagn-Murtiratsch-Zuges.

Nordöstlich ob Tinzen in 2000 m Höhe beginnt, gegen die von einer Rutschmasse ausgepolsterte Berglehne von Murtiratsch in Felsen abbrechend, eine Zone von grünem Gneis, Radiolarit und Aptychenkalk; sie zieht nach N dem Hang entlang bis Tusagn, wo sie, wie bei Murtiratsch, in dem von Bergsturzmasse erfüllten Trichter des Savogniner Baches plötzlich abbricht (zirka 2000 m).

Der Gneis ist stellenweise schiefrig, stets grün, und man könnte ihn in solcher Ausbildung als Serizitglimmerschiefer ansprechen. Über Tusagn bricht er in mächtigen, von Rutschharnischen völlig durchsetzten Blöcken ab; hier hat er mehr massigen Charakter; stets ist er sehr quarzreich; lokal nimmt er ein brecciöses Aussehen an — kleinere und grössere, manchmal basischen Putzen ähnlich sehende Brocken schwimmen in einer hellen, grünen, gneisartigen Masse. Manchmal glaubt man einen Psammitgneis vor sich zu haben. Bisweilen könnte man meinen, es handle sich um einen Orthogneis, Granitmylonit oder um einen Konglomeratgneis.

Der Gneis liegt nahe der Grenzfläche zwischen Flysch und Schuppenzone. Den Kontakt zwischen den beiden Einheiten fand ich nirgends aufgeschlossen.

Die steile E-Seite des Oberhalbsteins ist ein bevorzugtes Gebiet für Bergstürze und Rutschungen, und allenthalben werden wichtige Verbindungen und Kontakte durch Schutt verdeckt, so dass gerade an diesem von Weiden und Bergwiesen bedeckten, landschaftlich recht abwechslungsreich gestalteten Talhang die geologische Untersuchung mühsam und zeitraubend ist und nicht immer die gewünschten Resultate zeitigt.

Über die Lagerungsverhältnisse bei Tusagn gibt Fig. 11 Auskunft. Über dem Flysch erscheint die Aroser Schuppenzone in bemerkenswerter Art in Form eines chaotisch verrutschten, abgesackten Bandes.

An der Basis der Überschiebung liegt vielleicht Serpentin, der, in kleinen, kalkigen Grus zerfallend, im Tobel südlich Tusagn zu finden ist. Darüber folgen dunkle, knorrig-flasrige, gequetschte, tonige Schiefer, welche ein grösseres Serpentinlager (zum Teil Ophikalzit) einschliessen, und hierauf kommt der Gneis, eine zirka 10 m mächtige Felswand bildend. An einer Stelle besitzt er hier an der Basis einen Fetzen grünen, splittrig brechenden, völlig dichten Aptychenkalkes mit zipollinähnlichem Habitus. Im S ob Battagliang findet sich an dessen Basis eine gelbanwitternde Dolomitbreccie mit anastomosierenden Adern eines blattförmig herauswitternden, quarzitischen Bindemittels.

Den Gneis begleiten im Hangenden rote und grüne Radiolaritschiefer. Als Fortsetzung des Tusagngneises betrachte ich den grünen Gneis nördlich Curtegn. Er ist hier etwas weicher, phyllitischer. In einem Dünnschliff von dieser Stelle finden sich sehr viel Quarz, Muskovit, Pyritwürfel randlich in Fe_2O_3 übergehend, Titaneisen mit Leukoxenrand, ein Apatitkorn und, alles umflasernd, die Zwischenräume ausfüllend, massenhaft Serizit. Feldspat ist nicht nachzuweisen; er muss vollständig in Serizit übergegangen sein. Allem nach handelt es sich hier am ehesten um einen Orthogneis.

Den Gneis überlagernd finden wir daneben eine schon erwähnte Linse von Marmor, der von gelben Adern durchsetzt ist und dem Sulzfluhmarmor in keiner Weise ähnelt. Unterlagert wird er von Aptychenkalk und Radiolarit.

Gneis und Verrukano von Colm da Betschs.

Auf Colm da Betschs findet sich, über Lias liegend, auf 2310 m ein wenig mächtiges Vorkommen von typischem Verrukano. Petrographisch scheint es zum geringern Teile ein durch tektonische Beanspruchung schiefriiggewordener Quarzporphyrtuff zu sein. Der Verrukano wechselt in seinem Habitus auf kurzer Strecke rasch. Im N ist er rot und sandig, mit vielen runden Quarzkörnern, dann wird er gröber, enthält Schieferereinschlüsse und grössere, eckige, weisse Quarzbrocken, hierauf schliesst eine mehr sandige Partie plötzlich ein $\frac{1}{2}$ m mächtiges, grobes, gelbanwitterndes Gneiskonglomerat mit grossen, grauen Quarzitkomponenten ein und gegen S wird der Verrukano grün und wieder sandig.

Grüne, sandige und auch phyllitische Gneise finden wir in kleinen Fetzen noch mehrmals unter der nach NW abstürzenden Liasserie von Colm da Betschs. Manchmal ist dieser Gneis dunkel, und man ist versucht, ihn als Casannagneis anzusprechen, dann wieder hat er mehr den Habitus eines Serizit-phyllitgneises.

Das Vorkommen von Verrukano ist beschränkt auf das Gebiet von Colm da Betschs. Den Gneis jedoch finden wir in laminierten Fetzen in der von der Motta Palousa nach E streichenden Bucht der Aroser Schuppenzone in der obren Val Gronda wieder. Westlich unter P. 1887 erscheint er in völlig verschieferten Fetzen unter Dolomit und Rauhwacke, Aptychenkalk und Radiolarit.

Den Tusagngneis, wie auch den Colm da Betschsgneis können wir also da und dort akzessorisch auftretend durch die ganze Aroser Schuppenzone des vordern Oberhalbsteins verfolgen.

Ebenso verhält sich der Serpentin, dessen Vorkommnisse wir bereits aufgezählt haben. Beide, Gneis und Ophiolithe, sind gebunden an Diskontinuitätsflächen aller Art (Schubflächen und Scherflächen I. bis X. Art).

2. Rauhwacke, Dolomit und Dolomitbreccie.

Auf 1950 m in der Val da Burvagn liegt über Radiolarit und Serpentin ein gelbanwitternder, von Quarzadern durchzogener, dickbankiger Dolomit, der stellenweise Reste einer gelben Rauhwacke an seiner Basis besitzt. Denselben Dolomit treffen wir südlich Ugls über der Raiblerrauhwacke der Aeladecke an. Beiderseits ist er stellenweise brecciös und stark quarzhaltig.

Südlich Ugls können wir folgendes Profil von W nach E aufnehmen:

1. Dickbankiger Aeladolomit (Crap Sees-Dolomit);
2. mächtige, gelbe, sandige Rauhwacke mit Quarzgeröllen und grünen Schieferereinschlüssen; bis 60 m;
3. stellenweise brecciöser, gelber, quarzreicher, bankiger Dolomit (Aroser Schuppenzone); 15 m;
4. feine, dichte, graublaue Aptychenkalkschiefer, nach E werden es ziemlich mächtige Bänke mit Schieferzwischenlagen; 10 m; nach oben übergehend in
5. roten Radiolarit; 12 m.

Auf denselben, der Aroser Schuppenzone angehörenden Dolomit stossen wir wieder in der Val Gronda unter P. 1867 bei 1760 m; auch hier ist er von Rauhwacke begleitet; Aptychenkalk und Radiolarit überlagern ihn. Einer bis 25 m mächtigen Rauhwacke begegnen wir im Tobel, das vom Spadel nach dem Crap Furò südöstlich Surava hinunterführt.

Durch die hier aufgeschlossene Aroser Schuppenzone bietet sich uns folgendes Profil:

1. 1760 m: Kalkschiefer, wenige Meter (Lias oder verschieferter Aptychenkalk) direkt auf Aelahauptdolomit liegend; Übergang in
2. dichten, grauen Aptychenkalk; 30 m;
3. 1800 m: gelbe, sandige, zum Teil dolomitisch brecciöse Rauhwacke; 20 m;
4. 1825 m: roter, dünn geschichteter Radiolarit; 25 m;
5. 1860 m: flasig-tonige Schiefer (Lias) und viel Schutt; 8 m;
6. 1970 m: zirka 1 m Serpentin;
7. Schiefer wie unter 5 und viel Schutt.
8. 1980 m: Aelahauptdolomit.

Die Lagerung im Kern des Motta Palousa-Gewölbes inmitten von Gesteinen der Aroser Schuppenzone scheint mir Beweis genug zu sein für die Richtigkeit, diese Dolomite und die Rauhwacken der Aroser Schuppenzone zuzuweisen.

Das Vorkommen von Triasdolomit und -rauhwacke in dieser Zone in meinem Gebiete ist beschränkt auf die geringmächtigen, spärlichen Einschürfungen in der Val da Burvagn, Val Gronda und im Spadeltobel.

Das kleine Vorkommen einer Dolomitbreccie über Battagliang unter dem Tusagngneiszug habe ich schon erwähnt.

Als mächtiger, in der Landschaft als unvermittelt herausragender Erker auffallend, steht dieselbe Breccie auf Colm da Betschs in 2350 m Höhe auf der N-Seite des Bleis Ota-Grates an. Sie streicht N 35° W und fällt 33° S und wird überlagert von Schiefen und grauen, braun anwitternden Kalken.

Unter dem NW-Abbruch von Colm da Betschs finden wir sie nochmals, aber diesmal nur in kleinern Fetzen überlagert von massigem Liaskalk. Zum letzten Male treffen wir dieses nur sporadisch vorhandene Gestein südlich der Motta Palousa über Curtegn auf 2360 m unter rotem Radiolarit an. Immer handelt es sich um dieselbe gelbe Breccie mit dem Netz anastomosierender Quarzadern, die oberflächlich blattförmig scharf herauswittern.

Die Komponenten bestehen aus einem dunkelgrauen, glitzernden, kristallinen Dolomit. Gewöhnlich treffen wir sie unter Lias, ausnahmsweise einmal unter Gneis und ein andermal unter Radiolarit an.

Unter Colm da Betschs sehen wir sie nach oben übergehen in den kompakten Liaskalk. Es ist dies die einzige Stelle, wo die Breccie in stratigraphischem Verbande mit bestimmbar Gesteinen auftritt und uns dadurch einen Schluss auf ihr Alter erlaubt, das wohl unterliasisch oder rhätisch sein wird.

Schiller (17) beschreibt aus dem Steinsbergerlias ähnliche graue dolomitische Breccien, ebenso Cornelius (36, 40) aus der sedimentären Zone von Samaden (Errdecke), und R. Staub berichtet von einer ebensolchen vom Sassalbo aus der Languarddecke. Tektonisch spielt sie eine ganz passive Rolle; stets finden wir sie nur in Fetzen an Schub- und Scherflächen, in grösserer Masse nur auf Colm da Betschs. Die Überlagerung durch typischen Liaskalk unter Colm da Betschs spricht für ein liasisches Alter dieses fossilereeren Gesteines.

3. Liasgesteine.

In bedeutend grösserer Ausdehnung und stark wechselnder Beschaffenheit treffen wir die Liasgesteine in unserem Gebiete an. Hierher gehören mächtige kristalline Kalke, Sandsteine, Quarzitsandsteine, Breccien, Ton- und Kalkschiefer und schillernde Tonschiefer (Glanzschiefer).

Kalke.

Das Vorkommen von kompaktem, dickbankigem Liaskalk beschränkt sich auf die Örtlichkeit von Colm da Betschs.

Der Kalk bricht in einer zirka 5 m hohen, gelb anwitternden Wand bei B von Betschs ab; aus der Entfernung könnte man ihn für Dolomit halten. Er ist kristallin und enthält im Bruch häufig Spatflächen, die vielleicht von fossilen Einschlüssen herrühren, sowie auch kleine Pyritwürfelchen. Auf der angewitterten Oberfläche erkennt man äusserst schlecht erhaltene Durchschnitte von Zweischalern und von kleinen Belemniten. Nach oben geht der Kalk über in dichte, klingende, graue Kalkschiefer, und diese vermitteln den Übergang in die gewöhnlichen tonigkalkigen Liasschiefer.

Eine ähnliche Ausbildung beschreiben *Leupold* und *Brauchli* aus dem Plessurgebirge.

Liaskalke in der besprochenen Art finden sich sonst nirgends in der Aroser Schuppenzone. Welcher Stufe des Lias der Kalk angehört, lässt sich nicht bestimmen.

Quarzitsandstein, Sandsteine und Breccien.

Über dem Gneis-Radiolarit-Aptychenkalk-Zug von Tusagn stehen auf Colms da St. Michèl auf 2100 m eine Reihe von Felsen an, bestehend aus einem braun anwitternden, harten, beim Schlagen in würfelförmige Stückchen zerfallenden Quarzitsandstein. Mit Salzsäure braust er schwach auf. Einzelne klare Quarzkörner lassen sich in einer durchwegs feinkörnigen, sandigen Masse erkennen. Er geht über in Kalksandsteine, welche häufig grünliche Tupfen aufweisen, die vielleicht von Glaukonit oder Malachit herrühren.

Cadisch, der ähnliche Sandsteine im Engadin gefunden hat, wirft die Frage auf, ob sich nicht aus primärem Glaukonit Chlorit gebildet haben könnte, denn nach ihm handelt es sich in diesen grünen Tupfen um Häufchen von Chlorit oder chloritähnlichem Glimmer. Solche auf den ersten Blick als von spärlichen Glaukonitkörnern durchwachsen begutachtete Sandsteine finden sich auch auf der N-Seite des Bleis Ota-Grates in 2400 m zirka. Anstehend fand ich den dortigen Sandstein nicht, nur stellenweise im Schutt, der den N-Hang reichlich bedeckt.

Über die Stellung dieser Sandsteine, die örtlich auch ein feinbrecciöses Aussehen gewinnen können, lässt sich streiten — Dogger-, Lias- oder Saluvergestein (Kreide)? Da die Lagerung auf Colms da St. Michèl keinen Schluss auf ihr Kreidealter zulässt, hingegen ihre Verbindung mit liasähnlichen Schiefern und Sandsteinen ein liasisches oder Doggeralter eher als wahrscheinlich erscheinen lässt, stelle ich sie hier, wie später näher ausgeführt werden soll, in den Dogger.

In ihrer Fortsetzung nach S erscheinen feinbrecciöse, feinsandige, glimmerige Sandsteine, die innerhalb weniger Meter nach oben in Kalk- und Tonschiefer übergehen können.

Ebenso verhält es sich mit den im Liasschieferkalkkomplex von Colm da Betschs eingestreuten Sandsteinen und Breccien. In einem mir von *Cadisch* überlassenen Schliff von diesem Gestein findet sich neben Quarzkörnern, Kalkspat und einem Albitbruchstück als einziger organischer Überrest nur eine Schwammnadel (*Cadisch*).

Dem untern Teil der Schiefer von Colm da Betschs, nahe über dem massigen Liaskalk, sind Sandsteine und feinere Breccien eingelagert, die innerhalb weniger Meter ganz grob werden können und bis kopfgrosse Dolomitstücke enthalten. Diese klastischen Bildungen wechsellagern mit tonigen und kalkigen Schiefern und zwischen hinein schalten sich zum Teil auch graue, mächtige Kalkbänke. Die facialen Verhältnisse sind hier sehr verwirrend, und man wird leicht geneigt, das Ganze tektonischen Durchknetungen zuzuschreiben.

Sandsteine stehen ferner am SE-Rand der Val da Burvagn auf 2250 m Höhe an. Es ist ein Sandstein mit kalkigem Bindemittel und eingestreuten glimmerigen Tonschmitzen. Innerhalb den noch zu besprechenden schieferigen Liasgesteinen stossen wir übrigens da und dort auf feiner klastische Bildungen.

Schiefer (Lias und Dogger).

Die Kalk- und Tonschiefer, mergeligen Schiefer und Glanzschiefer bezeichnen den obern Teil des Lias.

Die Hauptmasse der Liasschiefer setzt den NW-Abbruch von Colm da Betschs zusammen. Wie schon dargetan worden ist, gehen sie aus dem massigen Kalk hervor; dieser geht nach oben über in dichte, klingende, graue Kalkschiefer, und diese wiederum führen über in die gewaltige Masse der tonigen, flasrigen, wirr gefalteten, zerdrückten und verkneteten Kalkschiefer, welche zum Teil den liasischen Allgäuschiefern ähneln. Solche Schiefer bilden über Tusagn auch die Unterlage des Gneises, Serpentinlinsen einschliessend; ferner finden sie sich bis zur Motta Palousa und streichen von hier in die Bucht nach E, wo sie etwas westlich l'Era über Radiolarit mit eingeschaltetem Serpentin als Unterlage des Aelahaupdolomites von Prada sot anzutreffen sind. Sie sind die konstant vorhandenen Vertreter des Lias; Sandsteine und Breccienbänke sind ihnen im untern Teile vielfach eingelagert (Colm da Betschs); im obern Teile macht sich hingegen ein Übergang in den Malm bemerkbar.

Im Raume zwischen Colm da Betschs und der Pizza Grossa ist ein Übergang von typischem Lias in dem Malm angehörenden Aptychenkalk sicher feststellbar. Die Konsequenz, welche aus einer solchen vom Lias in den Malm kontinuierlich fortlaufenden Schichtreihe zu ziehen ist, stellt den schlagendsten Beweis für das Vorhandensein des Doggers zwischen Lias und Malm dar.

Am N-Rand von Colm da Betschs liegt der Lias in richtiger Allgäufacies vor, er geht hier nach oben über in reine Tonschiefer, welche unter der SW-Wand des Piz Michèl mitten im Gehängeschutt unter einer mächtigen Schuttquelle südöstlich von Colm dafora anstehen. Meist zerfallen sie, wie die bereits unter *b* beschriebenen Tonschiefer, in lange, schillernde, schiefrige, spriessige Stengel von schwarzer Farbe. Nach oben schalten sich ihnen hier die schon bekannten dichten, grau bis grünlich gefärbten Aptychenkalkbänke mit den charakteristischen tonigen, grünen, glänzenden und glatten Schichtbelägen ein. Stellenweise sind den Schiefern, wie am Bleis Ota-Grate unter P. 2551, auch sandige oder brecciöse Schichten eingelagert.

Vielleicht gehören auch jene Konglomerate und Breccien dazu, von welchen Herr Prof. *Arbenz* am Bleis Ota-Grate Handstücke geschlagen hat. Genau dieselben Schichten, welche wohl ganz lokal vorkommen müssen, habe ich leider nicht mehr auffinden können. Doch ähneln sie mit ihrem Malachitgehalt (in Körnern und Anflügen) den Sandsteinen von Bleis Ota unter P. 2551.

Die ganze Bleis Ota-Serie mit den dem Dogger zugewiesenen tonschiefrigen und Aptychenkalkbänke einschliessenden Gesteinen vom N-Rand von Colm da Betschs streichen nach E unter die Pizza Grossa hinein.

Diese durch zahlreiche Beobachtungen gestützte Parallelisation hat nun nicht nur stratigraphischen Wert, sondern es ergibt sich daraus eine wichtige tektonische Schlussfolgerung, nämlich, dass ausser dem über 2400 m liegenden Teil von Bleis Ota auch der Grossteil der Colm da Betschs-Serie der Errdecke angehört! Leider bricht der ganze Sedimentkomplex nach W in den gewaltigen Schutttrichter von Colm dafora und La Niva ab, so dass uns sein Verlauf nach NW unter der mächtigen Schuttanhäufung verloren bleibt.

Ich brauche wohl nicht mehr besonders zu betonen, dass das völlige Fehlen von Ophiolithen in der besprochenen Zone oder in deren Nähe eine weitere Bekräftigung für die Abtrennung dieses Gesteinszuges von der übrigen Aroser Schuppenzone bildet. Wie wir bereits unter *b* gezeigt haben, liegt zwischen erkennbarem Lias (im obern Teil gewöhnlich in Schieferfacies, Allgäukalkschiefer) und dem homogen zusammengesetzten Aptychenkalk (Malm), der ungefähr dem Hochgebirgskalk der helvetischen Decken vergleichbar ist, eine Gesteinsserie, welche den Übergang zwischen beiden vermittelt und die man, so scheint mir wenigstens, mit gutem Recht dem Dogger zuweisen darf. Sie ist charakterisiert durch eine untere reine Tonschieferserie und eine obere, in ihrer Facies stark schwankende Gesteinsserie, die vornehmlich durch das Wechsellagern von Tonschieferpaketen mit Aptychenkalkbänken ausgezeichnet ist. Akzessorisch darin eingelagert finden sich Sandsteine, feine und grobe Kalkbreccien, die alle merkwürdigerweise schwach bis stark malachithaltig sind.

Die Doggergesteine haben wir bis über den Tschittapass nach E verfolgen können; aber nur bei Colm da Betschs ist der sie unterlagernde Lias sicher vorhanden. Im übrigen Teil der Aroser Schuppen-

zone habe ich die Colm da Betschs-Serie nicht mehr nachweisen können. Die Schichten fallen stark verfaltet mit bis 80° nach N, und es scheint, als ob die Serie hier mit einer Stirnbiegung ende.

Die dunklen, gestreiften, tonigen Allgäukalkschiefer finden sich sonst nirgends in der Aroser Schuppenzone. Dafür stossen wir auf Schritt und Tritt auf die flasrigen, tonigen, sandigen, manchmal auch etwas kalkigen Schiefer, die in der Nähe von Überschiebungen, z. B. südlich der Motta Palousa, zu schillernden, sogenannten Glanzschiefern werden können. Allgemein haben die Liasschiefer an Überschiebungen und Scheerflächen ein gutes Schmier- und Gleitmittel abgegeben; sie verhielten sich als plastischer Kitt bei den intensiven Faltungen, Durchspiessungen und Verschuppungen, welche die Gesteine der Aroser Schuppenzone betroffen haben.

Normale Profile finden sich nirgends; erstens ist die östliche Talseite des Oberhalbsteins der Schauplatz grösserer und kleinerer Bergstürze, Rutschungen und Absackungen; ein grosser Teil des Gehänges ist infolge davon mit Schutt überdeckt, und zweitens ist die Tektonik, noch erschwert durch die aufgezählten Umstände, so verwickelt, dass man stets sich fragen muss bei Aufnahme eines Profiles, ob man sich wirklich auch in einer zusammengehörenden Schichtfolge bewege.

4. Aptychenkalk (Malm).

Unter Aptychenkalk fasse ich alle jene splittrig bis muschelig brechenden, dichten, grauen bis grünlichen, meist dünngeschichteten Kalke auf, die in direktem Verbande mit Radiolarit vorkommen oder durch ihre Masse und Ausbildung ohne weiteres sich vom Dogger und Lias unterscheiden lassen.

Von Aptychen habe ich noch nie eine Spur gesehen, doch sind im selben Gestein im Unterengadin welche gefunden worden. Wegen der grossen Fossilarmut dieser Schichtengruppe, die eine direkte Altersbestimmung nicht zulässt und wegen ihrem manchmal charakteristisch gestreiften hyänenähnlichen Aussehen hat *Cornelius* für sie im südlichen Oberhalbstein eine etwas neutralere Bezeichnung geprägt, nämlich Hyänenmarmor (geltend für die Margnadecke — rhätische Decke von *Cornelius*).

Steinmann, *Arbenz* und *Argand* sehen in diesem Hyänenmarmor aber nichts anderes als einen mehr oder minder umgewandelten Aptychenkalk und so halte ich an der bestimmten Bezeichnung Aptychenkalk fest, die aussagt, dass wir es am ehesten mit einem Malm- oder Kreidegestein zu tun haben.

Beim Übergang in Radiolarit wird der Aptychenkalk grünlich, bricht muschelig infolge seiner dichten Beschaffenheit, und im Dünnschliff lassen sich rundliche Gebilde stark metamorpher Radiolarien erkennen. Meist ist er dann auch auf das Feinste imprägniert von Manganerz, welches, durch Lösungen infiltriert, die Schichtflächen mit zierlichen, schwarzen Dendriten bedeckt.

Gegen unten verliert er die grünliche Farbe; er wird zum grauen, dichten Kalk, der vielfach von gelb anwitternden, tonigen und porös-quarzigen Häuten durchflasert ist. Die Anwitterungsfarbe ist gelb. So treffen wir ihn westlich Murtiratsch an, in Felsköpfen aus dem Hange ragend. Über Colms da St. Michèl zieht er nach Nasegl hinüber; nach einer langen, durch Schuttmassen verdeckten Strecke taucht er im N südlich der Motta Palousa wieder auf, stets in Gesellschaft der leicht kenntlichen Radiolarite.

Manchmal unterscheidet sich der Aptychenkalk nicht ohne weiteres vom Lias, besonders da, wo er schiefrig wird und dann in lauter längliche, flasrige Stücke zerbricht, immer aber ist er im Bruch ein grauer, dichter Kalk.

Die Frage, ob die Serie von Bleis Ota zum Aptychenkalk oder zum Lias zu zählen ist, wurde schon erörtert.

Gegen die Überschiebungsfläche der Aeladecke stellt sich über der dem Dogger zugeteilten Bleis Ota-Serie richtiger Malm-Aptychenkalk ein; er ist hier allerdings, wie überall in der Nähe von Schubflächen, völlig verschieft.

Südlich Uigl treffen wir mehrere Aptychenkalk-Radiolarit-Schuppen übereinander. Über Curtegnis zieht ein mächtiger Aptychenkalkzug dem Hang entlang. Er geht auch in die Bucht der Aroser Schuppenzone nach E in das Gebiet der Alp von Tiefenkastel hinein, und wir finden ihn in der obern Val Gronda unter Prada sot und im Spadel-Crap Furò-Tobel über dem eingewickelten Aelahauptdolomit liegend. Was die Altersfrage des Aptychenkalkes anbetrifft, verweise ich auf das unter *b* Gesagte.

5. Radiolarit (oberer Malm und untere Kreide).

Die nachweisbar jüngsten Sedimente der Aroser Schuppenzone sind die meist roten, seltener grünen oder weissen Hornsteine, welche *Steinmann* (4) nach ihrem reichen Radiolariengehalt als Radiolarite bezeichnet hat.

Stets sind sie dünnschichtig, leicht faltbar und treten in grosser Mächtigkeit auf. Als durchgehenden Zug können wir sie von Murtiratsch weg nach N bis zur Motta Palousa verfolgen, wo sie über den Sattel durch das Gebiet der Alp von Tiefenkastral streichen und in der Val Gronda bei Prada sot und zwischen P. 1867 und P. 1939 im Tobel anzutreffen sind. Sie liegen hier einem der Aroser Schuppenzone angehörenden Rauhwackenkomplex auf und werden selber wieder überlagert von wahrscheinlich liasischen Schiefern mit Serpentin.

Der Radiolarit ist nicht durchwegs kieselig, meist enthält er Partien, die sich roten Tonschiefern nähern, und im Kontakt mit Aptychenkalk wird er auch immer etwas kalkig. Der grüne Radiolarit besonders ist meist ganz durchsetzt von weissen Quarzitadern.

Gegenüber dem Faltungsdruck verhielten sich die Radiolarite sehr plastisch; überall finden sie sich in grosse und kleinste Fältchen gelegt; diese Eigenschaft entspringt wohl ihrer Dünnschichtigkeit, die ein gewisses Mass der Verschiebung der feinen Schichten aneinander erlaubte; möglich war ihre Faltung natürlich nur, weil sie unter dem enormen Druck der sie überlagernden Decken standen. Unter gewöhnlichen Verhältnissen sind sie äusserst spröde; schon die Schwerkraft, die sich im Gehängedruck äussert, genügt, um ihren Zusammenhalt zu zerreißen, und so erklärt sich das Absacken grosser Komplexe dieses Gesteins über Battagliang.

Es bildeten sich bis 6 m tiefe Spalten, in deren Tiefe der hinabgefallene Schnee auch im Hochsommer nicht ganz zu schmelzen vermag. Die Aptychenkalke, Radiolarite und der Gneis brechen alle in ähnlicher Art am Hange in mächtigen Massen ab, so dass hinter jeder absackenden Masse hangaufwärts ein Spaltensystem oder häufiger, wenn durch die Grasnarbe überdeckt, eine Vertiefung folgt. Der Hang von Colms da St. Michèl erscheint so eigentümlich terrassiert.

Manganerze im Radiolarit.

Die Radiolarite enthalten immer etwas Mangan, entweder in Form schwarzer Anflüge oder in Adern, Schichten, Klüften und Linsen. Meist beschränkt sich der Mangangehalt auf oberflächliche, schwarze Anflüge, und auf grossen Strecken ist makroskopisch überhaupt nichts zu entdecken.

Das Mangan (meist in Form von Psilomelan, MnO_2 , aqua) kann sich im Radiolarit örtlich anreichern. Auf Uigls ist dem dortigen Radiolarit eine bis 10 cm dicke Manganerzschicht eingelagert, die aber eine Ausbeute niemals lohnen wird. Auf dem Gebiet der Alp von Tiefenkastral wurde zirka 500 m westlich der Sennhütte im 19. Jahrhundert ein Stollen in den dort anstehenden Radiolarit vorgetrieben. Das erhoffte Manganerz wurde jedoch nicht angetroffen. Die zutage austreichenden Schichten sind nur schwach imprägniert von Psilomelan und führten nach daran anknüpfenden übertriebenen Hoffnungen, wie so oft in Graubünden, zu einem erfolglosen Versuch.

6. Gesteine unbestimmten Alters.

Südlich der Motta Palousa über dem Radiolaritkopf von Uigls (direkt über dem Brunnen) findet sich ein weisser, harter, sandiger Quarzit, den ich mit gutem Recht weder dem Radiolarit noch dem Lias zuordnen darf. Vielleicht handelt es sich um Buntsandstein (?). Der Quarzit erscheint ganz plötzlich zwischen den Aptychenkalk-Radiolarit-Schuppen; da sich wenige Meter weiter südlich eine Linse Gneis ebenfalls zwischen diesen Schuppen eingeschürft vorfindet, entbehrt diese Altersbezeichnung unseres Quarzites nicht einer gewissen Wahrscheinlichkeit.

Nördlich Curtegnas über dem Gneis ist ferner ein gelb anwitternder, bereits erwähnter Marmor linsenförmig über den Schiefern eingelagert. Das von einer starken Grasnarbe überdeckte Gebiet verhindert eine genauere Untersuchung der tektonischen Verhältnisse hier. Doch weist auch der verschiedenenorts aus Murmeltierlöchern ausgeworfene Serpentin schutt darauf hin, dass hier wahrscheinlich eine starke Verschuppung und Durchspießung stattgefunden hat.

Ein weiteres Vorkommen von Marmor mit begleitendem weissem, sandigem Quarzit liegt über P. 2220 nordwestlich des M von Murtiratsch. Hier sind es Linsen, welche zwischen hangende liasische Schiefer und liegenden Aptychenkalk eingeschüfft worden sind. Der Marmor ist, wie jener von Curtegn, stark kristallin und weiss im Bruch. Er wird durchzogen von porösen, quarzigen, gelben Adern. Auch hier handelt es sich wahrscheinlich um eingeschüffte Fremdlinge; das stark überwachsene Weidengelande verhindert auch hier die Untersuchung der tektonischen Detailverhältnisse. Etwas weiter nördlich ist von der auskeilenden Linse nichts mehr zu sehen; ein kleiner Aufschluss zeigt die nachstehende Schichtenfolge:

2270 m: 1. Aptychenkalk;

2290 m: 2. Sandsteine (Tonschmitzen, viele kleine, runde Quarze, Kalkbrocken; Komponenten nur bis erbsengross); schiefrig;

2310 m: 3. brecciöse schiefrige Sandsteine;

darüber: 4. feine Kalkschiefer;

5. feinsandige Kalke (verschiefert);

6. tonigkalkige, flasrige Liasschiefer.

b) Tektonik.

Als eine über 500 m mächtige Zone ziehen die Sedimente und die dazugehörigen Gneise, Serpentin und Verrukano der Aroser Schuppenzone an der E-Seite des Oberhalbsteins, zwischen dem Margnaflisch (unten) und der Aeladecke (oben) liegend, dahin.

Südlich der Motta Palousa bilden sie ein nach N überliegendes, durch die Erosion schon weitgehend zerstörtes Gewölbe, so dass es uns möglich ist, die Aroser Schuppenzone in einer nach E reichenden Bucht bis l'Era zu verfolgen.

In der Suraver Deckenmulde wird die Aroser Schuppenzone bis auf den Serpentin völlig ausgequetscht. Die an der Basis des Serpentin auftretenden grünlichen, feinen, tonigtalkigen Schiefer fasse ich als verschiefertem Serpentin auf.

In der Suraver Deckenmulde fehlt jede Spur von Radiolarit, Aptychenkalk oder andern Sedimenten der Aroser Schuppenzone. Wie schon mehrmals betont, reduzieren sich in ihr sämtliche tektonischen Einheiten. Sogar der Hauptdolomit der Aeladecke gelangt nur mit kümmerlichen Resten aus dieser Quetschzone auf die N-Seite. So ist es denn nicht verwunderlich, wenn wir südlich Surava den Serpentin der Aroser Schuppenzone in direktem tektonischem Kontakt mit dem Hauptdolomit der Aeladecke erscheinen sehen.

Die Aroser Schuppenzone ist sehr komplex aufgebaut; wahrscheinlich beteiligen sich Schuppen und Schubsplitter verschiedener tektonischen Einheiten an ihrer Zusammensetzung; vielleicht ist sogar penninisches Material an ihrem Aufbau beteiligt.

An den Scherflächen tauchen ganz lokal Fetzen der verschiedensten Gesteine auf. Ich nenne die Dolomitbreccie, verschiedene Gneisfetzen, den Verrukano von Colm da Betschs, den Dolomit von Val da Burvagn und Val Gronda und die Marmor-Quarzit-Vorkommnisse. Einen Begriff von der Kompliziertheit der tektonischen Verhältnisse unserer Aroser Schuppenzone gibt das Profil von Fig. 11.

Über dem Flysch können wir folgende Felsarten übereinander ausscheiden:

1. wahrscheinlich Serpentin an der Grenze zwischen Flysch und Aroser Schuppenzone. Serpentin erscheint als Grus im Schutt des ersten Tobels südlich Tusagn;
2. flasrige, tonige, kalkige, spriessig zerfallende Schiefer (Lias);
3. Serpentin, zum Teil Ophikalzit;
4. Schiefer wie unter 2;
5. eine Linse grünlichen, dichten Aptychenkalkes mit zipollinähnlichem Habitus, die Basis bildend zum überliegenden Gneis;
6. grüner Tusagngneis, in einem zirka 10 m hohen Wändchen abbrechend;
7. roter und grüner Radiolarit;
8. Aptychenkalk;

9. Quarzitsandsteine mit grünen Malachittupfen (Lias ?);
10. sandige, tonige, kalkige Schiefer (Lias);
11. Aptychenkalk;
12. spatiger, gelb anwitternder, massiger Liaskalk;
13. klingende, graue, dichte, liasische Schiefer;
14. tonige Kalkschiefer mit eingestreuten Sandsteinen, feinen und groben Breccien;
15. einzelne Linsen eines grünen, phyllitischen Gneises, zum Teil auch unter dem Liaskalk von 12;
16. roter, sandiger bis brecciöser Verrukano;
17. Schutt;
18. Dolomitreccie von Colm da Betschs, zum Teil auch unter dem massigen Liaskalk (2);
19. Bleis Ota-Serie mit grauen Kalken, Tonschiefern, Sandsteinen, Breccien, Aptychenkalken (Dogger);
20. Aptychenkalkschiefer;
21. Rauhwaacke der Aeladeckenbasis;
22. Hauptdolomit der Aeladecke.

Das Profil zeigt die Verhältnisse, wie sie wahrscheinlich an dieser Stelle, in diesem Querschnitt wirklich liegen. Es konnte nicht in einem lückenlosen, durchgehenden Aufschluss aufgenommen werden; immer wieder liegen zwischen den vereinzelt aufgeschlossenen Stellen (aus den Wiesen herausragende Felsköpfehen) Schuttstrecken oder von der Grasnarbe stark überwachsene Stellen. Scherflächen sind keine oder höchst selten sichtbar; sie lassen sich nur durch die sprunghaft ändernde Zusammensetzung einiger Massen herausfühlen. Im Verlauf nach N und nach S, im «Längsprofil», ändert sich die Zusammensetzung fast ebenso stark wie im «Querprofil», d. h. von unten nach oben.

Einigen Zusammenhang zeigen der Tusagngneiszug, den man von Murtiratsch bis Tusagn verfolgen kann, dann der darüberliegende, verkehrte Radiolarit-Aptychenkalk-Zug, der sich von Murtiratsch bis Nasegl hinzieht. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, wie die gewaltigen Schuttmassen von La Niva, Val Bunga und Spinatscha die Fortsetzung dieser Gesteinszonen nach N gründlich verbergen. Erst mit der Val da Burvagn setzen wieder mehrere Radiolarit-Aptychenkalk-Züge ein, die über den Grat, welcher von der Motta Palousa nach SE ansteigt, in das Gebiet der Alp von Tiefenkaastel hinüberstreichen.

Zwischen die einzelnen Sedimentschuppen schalten sich hier Serpentin- und Gneislinsen.

Grössere Falten fehlen in der Aroser Schuppenzone; die im Radiolarit häufige Kleinfältelung, Zerknitterung streicht gewöhnlich zirka E-W.

Stellung der Aroser Schuppenzone im Deckenschema.

Wie bereits im stratigraphischen Unterabschnitt dargetan worden ist, müssen wir sowohl die Bleis Ota-Serie als auch die Colm da Betsch-Serie noch der Tschitta-Lajets-Zone, also vermutlich der Errdecke zuordnen.

Der Verrukano sowie die phyllitischen Gneise (vielleicht Casannagneise) gehören wahrscheinlich ebenfalls noch dazu. Der bunte Verrukano ist in Graubünden ein typisches Leitgestein der ostalpinen Decken; in den penninischen Decken fehlt er vollständig. Die Errdecke besitzt grosse Massen solchen Verrukanos, und so erscheint es nicht verwunderlich, wenn wir an der Basis als ältestes Glied der zur Errdecke gehörenden Sedimente auf Colm da Betschs einen Fetzen Verrukano mit unterliegendem Gneis verschleppt sehen.

Zyndels (6) Profil 8 zeigt ähnliche Verhältnisse unter den dem Piz d'Err nördlich vorgelagerten Castellins; wir sehen hier, natürlich in grösserer Mächtigkeit und besserem Zusammenhang, einen Liaszug mit Verrukano und Gneis im Liegenden.

Nördlich Colm da Betschs fallen die Schichten mit N 60° W-Streichen steil nordöstlich ein. Augenscheinlich ist die Schieferserie hier in enggepresste Falten gelegt, denn es ist über dem o von Colm noch eine kleine Radiolaritmulde eingequetscht erhalten geblieben.

Die Frage, ob in der so reduzierten Aroser Schuppenzone noch Gesteine der Errdecke vorhanden sind, kann vorläufig noch nicht beantwortet werden. Eine wichtige Frage ist diejenige, wie sich die Aroser Schuppenzone zur Tschitta-Lajets-Zone verhält.

1. Versuch einer Parallelisation der Aroser Schuppenzone mit unterostalpinen Elementen im S.

Die Aroser Schuppenzone sticht auf einer Linie, die von der Basis des Abbruches von Colm da Betschs gegen SE über den Bleis Ota-Grat nördlich P. 2220 unter einigen wahrscheinlichen Verbiegungen in den Kessel von Murtiratsch hinüberzieht, unter die Pizza-Grossa-Tschitta-Zone hinein und verschwindet dadurch nach E unsern Blicken. Infolge mangelhafter Aufschlüsse kann die Grenze zwischen Aroser Schuppenzone und Tschittazone nicht genauer angegeben werden (vgl. tektonische Karte).

Stratigraphisch unterscheidet sich die Aroser Schuppenzone von der Tschittazone durch die grünen Gneise, weissen Quarzite, Marmore, ihren Lias zum Teil und vor allem durch die Ophiolithführung. Beiden Zonen gemeinsam sind die Aptychenkalke, Radiolarite und Dolomite.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Aroser Schuppenzone zum Teil von der Tschittazone eingewickelt wurde. Von Bleis Ota bis zur Albula finden wir allerdings nirgends etwas, was sich ohne weiteres mit unserer Aroser Schuppenzone parallelisieren liesse. An der Überschiebungslinie der Aeladecke erscheint ebenfalls nichts, was darauf schliessen liesse, dass die Aroser Schuppenzone von oben unter die Sedimente der Errdecke (Tschittazone) eingewickelt worden wäre; wenn sie ursprünglich höher gelegen hat, muss sie hier spurlos weggequetscht worden sein.

Die Facies der Sedimente (Dolomit, Rohwacke, Lias, Aptychenkalk, Radiolarit) sowie der Gneise lässt verschiedene Schlüsse zu.

R. Staub beschreibt aus der Languarddecke ¹⁾ einförmige Gneise, Glimmerschiefer und grüne Mylonite des Cavaglia-La Rōsa-Granites, die sich einigermaßen mit den in meinem Gebiete sich findenden Gneisen, Glimmerschiefen und mylonitisierten grünen Eruptivgneisen vergleichen lassen. Hinwiederum fanden sowohl *Leupold* im Plessurgebirge als auch *R. Staub* am Sassalbo ²⁾ Dolomitbreccien von derselben Art, wie sie bei mir lokal zu finden sind. *Staub* stellt sie in das Rhät, anerkennt jedoch ihre etwas zweifelhafte Stellung.

Die Dolomitbreccie erscheint nun einmal an der Basis des Tschittasedimentzuges am Bleis Ota-Grate, dann aber bemerkenswerterweise unter dem Tusagngneiszug über Battagliang und überdies noch im N unter dem Radiolarit unter P. 2444 südöstlich der Motta Palousa. Die beiden ersten Vorkommen könnten für das Vorhandensein einer unter der Tschittaeinwicklung weit nach S greifenden Mulde angesprochen werden. Noch bestärkt werden wir in dieser Ansicht durch die unter dem Gneiszug liegenden Aptychenkalklinsen und die liasischen Schiefer.

Ferner finden wir unter der Colm da Betsch-Serie wieder dem Tusagngneis ähnliche Gneislinsen, die ebenfalls für eine Einwicklung der Aroser Schuppenzone durch die Tschittazone sprechen können.

Die Tschittazone steigt an der Pizza Grossa steil nach S nieder, wie wir schon früher gesehen haben, und es liegt der Gedanke nahe, sie zu einer nach S geschlossenen Mulde in der Gegend der untern Val d'Err bei Pensa ungefähr umbiegen zu lassen, wie ich es auf der tektonischen Karte hypothetisch angedeutet habe.

Leider ist die Gegend dort völlig überdeckt von Bergsturz-Rutsch- und Moränenmaterial, so dass wir in Wirklichkeit nichts von einer muldenähnlichen Umbiegung beobachten können. Das ganze Problem liegt hier wie auch anderswo unter den alles verdeckenden, gewaltigen Schuttmassen.

Die Sedimente, wie Radiolarit, Aptychenkalk und liasische Gesteine dürfen nicht unbedingt als Kennzeichen ostalpiner Herkunft aufgefasst werden; denn schon in der obersten penninischen Decke, der Margnadecke, erscheinen alle diese Sedimente in derselben Ausbildung, wie wir sie in den höherliegenden, südlichen Faciesbezirken entstammenden unter- und oberostalpinen Decken beobachten können, allerdings nur in den obersten Schuppen und nur über dem Flysch des Oberhalbsteins. Triftigere tektonische Beweise müssen es sein, welche die Abstammung der Aroser Schuppenzone von höheren unterostalpinen Decken eindeutig bestimmen sollen. *Cadisch* und *Leupold* parallelisierten die Aroser

¹⁾ Anmerkung des Bureau der Geologischen Kommission (*Cadisch*): Diese Gesteine gehören nach neueren Untersuchungen von *R. Staub* dem Strettalappen, d. h. der obersten Abspaltung der Berninadecke an (früher Languarddecke).

²⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. *R. Staub* betrachtet derselbe dieses Gestein als nunmehr auch zur Berninadecke gehörig (12. November 1924).

Schuppenzone des Plessurgebirges mit der Bernina- und Languarddecke im Engadin. Wie verhält sich nun unsere als das Äquivalent der Aroser Schuppenzone des Nordens bezeichnete Zone zu jener?

Brauchli hat gezeigt (60), dass sich die Aroser Schuppenzone von N nach S gegen die Suraver-Deckenmulde hin allmählich reduziert, so dass sie bei Brienz nur mehr durch Serpentine und ophiolith-durchtränkte Schiefer vertreten ist. Ganz in analoger Weise reduziert sich die Aroser Schuppenzone meines Gebietes von S nach N, so dass auch sie über Surava im Albulatal nur mehr durch die Serpentine und die sie begleitenden Schiefer vertreten wird.

Infolge des Axialgefälles nach E verschwindet die Aroser Schuppenzone bei Surava unter der überliegenden Aeladecke unter den Albulatalboden. Ich glaube nicht, dass es besonderer Beweismittel benötigt, um darzutun, dass sich unter dem Alluvium des Albulatales der unmittelbare Übergang der gleich zusammengesetzten Aroser Schuppenzone des Plessurgebirges mit derjenigen des vordern Oberhalbsteins vollzieht, analog den unter ihnen liegenden Flyschmassen.

Die Faciesanalogieschlüsse, die beiderseitige starke Ophiolithführung und der tektonische, allerdings nicht sichtbare Übergang der einen in die andere beweisen auf das Beste die Gleichheit der beiden Zonen, wodurch die Namenübertragung auf die Schuppenzone (früher rhätische Decke, *Steinmann*, *Zyndel*) des vordern Oberhalbsteins gerechtfertigt ist.

Damit wissen wir aber immer noch nicht, welchem Deckenkern die Aroser Schuppenzone wirklich zugehört.

Gründe für eine Parallelisation mit der Berninadecke, beruhend auf Faciesanalogieschlüssen der kristallinen Gesteine hauptsächlich, sind schon vorgebracht worden.

Weiter könnte angeführt werden, dass sich die bekannten Glimmerschiefer und granitmylonit-ähnlichen Gesteine ebenfalls am Piz Carungas in der Val d'Err vorfinden und dass *Cornelius* (36) eben-solche Schiefer vom Piz Padella beschreibt.

Die direkte, früher auch von mir vermutete Verbindung über Tschitta-Albulapass mit der Languarddecke existiert nicht, wie ich weiter vorn Gelegenheit hatte zu zeigen. Die Aroser Schuppenzone sticht unter die Tschittazone ein und kommt wenigstens bis zur Albula nirgends mehr zum Vorschein. Berücksichtigt man das Axialgefälle, so erscheint es als ausgeschlossen, dass unsere Aroser Schuppenzone westlich oder südlich vom Rande des Unterengadiner Fensters jemals wieder zutage treten kann, wenn ihr oberer Einwicklungsrand so gründlich weggequetscht ist, wie es der Aelaüberschiebungslinie entlang der Fall sein muss, wenn die Aroser Schuppenzone wirklich tektonisch höher gestellt als die Errdecke, von dieser eingewickelt worden ist.

Wir kommen zum Schluss, dass manches wahrscheinlich, geometrisch hier leider nicht erweisbar oder sonst gezwungen ist.

2. Andere Parallelisationsversuche.

Einen wichtigen Grund für eine wenigstens teilweise Parallelisation mit penninischen Einheiten erblicke ich mit *Staub* in der starken Ophiolithführung.

Die Ophiolithe können unmöglich von oben her in die Aroser Schuppenzone hineingelangt sein. Wie wir unter II gezeigt haben, und wie es durch die Arbeiten von *Staub*, *Cornelius*, *Spitz* und *Dyhrenfurth* und vielen andern Erforschern der ostalpinen Teile des Alpengebirges bewiesen wird, fehlen den ostalpinen Decken allen primär die ophiolithischen Gesteine.

Sie können nur durch die Komplizierung der Deckenschübe von unten, aus dem Grenzgebiet zwischen Penninikum und Ostalpinikum in dieses hineingelangt sein.

Diese Tatsache zerstört nun aber unsere nach S geschlossene hypothetische Mulde bei Pensa gründlich. Hier ist der Kanal zu denken, durch den die Ophiolithe nach oben über den Flysch in unsere Aroser Schuppenzone hineingelangt sind. Zum Teil werden damit auch Sedimente (Radiolarit und Aptychenkalk) sowie vielleicht ein Teil der Gneislinsen in sie eingeschürft worden sein. Wie Herr Prof. *Arbenz* meint (mündliche Mitteilung), wäre zum mindestens ein Teil der Aroser Schuppenzone mit den zwischen der Margnadecke und der Err-Sella-Decke liegenden Silerschuppen im Engadin zu verbinden. Inwiefern eine Vermischung von penninischem Material mit ostalpinem dabei stattgefunden hat, kann ich

nicht sagen. Auf jeden Fall scheint als sicher festzustehen, dass die Aroser Schuppenzone, komplex zusammengesetzt, ebensowohl der Margnadecke angehörende Gesteine (vielleicht die sandigen Quarzite, Marmore, Lias, Aptychenkalk, Radiolarit zum Teil; ferner Gneislinsen und sämtliche Ophiolithe) als auch solche der unterostalpinen Decken (Gneis, Verrukano, Dolomit, Rauhwacke; Lias, Aptychenkalk, Radiolarit zum Teil) beherbergt.

Die früher Languarddecke genannte Einheit ist nach den neuesten Untersuchungen von *R. Staub* zum Teil als tiefste Abspaltung der Campodecke (bei Pontresina), zum Teil als höchster Teillappen (Strettalappen) der Berninadecke (Puschlav) aufzufassen. Es kommt also für eine Parallelisation der Aroser Schuppenzone mit unterostalpinen Elementen ausser der Errdecke nur mehr die Berninadecke in Frage. Dadurch ergibt sich auch eine willkommene Handhabe zur Parallelisation der Tschirpendecke *Brauchlis*. Deren Sedimente zeigen eine Facies, die derjenigen der Aeladeckensedimente am nächsten zu stehen scheint, und was wäre nun nicht verlockender, als die Tschirpendecke mit der der Aeladecke durch die neuesten Untersuchungen *Staubs* als nahe verwandt erwiesenen Languarddecke zu parallelisieren? Weitere notwendige Untersuchungen werden auch hier die Erkenntnis der Zusammenhänge sicher fördern.

Soviel sich heute überblicken lässt, scheint die Hypothese, die Aroser Schuppenzone aus dem sicher sehr kompliziert gebauten Grenzgebiet zwischen Penninikum (Margnadecke) und Ostalpinikum (Err-Sella-Decke) herzuleiten, die grössere Wahrscheinlichkeit für sich zu haben, als irgendein anders gerichteter Erklärungsversuch. Schon einzig die reiche Ophiolithführung (südlich vom untern Val d'Err steigert sie sich unter der Errdecke zu gewaltigster Anhäufung), die in den unterostalpinen Decken konsequent fehlt, ist ein Argument von starker Beweiskraft für diese Hypothese.

Es wäre indes nicht unmöglich, wie schon einmal angetönt wurde, dass durch Komplizierung der Deckenschübe von der Art der Durchstechungs- oder Deckendurchkreuzungsphänomene die Ophiolithe von untern Einheiten in obere hätten gelangen können.

Zusammenfassung über den unterostalpinen Deckenkomplex.

Auf Grund der Studien am S-Rand der Bergünstöcke ist es mir zurzeit nicht gelungen, die von *Cadisch* und andern versuchten Parallelisierungen der nord- und südbündnerischen Decken zu stützen oder zu widerlegen und insbesondere eindeutig nachzuweisen, welchen tektonischen Ursprungs die Aroser Schuppenzone im Oberhalbstein sein kann.

Weder Falknis- noch Sulzfluh-Mesozoikum sind am Rand der mit diesen vorgeschobenen Deckenteilen einst verbunden gedachten kristallinen Kernen der Albula- und Errdecke nachzuweisen. Vielmehr zeigt sich über dem Errkristallin in der Samadener Zone (*Cornelius*), darunter eingewickelt in der Tschittazone, eine ophiolithfreie Schichtfolge, die im übrigen einiges mit der Aroser Schuppenzone, nichts aber mit Falknis und Sulzfluh gemein hat. Trotzdem hat die genannte Zuteilung der Falknis-Sulzfluh-Decken zu den unterostalpinen Deckenkernen noch grosse Wahrscheinlichkeit für sich, besonders auch, wenn man an die neuesten Funde von *Cadisch* und *Staub* im Unterengadin denkt. Ich möchte dieser Zuteilung vorderhand nicht widersprechen, wenn sich auch die gesuchten Bindeglieder in der Tschittazone nicht finden liessen.

Geht man von dieser Parallelisierung als Basis aus und nimmt man sich die Aroser Verhältnisse zum Muster, was allerdings seine Bedenken hat, so wird man mit der Aroser Schuppenzone jener Gegend wie auch des Oberhalbsteins einen Ausweg nach oben, über die Errdecke hinaus, suchen müssen. Dies führt notwendigerweise zur Annahme von grossen Einwicklungen. Denn will man sie einerseits mit den höhern Teilen der Err- oder der Berninadecke verbinden, so kann man sie ohne grosse Schwierigkeiten doch auch nicht von den grossen Massen der ehemals «rhätischen» Decke des Oberhalbsteins losreissen, die bis über den Silsersee hinaus die Unterlage der Errdecke bilden. Diese von *Staub* und *Cornelius* zur Margnadecke gerechneten obersten Teile des komplizierten Silser-Schuppengebäudes müssten in diesem Falle wohl als eingewickelt angesehen werden, mit Ausnahme der sie begleitenden und zum Teil durchsetzenden Ophiolithe, die hier zu Hause sind und nicht aus höhern Zonen stammen können.

Gehen wir, um dem Dilemma noch näher zu rücken, vom Oberengadin aus, so gelangen wir zur Auffassung, dass die Margnadecke oben von Schuppen begleitet wird, die Radiolarit, Aptychenkalk und Ophiolithe führen und sich im Oberhalbstein durch den einsetzenden Flysch mehr und mehr vom penninischen Untergrund selbständig machen und von der Val d'Err an sich den unterostalpinen Decken anschliessen. Dann müssen wir aber für die Falknis- und Sulzfluhdecke, die von Tiefenkastel an unter dieser «Aroser Schuppenzone» liegen, die Hypothese einführen, dass sie, wiewohl unterostalpin, von ursprünglich tiefern Elementen überfahren worden wären, und zwar im ganzen Raum, worin sie überhaupt zweifellos zu finden sind, im Prätigau, bei Arosa und im Unterengadin. Sulzfluh- und Falknisdecke wären in diesem Falle die eingewickelten Teile. Diese Annahme hat vor allem für die dem Unterostalpinen primär fremden Ophiolithe Bedeutung.

Die bisherigen Darlegungen führten uns zu kaum jemals lösbaren Widersprüchen, wenn die Aroser Schuppenzone als eine einheitliche, homogene Decke angesprochen werden müsste. Sie ist aber — das haben die bisherigen Untersuchungen auf das Deutlichste gezeigt und bestätigt — ein tektonisches Gemisch verschiedener Elemente. In unserem Untersuchungsgebiet ergab sich die Möglichkeit, einen offensichtlich der Errdecke angehörenden, mehr zusammenhängenden und ophiolithfreien Teil, der im E verkehrt liegt, gegen W (Bleis Ota) aber durch allmähliches Drehen über die Vertikalstellung in normaler Lagerung anzutreffen ist, von einem darunterliegenden, ophiolithführenden Rest, der Aroser Schuppenzone im engeren Sinne, abzutrennen. Für diese Aroser Schuppenzone seinerseits kann ich vorderhand noch nicht bestimmt entscheiden, wo sie einzureihen ist, d. h. welche Decken an ihrer Zusammensetzung eigentlich beteiligt sind. Die ganze von mir hier unter der Bezeichnung unterostalpinen Deckenkomplex zusammengefasste Deckensplitterzone enthält im N (Arosa) wie in meinem Gebiete viele Gesteine und Horizonte, wie Radiolarit, Aptychenkalk, Liasschiefer etc., Dolomite und Dolomitbreccien, welche allen möglichen Decken angehören könnten. Die Leitgesteine sind spärlich.

Ausschliesslich aus dem Grenzgebiet zwischen Err- und Margnadecke können nach allem, was man bis jetzt weiss, abgeleitet werden: die Ophiolithe und vielleicht noch die Marmor- und Quarzitlinsen.

Typisch unterostalpin sind: roter Verrukano und klastische Saluergesteine (Kreide).

Wahrscheinlich unterostalpin sind: die Fetzen grüner Gneise (?), die sich vorfinden (Tusagngneis), ebenso grössere Massen von Lias, ferner Aptychenkalk und Radiolarit.

Ich komme heute mehr und mehr zur Überzeugung, dass das eigentlich penninische Deckengebiet mit dem Oberhalbsteiner Flysch seine oberste Grenze erreicht hat. Im Abschnitt über die Ophiolithe vertrat ich die Meinung, dass die Plattadecke, d. h. die Ophiolithmassen des Oberhalbsteins als eigenes tektonisches Element und als Zwischenglied von Penninikum und Ostalpinikum aufgefasst werden müssten. Sämtliche mit ihnen verschuppten und von ihnen überfahrenen Sedimente ostalpinen Gepräges weise ich am liebsten ohne weiteres den unterostalpinen Decken zu und bekenne mich damit zur Theorie, welche die Existenz langausholender Einwicklungen verteidigt. Dies tue ich aus dem Grunde, weil es bis heute noch nicht gelungen ist, die Anwesenheit solcher Sedimente unter den Ophiolithen durch eine bessere Theorie befriedigend zu erklären.

IV. Die Aeladecke.

Allgemeines.

Die Aeladecke bildet den Hauptbestandteil meines Gebietes; sie baut mit ihren Dolomitmassen mit Rhät und Lias den Piz Michèl auf; der analog aufgebaute Piz Toissa, eine ostalpine Klippe, auf der sonst durchwegs penninischen W-Seite des vordern Oberhalbsteins gelegen, ist ein Schubfetzen der Aeladecke.

Die Aeladecke besteht hier nur aus Obertrias, Rhät und Lias; ältere oder jüngere Sedimente und Kristallin fehlen völlig.

Entlang der deutlichen Überschiebungslinie Motta Palousa-Bleis Ota-Ils Orgels-Lajets-Tschittarots setzt sie nach N plötzlich mit ihren mächtigen Dolomitmassen ein und beherrscht mit den drei

Charaktergipfeln (Piz d'Aela, Tinzenhorn, Piz Michèl) das Gebiet der Bergünnerstöcke, gegen das Albulatal im N und im E unter die höhere Silvrettadecke untertauchend. Nähere Kenntnis ihrer Stratigraphie und Tektonik verdanken wir den Arbeiten von *Helbling* (unveröffentlichtes Manuskript) und *F. Zyn-del* (6).

a) Stratigraphie.

1. **Rauhawacke (Raibler, Carnien).**

Das Carnien, die Basis der Decke bildend, wird vertreten durch Rauhawacke und -schiefer. Karnische Dolomite sind mit Sicherheit nicht zu erkennen.

Die Rauhawacke ist gelb, porös, kalkig, und öfters enthält sie Einschlüsse roter und grüner Schiefer (Quarzporphyre?), von Dolomitbrocken, Gneisfetzchen, Quarzgeröllen, weisser Kiesel. Bei diesen Schiefereinschlüssen handelt es sich nicht um eingequetschte Schiefer der Unterlage, sondern sehr wahrscheinlich um ursprüngliche Bestandteile der Rauhawacke. Die Mächtigkeit der Rauhawacke ist maximal zirka 60 m.

Sie wird gewöhnlich überlagert von grossen, mächtig gebankten Dolomiten, zwischen welche geschaltet stellenweise zu Rauhawackebildung neigende schiefrige Dolomite anzutreffen sind. Grössere Dolomitbänke werden z. B. nördlich Colm da Betschs am Fuss der Michèl-SW-Wand lagenweise von gelben Rauhawackeschnüren durchfressen. Die Dolomite sind bisweilen auch merkwürdig gestreift; so werden dunkelgraue Dolomite manchmal von hell anwitternden, breiten Bändern und feinen Streifen durchzogen. Vielleicht gehören diese Dolomite noch zur Rauhawacke und mit ihr ins Carnien.

Von der Fuorcla da Tschitta (Cotschens) nach W liegt die Rauhawacke direkt auf der Überschiebungsfläche. In grösserer Mächtigkeit begegnen wir ihr vom Aelapass gegen Sil Cotschen, wo sie am Grat, der von Ils Orgels zur Pizza Grossa hinaufführt, gut aufgeschlossen ist. Weiter finden wir sie aufgeschlossen nördlich Bleis Ota unter P. 2633. Von hier können wir die Rauhawacke in verschiedenen Aufschlüssen dem Fuss der Michèl-SW-Wand entlang verfolgen; zum letzten Male steht sie zwischen P. 2339 und P. 2242 an. Am Bleis Ota-Grate unter P. 2633 ist sie vergesellschaftet mit gelben, sandigen, kalkigen, porösen und dunkeln, tonigen, glänzenden Schiefen. Überall enthält sie Einschlüsse verschiedener Art, wie ich sie bereits aufgezählt habe.

Im Kern des nach N überliegenden Motta Palousa-Gewölbes erscheint die Rauhawacke an der Basis des Hauptdolomites der Aeladecke in der Val Gronda unmittelbar nördlich unter der Alp von Tiefenkastel; sie zieht von hier auf deren E-Seite und ist zum letzten Male nördlich P. 1867 von Prada sot festzustellen.

In einem kleinen Aufschluss treffen wir sie noch bei l'Era an.

Mächtig ist die Rauhawacke an der Basis der von der Motta Palousa nach S ausholenden und in die Suraver Deckenmulde niedersteigenden Hauptdolomite entwickelt. Gut aufgeschlossen ist sie am südlichen Abbruch von Uigls, wo das stechend hellgelbe, poröse, Nischen und kleine Höhlungen bergende Gestein schon von ferne auffällt.

Die Rauhawacke ist hier zirka 60 m mächtig und enthält häufig grüne Schiefereinschlüsse, sandige Partien, weisse Kieselgerölle und Dolomitbrocken. Sie fällt mit dem Dolomit, ihn nach S geschlossen umhüllend, steil in die Tiefe.

Im Gewölbekern der Crap Sees-Falten sind wieder grosse Massen Rauhawacke erhalten geblieben; sie queren die Julia und setzen sich in den Fuss der Motta da Vallac fort, wo sie auch grosse Gips-lager enthalten und hellgelb bis grauweiss anwitternde Schutthalden bilden, die wegen ihrer aufdringlichen Färbung von der Julierstrasse aus auffallen.

Im N, d. h. über Surava, habe ich an der Basis der Aelahauptdolomite nirgends eine Spur von Rauhawacke feststellen können; sie ist dort vollständig weggequetscht worden. Ebensowenig ist sie unter dem Piz Toissa zu finden. Schutt verhüllt dort die Basis des Hauptdolomites.

Die nördlich der Furcletta davains in den Liasschiefern steckende Dolomitmasse besitzt auf ihrer S-Seite etwas Rauhawacke, die ich aber nur als eine solche tektonischer Entstehung betrachten kann.

Im grossen und ganzen bilden die Rauhwacken im Bau der Bergünerstöcke nur ein akzessorisches Element, das sich mit Vorliebe den Bewegungsflächen entlang erhalten hat. Der ursprünglich darin wohl weit verbreitete Gips hat die Bewegungen sicherlich erleichtert und nach Auslaugung zur Entstehung der Rauhwackestruktur beigetragen.

2. Hauptdolomit (Norien).

Der Hauptdolomit ist durchwegs gut gebankt, zum Teil sehr mächtig und wittert grau, gelb, weiss oder blau an. Er bricht unter dem Hammer meist in scharfkantige, kleine Stücke.

Im Bruch sind die Dolomite dicht, splittrig, sandig oder kristallin. Beim Übergang ins Rhät werden sie häufig mergelig oder gehen nach oben in gebankte bis geschichtete, blasse, etwas dolomitische Kalke über, z. B. nördlich la Val am Crap Sees.

Eine Merkwürdigkeit sind die Nester von sandig-kristallinem, rotem Dolomit im sonst normalen Hauptdolomit. Mit solchen kristallinen Nestern vergesellschaftet sind stets gelbe, rote und grüne Mergel anzutreffen. Unter der SW-Wand des Piz Michèl findet man mächtige Blöcke dieser abweichenden Hauptdolomitfacies. Bei ihrem Anblick denkt man zuerst unwillkürlich an rote Raibler-sandsteine, muss aber bei genauerer Untersuchung einsehen, dass es kristalline Dolomite sind, die unmotiviert mitten in den mächtigsten normalen Hauptdolomitbänken auftreten können. Unter dem Mikroskop erkennt man ein Gemenge von Dolomitekristallen. Der Dolomit muss eine lokale Primäraus-kristallisation sein. Diese Erscheinung treffen wir beim Dolomit häufig, denn es resultiert dies aus der der Dolomitsubstanz innewohnenden starken Kristallisationskraft. Vielleicht kann der befremdlich reiche Ton- und Mergelgehalt dieser kristallinen Nester mit ihrer Entstehung genetisch in Zusammenhang gebracht werden. Es ist leicht möglich, dass die kolloidale Natur der Tonsubstanz eine Konzentration von kalzium- und magnesium-karbonatreichen Lösungen durch Absorption bewirken konnte, so dass unter den gegebenen physikalisch-chemischen Bedingungen eine Ausfällung verhältnismässig grober Dolomitekristalle erfolgen musste.

Die rote Farbe des Dolomitekristallgemenges verschwindet unter dem Mikroskop; sie rührt wahrscheinlich her von zwischen den einzelnen Dolomitrhomboedern fein verteilten Tonflitterchen und tonigen Überzügen.

In einem grauen, feinkristallinen Dolomit habe ich spärliche, kleine Bleiglanzkörner (PbS) entdecken können.

Die Dolomitbänke sind immer etwas quarzhaltig. Der Quarz erscheint in weissen Adern, oder er kann sich hin und wieder zu grösseren Quarznestern aggregieren, die dann gekröseähnlich erhaben heraus-wittern.

Nach oben werden die Hauptdolomitbänke, wo immer sie von Rhät normal überlagert sind, etwas mergelig-kalkig. Nur an einer Stelle ist eine Wechsellagerung dolomitischer und kalkiger Bänke mit schwarzen Schiefern in mächtigen Paketen anzutreffen. Die E-Seite des Piz Michèl-Gipfels ist der einzige Ort in meinem Gebiete, wo ich diese Wechsellagerung (zirka 40 m) festzustellen Gelegenheit hatte.

Das *Spitz-Dyhrenfurthsche* norisch-rhätische Grenzniveau der Unterengadiner Dolomiten existiert in seiner typischen Ausbildung in den Bergünerstöcken nicht. Gewöhnlich überlagert gut charakterisiertes Rhät direkt den Hauptdolomit, der hier meist nördlich vom Piz Michèl, wie am Piz Toissa, auffallende, gelb bis rötlich anwitternde, schwach kalkige, dichte und splittrig brechende Bänke neben akzessorischen gelben, mergeligen solchen enthält.

Im Schaftobel fand ich an zwei Orten, einmal bei P. 2244 und dann südwestlich der Schäferhütte (P. 1750), im Hangenden des Hauptdolomites, am Übergang ins Rhät, eine Dolomitreccie mit rotem, tonigem Bindemittel, die ich wohl mit Recht schon dem Rhät zuweisen und als eine lokale Rhättransgressionsbreccie betrachten darf.

Der Hauptdolomit beginnt in meinem Gebiete selten mit einer typischen Basisbreccie. Eine solche mit rotem Bindemittel findet sich nur in Relikten über der Rauhwacke auf dem Aelapass.

Aus den besprochenen Dolomiten im Hangenden der Rauhwacke entwickeln sich bisweilen brecciöse Dolomite, die aber als solche nur bei näherem Betrachten zuerkennen sind, weil die Komponenten und das Bindemittel gleich gefärbt sind. Diese Tatsache lässt mich auf die Natur einer Primärbreccie schliessen.

Am Piz Michèl ist der Hauptdolomit zirka 850 m mächtig. Gegen N verringert sich seine Mächtigkeit, wohl zum Teil verursacht durch die Tektonik, bis auf zirka 60 m (tektonisch ausgequetschter Dolomit südlich Surava!).

Östlich unter der Motta Palousa sehen wir plötzlich an der Basis des Hauptdolomites eine starke Abweichung von der besprochenen lithologisch-faciellen Ausbildung in Erscheinung treten.

Nordwestlich unter den Hütten der Alp von Tiefenkastel, am neuen Alpweg, können wir von oben nach unten (verkehrte Lagerung) folgendes Profil durch die Hauptdolomitbasisschichten aufnehmen:

1. dolomitische, kalkige, grobe Breccien, aschgrau anwitternd, mächtig gebankt. N 70° W-streichend (zirka 8 m);
2. gelb anwitternde, schiefrige Kalke (1,5 m);
3. dolomitische Breccienbank (1 m);
4. in eckige, scharfkantige Stücke zerfallende, weiss anwitternde Dolomite (4 m);
5. grobe Breccie wie unter 1 (2 m);
6. Tonschiefer (dunkel) (1,5 m);
7. dunkle, dünnsschichtige Kalke (1 m);
8. Kalkbreccie mit gelblichen, grünlichen und rötlichen, scheckigen, splittrig brechenden, dichten Komponenten (aptychenkalkähnlich) (5 m);
9. blauweiss-scheckiger Kalk (3 m);
10. ein Bruch, in welchem rote, tonige Schiefer rundliche und linsenförmige Pakete des vorigen Kalkes (9 und 8) einschliessen (1,5 m);
11. weiss anwitternder, in eckige Stückchen zerfallender, normaler Hauptdolomit (15 m).

Leider wird dieses Profil beeinträchtigt durch die augenscheinlich die ursprünglichen Verhältnisse etwas verwischenden tektonischen Störungen. Südlich Surava besteht der ganze Hauptdolomit aus dieser Facies, nicht aber der Hauptdolomit des Crap Sees. Das Gestein bildet in dieser Zusammensetzung die mächtige nach W aufsteigende Wand unter den Aclas da Surava. Es ist auch hier vorherrschend eine Breccie mit aptychenkalkähnlichen, dichten, splittrig brechenden, hellrötlichen, grünlichen, grauen und auch dunkelblauen, faustgrossen Komponenten. Der Breccie fehlt hier jegliche Bankung, sie ist massig und in den grössten Komplexen kompakt. Nur oben geht sie über in dichten, hellgrauen Kalk mit unbestimmbaren, fossilen Einschlüssen (Zweischaler). Er führt über in den Lias, der mit einer Wechsellagerung von Schiefen und Kalkbänken einsetzt.

Am Tiefenkastler Alpweg erscheinen unter liasischen, schiefrigen Kalken von 1200 m an abwärts:

1. kompakte, splittrig brechende, blaugraue, dichte Kalke, Linsen und Nester weissen Kalzites enthaltend. Der Kalk wird allmählich brecciös (20 m);
2. rosarot, grünlich, blau und gelblich gefleckter, brecciöser Kalk. Auf der Anwitterungsfläche sieht das Gestein vollständig gleich aus wie irgendeine Dolomitbreccie von aschgrauer Farbe. Erst im Bruch erkennt man die verschieden gefärbten Komponenten (10 m). Bankung ist keine zu sehen, doch ist das Gestein tektonisch zwischen zahlreichen Rutschflächen in grössere, linsenförmige Komplexe zerlegt worden;
3. gestreifter Kalk; die einzelnen hellern Komponenten sind lagenförmig in Linsen angeordnet, ebenfalls die häufigen, dicken Kalzitadern (5 m);
4. bei 1180 m eine die Wand fast horizontal durchziehende Schürffläche, erfüllt mit schwarzen, tonigen Kalkschiefern;
5. bei 1160 m parallelepipedisch zerfallende Kalkschiefer.

Die Wand, in welcher die Gesteine dieses Profils ins Albulatal abbrechen, steigt von E nach W auf und keilt gegen W allmählich aus. An ihrer Stelle setzt zwischen Surava und Tiefenkastel normaler, allerdings auch noch etwas kalkiger Hauptdolomit in geringer Mächtigkeit ein.

Die Ausbildung der kalkig-brecciösen Gesteine ist so absonderlich, dass ich lange nicht wusste, wohin sie eigentlich gehören sollten, ähnlich wie *Brauchli* (60).

Für ihre Zuteilung zum Hauptdolomit, d. h. zur Aelatrias, sprechen folgende Gründe: östlich unter der Motta Palousa bildet die Gesteinsserie offenbar die Basis des Hauptdolomites; vielleicht handelt es sich um die Übergangsschichten vom Carnien zum Norien; die Breccien und die roten und schwarzen Schiefer könnten dafür sprechen. Hier sind besonders im untern Teile noch dolomitische Bänke vorhanden, während sie im Suraver Profil allem nach völlig zu fehlen scheinen. Nordwestlich der Alp von Tiefenkastral ist die ganze Gesteinsserie, durch Rutschflächen allerdings etwas gestört, in ununterbrochenem Kontakt mit dem normalen Hauptdolomit. Es findet sich hier keine Andeutung von Rauhwacke, die am Crap Sees, im Val Gronda und bei l'Era an der eigentlichen Basis des Hauptdolomites nicht zu fehlen pflegt.

Südlich Surava scheint die brecciöse Kalkfacies den Hauptdolomit sogar ganz zu ersetzen. Es ist klar, dass das Vorkommen nordwestlich der Alp von Tiefenkastral und das grössere südlich Surava im Zusammenhang steht; dieses ist die Fortsetzung im liegenden Schenkel der Crap Sees-Mulde der zuerst im hangenden Schenkel auftretenden abnormalen Hauptdolomitfacies. Da diese Facies im W am Crap Sees nicht auftritt, ist anzunehmen, dass sie an einer N-S-verlaufenden Grenzlinie aufhört. Bei Belfort tritt dasselbe Gestein wieder auf, und *Brauchli* (61) vermochte in dem dortigen tektonischen Wirrwarr natürlich nicht zu entscheiden, ob diese vorwiegend kalkige Breccie dem Lias oder dem Hauptdolomit angehört.

Die besprochene Ausbildung liesse sich lithologisch am besten vergleichen mit der ihr zum Teil ähnlichen Facies der norischen Hallstätterkalke. Ich zitiere deren Beschreibung durch *Haug* (*Traité de Géol.* II, p. 887):

«La roche prédominante dans les calcaires de Hallstatt est un calcaire à pâte fine, à cassure esquilleuse, rougeâtre, jaunâtre, ou gris clair, en bancs épais, sans délit marneux. On rencontre aussi des bancs rouge foncé, quelquefois noduleux, ou des calcaires bréchoïdes, ou encore des dolomies. La ressemblance des calcaires de Hallstatt avec certains calcaires jurassiques, avec les marbres griottes du Dévonien ou encore avec les marbres cambriens de la vallée de la Laize est assez frappante.»

Die im letzten Satze von *Haug* angedeutete Ähnlichkeit mit andersaltrigen Gesteinen war es, die mich bei unsern Vorkommen zuerst verwirrte und mich glauben liess, es handle sich wohl um liasische Gesteine, z. B. Hierlatzkalk, oder um noch jüngere.

Die festgestellten Tatsachen — einziges Vorkommen im Verbande mit dem Aela-Hauptdolomit, dessen teilweiser Ersatz dadurch und die Verbindung des einen Vorkommens mit dem andern unter der Crap Sees-Mulde durch, konform umbiegend mit dem normalen Hauptdolomit — lassen es aber sicher richtiger erscheinen, diese sonderbare Gesteinsserie endgültig dem Hauptdolomit der Aeladecke zuzuweisen. Einem andern tektonischen Element kann diese Breccie aus den genannten Gründen nicht zugewiesen werden.

Fossilien im Hauptdolomit.

Schlechte Durchschnitte von *Worthenia solitaria* im Dolomit von Fureletta dafora. Loxonemaähnliche, turmförmige, kleine und völlig verkieselte Schnecken aus dem Dolomitschutt der SW-Wand des Piz Michèl.

Den Dolomit der Aeladecke darf man mit Recht als sehr fossilarm, auf weiten Strecken sogar als fossilleer bezeichnen. Diploporen habe ich mit Sicherheit nicht nachweisen können, ebensowenig die von *Frei* weiter östlich gefundenen Megalodonten.

3. Rhät.

Das Rhät beteiligt sich wesentlich nur am Aufbau des Piz Michèl. Auf den nach N absteigenden Gräten liegt es in grosser Mächtigkeit zwischen Hauptdolomit und Lias. Sonst treffen wir es noch, in nach E allmählich abnehmender Mächtigkeit, nördlich unter der Motta Palousa, im Schaftobel, im Spidmiez-Grat, nördlich der Fureletta dafora und auf der W-Seite des Spädelgrates.

Am Piz Toissa erscheint es in ebenfalls noch beträchtlicher Mächtigkeit zwischen Hauptdolomit und Lias.

Stets ist es leicht kenntlich an seinen Lumachellenkalkbänken und -schiefern, seinen hellgrauen, mächtigen Kalken, braunen, roten, gelben, grauen, blauen und schwarzen Kalken, Kalk- und Tonschiefern.

Seine Untergrenze zum Hauptdolomit ist entweder gekennzeichnet durch die reinen Kalkbänke, schwarzen Schiefer und Lumachellenbänke, welche sogleich über den kalkig-dolomitischen Zwischenschichten des obersten Hauptdolomites (Piz Michèl-Gipfel) beginnen, oder es beginnt mit blauen, geschichteten Kalken direkt über reinem bis schwach kalkigem Dolomit, der aber gewöhnlich auffallend hellgelb oder rötlich anwittert und einen dichten, splittrigen, muscheligen Bruch aufweist. Auch blau und gelb gestreifte, etwas kieselige Kalkbänkchen können sich an der Basis des Rhätes einstellen.

Das Rhät liegt dem Hauptdolomit mit einer manchmal deutlich sichtbaren Diskordanz auf, ohne dass es aber allgemein zur Bildung einer Transgressionsbreccie gekommen wäre. Schwache Anklänge an eine solche haben wir schon in der Dolomitbreccie mit rotem, tonig-kalkigem Bindemittel von P. 2244 und von westlich der Schaftobel-Schäferhütte kennengelernt. Die Breccie ist beidenorts kaum 50 cm mächtig.

Die Mächtigkeit des Rhätes am Piz Michèl schwankt zwischen zirka 200 und 150 m. Nördlich unter der Motta Palousa folgt das Rhät über dem Hauptdolomit mit Kalkbänken und zwischenlagernden schwarzen Schiefen. Darüber folgen graublaue, mächtige Kalkbänke, welche viel Brachiopodendurchschnitte enthalten.

Über Spinatscha unter P. 2691 enthält es auch knollige, blaue Kalke und im untern Teil feinschichtige, bis schiefrige, rostbraun anwitternde Kalkoolithe.

Nordwestlich vom Piz Michèl, im Pässchen zwischen P. 2804 und P. 2682 sind dem mittlern Rhät zwei über 2 m mächtige, graue Kalkbänke (etwas mergelig zum Teil) eingelagert. Lithodendren habe ich darin nicht gefunden.

Im Tobel zwischen Fureletta davains und Fureletta dafora beginnen sich im obern Rhät Quarzeinlagerungen einzustellen.

Am Crap Sees und im Albulatal fehlt das Rhät; der Lias überlagert direkt den Hauptdolomit. Wahrscheinlich fehlt das Rhät hier schon primär, denn von S her nimmt seine Mächtigkeit ausserordentlich stark ab — im Schaftobel beträgt diese noch zirka 100 m, unter der Motta Palousa ebenfalls zirka 100 m, nimmt aber nach E sofort stark ab, so dass sie bereits in der Val Gronda nur mehr maximal 50 m beträgt.

Zudem haben wir gesehen, dass sich gegen N (im Schaftobel besonders) an der Basis des Rhätes Breccien einstellen; diese Erscheinung kann vielleicht als ein Zeichen für eine nach N sich vermindernde Mächtigkeit aufgefasst werden. Vielleicht ist auch an eine tektonische Ausquetschung allenfalls ehemals vorhandener Rhätreste zu denken, die um so weniger verwunderlich wäre, als ja das Rhät hauptsächlich im Kern der Suraver Deckenmulde (Crap Sees) und nördlich dieser fehlt; in der Suraver Deckenmulde erleiden ja alle Elemente eine gewaltige Reduzierung, wie wir am Beispiel des Hauptdolomites es auf das Trefflichste gesehen haben.

Am Piz Toissa ist das Rhät aufgebaut aus blauen Kalken, braunen, grauen, knolligen, stellenweise etwas kieseligen, schiefrig zerfallenden Kalken; ferner enthält es spärliche Lumachellenschiefer und mächtige, blaue Kalke mit seltenen fossilen Einschlüssen im untern Teil. Das Rhät ist hier zirka 100 bis 150 m mächtig und schwer zu vergleichen mit demjenigen der Piz Michèl-N-Gräte.

Fossilien.

Die Fossilien sind meist unbestimmbar. Durch besondern Reichtum ausgezeichnete Fossilfundstellen habe ich nicht gefunden.

Ich kann folgende Fossilien nennen (meist gesammelt aus Lumachellenkalken): *Avicula contorta* aus dem Schutt vom NW-Grat des Piz Michèl. Unbestimmbare Terebrateln (*Gervilleia*); ferner *Pecten*, *Cardita*, *Pentacrinus*stielglieder, *Lima*, *Protocardium* und viele nicht näher erkennbare Schalenrümmer von Lamellibranchiaten und Brachiopoden.

Das Rhät der Aeladecke ähnelt dem von *Eugster* beschriebenen der Silvrettadecke.

4. Lias.

Der Lias füllt im W zur Hauptsache die Crap Sees-Mulde und nimmt nach E, entgegengesetzt dem Verhalten der eingewickelten Silvrettadecke, an Mächtigkeit allmählich ab. Er bildet zur Hauptsache die Gräte nördlich Furcletta davains, dafora und P. 2691. Am Toissa besteht die ganze W-Seite, die sich zur Furcletta hinunterzieht, aus Lias.

Am Piz Michèl liegt der Lias, am NW-Grat deutlich sichtbar, mit einer schwachen Diskordanz über dem Rhät. Eine Transgressionsbreccie ist nirgends zu entdecken. Es ist dies eine ähnliche Diskordanz wie diejenige zwischen Hauptdolomit und Rhät; beide verdanken ihre Entstehung wahrscheinlich einer analogen Ursache. Dadurch wird uns deutlich vor Augen geführt, dass orogenetische Bewegungen in geringerem Ausmasse auch während der frühmesozoischen Zeit stattgefunden haben. Solche Bewegungen werden sich natürlich in dem Facieswechsel der uns erhaltengebliebenen Sedimente um so schärfer widerspiegeln, je näher diese dem Geosynklinalrand gelegen haben.

Brauchli konnte in der Lenzerhorngruppe (Tschirpen) ebensolche Beobachtungen machen; in noch krasserer Weise liess sich dort eine jurassische Transgression, die bis auf den Hauptdolomit hinabgreift, feststellen.

Vielleicht gelingt es, diese Beispiele durch Beobachtungen in andern, von Geosynklinalrändern stammenden Deckenteilen noch zu vermehren.

Im grossen und ganzen kann man im Lias am Piz Michèl folgende lithologisch unterscheidbare Serien beobachten (von unten nach oben):

1. Quarzit oder quarzitische Kalke, d. h. Kalke mit zum Teil porösen Hornsteinlagen; 1—30 m;
2. graue Mergelkalkbänke von bisweilen grosser Mächtigkeit, Belemniten und spärliche Ammoniten (Arietiten) führend; zirka 90 m;
3. eine mächtige Serie kieseliger, sandiger, feinschichtiger Kalke mit allmählich sich zwischenschaltenden Schiefern; 100 m;
4. vorwiegend tonige Kalkschiefer mit im untern Teil besonders regelmässig wiederkehrenden sandigen oder brecciösen Kalkbänken; zirka 130—150 m. Bisweilen ähnelt diese Serie der Allgäuschiefer-facies.

Durch den Lias der Crap Sees-Mulde können wir folgendes Profil aufnehmen (durch das Tobel, welches sich von der Motta Palousa nach dem P. 1133 an der Julierstrasse hinunterzieht):

1. beidseitig gelb, in der Mitte blau gestreifte, dünne Kalkbänkchen; 5 m;
2. graue und blaue Kalke; 3 m;
3. dunkle, spriessig zerfallende, tonige Schiefer (2000 m); 10 m;
4. blaue, mächtige, gelb gestreifte, etwas brecciöse Kalkbänke (1980 m); 3 m;
5. eine 1 m mächtige Quarzitbank (1960 m);
6. nach einer Kalkschieferzwischenlage (1 m) eine zweite solche Quarzitbank (1940 m);
7. streifige Liasschieferkalke; 2 m;
8. blaue Schieferkalke (1900 m); 15 m;
9. grössere blaue Kalkbänke; 10 m;
10. Kalkschiefer (1870 m); 15 m;
11. blaue Kalkbänke, nach unten brecciös werdend; 20 m;
12. brecciöse und auch blaue Kalkbänke, wechsellagernd mit Schiefern (1790 m); 35 m;
13. dunkle, tonige Kalkschiefer (1780 m); 23 m;
14. blaue, brecciöse Kalkbänke (1770 m); 28 m;
15. tonige Häute aufweisende, dunkelblaue Kalkbänke (1740 m); 19 m. Damit zusammen vorkommend manchmal recht grobe, bis 2 m mächtige Breccienbänke, fingerlange und faustgrosse Dolomitbruchstücke enthaltend;
16. nach einer Tonschieferzwischenlage (2 m) wieder gelb und blau gestreifte Kalke (1670 m); 5 m;
17. starke Verfaltungen;
18. die Liasbreccien verschwinden, und es beginnen mächtige Bänke kalkiger Dolomite (1580 m); 10 m;
19. mächtige Breccienbänke; 25 m;
20. bei 1520 m mächtige (bis über 1 m) Kalkbänke mit zwischenlagernden schwarzen Tonschiefern; 55 m;

21. mit scharfem Wechsel folgen dunkelblaue Griffelschiefer (tonig-kalkig); 15 m;
22. Bänke mit spindelförmigen, gelben, porösquarzigen Augen (1490); 15 m;
23. grosse Breccienbank mit faustgrossen Komponenten (1480 m); 3 m;
24. schwarze Tonschiefer; 25 m;
25. Streifenschiefer mit bis 30 cm dicken Kalkbänkchen wechsellagernd; 70 m;
26. Schutt (1390 m);
27. Aela-Hauptdolomit (1350 m).

Ein Hinweis darauf, dass dieses Profil durch die Liasfüllung der Crap Sees-Mulde gelegt ist, genügt, um zu begreifen, dass wir es hier keineswegs mit einem ungestörten, normalen stratigraphischen Profil zu tun haben. Verdoppelungen werden wohl mehrmals vorkommen, ebenfalls das Ausbleiben im Normalprofil sonst auftretender Schichten. Ich habe das Profil aber dennoch aufgenommen, weil dies der einzige einigermaßen zugängliche Ort war, wo, auf ununterbrochener Strecke anstehend, ich einen rohen Gesamtüberblick über die den Lias zusammensetzenden Gesteine erhalten konnte.

Am Toissa beginnt der Lias über dem Rhät wieder:

1. mit einem Basisquarzit (2590 m am NE-Grat); 2 m. Darüber folgen
2. weisslich anwitternde, 5—30 cm dicke, quarzige Kalke; 10 m;
3. blaugraue Kalke; 8 m;
4. blau und gelb gestreifte Liasschiefer (2630 m); 15 m;
5. wechselnd blaue Kalke, eingefasst von gelben, quarzitischen Streifen; 5 m;
6. die blauen Kalke werden fleckenweise brecciös (2650 m); 8 m;
7. Breccienbänke wechsellagernd mit Kalkbänken und Schiefern; 20 m.

Manche Breccienbänke geben in ein und derselben Bank nach oben oder unten über in Kalke. Die Komponenten sind erbsen-, höchstens nussgross; eckige Bruchstücke; alles Kalke (Lias?) und vielleicht dolomitische Kalke.

In dieser Facies ähnelt der Toissalias mehr demjenigen der Fureletten. Grobe Breccien, wie sie sich im W unter der Motta Palousa einstellen, fehlen.

Die im grossen und ganzen sich gleichbleibende Zusammensetzung des Lias der Aeladecke verhindert von vornherein jeden Versuch (*Mylius*, 8), ihn mit demjenigen unter den Dolomiten der Bergünstöcke (= Lias der Aroser Schuppenzone) zu identifizieren, und diesen so als den Mittelschenkel einer Aelapilzfalte zu betrachten (8, Fig. 32).

Im Albulatal wird der Lias durch Griffelschiefer, Kalkbänke, feine Breccienbänke mit Schiefern wechsellagernd dargestellt.

Der Breccienreichtum sowie die Grösse der eingestreuten Komponenten nimmt gesetzmässig von E nach W, oder von SE nach NW zu. Die Liasbreccien der Aeladecke haben immer ein dunkles, kalkiges Bindemittel. Die Komponenten bestehen aus blauen, grauen, hellen, dichten und auch spatigen Kalken, die zum Teil dem Rhät, zum Teil dem Lias selber entstammen mögen. Seltener sind die dolomitischen Komponenten (Hauptdolomit), die besonders unter der Motta Palousa reichlicher auftreten und aus rötlichem, weissem und grauem, gewöhnlich dichtem Dolomit bestehen. Die Komponenten sind alle eckig und erbsen- bis faustgross; grössere findet man in meinem Gebiete höchst selten. Kristalline Komponenten fehlen völlig; Quarzstücke sind eine Seltenheit. Die Breccien können unmittelbar aus normalen, dichten Kalken oder aus dunklen Spatkalken (Echinodermenbreccien?), welche bisweilen vereinzelt Crinoidenstielglieder erkennen lassen, hervorgehen.

Im Vergleich mit den dunkeln, einfarbigen Spatkalken bieten die Breccien, auch die feinsten, ein buntscheckiges Bild. Die dolomitischen und mergeligen Komponenten wittern in der Regel weiss, gelb, braun und seltener rot an, während die Rhät- und Liaskalkkomponenten sowie das häufig spätige, kalkige Bindemittel dunkel (grau bis schwarz) gefärbt sind.

Die Tatsache, dass wir westlich und nördlich unter der Motta Palousa die grössten Breccien besitzen, dass ferner am Toissa die Breccienausbildung und die Komponentengrösse sehr gering (stecknadel-, erbsen- bis nussgross) ist, bildet ein facielles Argument für die Verbindung des Toissa mit dem Piz Michèl oder der Furelettenaufpressung, worauf ich schon hier hinweisen möchte.

Unter P. 1488 am Crap Sees besteht der Lias aus grauen, spriessig verwitternden, manchmal gelbgestreiften und rötlichen, dichten Kalkschiefern und Streifenschiefern.

Rote, gelbe und blaue, dichte Liaskalke (schiefrige) finden sich auch auf der Julierstrasse von P. 1139, wo sie in dem zwischen die Crap Sees-Dolomite eingequetschten Liasband anstehen.

Auf P. 1493 (Crap Sees) liegen über dem brecciösen Hauptdolomit feine Liasschiefer und darüber sandige Schiefer, die in die Liasquarzite übergehen; dann folgen Liaskalkschiefer. Vielleicht fehlt das Rhät hier primär, und es transgrediert der Lias direkt über den etwas aufgearbeiteten Hauptdolomit.

Bemerkenswert ist jedenfalls die Tatsache, dass das Rhät auf der S-Seite des Albulatales von Surava-Tiefenkastral vollständig fehlt, dass aber einesteils der Hauptdolomit dünner und gegen oben brecciöser wird, andernteils nach E in eine allmählich mächtiger werdende, kalkig-brecciöse Facies übergeht. Darüber beginnt der Lias ohne weiteres mit Schiefern und Kalken.

Profil von Cargnola (südöstlich Tiefenkastral) nach P. 1667:

1. in scharfkantige Stücke zerfallender, bläulicher, von CaCO_3 -Adern durchzogener Dolomit; auf 1490 m beginnend; 10 m;
2. brecciöser Dolomit; 12 m;
3. blauer, massiger, kalkiger Dolomit (1520 m); 6 m;
4. heller Dolomit mit vielen Kalzitadern; 4 m;
5. ganz heller, schwach bituminös riechender Dolomit; 3 m;
6. massiger Dolomit und Dolomitbreccie (1530 m); 5 m;
7. grünliche, dichte Kalkschiefer, übergehend in farblosere Kalke; 20 m;
8. dichte, graue, mehr oder weniger schiefrige Kalke; 22 m;
9. griffelig zerfallende Kalkschiefer, dunkelblau, mit Tonbelägen auf den Schichtflächen; 10 m;
10. tonige Kalkschiefer, Streifenkalkschiefer (1580 m); 3 m;
11. Kalkbänke, blau und gelb gebändert, mit eigenartigen, herauswitternden, porösquarzigen Zapfen; 2 m;
12. Liassbänderkalke, wechsellagernd mit Tonschiefern; 12 m;
13. Spatkalkbank und feine Breccien mit Crinoidenstielgliedern (1600 m); 20 m;
14. die Breccien werden gröber; 10 m;
15. plötzliches Erscheinen dunkelblauer Kalkbänke mit zwischenlagernden Schiefern; 12 m;
16. wieder Breccien und Bänderkalke, wechsellagernd mit Schiefern; 8 m;
17. zum Teil grobe Breccien (bis faustgrosse Komponenten) bis P. 1667 anhaltend; gehen nach oben weiter bis 1750 m, wechsellagernd mit Schiefern (Kalk- und Tonschiefer); 80 m;
18. bei 1770 m carnische Rohwacke der Silvretadecke.

1 bis und mit 6 umfasst den Aelahaupdolomit, 7 bis und mit 17 gehört dem Lias an.

Im Grenztobel zwischen Surava und Tiefenkastral können wir von unten nach oben folgendes Profil aufnehmen:

1. 1300 m: Serpentin, direkt den Hauptdolomit unterlagernd; 10 m;
2. 1340 m: heller Aeladolomit, im oberen Teil brecciös; 60 m;
3. 1380 m: Lias in Form miteinander wechsellagernder Kalkbänke und Kalk- und Tonschiefer. Darüber blaue, gebänderte Kalke.

In der untersten Val Gronda südöstlich Surava bricht der Lias mit schwarzen Ton- und Kalkschiefern und eingestreuten Kalkbänken in die Schlucht ab.

Fossilien.

Am NW-Grat des Piz Michèls und im Schaftobel finden sich in der untern Partie des Lias, in den grauen Mergelkalken, Arietiten und Belemniten in zwar kaum näher bestimmbarem Zustande. An einigen Ammoniten erkennt man zur Not die zweigefurchte Externseite und die einfache, starke Berippung als Kennzeichen für Arietites.

Crinoidenstielglieder erkannte ich in einem spätig-brecciösen Kalk unter P. 1667 südöstlich Tiefenkastral. Häufige Belemniten, in kleinen Exemplaren, trifft man in einem grauen, dichten, stark pyrit-

haltigen Kalk zwischen *Furcletta davains* und *Furcletta dafora*. Im allgemeinen ist der Aelalias sehr fossilarm; es gelingt deshalb auch nicht, ihn befriedigend in seine Zonen aufzuteilen.

Die die Arietiten beherbergenden Mergelkalke dürfen wohl zweifellos ins Sinémurien gestellt werden, währenddem die darunterliegenden quarzitischen Schichten dann dem Hettangien entsprechen müssen. Die übrigen, die Mergelkalke überlagernden Gesteinsserien umfassen die höhern Liaszonen, ohne dass es bis heute gelungen wäre, sie auf Grund ihres Fossilinhaltes oder besonderer lithologischer Kennzeichnung auseinanderzuhalten.

b) Tektonik.

Die erste richtige Darstellung der tektonischen Verhältnisse der Bergünerstöcke, die Abgrenzung der verschiedenen Decken und die Feststellung ihrer gemeinsamen Verfaltung verdanken wir *F. Zyndel* (6, 7, 27), dessen Profile alle wesentlichen Züge der Aelatektonik erkennen lassen. Allerdings hatte schon vor ihm *R. Helbling*, nach einem unveröffentlichten Manuskript zu schliessen, diese Tatsachen richtig erfasst, so dass wohl ihm (vgl. *Alb. Heim*, Geol. d. Schweiz, Bd. II, p. 683) das Verdienst zukommt, die erste Deckengliederung Mittelbündens durchgeführt zu haben.

Die Grossarchitektur des in den Bergünerstöcken gipfelnden einheitlichen Gebietes ist bedingt durch die nach N in liegenden oder schwach tauchenden Falten absteigende Aeladecke mit Hauptdolomit, Rhät und Lias. Wir unterscheiden darin von S nach N folgende Elemente:

1. Aelagewölbe mit anschliessender Mulde. Das Aelagewölbe wieder gliedert sich in die nach NNE geneigte Platte der Gipfelregion = südlicher Gewölbeschenkel, aus welchem die drei Gipfel nach Art der Churfürsten herausgeschnitten sind, ferner in die eigentliche liegende Gewölbebiegung. Die anschliessende Mulde (Aelamulde = Bergünermulde) ist nur im E erhalten, im W abgesichert;
2. *Furcletta*aufpressung;
3. Motta Palousa-Gewölbe (= Bergünenstein);
4. Crap Sees-Mulde, mit Einfaltung der Silvrettadecke = Suraver Deckenmulde.

1. Das Aelagewölbe mit anschliessender Mulde.

(Vgl. Profile II, IV, V, VI, VII, X, XI, XII.)

Die drei Gipfel — Piz d'Aela, Tinzenhorn und Piz Michèl — sind aus dem S-Schenkel des Aelagewölbes herausgeschnitten.

Im E, gegen das Albulatal hin, ist die daran anschliessende Mulde vertikal unter dem nördlich vorgeschobenen Gewölbe noch vollständig erhalten geblieben.

Die unter 20° einfallenden Dolomite im untersten Val Rots bezeichnen die nach S schauende Muldenumbiegung. Im Gewölbekern stecken carnische Rauhwacken und Schiefer. Gegen W wird die Mulde schwächer; der Gewölbekern, gekennzeichnet durch die Rauhwacken, und die den in der untern Val Rots entsprechenden Dolomite sind nördlich der Fuorela da Tschitta (Cotschens) in allerdings stark reduziertem Zustande noch zu erkennen. Gegen den Aelapass hin aber sitzt die den Gewölbekern des Aelagewölbes repräsentierende Rauhwacke als Basis der Aeladecke direkt den Gesteinen (Aptychenkalk) des unterostalpinen Deckenkomplexes auf.

Die nach W sich heraushebende Unterlage der Bergünerstöcke schneidet die an das Gewölbe anschliessende, im Albulatal noch vollständige, tiefe Mulde also in der Weise schief ab, dass im W, im Oberhalbstein, sogar der Gewölbekern des Aelagewölbes und die Lias-Muldenfüllung der Aelamulde mit der Überschiebungsfläche in Berührung kommen. Die Muldenbiegung und der liegende Muldenschenkel aus Hauptdolomit sind abgeschnitten.

Die Stirnbiegung des Aelagewölbes ist in wunderbarer Deutlichkeit in den nach N sich entwässernden Taleinschnitten der Val Spadlatscha, des Schaftobels und der westlich anschliessenden Kare mit gegen W abnehmender Vollständigkeit zu sehen (vgl. die Arbeit von *Fr. Frei*).

Die den Hauptdolomit des Aela-Michèl-Gewölbes bedeckenden Rhät-Lias-Massen sind auf dem verhältnismässig starren Dolomitkörper zum Teil wie eine Haut zusammengestaucht und in manchmal dicht gedrängte, kleine und mittelgrosse Fältchen zusammengestossen worden.

Solche Erscheinungen kann man z. B. hinten im Schaftobel und im Foppatobel an den die Kare voneinander trennenden Gräten beobachten; ferner an der Gewölbebiegung südlich den Furcletten, wo die Liasschichten bisweilen völlig zerknittert sind.

Das ist ein kleines Beispiel mehr für die auch anderwärts in noch viel grösserem Ausmasse gemachte Beobachtung, dass bei den tektonischen Bewegungen lithologisch, in Plastizität und innerer Reibung extrem verschiedene Sedimentkomplexe sich voneinander auch unabhängig verhalten und bewegen können, d. h. dem Prinzip des kleinsten Zwanges — angewandt auf geologische Vorgänge — gehorchend, dem Faltungsdruck auf verschiedene Art auszuweichen vermögen.

Der starre Dolomit wird innerlich zermürbt (tektonische Breccien daher bei ihm häufig) und in einfache Falten von grossem Radius, aber relativ geringer Amplitude gelegt. Es ist dies hauptsächlich da der Fall, wo er, wie in den Bergünnerstöcken, in grosser Mächtigkeit auftritt. Wenig mächtige Dolomitpakete können auch in engere Falten gelegt werden; doch weisen diese Falten (Crap Sees-Falten) niemals die Reinheit und Unversehrtheit auf, wie es bei solchen in mergelig-tonig-kalkigen Gesteinen der Fall ist, wie wir am Beispiel des Rhätes und Lias verdeutlicht sehen.

Einer der wichtigsten Faktoren für ein solches Verhalten ist natürlich die grobe Bankung des Gesteines und das Fehlen von tonigen Einlagerungen. Auch relativ spröde Gesteine, wie die Radiolarite oder die Quarzsandsteine, können, wie wir früher schon gezeigt haben, infolge ihrer Dünnschichtigkeit auf das Feinste gefältelt werden. Die Dolomite der Aeladecke jedoch sind durchwegs grob gebankt; 2 bis 3 m mächtige Bänke sind keine Seltenheit; deshalb auch ihr charakteristisches Verhalten gegenüber dem Faltungsdruck.

Am Piz Michèl wird der westliche Rest des Aelagewölbes an zwei zirka SSW-NNE-streichenden Brüchen zerteilt.

Die Bruchfläche des einen Bruches fällt von P. 2767 (westlich vom Gipfel des Piz Michèl) mit dem in der SW-Wand weithin sichtbaren breiten Band schräg nach SE. Dieses Band, das zum Aufstieg auf den Piz Michèl vom Oberhalbstein aus stets benutzt wird, ist bedingt durch diesen Bruch, der nach N zwischen P. 2882 und P. 3080 über den Grat streicht und nicht weit von hier ausklingen muss. An diesem Bruch ist der S-Teil des Piz Michèl etwas nach S abgesunken; wahrscheinlich nur um wenige Meter.

Ein zweiter Bruch, der zirka vertikal steht, zerteilt den Grat höchstens 300 m nordwestlich vom schon beschriebenen, in der Nähe von P. 2882. Wenn der erste Bruch sich an einer sauberen, haarscharfen Fläche vollzogen hat, so sehen wir das Gegenteil beim zweiten. Die die Gratschneide bildenden Rhätschichten sind durch ihn völlig zerstückelt worden. Auch hier ist die Verstellung der Schichten nur gering.

Dieser Bruch endet im S bei P. 2339 am Fuss der Michèl-SW-Wand; gegen N klingt er, wie der erste, wahrscheinlich allmählich aus.

Ein weiterer kleiner Bruch quert den Grat nördlich P. 2682 und verwirft die Liasgesteine hier etwas, und zwar sank der nördliche Teil vielleicht um 2 m ab.

Merkwürdig ist die Tatsache, dass diese Längsbrüche (in bezug auf das Streichen) am westlichen Randabbruch der Aeladecke einsetzen und gegen E augenscheinlich ausklingen. Es hängt diese Erscheinung vielleicht mit sekundären Absackungen am Deckenrande zusammen?

2. Die Furclettaaufpressung.

Der nördliche Muldenschenkel der unter dem Aelagewölbe liegenden Mulde erscheint unter der die Hauptdolomitstirn umhüllenden Rhät-Lias-Bedeckung auf der Passzone Furcletta davains-Furcletta dafora-P. 2386-P. 2444. Der Hauptdolomit dieses Muldenschenkels wird hier von der Aelagewölbestirn antiklinal aufgepresst, und der Zipfel dieser Aufpressung ist sogar nach N umgeschlagen und in die den Dolomit bedeckenden Liasgesteine hakenförmig eingedrückt worden (vgl. Profile II, V, VII).

In der Form von zwiebelartig in den Gräten sitzenden Dolomitkomplexen tritt infolge Zerstörung des frühern Zusammenhanges das Ganze heute als eine auf den ersten Blick etwas unverständliche Erscheinung vor uns. Man denkt zuerst wohl an eine relikthähnliche Einspiessung einer über der Aeladecke gelegenen tektonischen Einheit.

Zyndel hat diese Dolomiteinspiessungen zu einer selbständigen Decke vereinigt und diese unter dem Namen «*Suraver Zwischendecke*» (über der Aeladecke und unter der Silvrettadecke liegend) in die geologische Literatur (6, 7, 27) eingeführt. Er verband mit ihr auch die an der Basis der eingewickelten Silvrettadecke im Albulatal akzessorisch erscheinenden Dolomit- und Rauhwackelinsen. Neben der *Suraver Zwischendecke* unterschied er aber östlich vom Schaftobel noch existierende Einspiessungen ähnlicher Art, die er in richtiger Erkenntnis infolge ihrer leitenden Gesteine (Verrukano, Muschelkalk usw.) schon der Silvrettadecke zuwies.

Was *Zyndels* *Suraver Zwischendecke* anbetrifft, hatte *Trümpy* (37, 44) vollständig recht, der es als zu kühn und ungerechtfertigt bezeichnete, aus solch nebensächlichen Erscheinungen, wie es diese Dolomiteinspiessungen in der Tat auch sind, eine selbständige Decke konstruieren zu wollen.

Die genaue Untersuchung der Verhältnisse besonders an den Furcletten (F. *davains* und F. *dafora*) führte mich dazu, diese Erscheinungen wie oben angegeben zu erklären, d. h. als von unten, von der Aeladecke, speziell vom stark aufgeschürften Muldenschenkel der Aelamulde durch Aufpressung und nachherige teilweise Umstülpung entstandene Teile der Aeladecke selber anzusehen und nicht als Reste höherer Decken.

Für die Richtigkeit meiner Erklärung dieser Erscheinung kann ich folgende Details anführen:

1. die Dolomite entsprechen ihrer Facies nach genau dem Aelahauptdolomit;
2. die Rauhwacke, welche an der Furcletta *davains* erscheint, ist tektonischen Ursprungs, kann jedoch als Raiblerrauhwacke angesehen werden, wie *Zyndel* es glaubte. Den Dolomit begleiten keine fremden Gesteine. Er liegt vollständig allein in den ihn auf drei Seiten umhüllenden Liasschiefern, die sich auch unter ihm durchziehen, so dass er keinesfalls direkt von unten hinaufgestossen worden sein kann;
3. an der Furcletta *davains* biegt der Lias zwischen dem antiklinal aufgepressten Muldenschenkel und dem Dolomitzipfel nördlich davon sichtbar in Form einer falschen, überkippten Antiklinale um;
4. der mit dem Muldenschenkel noch in Verbindung stehende, vertikal aufsteigende Dolomit zeigt, wo ihm eine solche Dolomiteinspiessung nördlich vorgelagert ist, keinen Gewölbeschluss (P. 2444, Profil II, F. *dafora*, Profil V). Eine direkte Verbindung mit dem nördlich im Lias eingebetteten, tauchenden Dolomitzipfel liegt auf der Hand (Profil II, V, VII).

3. Das Motta Palousa-l'Era-Gewölbe.

Die Linie Motta Palousa-l'Era-Spi d'miez (beim Zusammenfluss von Schaftobelbach und Foppabach) bezeichnet das Gewölbe, dessen anschliessende Mulde die Crap Sees-Mulde ist.

Zwischen diesem nach N übertriebenen Gewölbe, das im W durch die Erosion völlig zerstört worden ist, und der Furclettaaufpressung weiter südlich können wir noch zwei bis drei verschiedene Hauptdolomitaufwölbungen feststellen. Die Amplitude dieser wellenförmigen Aufwölbungen ist gering.

Im Schaftobel erscheint der Hauptdolomit unter Rhät in einem schönen Bogen. Im Foppatobel sehen wir drei solcher Hauptdolomitaufbiegungen, wovon die nördlichste, ähnlich der Furclettaaufpressung, sogar bis in den Spi d'miez-Grat aufsteigt (Profil VII und VIII). Auf der W-Seite des Spadelgrates sind zwei derartige Aufwölbungen ebenfalls trefflich zu sehen, einmal bei Prada sot und dann östlich des l von «Alp von Tiefenkastel».

Der südliche, normale Gewölbeschenkel des Motta Palousa-l'Era-Gewölbes ist sehr stark ausgedünnt bei Spadel-l'Era und noch viel mehr am Motta Palousa-Michèl-Grat, wo der Dolomit sogargestreckt und in Linsen zerrissen worden ist. Um so bemerkenswerter ist dann das plötzlich starke Einsetzen des Aelahauptdolomites an der bereits erwähnten Linie, am Motta Palousa-Gewölbe. Vollständig geschlossen ist das Gewölbe nur im E, im Foppatobel und Schaftobel. Unter Ausquetschung des Rhätes und Lias grenzt der Hauptdolomit hier unmittelbar an den Verrukano-Quarzporphyr der Silvrettadecke an.

Gegen Westen schiebt sich mit zunehmender Mächtigkeit der Lias und auch das Rhät zwischen den Aelahauptdolomit und die Silvrettadecke (siehe tektonische Karte).

4. Die Crap Sees-Mulde.

Die an das Motta Palousa-Gewölbe anschliessende, orographisch tieferliegende Mulde nennen wir in bezug auf die Aeladecke allein Crap Sees-Mulde. Im Hinblick aber auf die in diese Crap Sees-Mulde eingefaltete Silvrettadecke sprechen wir im weitern Sinne von der Suraver Deckenmulde.

Im W wurde das Motta Palousa-Gewölbe nach N vorgetrieben, so dass die Mulde sich zum grössten Teil vertikal unter ihm befindet. Es ist denn auch hier das Stück, wo eine Einwicklung sichtbar wird. Die in der Bucht der Tiefenastler Alp zum Vorschein kommende Aroser Schuppenzone hat die Aeladecke und diese wiederum die Silvrettadecke eingewickelt. Wir sehen hier also den seltenen Fall verwirklicht, wo verschiedene, übereinanderliegende Decken konform miteinander verfaltet wurden.

Die Dolomite der Motta Palousa und von l'Era fallen unter zirka 60° nach S; sie weichen von der Motta Palousa nach S zurück, biegen nördlich der Val da Burvagn nach S geschlossen um und steigen, kompliziert verbogen, in den Grund der Crap Sees-Mulde hinunter. Hier sind sie im Crap Sees in zwei handorgelbalgartig zusammengequetschte Falten gelegt.

Von Tgiant Ladrung nach Cargnola steigt der Dolomit, in Linsen zerrissen, nach N in die Höhe und ist von hier, gegen E axial absteigend, in einer ununterbrochenen Zone bis zur Val Gronda südöstlich Surava zu verfolgen. Die Mulde ist austapeziert durch den mächtigen Lias.

Das Rhät, auf der Zone Motta Palousa-l'Era noch vorhanden, keilt gegen N aus, und der Lias liegt hier wahrscheinlich zum Teil schon primär direkt auf dem Hauptdolomit. Eine Transgression ist besonders dort anzunehmen, wo dieser in seinen obersten Teilen brecciös ist.

Die Profile II und III geben die tektonischen Verhältnisse an der Motta Palousa und am Crap Sees nur schematisch wieder.

Die sauberen Falten, wie ich sie am Crap Sees der Deutlichkeit und Einfachheit halber gezeichnet habe, sind natürlich nicht in der Reinheit anzutreffen. Das Bild ist verwischt durch eine intensive Zerdrückung und Verruschelung der ganzen Dolomitmasse. Man findet keinen Meter intakten Dolomites mehr; Schichtung ist kaum sichtbar; alles ist die Kreuz und die Quer von Rutschflächen durchsetzt und so der ganze Conterser Stein innerlich in ein Haufwerk grösserer und kleinerer Dolomitkomplexe aufgelöst.

Dennoch gelang es, die innere Struktur, den schematisch primären Bauplan zu erkennen, infolge der dem Dolomit überall eng anliegenden Liasschieferkalke, welche in zwei Bändern zwischen die steilgestellten Falten eingepresst wurden und sich auf P. 1483 sowie nördlich und südlich davon über die drei Dolomitgewölbe biegen.

Das nördliche der beiden Liasbänder quert bei P. 1133 auf der S-Seite der dortigen Lawinengalerie die Julierstrasse und keilt wohl etwas unter ihr aus. Das südliche Liasband quert bei P. 1139 die Julierstrasse und keilt mitten im Dolomit aus, bevor es die Julia erreicht hat.

Der Crap Sees setzt in der Motta da Vallac auf das W-Ufer der Julia hinüber. Die Liasbänder jedoch fehlen in der Dolomitmasse hier; sie heben sich wohl nach W in die Luft hinaus.

Die Verbindung der Dolomite der Motta Palousa mit denjenigen von Uigls geht nicht mit der Einfachheit vor sich, wie es die Profile II und III zeigen, vielmehr deuten Fallen und Streichen auf wahrscheinlich rein lokale Komplikationen hin, und zwar wird es sich um Brüche handeln, welche, durch eine späte Bewegungsphase provoziert, die vorher einheitliche Verbindung der Dolomite miteinander etwas gelöst haben.

Die nach N ausgebogene Val da Burvagn gibt ungefähr die Einbuchtung der von Uigls zum Crap Sees hinuntersteigenden Dolomite an. Die nach S schauende Muldenumbiegung ist schwach eingedrückt und am untern Ende, nördlich la Val, an einem Bruch nach N vorgeschoben worden.

Am Pfad, welcher von la Val nach P. 1483 hinaufführt, liegt der Hauptdolomit zum Teil diskordant auf den stark nach S fallenden, an der Bruchfläche leicht nach N geschleppten Liaskalken und -schiefern.

Die dünnbankigen Dolomite südlich davon zeigen noch sekundäre, leichte S-förmige Verbiegungen.

Wie schon einmal gesagt, ist der Zusammenhang der Dolomitzone vom Crap Sees über Cargnola nach NE stellenweise stark gelockert. Eine über dem Serpentin von Tgiant Ladrung lagernde mächtige

Dolomitlinse stellt die Verbindung zwischen dem südlichen Crap Sees-Dolomit und dem über Cargnola einsetzenden und bis Surava streichenden Dolomitzug dar. Dieser wieder wird von verschiedenen Vertikalbrüchen zerteilt.

Durch das die Grenze zwischen den Gemeinden Tiefenkastel und Surava bildende Tobel verläuft ein Bruch, welcher ebensowohl den Sulzfluhkalk als auch den überlagernden Serpentin und den Aela-Hauptdolomit etwas verwirft, und zwar in der Art, dass die E-Seite gegenüber der W-Seite um zirka 10—15 m abgesunken erscheint. Schöne Rutschharnische weisen der Hauptdolomit und der Sulzfluhkalk auf.

Weitere ähnliche Brüche, aber ohne nennenswerte Vertikalverschiebungen, reihen sich nach E an. Die kalkig-brecciöse Ausbildung des Hauptdolomites ist besonders stark von Brüchen durchsetzt, und zwar ebensowohl von horizontalen als auch von vertikalen.

5. Die Toissaklippe und ihre Parallelisation.

Der Toissa hängt nicht mehr mit der Aeladecke zusammen; er ist eine ostalpine Klippe, die einer völlig penninischen Unterlage aufsitzt.

Am Toissa fällt die gesamte Schichtenfolge — Hauptdolomit Rhät-Lias — nach W; die Grösse des Fallwinkels nimmt von E nach W ab. Die Auflagerungsfläche steigt nach W auf, so dass am W-Rand der Lias an die Überschiebung hinab gelangt; gegen den Kontakt mit der penninischen Unterlage steht er wieder steiler.

Die Dolomite am Eingang zur Val Gronda, dem karartigen, nach E geöffneten Loch im Toissa, fallen zirka 60° W; östlich Furcletta auf der W-Seite des Berges fallen die Liasschichten 30° W.

Auf der S- wie auf der N-Seite kann man etwas östlich Ziteil ein kleines, im Bau des Toissa völlig verschwindendes, zirka NNW-SSE-streichendes Fältchen erkennen, welches Fältchen von *R. Staub* (9) als Ausdruck einer grossen Querfalte angesehen wurde (tektonische Karte und Profile X, XI, XII). *Staubs* Interpretation dieser Erscheinung kann nach einer genauern Untersuchung nicht mehr aufrecht-erhalten werden. Die Erklärung für die Entstehung dieses Fältchens hat man meiner Meinung nach in der eigenartigen Lage des Toissa zu suchen. Ich glaube, dass es sich um ein durch seitliche Stauung erzeugtes Fältchen (Staufältchen), eine lokale, auf den Toissa beschränkte « Querfalte » handelt; eine solche seitliche Stauung ist aber sehr leicht denkbar, da das stauende Hindernis im W in der Form einer stärkern Aufbiegung der penninischen Basis am Piz Curvè ja vorhanden war, und so erfordert es nur noch die Annahme einer etwas nach W gerichteten Komponente im S- oder SE-Schub, um die Entstehung des Fältchens befriedigend erklären zu können.

Für die Parallelisation des Toissa fallen in Betracht die Furclettaaufpressung und das Piz Michèl-Gewölbe.

Wir haben gesehen, dass die Breccieneinstreuung im Lias von SE nach NW an Bedeutung zunimmt, und zwar so, dass wir am Piz Michèl nur geringe, unter der Motta Palousa aber die mächtigste Brecci-entwicklung erscheinen sehen. Wäre der Toissa die westliche Fortsetzung der in der Suraver Deckenmulde liegenden und im Crap Sees und der Motta da Vallac angeschnittenen Dolomit-Liasmassen, so müsste man erwarten, dort die grössten Breccien zu finden. Überdies fehlt das Rhät der Muldenregion vollständig, während es am Toissa, wie wir im stratigraphischen Unterabschnitt gesehen haben, in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden ist.

Der Toissa kann mit seinen feinkörnigen, feinen, sandigen Liasbreccien nur als die westliche Fortsetzung der durch das Aelagewölbe aufgepflügten Furcletta-Dolomit-Lias-Massen oder als diejenige des Aelagewölbes selber aufgefasst werden. Bei einer Parallelisation mit dem Crap Sees müsste man eine gewaltige Aufbiegung, die das Stück zwischen Toissa und Motta da Vallac überbrückt, zu Hilfe nehmen. Da wir keine Anhaltspunkte besitzen, die für eine solche Aufwölbung auch im penninischen Untergrunde sprächen (denn diese wäre unumgänglich nötig, um den Kern des gedachten Bogens zu füllen), so fällt eine derartige Parallelisation ohne weiteres dahin.

Zugunsten einer Parallelisation mit der Furclettaaufpressung könnte folgendes gesagt werden:

Der Lias des Toissa kann unschwer mit demjenigen der Furcletten verglichen werden. Das Rhät findet sich an den Furcletten (Furcletta dafora und Furcletta davains), wenn schon es auf dieser Zone

vielfach tektonisch weggequetscht worden ist, dennoch in einer solchen Ausbildung, die einer Parallelisation mit dem Toissarhät nicht hindernd im Wege stehen kann. Ferner ist auf der S-Seite des Toissa an verschiedenen Stellen ein noch sichtbares Ansetzen zu einer Abbiegung der Lias-Rhät-Schichten nach unten wahrzunehmen, was für einen schwach antiklinalen Bau des Toissa spricht. Man könnte ihn in der Weise als die geschwächte, d. h. ausflachende Fortsetzung der antiklinalen Aufpressung der Furelettenzone betrachten.

Was ein Vergleich der Mächtigkeit der Schichtglieder anbetrifft, so ist aus geologischer Karte und Profilen leicht ersichtlich, dass der Hauptdolomit und das Rhät des Toissa mächtiger sind als an der Furelettenzone. Diese Umstände sprächen eher zugunsten einer Parallelisation mit dem Piz Michèl-N-Ende.

Einen weitem Beweis für eine solche Verbindung im Toissafältchen und im W-Fallen der Schichten zu sehen, halte ich für verfehlt. Ich glaube nicht, dass man das Toissafältchen oder das W-Fallen der Schichten als das Rudiment einer Aelagewölbebiegung betrachten darf und sich dabei vorzustellen, dass die Stirnbiegung des Aelagewölbes ein derart bogenförmiges, ja fast kreisförmiges Rundumstreichen mitmache. Die tektonische Karte zeigt uns das schwach bogenförmige Verlaufen der Aelagewölbebiegung im Hauptdolomit und das dazu quer verlaufende Streichen des Toissafältchens. Auf diese Dinge werden wir später im Zusammenhang mit den Streichrichtungen innerhalb der Aeladecke noch zu sprechen kommen.

Es handelt sich hier nur darum, zu zeigen, dass eine solche Parallelisation bedeutend viel mehr Schwierigkeiten bereitet, als die zuerst angedeutete mit der Furelettenzone, denn ohne ein separates Drehen des Toissa um seine eigene Axe (was, wie wir später ebenfalls sehen werden, kaum stattgefunden haben kann), kommen wir bei einer Parallelisation mit dem Piz Michèl nicht aus.

Wenn wir das Rhät und den Lias des Toissa mit den entsprechenden Formationen am Piz Michèl vergleichen, ergeben sich auch hier nicht unerhebliche Unterschiede. Dem Toissalias fehlt z. B. jene mächtige Serie grauer Mergelkalke, welche die Arietiten geliefert haben, und dem Rhät fehlen hier in dessen mittlern Partie die dort bezeichnenden, 2—3 m mächtigen blaugrauen Kalkbänke.

Meiner Ansicht nach scheint der Toissa am ehesten dem nördlichen Muldenschenkel der Aelafalte zu entsprechen.

Die nächstliegende Frage ist nun aber: wie setzen sich der Crap Sees, dessen Lias, die Gewölbe-füllung des Motta Palousa-Gewölbes (= Aroser Schuppenzone) wie endlich der Flysch nach W hin fort, d. h. wie und wo endigen sie zwischen den mesozoischen Curverschiefern und der Toissaklippe?

Betrachten wir die geologische Karte, so wird sofort klar, dass ich der Beantwortung dieser Frage durch eine wohlmeinende, gewaltige, alles Anstehende sorgfältig verbergende Schutt- und Moränenhäufung eigentlich enthoben wäre. Von der Unterlage des Toissa kommen im S, W und N nur die penninischen Schiefer, Ophiolithe und Trias von Tiefenkastel-Stürvis zum Vorschein.

In den Profilen IX, X, XI und XII habe ich dennoch versucht, für die Verhältnisse unter dem Toissa eine plausible Darstellung zu geben, mich dabei auf die von Herrn Prof. *Arbenz* zur Erklärung dieser mysteriösen Verhältnisse erstmals angetönten Hypothese stützend.

Danach hat man sich vorzustellen, dass die tektonischen Elemente der E-Seite auf der W-Seite des Juliatales tektonisch transgressiv nach W mit schwach tektonischer Diskordanz auf der ruhig ostwärtsfallenden penninischen Unterlage endigen. Damit fände aber auch das W-Fallen der Schichten am Toissa seine natürliche Erklärung. Die Konsequenz wäre, dass die Furelettaaufpressung bei Ziteil ihre primäre W-Grenze gefunden hat, währenddem es leicht denkbar ist, dass das Aelagewölbe sich darüber hinweg ursprünglich noch weiter nach W fortgesetzt hat.

Eines dürfen wir nur mit Bestimmtheit behaupten, dass die penninische Unterlage mit konstantem Fallen nach E sinkt; das können wir beweisen durch Beobachtungen nördlich vom Toissa (Stürvis-Tiefenkastel) und südlich davon bei Mundaditsch, am Martegnas, in der Val Nandrô und bei Präsenz, Reams und Savognin.

Damit verliert aber die von *R. Staub* postulierte «Saluxer Kulmination», die die südliche Fortsetzung der Vättiser Kulmination sein soll, ihre Existenz. Die scheinbare, auch von mir zuerst

angenommene Queraufwölbung zwischen Motta da Vallac und Toissa wird vorgetäuscht durch das bogenförmige Hinübersetzen des Crap Sees in die Motta da Vallac. Diese wird wohl nicht viel weiter westlich unter der mächtigen Schuttbedeckung endigen. Darunter liegt die ausgequetschte, wahrscheinlich hier schon nur mehr durch die Serpentine vertretene Aroser Schuppenzone und der Flysch, welche danach sehr tief schon ihr westliches Ende finden müssen. Zur Veranschaulichung des Gesagten verweise ich nochmals auf die Profile IX, X, XI und XII.

6. Das Längsprofil östlich der Julia.

Das Längsprofil nach E ist bis zum Schaftobel einfach gestaltet. Das regionale E-Fallen ist nicht konstant; schwach wellenförmige Aufbiegungen bringen etwelche Abwechslung in das allgemeine Absteigen der Faltenaxen nach E.

Im Raume zwischen Motta Palousa, Piz Michèl, Tinzenhorn, Spi d'miez verlaufen die Schichten in W-E-Richtung mehr oder weniger horizontal; im Spadeltobel, westlich l'Era ist sogar schwaches W-Fallen festzustellen. Der Zirkus der Alp von Tiefenkastral liegt in der Depression und erscheint in seiner Form durch die geschilderten Verhältnisse des Längsprofiles mitbedingt.

Ein stärkeres Herausheben der Axen nach W ist am Grate Motta Palousa-Michèl zu bemerken, währenddem nach E ein flexurartiges Abbiegen auf der Linie Spi d'miez-Tinzenhorn stattfindet, wobei jedoch die Schärfe dieses Abbiegens nach S stark gemildert erscheint.

Im untersten Teil der Val Gronda südöstlich Surava habe ich in den Liaskalkschiefern der Aeladecke wiederum sehr steiles Axialgefälle gemessen, nämlich 40° E und ein Streichen von $N 20^{\circ}$ W. Der den Lias überlagernde Alteindolomit der Silvrettadecke steigt mit sichtlichem Widerstreben unter gewaltiger Ausquetschung über diese Schwelle nach W hinauf.

Dieses flexurartige Absinken nach E macht sich bis ins Gebiet der Alp von Tiefenkastral hinauf bemerkbar. Von E her sinken die Schichten ebenfalls schwach gegen diese Depression ein, wie man durch Messungen am Radiolarit oben im Spadeltobel und am Alteindolomit unten südöstlich Surava eindeutig feststellen kann. Schon vom Tal aus sieht man das schwache W-Fallen an der Alteindolomitwand östlich von Val Gronda.

Was die Crap Sees-Mulde unter der Motta Palousa anbetrifft, scheint sie sich nach E zu vereinfachen. Mit dem gegen E allmählich Mächtigerwerden der Silvrettadecke muss meiner Meinung nach ein Ausglätten der Crap Sees-Falten und ein Schmächtigerwerden des mit Liasgesteinen erfüllten «Sackes» Hand in Hand gehen. Am Bergünstein ist in der Tat der Lias in seiner Mächtigkeit nur mehr ein kleiner Rest der gewaltigen Liasmassen unter der Motta Palousa in der Crap Sees-Mulde. Von dem starken Überliegen der Dolomite am Motta Palousa-Gewölbe ist gegen das Schaftobel hin nicht mehr viel zu bemerken; deshalb auch der schiefe Muldenschnitt von Profil X. Schon im Spadeltobel fällt der nördliche Gewölbeschenkel, soweit er sichtbar ist, zirka vertikal in die Tiefe. Allerdings bleibt das Motta Palousa-Gewölbe in seiner, den Beginn einer grösseren, im E allmählich ausklingenden Einwicklungszone kennzeichnenden Gestalt noch bis zum Bergünstein wenigstens erhalten. Wir können deshalb östlich vom Schaftobel mit Recht eigentlich auch nicht mehr von einer richtigen Einwicklung sprechen, höchstens von einer Einfaltung.

Mit dem Schaftobel, begünstigt durch das raschere Absinken der Aeladecke nach E, setzt die Silvrettadecke auch in bedeutenderem Masse ein; das geht mit grosser Deutlichkeit aus der tektonischen Karte hervor.

7. Die Streichrichtungen innerhalb der Aeladecke.

Im grossen und ganzen streichen die Falten der Aeladecke W-E; sie verdanken ihre Existenz einem direkten Schub von S.

In den höchstgelegenen Teilen der Aeladecke, also am Aelagewölbe selber, finden wir das normalste, der W-E-Richtung am meisten angenäherte Streichen. Mit dem nach N treppenförmigen Absinken der Aeladecke in die Crap Sees-Mulde nehmen die Abweichungen vom Normalstreichen zu.

Ein gesetzmässiges Ändern des Streichens können wir auch, von E nach W wandernd, feststellen. Die Grossfalten der Aeladecke — Stirnbiegung des liegenden Aelagewölbes, Furelettaaufpressung und

Motta Palousa-l'Era-Gewölbe — beschreiben einen gemeinsamen nach N schwach vortretenden Bogen (vgl. tektonische Karte).

Auf der uns schon bekannten Abbiegung nach E auf der Linie Spi d'miez-Tinzenhorn kann ich folgende Streichenmessungen anführen:

Östlich P. 1741 im Lias des Spi d'miez-Grates N 35° W; nördlich P. 2244 im Schaftobel, im Lias N 61° W; südlich P. 2244 im Hauptdolomit N 61° W; westlich unter Furcletta davains im Hauptdolomit N 77° W.

Auf der bezeichneten N-S-verlaufenden Abbiegung der Deckenbasis messen wir überall ein Streichen von der allgemeinen Formel N x° W, wobei x im N kleinere Werte aufweist als im S gegen das Tinzenhorn zu, infolge der nach S allmählich sich ausgleichenden Härte des Abbiegens.

Auf einer Zone, die durch die Punkte l'Era-Spadel und Furcletta dafora festgelegt ist, können wir folgendes Streichen messen:

Bei l'Era im Hauptdolomit N 53° E; im Foppatal am E-Fuss des Spadel-Grates N 68° W im Hauptdolomit; weiter südlich N 81° E; über Prada sot im Hauptdolomit N 78° E; auf dem Spadelgrat im Lias N 67° W.

Wir sehen auf dieser Zone ein langsames Umschwenken der Streichrichtung von zirka WNW in zirka WSW bis SW.

Auf einer Zone, die wieder durch die Punkte Motta Palousa -P. 2444 Piz Michèl gegeben ist, können wir folgendes Streichen feststellen:

Östlich unter der Motta Palousa im Rhät N 70° W; am Tiefenastler Alpweg oben an der Basis der Motta Palousa-Dolomite N 80° W. Unter der Motta Palousa am Grate, der gegen Tiefenastel absteigt, im Lias N 45° E. Westlich unter der Motta Palousa im Hauptdolomit N 32° E.

Um die Motta Palousa herum stellen wir ein allmähliches Drehen des Streichens fest. Am Dolomit nördlich Uigls N 65° E. Südlich P. 2444 im Lias N 60° E. Südöstlich Spinatscha im Dolomit am Fuss der Michèl-SW-Wand N 55° E; und endlich am Piz Michèl 100 m westlich unter dem Gipfel N 80° E. In der festgelegten Zone konstatieren wir ein Streichen von der allgemeinen Formel N x° E oder WSW bis SW; damit haben wir den unumstösslichen Beweis für ein bogenförmiges Streichen aller Elemente von E (Schaftobel = Streichen N x° W) nach W gewonnen; auch hier jedoch, wie im E, nähert sich das Streichen im S (Piz Michèl) mehr der allgemeinen W-E-Richtung als im N.

Im Gebiete des Crap Sees verteilt sich das Streichen wie folgt:

Lias nach der Lawinengalerie bei P. 1133 auf der Julierstrasse: zirka E-W. Im Tobel, das hier mündet, bei 1500 m zirka E-W. Auf P. 1483 am Crap Sees im Lias N 50° E. Lias nördlich La Val N 70° E. Dolomite nördlich La Val N 52° E. Dolomite südlich Uigls am Abbruch in die Val da Burvagn N 85° W.

Wenn wir die am Crap Sees, an der Motta Palousa und am Piz Michèl festgestellten Streichrichtungen zur Bestimmung der tektonischen Stellung des Piz Toissa benutzen, ergeben sich dabei ganz merkwürdige Resultate.

Alle die in Frage kommenden tektonischen Elemente der E-Seite des Juliatals ziehen in ihrem Streichen südlich am Toissa vorbei, keines weist auf eine direkte Verbindung mit dem Piz Toissa hin. Ebensovienig deuten die Streichrichtungen am Piz Toissa auf eine unmittelbare Verbindung mit der Aeladecke hin. Nordöstlich unter dem Gipfel streicht der Lias N 40° W, südwestlich unter dem Gipfel N 50° E; der Hauptdolomit des Toissafälthens auf dessen S-Seite N 50° E und auf der N-Seite N 25° W. Das Streichen wird hier vor allem beeinflusst durch das allgemeine W-Fallen der Schichten.

Zur Aufrechterhaltung der früher dargelegten Parallelisation des Piz Toissa mit der Furcletta-aufpressung nördlich des Piz Michèl müssen wir annehmen, der Toissa habe schon frühzeitig seine einstige Verbindung mit der Aeladecke verloren und sei als isolierte Scholle bei einer spätern Bewegung nach N geschoben worden, sei es durch eine Art Transversalverschiebung in der Aeladecke oder mehr passiv mitgetragen von der nachträglich sich bewegenden penninischen Unterlage.

Was für Anhaltspunkte können eine derartige Behauptung stützen?

Dass das Penninikum in einer spätalpinen Bewegungsphase nochmals aktiv sich bewegt hat, wird ebensowohl im Wallis als auch in Graubünden durch die Tatsachen bewiesen (z. B. Mischabelrückfalte und nach S schauende Antiklinalen im Rücken der Surettadecke).

Eine direkte Stütze für diese Deutung darf man vielleicht in den starken Faltungen im N des Toissa, im Schyn (Gelbhorndecke) und weiter in der Steilstellung der Schiefer bei Mundaditsch auf der S-Seite des Toissa, ferner in den Komplikationen am Crap Sees sehen. Der erste penninische Stoss in der spät-alpinen Bewegungsphase stellte die Schiefer bei Mundaditsch steil, weil der Toissa für ihr Vordringen nach N doch ein gewisses Hindernis bot. Die nachfolgenden Stösse vermochten ihn dann etwas mit nach N zu schleppen.

Wollte man im Piz Toissa das gänzlich gegen W schauende, abgedrehte Ende des Aelabogens erblicken, so müsste man eine mächtige Transversalverschiebung annehmen, die ihn um zirka 3—4 km nach NW vorgeschoben und dabei noch mehr gedreht hätte, wofür uns aber vorderhand jegliche Anhaltspunkte fehlen.

8. Verhältnis der Aeladecke zur Suraver Deckenmulde.

Das normale Streichen der Aeladecke verläuft in W-E-Richtung und kommt angenähert im Verlauf des südlichen Absturzes gegen Bleis Ota-Ils Orgels-Fuorela da Tschitta-Val Rots zum Ausdruck. Die Suraver Deckenmulde hingegen streicht ENE-WSW wie die Landwasser Deckenmulde, deren direkte, etwas in die W-E-Richtung abgelenkte Fortsetzung sie darstellt. Infolge dieser Verschiedenheit im Streichen der Silvrettadecke und der Aeladecke nähern sich ihre Elemente gegen W. Aelagewölbe und Suraver Deckenmulde sind am Piz d'Aela noch zirka 10 km voneinander entfernt, am Piz Michèl im W aber nur noch zirka $5\frac{1}{2}$ km. Hier ist der Ort (südlich Surava), wo die eigentliche Fortsetzung der Landwasser Deckenmulde = Suraver Deckenmulde sich mit der Crap Sees-Mulde, die allem nach den nach N konvexen Bogen des Aelagewölbes mitmacht, kreuzt und von hier, mit ihr gemeinsam eine Synklinale bildend, bis zu ihrem endgültigen Ausstreichen in die Luft nach W (Motta Palousa) verläuft.

Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass die so vereinigte Crap Sees-Suraver Decken-Mulde in ihrem W-Ende nahezu in die E-W-Richtung umgedreht erscheint, offenbar unter der Einwirkung der spätern hier in SN-Richtung wirkenden Schübe in der Aeladecke, speziell in der Aelafalte. Gegen E divergieren allem nach die Suraver Deckenmulde und die Crap Sees-Mulde, was man am Verlauf der Silvrettafalten in die Muchetta (Landwassertal) einerseits und am Verlauf des Motta Palousa-Gewölbes in den Bergünstein anderseits bewiesen sehen darf.

V. Die Silvrettadecke.

Allgemeines.

Die Silvrettadecke ist in dem von mir bearbeiteten Gebiete zum Teil dank ihrer Einwicklung in die Aeladecke erhalten geblieben. Als nach W ausdünnende Zunge erscheint sie von E her in der Suraver Deckenmulde und hebt sich nördlich der Motta Palousa stark zerquetscht in die Luft hinaus. Sie findet hier ihre südwestlichste Grenze.

In zwei Schuppen geteilt, zeigt sie nur im Schaftobelquerschnitt noch eine einigermaßen normale Serie mit allen Schichtgliedern vom Quarzporphyr-Verrukano bis und mit dem carnischen Rauhwackenkomplex. Gegen W verschwindet, mit Ausnahme von Quarzporphyr, Arlbergdolomit, Alteindolomit und carnischer Rauhwacke, eine Triasstufe nach der andern.

a) Stratigraphie.

Als Grundlage für die Stratigraphie der Silvrettadecke hat mir das Schema von *Eugster* und *Leupold* gedient; ich darf mit Recht auf deren Arbeiten (47) hinweisen, um mich dabei zu begnügen, in diesem Unterabschnitt nur das Wesentliche, für mein Gebiet In-Betracht-Fallende hervorzuheben.

1. Quarzporphyr und Verrukano (Permien-Werfénien).

Im Schaftobel 100 m südlich vom Zusammenfluss des Foppabaches mit dem Schaftobelbach treffen wir auf den Quarzporphyr. Er ist von grüner Allgemeinfarbe und zeigt deutliche Spuren starker tektonischer Beanspruchung. In einer grün bis rötlich gefärbten Grundmasse erkennt man makroskopisch viele kleine, weisse, rundliche Quarze; er ist zum Teil stark schiefrig geworden und dürfte wohl vielfach ein umgewandelter Quarzporphyrtuff sein.

Gegen den Grat des God digl Bogn hinauf keilt er aus, und wir finden ihn erst wieder in dem tief hinabgreifenden Einschnitt der Val Gronda.

An beiden Orten (Schaftobel und Val Gronda = östliche Seite) stösst er unmittelbar an die Gesteine der Aeladecke an. Im Schaftobel grenzt er an den Aelahauptdolomit an; wir können die Grenze zirka 100 m weit bachaufwärts aufgeschlossen verfolgen. Der Hauptdolomit ist an der Überschiebungsgrenze der Silvrettadecke stellenweise bis 1 m tief in tektonische, löcherige, kieselreiche, durch Eisenoxyd rot gefärbte Rauhwacke übergegangen. Randlich sind Partien des Quarzporphyrs in den Hauptdolomit eingepresst worden, und umgekehrt finden wir auch solche des Hauptdolomites im Quarzporphyr drin.

In der Val Gronda (E-Seite) steht der Quarzporphyr im Kontakt mit den Liasschiefern der Aeladecke. Von hier verfolgen wir ihn oftmals unterbrochen nach W bis unter die Motta Palousa; gegen diese hin, von der westlichen Val Gronda an, schiebt sich zwischen ihn und die Aeladecke der Silvrettadecke zugehöriger Dolomit (Hauptdolomit?) und Rauhwacke ein.

Der Quarzporphyr liegt in manchmal ausdünnenden, dann aber wieder gewaltig anschwellenden Linsen an der Basis der Silvrettadecke in der Suraver Deckenmulde; gegen die Gräte hinauf keilt er regelmässig aus. Im Schaftobel noch wenig mächtig, neben dem hier mächtigen Verrukanosandstein und -konglomerat auftretend, herrscht er von der Val Gronda nach W ausschliesslich allein und erreicht in der Trockenrinne nordwestlich der Alp von Tiefenkastral eine maximale Mächtigkeit von zirka 65 m.

Der Verrukano (inklusive Buntsandstein) besteht aus Sandsteinen, feinsandigen Tonschiefern und Konglomeraten von durchwegs roter Färbung. Ich gebrauche hier die Bezeichnung Verrukano an Stelle des umständlichen Namens «Permo-Werfénien» oder «Verrukano-Buntsandstein». Es handelt sich wohl grossenteils um Buntsandstein.

Im Schaftobel liegt er als zum Teil grobes Konglomerat mit grossen, kantigen, weissen Quarzen über dem Quarzporphyr. Gegen den Grat des God digl Bogn keilt er wie der Quarzporphyr aus und erscheint erst wieder in der Val Gronda, wo er feinsandig, tonschiefrig ist, und zwar weist er manchmal ein so dichtes Gefüge auf, dass man ihn mit Gesteinen aus den Raiblerschichten oder roten Radiolarientonschiefern verwechseln könnte. In der östlichen Val Gronda ist der Verrukano schon ausgekeilt und kommt weiter westlich nicht mehr zum Vorschein. Seine maximale Mächtigkeit beträgt zirka 30 m.

2. Die Campilerschichten (Werfénien).

Der Verrukano im Schaftobel wird von den «Campilerschichten» (*Eugster*) überlagert. Es sind dies flasrige, weisse bis gelbe dolomitische Quarzite, die nur wenige Meter mächtig, gegen W endgültig auskeilen. Im weitem Verlauf der Silvrettadecke gegen W kommen sie nirgends mehr zum Vorschein.

Die untersten Triasstufen sind im Schaftobelquerschnitt schon so reduziert und mechanisch misshandelt, dass es ausserordentlich schwer hält, hier die einzelnen Glieder noch auseinanderzuhalten.

3. Die Recoaroschichten (unteres Anisien).

Als Vertreter der Recoaroschichten erscheinen über den Campilerschichten im Schaftobel typische Knollenkalke und -dolomite in der durch *Eugster* bekannten Ausbildung. Es sind kieselreiche, arg verdrückte, gelb anwitternde, geschichtete Dolomite und knollige, dunkle, dolomitische Kalke, die bei 1440 m im Bachbett des Schaftobelbaches gut aufgeschlossen sind.

Nach W keilen Dolomit und Kalk aus, bevor sie den God digl Bogn erreicht haben. Die Mächtigkeit beträgt maximal 40 m.

4. Die mittlere Rauhwacke (oberes Anisien bis unteres Ladinien).

Mächtiger entwickelt ist die mittlere Rauhwacke, die zwischen den Recoaroschichten und dem Arlbergkalk liegt und am Weg, der von Foppa dem Schaftobelhang entlang nach Alvaneubad hinunterführt, gut aufgeschlossen ist. Die Rauhwacke ist grau bis gelb, sandig, feinporös und stark kalkig.

Bei 1560 m am Wege bildet eine kompaktere, stark sandige, grau gefärbte Partie der mittlern Rauhwacke eine scharf aufragende Rippe.

Mit der mittlern Rauhwacke, sie im W sogar vertretend, erscheinen gelbe, braungestreifte, sandige, kalkige Schiefer.

Die Rauhwacke resp. die sie begleitenden Schiefer sind durch den God digl Bogn vom Schaftobel bis in die westliche Val Gronda zu verfolgen. Hier keilen auch sie endgültig aus, und der Quarzporphyr stösst unmittelbar an den mächtigen Arlbergdolomit an. Die Mächtigkeit der mittlern Rauhwacke mag im Schaftobel maximal 90 m betragen.

5. Der Arlbergkalk (unteres Ladinien).

Die mittlere Rauhwacke wird im Schaftobel normal überlagert von einem Komplex blauer, grauer, rötlicher, gebankter Kalke, die zwei Zonen dolomitischer Kalke einschliessen, welche zum grössten Teil «rauhwackisiert» worden sind und von ähnlichen gelben, kalkigen Schiefen begleitet werden, wie wir sie im Verein mit der mittlern Rauhwacke bereits kennengelernt haben. Auch den Arlbergkalk treffen wir nur im Schaftobel; gegen W keilt er schon vor der mittlern Rauhwacke aus.

Die Grenze Arlbergkalk-mittlere Rauhwacke ist nicht scharf; schon ein Hinweis auf die auch von *Brauchli* (61) festgestellte Tatsache, dass der Arlbergkalkkomplex zwei bis drei Rauhwackenzonen einschliessen kann, deutet auf eine gegen die mittlere Rauhwacke wahrscheinlich verschwommene, unsichere Grenze hin. *Eugster* (47) hat ja bereits darauf aufmerksam gemacht, dass die mittlere Rauhwacke, besonders in der SW-Facies, sich auf Kosten des hangenden Arlbergkalkkomplexes entwickeln kann. Die Mächtigkeit des Arlbergkalkkomplexes ist im Schaftobel auf zirka 120 m zu veranschlagen.

6. Der Arlbergdolomit (oberes Ladinien).

Das mächtigste und konstanteste Schichtglied der Silvrettadecke zwischen Schaftobel und Motta Palousa-NW-Grat ist der Arlbergdolomit.

Im Schaftobel ist es ein deutlich geschichteter bis gut gebankter, feinkristalliner, dunkelgrauer bis hellblauer Dolomit. Gegen W sehen wir eine ihn besonders auszeichnende Eigentümlichkeit stark überhandnehmen; nesterförmig ist der sonst feinkristalline Dolomit grobkristallin-spätig auskristallisiert. In der Val Gronda werden diese grobkristallinen, schwarz gefärbten Nester immer häufiger, und gegen die Motta Palousa hin lernen wir ihn fast nur in dieser Ausbildung kennen. Unter dem Hammer zerfällt er dann in ein Haufwerk einzelner, schwarzer Dolomitrhomboederchen. Solchem Dolomitgrus, herrührend aus unter dem Schutt anstehendem Arlbergdolomit, begegnet man am Tiefenkastler Alpweg in 1790 m Höhe. Den Arlbergdolomit kann man in fast ununterbrochenem Zug vom Schaftobel bis unter die Motta Palousa verfolgen. Er baut zur Hauptsache die unter dem God digl Bogn bis in die westliche Val Gronda sich hineinziehenden Felswände auf.

Mit den bis jetzt besprochenen Triaszonen, einschliesslich Quarzporphyr und Verrukano, ist der Arlbergdolomit zwischen Alvaneubad und Motta Palousa-NW-Grat nur im nördlichen, zirka senkrechtstehenden Muldenschenkel der Suraver Deckenmulde anzutreffen. Seine Mächtigkeit ist maximal 210 m.

7. Die Prosantoschichten (unteres Carnien 1).

Aus dem Arlbergdolomit entwickeln sich nach oben allmählich, nie durch eine scharfe Grenze überraschend, zum Teil gebänderte, dünngeschichtete, schwarze, stets etwas kalkige Dolomite mit ganz glatten Schichtflächen, die häufig von rotgefärbten, tonigen Belägen überzogen sind. Wir erkennen darin ohne grosse Schwierigkeiten das von *Eugster* vom Piz Prosonch beschriebene Schichtglied der Prosantoschichten.

Stellenweise sind den dünngeschichteten Dolomiten auch schwarze Schiefer zwischengelagert, wie wir es am Waldweg von Alvaneubad in zirka 1240 m Höhe beobachten können; die Prosantoschichten sind dort durch den Wegebau gut aufgeschlossen worden.

Im Tobel, welches zum Crap Furò hinunterführt, können wir bei 1450 m den Übergang vom Arlbergdolomit in die Prosantoschichten sehr gut studieren. Der Arlbergdolomit wird gegen oben auch dünngeschichtet; dunkel- bis hellblaue, dichte, splittrige Dolomite setzen ihn zusammen, darauf kommen die gröber und dünner geschichteten, bis geschiefert, schwarzen Prosantoschichten, die beim Anschlagen stark bituminös stinken.

Die Prosantoschichten sind ein wenig mächtiges Schichtglied; sie sind vom Schaftobel (nördlich vom Wasserfall im untersten Teil) dem Fuss der unter dem God digl Bogn sich hinziehenden Felswand entlang bis in die westliche Val Gronda zu verfolgen, wo sie zwischen Arlbergdolomit und Alteindolomit auskeilen. Maximale Mächtigkeit zirka 80 m.

8. Der Alteindolomit (unteres Carnien 2).

In gleicher Facies, wie sie *Eugster* beschreibt, treffen wir den Alteindolomit in der Suraver Deckenmulde an — mächtige, graue, hellanwitternde Dolomitbänke mit Kieselknollen, Karbonatkugeln und schwarzen Hornsteinbändern. So liegt er direkt über dem Lias der Aeladecke südlich Surava, nach E einerseits in der untersten Felswand, die im Wald zum Teil versteckt ist, sich gegen Alvaneubad fortsetzend, anderseits nach W bis unter die Motta Palousa sich hinziehend.

Dieser Alteindolomit bildet, soweit man den Kontakt mit der liegenden Aeladecke verfolgen kann, das Unterste des nördlichen, schwach südlich einfallenden Muldenschenkels der Suraver Deckenmulde.

Im südlichen, zirka vertikalstehenden Muldenschenkel erscheint der Alteindolomit in verkehrter Lagerung unter den Prosantoschichten nördlich vom Schaftobelfall und zieht mit diesen gegen W von der westlichen Val Gronda an mit Arlbergdolomit und Quarzporphyr allein noch bis unter die Motta Palousa aushaltend.

Im W fehlen ihm bisweilen die aufgezählten Charakteristika; er ist dort tektonisch völlig zerdrückt und von einem unentwirrbaren Netz weisser Quarzitadern durchzogen.

Gegen oben wird der Alteindolomit immer brecciös und geht langsam in den mittelharnischen Rauhwackekomplex über. Südöstlich Surava kann man diesen Übergang sehr gut studieren; er besteht in einer Wechsellagerung normaler Alteindolomitbänke mit brecciösen und teilweise rauhwackisierten oder zu Rauhwackisierung hinneigenden, wie zerfressen aussehenden Bänken.

Nördlich vom Crap Furò, durch die Alteinfelswand, über welche das Tobel zur Albula hinunterstürzt, können wir folgendes Profil aufnehmen:

1. hellblaue, mächtig gebankte, splittrig brechende Dolomite (5 m); darüber folgen
2. dunklere, blaue, dickbankige Dolomite (6 m);
3. Quarzitschicht (30 cm);
4. geschichtete Dolomite mit Quarzknuern und Quarzlagen (10 m);
5. Wechsellagerung normaler Dolomite mit rauhwackisierten solchen und brecciösen Lagen (35 m);
6. immer noch brecciöse, dolomitische Rauhwacke.

Maximale Mächtigkeit des Alteindolomites zirka 130 m.

9. Die obere Rauhwacke (mittleres Carnien).

Die Übergangsserie in die normale obere Rauhwacke kann bis 40 m betragen. Noch der Crap Furò, eine 60 m hoch aufragende Rippe mit einem grossen Loch (deshalb der Name!), besteht aus der brecciösen, zum Teil sehr harten Rauhwacke. Sie gibt Veranlassung zur Herausbildung der abenteuerlich bizarren Verwitterungsformen, wie wir sie schon von der Bahn aus in der untern Val Gronda und im Crap Furò-Tobel beobachten können. Nach oben wird sie zur gelben, sandigen, kalkigen und sehr oft auch gipsreichen normalen Rauhwacke. Sie füllt den Kern der Suraver Deckenmulde. Mächtigkeit zirka 200 m.

Das Axialgefälle nach E entführt uns die Rauhwaacke schon bei Alvaneubad unter den Albulatalboden, wo die dortigen Schwefelquellen ihre Existenz sehr wahrscheinlich chemischen Umsetzungen in den der Rauhwaacke angehörigen Gipslagern verdanken.

b) Tektonik.

Die Silvrettadecke, im W durch die Aeladecke eingewickelt, als oberste Einheit in der Suraver Deckenmulde liegend, stellt sich äusserlich als etwas sehr Einheitliches dar. Diese äusserliche Einheit hält einer genauern Analyse jedoch nicht stand; die Silvrettadecke lässt sich in unserem Gebiet durchgehend in zwei von *Frei* zuerst im östlichen Teil der Bergünstöcke aufgefundenen Schuppen teilen — nämlich in eine untere Urminaschuppe und eine obere Chavaglschuppe.

Um die feste Einheit, welche die Bergünstöcke zusammen bilden, nicht zu zerstören, vielmehr um deren Zusammengehörigkeit auch in den geologischen Bezeichnungen zu dokumentieren, bediene ich mich der Lokalnamen, wie sie Freund *Frei* für die bei ihm zuerst aufgefundenen Schuppen der Silvrettadecke aufgestellt hat.

1. Die Urmina-Pnez-Schuppe.

Die Urmina-Pnez-Schuppe stellt sich als die südliche untere Schuppe dar. Ihr gehört im E, im Albulatal, der Bellalunaporphyr an, und wir werden jetzt unschwer im Porphyrzug Schafstobel-Val Gronda-Motta Palousa dessen westliche Fortsetzung als Basis der sich bis unter die Motta Palousa erstreckenden Urminaschuppe wiedererkennen.

Die Urminaschuppe wird hauptsächlich vom untern Teil der Trias aufgebaut; neben Quarzporphyr und Verrukano gehören ihr nämlich an: der Rest der vom Schafstobel nach W rasch auskeilenden Camplerschichten, Recoaroschichten, mittlern Rauhwaacke und Arlbergkalk; das mächtigste Schichtglied dieser Schuppe ist der Arlbergdolomit.

Wie wir bereits gesehen haben, ist die Urminaschuppe in der ganzen Länge der Suraver Deckenmulde vorhanden, jedoch nur im senkrechtstehenden, südlichen Muldenschenkel. Wir haben keine Anhaltspunkte innerhalb unseres Gebietes für die Annahme, sie sei auch im nördlichen liegenden Muldenschenkel vorhanden. Eingespiesst steckt sie zwischen «einwickelnder» Aeladecke und überlagerner Chavaglschuppe zirka vertikal in der Mulde (Profile II bis VIII). Im Verlaufe nach E wird sie sich unter der Chavaglschuppe durch nach N verlängern; denn die nach W aufsteigende Deckenbasis wird sie wohl in unserem Gebiete schon vor dem Schafstobel schief abgeschnitten haben, so dass sie nur mehr im südlichen Muldenschenkel erhalten ist.

Wie schon einmal erwähnt, zwängt sich von der westlichen Val Gronda an (Trockenrinne nordwestlich den Tiefenkaßler Alphütten) zwischen den Quarzporphyr und den Aelalias noch ein grauer, ganz zerdrückter Dolomit von hauptdolomitähnlichem Habitus. Diesen Dolomit mit der ihn zeitweilig begleitenden Rauhwaacke hat *Zyndel* mit den «Furclettaeinspiessungen» zur Suraver Zwischendecke verbunden. Während aber diese Einspiessungen, wie wir früher schon gezeigt haben, der Aeladecke angehören, so gehört der zwischen Quarzporphyr und Aelalias liegende Dolomit plus Rauhwaacke zur Silvrettadecke; es liegt kein Grund vor, eine eigene Zwischendecke daraus zu machen. Er ist von der Trockenrinne in der westlichen Val Gronda bis unter die Motta Palousa zu verfolgen und wird dort grob-brecciös. Am Tiefenkaßler Alpweg geht er bei 1800 m sichtbar in Rauhwaacke über. Seine Mächtigkeit ist gering, maximal 5 m.

Ich betrachte diese Vorkommnisse als die nach W sich fortsetzenden, verschürften Reste der erstmals westlich Bergün an der Basis der Urminaschuppe auftretenden Silvrettahauptdolomite und Rauhwaacken, wie sie uns durch *Frei* bekanntgeworden sind.

So wie die Silvrettadecke als Ganzes in der Suraver Deckenmulde nach W ausdünnst, so dünnst auch die Urminaschuppe im Vergleich mit der viel mächtigern Chavaglschuppe vom Schafstobel gewaltig aus und zieht nur als langgezogene, schmale Zone als Basis der Silvrettadecke dahin (vgl. tektonische Karte).

2. Die Chavaglschuppe.

Die über der Urmiaschuppe liegende Chavaglschuppe füllt mit mächtigem Arlbergdolomit, Prosantoschichten, Alteindolomit und oberer Rauhwaacke den Hauptteil des von der Silvrettadecke eingenommenen Raumes in der Suraver Deckenmulde.

Sie geht unmittelbar aus den Muchettafalten (*Eugster*), dem südlichen, an der Wiesenerscherfläche abstossenden Silvrettadeckenteil hervor. Die nach W aufsteigenden Faltenaxen heben die obere Antiklinalen und Synklinalen bis zum Schaftobelquerschnitt alle in die Luft hinaus und einzig die Wiesenermulde, im engern Sinne die Fortsetzung der nördlich Filisur bei La Motta noch unvollständigen Mulde, gelangt gegen W, westlich vom Schaftobel zur weiteren Ausbildung.

Mit ihrem untersten Schichtglied, dem Arlbergdolomit, liegt die Chavaglschuppe dem obersten Schichtglied der Urmiaschuppe (= Arlbergdolomit) mit unscharfer Grenze auf. Nur der Alteindolomit bildet eine geschlossene Mulde; er ist ebensowohl im nördlichen als auch im südlichen Muldenschenkel vorhanden und umschliesst den mit oberer Rauhwaacke erfüllten Kern der Suraver Deckenmulde.

Der N-Schenkel der «Silvrettamulde» auf dem S-Ufer der Albula geht unmittelbar aus dem unter 45° S-fallenden Alteindolomit hervor, der bei Alvaneubad auf dem rechten Albulaufer mehrerenorts ansteht.

Der Alteindolomit quert bei Arvadi unter dem vom Schaftobelbach aufgeführten Schuttkegel die Albulatalsohle und erscheint bei «Schwefelquelle» südwestlich Alvaneubad in der gegen W sachte ansteigenden Wand.

Im Querschnitt der Val Gronda jedoch hebt sich die Basis axial mit 40° nach W in die Höhe, und unter dem Alteindolomit erscheint ohne weiteres der Lias der Aeladecke. Unter starker Ausquetschung überwindet der Alteindolomit diese scharfe Abbiegung der Deckenbasis und setzt sich noch bis SW über die Aclas da Surava fort; hier keilt er aus, und die obere Rauhwaacke bildet eine Weile, bis zum Gratstück zwischen P. 1667 und der Motta Palousa, die Basis der Chavaglschuppe, unmittelbar unterlagert vom Lias der Aeladecke.

Die Silvrettadecke streicht hier, bis auf ganz kümmerliche Reste (Quarzporphyr, Hauptdolomit [?], Arlbergdolomit, Alteindolomit des südlichen Muldenschenkels, obere Rauhwaacke) ausgequetscht in die Luft hinaus.

Auch hier stellen wir die schon früher erwähnte Tatsache fest, dass bei den ostalpinen Einheiten (Aeladecke und Silvrettadecke) die jüngeren oberen Schichtglieder nach W über die zurückbleibenden, älteren, tiefergelegenen hinübergreifen. So bleibt z. B. der kristalline Gneiskern der Silvrettadecke schon östlich vom Albulatal zurück; er hat keinen Anteil an der Zusammensetzung der Silvrettadecke in der Suraver Deckenmulde. Ferner greift der Alteindolomit im liegenden N-Schenkel der Suraver Deckenmulde über den zurückbleibenden Arlbergdolomit nach W hinüber, und er selber endigt wieder vor der ihn überholenden oberen Rauhwaacke, die ihrerseits zur Deckenbasis herabsteigt.

3. Die Streichrichtungen der Silvrettadecke in der Suraver Deckenmulde.

Das Streichen der in der Suraver Deckenmulde liegenden Silvrettagesteine wird stark beeinflusst einmal durch die axialen Verbiegungen der Deckenbasis und dann durch die gegen W an Einfluss gewinnende einwickelnde Aeladecke.

Südlich Alvaneubad, im Schaftobelbach bei 1130 m, können wir am Alteindolomit folgendes Streichen messen: N 43° E; die Alteindolomitbänke fallen 73° südöstlich ein.

Am Waldweg von Alvaneubad (ins Schaftobel führend) bei 1210 m streicht der Alteindolomit N 35° E. Am Weg, der sich nach Foppa-l'Era fortsetzt, messen wir: bei 1440 m im Arlbergdolomit N 45° E und ein Fallen von 75° NW; weiter südlich im Arlbergdolomit N 70° W und 65° NNE-Fallen.

Bei 1580 m N 68° W im Arlbergkalk und 62° NNE-Fallen.

Bei 1950 m N 82° W im Arlbergkalk.

Wir sehen, dass das Streichen, von N nach S fortschreitend, von N 35° E umschwenkt bis N 68° W und noch weiter gegen S, d. h. in der Nähe, wo die Schichten in zirka vertikaler Lage den Grat des God digl Bogn queren, fast genau der E-W-Richtung entspricht.

Bei 1670 m auf dem God digl Bogn-Grat streicht der Arlbergdolomit genau EW und fällt 85° S. Gegen W können wir folgende Streichen anführen:

Im Altein- dolomit südwestlich Alvaneubad N 60° E; im Crap Furò-Tobel bei 1280 m im Altein- dolomit N 35° E und 60° S-Fallen.

Am alten, verfallenen Köhlerweg, der über die Felsen des God digl Bogn zum Crap Furò und nach Surava hinunterführt, messen wir bei 1530 m N 65° W im Arlbergdolomit und 68° S-Fallen; süd- westlich P. 1661 in der westlichen Val Gronda N 17° W und 30° ENE-Fallen.

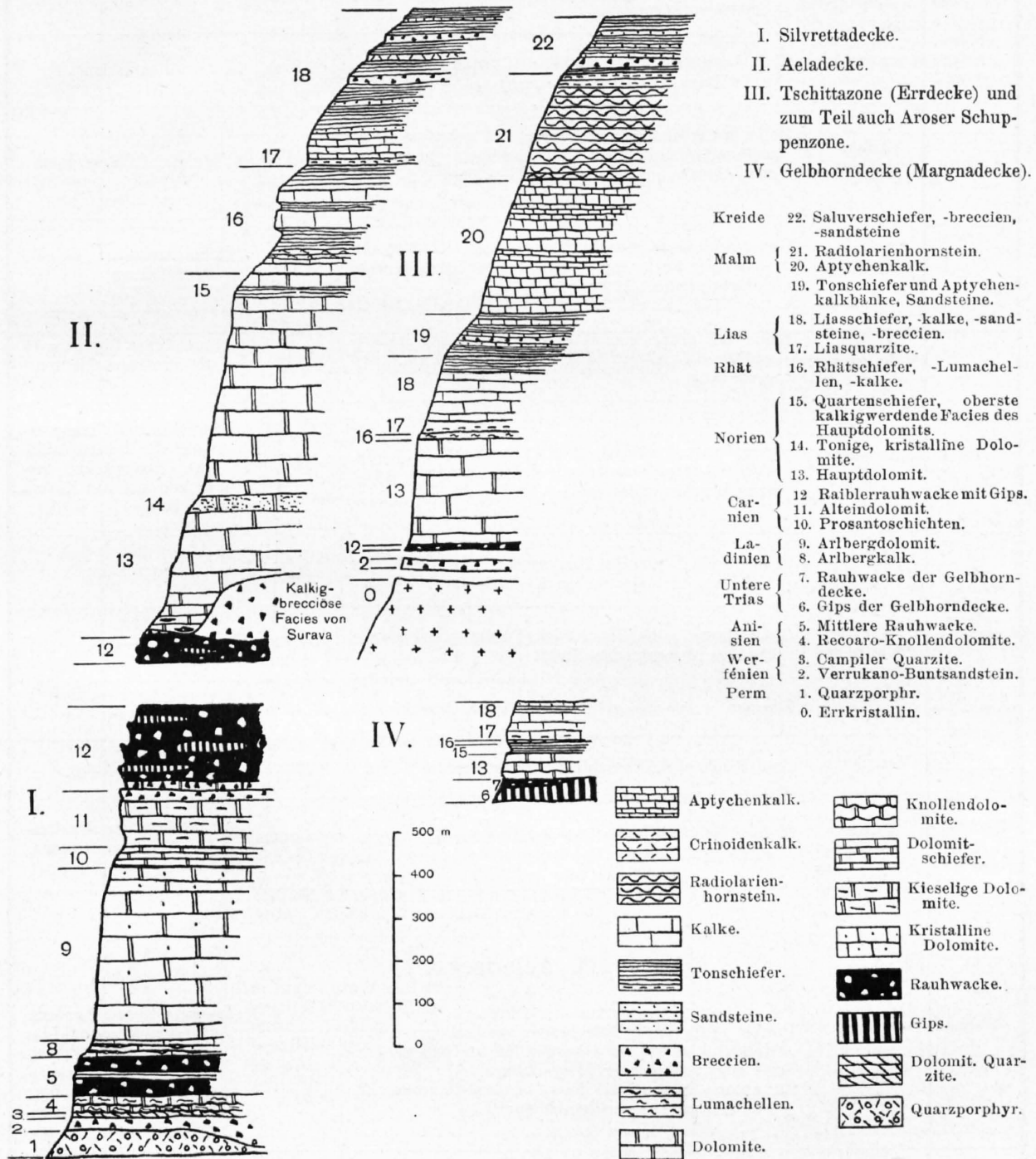
Dieses letzte abnormale Streichen ist beeinflusst durch die starke Abbiegung der Deckenbasis im Val Gronda-Querschnitt.

Im grossen und ganzen ist das Streichen der Silvrettadecke zwischen Schaftobel und Motta Palousa-Grat zu wenig eigenartig und zu unselbständig, als dass man ihm eine grössere Bedeutung zu- messen dürfte. Der in der Suraver Deckenmulde liegende schmale Zipfel der Silvrettadecke ist von den unterlagernden und sie zum Teil einwickelnden Falten stark beeinflusst worden.

Anhang zum zweiten Teil.

I. Stratigraphisches Sammelprofil.

Fig. 15.



II. Stratigraphische Tabelle.

I. Silvrettadecke.

Stufe	Bezeichnung der Schichten	Charakter des Gesteins	Ungefähre Mächtigkeit	Fossilien und Bemerkungen über Facies
Norien	Hauptdolomit	Aschgraue Dolomite, z. T. brecciös; nur in verschürften Fetzen vorkommend.	10 m	Transgression
Carnien	Raibler	Z. T. brecciöse, dolomitische, z. T. sandige, kalkige, gelbe Rauhwaacke mit Gipslagern.	200 m	Regression
	Alteindolomit	Helle, weiss bis blau anwitternde, gut gebankte Dolomite mit Quarzknollen, Karbonatkugeln und schwarzen Hornsteinlagen, gegen oben immer brecciös werdend.	120 m	Beginnende Regression
	Prosantoschichten	Gut geschichtete bis schiefrige kalkige Dolomite von schwarzer Farbe mit roten (eisenhaltigen), tonigen Schichtbelägen. Bituminös.	50 m	Bitumengehalt. Seichtmeerbildung.
Ladinien	Arlbergdolomit	Blaue bis graue gebankte bis geschichtete feinkristalline Dolomite; sind manchmal schwarz und grobpatig.	400 m	Allmählicher Übergang in die Prosantoschichten.
	Arlbergkalk	Graue, blaue, rötliche, z. T. gut gebankte Kalke, zwei Rauhwaackezonen mit gelben, sandigen Kalkschiefern einschliessend.	40 m	Regression und Transgression; die liegende mittlere Rauhwaacke entwickelt sich auf Kosten der hangenden Kalke.
Anisien	Mittlere Rauhwaacke	Graue, gelbe, sandige Rauhwaacke, mit gelben bis rötlichen, braungestreiften Kalkschiefern.	90 m	Regression
	Recoaroschichten	Geschichtete, gelbe, quarzitisches Dolomite und braune knollige, dolomitische Kalke.	40 m	—
Werfenien	Campilerschichten	Flasrige, weisse bis gelbe dolomitische Quarzite.	2—3 m	—
	Verrukano	Rote Sandsteine, Tonschiefer, Konglomerate.	30 m	Strandbildung
Permien	Quarzporphyr	Grüner, vielfach schiefriger und tuffogener Quarzporphyr.	65 m	In mächtig anschwellenden Linsen auftretend. Deckenergüsse (?).
II. Aeladecke.				
Lias	Sinemurien Hettangien	Dunkle Kalk- und Tonschiefer, wechsellagernd mit Kalkbänken, die von SE gegen NE brecciös werden. Serie mächtiger grauer Mergelkalke. Zu unterst quarzitisches Kalke und stellenweise bis 2 m mächtige Quarzitbank.	250 m 90 m 30 m	Transgressionsdiskordanz zwischen Rhät und Lias (nur schwach). Crinoiden, Pentacrinusstielglieder. Unbestimmte Bivalvenreste, Arietiten, Belemniten.

Stufe	Bezeichnung der Schichten	Charakter des Gesteins		Ungefähre Mächtigkeit	Fossilien und Bemerkungen über Facies
Rhät	Kössener-schichten	Braune, rote, gelbe Kalkbänke und Tonschiefer, mächtige graue (2—3 m) Kalkbänke. Oolithische, rotgefärbte Kalkschiefer. Lumachellbänke. Transgressionsbreccie (rotgefärbt).		250 m	Transgressionsdiskordanz über Hauptdolomit. Terebrateln, Gervilleien, Avicula contorta, Myophoria, Cardita und Trümmer vieler anderer Bivalven.
Norien	Hauptdolomit	Mächtig gebankter, hell anwitternder, vielfach quarzreicher, z. T. auch mergeliger und dann Nester grobkristallinen Dolomites enthaltender Dolomit. Unten gebänderte Dolomite; selten Basisbreccie mit rotem, tonigem Bindemittel. Im N (S Surava-Alp von Tiefenkaastel) kalkig-brecciöse Ausbildung.		850 m	Örtliche, scharfe Änderung in der Facies, an N-S-Linie Hallstätterfacies. Loxonemaähnliche, verkieselte Schnecken, schlechte Durchschnitte von Worthenia solitaria.
Carnien	Raibler	Gelbe, poröse, kalkige, Gipslager einschliessende Rauwacke mit roten und grünen Schiefereneinschlüssen, weissen Kieseln und Dolomitbruchstücken.		60 m	Regression.
III. Unterostalpinen Deckenkomplex.					
Kreide	Salvergesteine	Errdecke	Aroser Schuppenzone	130 m	Transgressionsphase.
		Tonschiefer, Kalkschiefer, Sandsteine, polygene Breccien mit Glimmerschiefer-, Liaskalk-, Rhätkalk-, Quarzit-, Dolomitkomponenten.	—		
Malm	Radiolarite	Eisenhaltige, tonige Kalkschiefer.	—	250 m 50 m	Radiolarien als weisse Tüpfchen erkennbar mit der Lupe. Abyssale Sedimente?
	Aptychenkalk	Graue, grüne, seltener rote, dichte, splittige, mit muscheligen Bruch brechende Kalke und ebensolche Schiefer.		300 m	Bathyale Sedimente?
Dogger	—	Wechselagerung von Aptychenkalkbänken mit Tonschieferpaketen, nach oben übergend in den normalen Aptychenkalk. Kalkbreccien und Sandsteine mit Malachitanflügen und Malachitkörnern. Unten: Reine, schwarze Tonschieferserie.		50—100 m	Orogenetische Bewegungen? Stark schwankende Facies.
Lias	—	Mächtige graue kalzitreiche Kalkbänke, quarzitische Kalke und stellenweise Basisquarzit. Kalkbreccien, Kalkschiefer.	Kalkige, tonige, graue Kalkschiefer (Allgäuschiefer). Breccieneinlagerungen mit Dolomitkomponenten. Masiger, später, gelb anwitternder Kalk. Dolomitbreccie.	bei Naz 175 m	Belemniten und Bivalvenreste.

Stufe	Bezeichnung der Schichten	Charakter des Gesteins		Ungefähre Mächtigkeit	Fossilien und Bemerkungen über Facies
		Errdecke	Aroser Schuppenzone		
Rhät	—	Lumachellenkalke- und -schiefer. Tonschiefer.	—	Wenige m	Massenhafte Bivalvenreste; unbestimmbar.
Norien	Hauptdolomit	Hellanwitternder, gebankter bis geschichteter, im Bruch dunkler Dolomit von Naz. Helle, quarzreiche Dolomite von Tschitta.	Spärliche Dolomitreste (gelb und quarzreich) aus Val da Burvagn.	bei Naz 250 m	—
Carnien	Raibler	Gelbe, sandige, auch dolomitische Rauhwacke mit Einschlüssen grüner Schiefer.	—	1—4 m	Regression.
Werfénien	Verrukano	Roter, konglomeratischer u. grüner, sandiger Verrukano. Gelbes, grobes Konglomerat mit Quarzit- und Glimmerschieferkomponenten.	?	20 m	Strandbildung.
Paläozoikum	Kristallin	Grobkörniger und feinkörniger Errgranit, Diorit, Tonalit.	Grüne Gneise. Granitmylonite, sandige, grüne Gneise. Serizitglimmerschiefer.	—	—

IV. Margnadecke.

b) Flyschdecke.

Tertiär	Flysch	Äbigratschichten: Dünner Kalkschiefer, gut geschichtete Kalke, auch brecciöse, quarzreiche Schiefer.	400 m	Epirogenetische Facies (?)
		Ruchbergsandstein: Gebankter, quarzreicher Sandstein mit kalkigem Bindemittel; Gandawaldserie: Tonschiefer, Kalkschiefer mit Quarzit- und Kalzit-ausscheidungen.	100—150 m 300 m	
Jura-Kreide	Curvèr-Nivaigl-Schiefer	Tristelkalkähnliche, sandig-brecciöse bis dichte, graue Kalke. Blaue, geschichtete Kalke. Tonschiefer, Kalkschiefer, Sandsteine. Darin eingelagert Ophiolithlinsen und ihre Kontaktprodukte, die Grünschiefer.	—	Orogenetische Bewegungen: Ophiolithergüsse und Breccienbildungen. Wechselnde Facies.
Unbestimmt	Tiefenkastlerserie	Tiefenkastlerbreccie: Monogene Dolomitbreccie, z. T. mit kalkig-tonigem, z. T. mit sandigem Bindemittel. Weisser Marmor in mächtigen Bänken. Graue Kalklinsen. Schwarze Tonschiefer.	—	Transgression
Trias ?	—	Gips in langen Zügen, rötlich bis weiss gefärbt. An der Basis der Tiefenkastlerserie.	5—60 m	Regression

Stufe	Bezeichnung der Schichten	Charakter des Gesteins	Ungefähre Mächtigkeit	Fossilien und Bemerkungen über Facies
a) Gelbhorndecke ¹⁾.				
Lias	Soliskalk	Gut gebankter, dunkelblauer, dichter Kalk, im untern Teil häufig mit porösen Hornsteinlagen. Kalkschiefer und Tonschiefer. Sandige Schiefer.	75—100 m	Ammoniten; unbestimmbar; gegen oben vielfach Übergang in sandige Schiefer deutet Hebungen an.
Rhät	—	Graue Kalkbänke, schwarze Tonschiefer.	10 m	—
Obere Trias	Quartenschiefer	Rote bis violette, seltener grüne Tonschiefer, z. T. wechsellagernd mit dünnern Rötidolomitbänken. Manchmal Rötidolomitbreccie einschliessend.	10 m	Z. T. Transgression
Mittlere Trias	Rötidolomit	Gut gebankte, dichte Dolomite mit buckligen Schichtflächen.	60 m	—
Untere Trias	—	Gips in mächtigen Lagern, weiss kristallinisch. Rauhwacke, hart, dolomitisch, gelb bis rötlich gefärbt.	50 m	Regression
V. Surettadecke ²⁾.				
Lias?	Schyn-Via Mala-Schiefer	Schwarze Tonschiefer hauptsächlich. Sandige bis brecciöse Schiefer.	250—300 m	—

¹⁾ Siehe Anmerkung 1, Seite 8.
²⁾ Siehe Anmerkung 2, Seite 8.

Dritter Teil.

Oberflächengestaltung.

I. Diluvium.

a) Talgletscher.

Die Bergünerstöcke wurden zur Eiszeit von zwei gewaltigen Talgletschern umflossen — im E und N vom Albulagletscher, im W vom Juliergletscher.

1. Der Albulagletscher und sein Zufluss aus der Val Tschitta.

Der Albulagletscher hat die Talhänge zwischen Schaftobel und Tiefenkaasel mit einer Unmenge eruptiven und sedimentären Materials aus seinem Sammelgebiet überdeckt.

In erster Linie sind die Massen grünen Albulagranites und roten, konglomeratischen Verrukanos zu nennen, die in bis mehrere Kubikmeter mächtigen Blöcken allenthalben zu finden sind. Weiter konnte ich in Albulamoränen erkennen: skythische Pflanzenquarzite (spärlich), Recoaro-Knollenkalke, Arlbergkalk und Arlbergdolomit, Alteindolomit, Dolomitbreccien, Hauptdolomit (spärlich), Rhätkalke mit Fossilien (zahlreich), Liaskalke und -breccien. Rauhwacke fand ich in Moränen nie.

Die diluviale Schuttdecke ist stellenweise stark gehäuft, so dass es möglich ist, Reste früherer Wälle zu erkennen; allerdings sind meist nur mehr die auf Terrassen liegenden Wälle unversehrt, während die dem Hang angeklebten stark verrutscht erscheinen. Einwandfrei vom Albulagletscher stammende glaziale Sedimente reichen zwischen Schaftobel und Motta Palousa bis zirka 1800 m hinauf. Nun darf man aber nicht glauben, dass dies die Höchstgrenze des Albulagletscherstandes gewesen sei — die ansehnlichen Lokalgletscher, welche aus den nach N geöffneten Karen des Piz Michèl hervordrangen, haben den Albulagletscher etwas vom Hang weggedrückt, sind aber auf einer Höhe von 1600 m bis 1800 m sicher auf ihn hinaufgeflossen.

Reste von Moränenwällen.

1. 1650 m bis 1680 m.

Im God digl Bogn, auf der Schaftobelseite, findet sich eine schöne Terrasse auf 1680 m, die überdeckt ist von einem wohlausgeprägten Moränenwall, der zur Hauptsache aus kubikmetergrossen Albulagranitblöcken besteht. Die starke Glazialschuttstreuung ist von hier durch den God digl Bogn bis zur Val Gronda (1650 m) zu verfolgen.

2. 1457 m.

Auf der Terrasse der Aclas da Surava liegt wieder ein ausgeprägter Moränenwall, zur Hauptsache ebenfalls aus grünen Albulagranitblöcken bestehend.

3. 1350 bis 1300 m.

Der Weg, welcher von Surava nach den Aclas da Surava hinaufführt, durchschneidet zwischen 1300 m und 1350 m wieder mächtige Albulamoräne.

4. 1280 m bis 1140 m.

In analoger Weise durchschneidet der neue Waldweg von Alvaneubad-God digl Bogn über dem Schaftobelwasserfall bei 1280 m einen Moränenwall. Hier finden sich nun neben den Graniten auch

Verrukano und triasische Sedimente. In seiner Fortsetzung talauswärts liegt der Wall, welcher unter dem Tiefenkastler Waldweg (Tgavrouls) auf 1140 m Höhe zirka durchzieht.

5. 1080 m bis 1030 m.

Ein unterster Moränenwall wird von der Strasse Surava-Crap Furò zwischen 1030 m und 1080 m durchschnitten.

Albulamoräne liegt vermischt mit Juliermoräne im Gebiet von Tiefenkastel und westlich davon im Schyn. Südlich ist Albulamoräne sicher nachzuweisen bis Tgiant Ladrung. Dort liegt noch ein zirka 2 m³ mächtiger, roter, konglomeratischer, gerundeter Verrukanoblock in Grundmoräne.

Der Tschittagletscher. Aus der Val Tschitta heraus erhielt der eiszeitliche Albulagletscher einen mächtigen Zufluss. Seine gewaltigen Moränen finden sich dem Hang von Falò bis 2100 m angeklebt, und im Talgrund selber sind schön erhaltene Wälle aus den Rückzugsstadien festzustellen.

Längsmoränen bei 2100 m und bei 2200 m.

Endmoränen bei 2310 und bei 2250 m.

Der Tschittagletscher hat den Nazerdolomit tüchtig rund geschliffen und die auf Naz hinunterführende Schlucht mit glazialen Material zugestopft.

Der Tschittabach fliesst von 2400 m an bis unterhalb Naz nirgends auf anstehendem Gestein.

Schotter, diluviale Nagelfluh.

Verfestigte diluviale Schotter sind dem Hang zwischen Surava und Tiefenkastel mehrerenorts angeklebt. Meist sind es gewaschene Moränen, die durch Kalksinterabsätze der Sickerwässer am Hang verfestigt worden sind. Etwas Schotter findet sich unmittelbar am Rand der in die Schynschlucht abstürzenden Soliskalkwand nördlich unter Stürvis (1230 m).

Weiter fand ich solche Schotter in geringen Aufschlüssen bei 1160 m am Weg Stürvis-Station Solis.

Ausgebreitet ist die Schottermasse am Hang Tiefenkastel-Mons, wo sie von der neuen Strasse an verschiedenen Stellen angeschnitten wird.

Eine mächtige Schotterdecke findet sich auch südlich Tiefenkastel, wo sie die Wese von Plaz zur Hauptsache erfüllt.

Da die meisten dieser Schotter von Jungmoränen überdeckt werden, handelt es sich wohl bei ihnen um die verwaschenen Moränen der Risseiszeit.

Gletscherschliffe und Rundhöcker.

Südlich Alvaneubad ist die Alteindolomitwand westlich vom Schaftobel bei 1270 m stark geschrämmt und geglättet. Die Aelahaupdolomitwand südlich Surava auf der W-Seite der Val Gronda zeigt ebenfalls starke Glättung und gerundete Form.

Am neuen Alpweg nach der Tiefenkastleralp ist bei 1690 m an der Wegbiegung nach E ein sehr schöner Gletscherschliff auf Alteindolomit freigelegt. Die Schrammen und Hohlkehlen auf dem völlig glatt polierten Fels sind horizontal angeordnet und streichen N 65° W.

Gletschermühle. Östlich der Säge von Tiefenkastel erhebt sich eine blaue Kalkwand, die nach E niedriger wird und unter den Alluvionen der Albula verschwindet. An ihrem E-Ende liegt darin ein schön erhaltener, zirka 2,5 m tiefer Riesenkessel mit einem Durchmesser von zirka 2 m. Der Fels selber wird von grobblockiger Moräne überdeckt.

2. Der Juliergletscher und sein Zufluss aus der Val d'Err.

Die Spuren des eiszeitlichen Juliergletschers sind zwischen Val d'Err und Tiefenkastel in sehr reichem Masse anzutreffen. In den Moränen und der allgemein durch Sackungen und Rutsche noch weiter ausgebreiteten glazialen Schuttstreuung treffen wir auf eine Unmasse eruptiver und sedimentärer Gesteine aus dem nähern und weitem Sammelgebiet des Juliergletschers.

Ich fand: Grüne Granite (sehr häufig), graue Diorite, Quarzporphyre, Lamprophyre, Aplite, Serizitglimmerschiefer (selten), Roffnaporphyre (auf der linken Talseite nördlich Val Nandrô häufig), Nairporphyr (sehr selten), Spilit (sehr häufig), Diabas, Variolith, Serpentin (häufig), Gabbro (selten), weisse Marmore, Dolomite (häufig), Dolomitbreccien, Quarzite, Quarzitbreccien, Aptychenkalk, Radiolarit (häufig), Verrukano (äusserst selten).

Charakteristisch für Juliormoräne sind: Spilit, Serpentin, Gabbro, Nairporphyr, Radiolarit.

Bis Tgiant Ladrung und auf den höhern Teilen des Hanges nördlich vom Toissa herrscht ausschliesslich Juliormoräne vor. Zwischen Tgiant Ladrung und Tiefenkastral und auf den untern Hängen gegen den Schyn hin und darüber hinaus nach N und W ist Juliormoräne gemischt mit Albulamoräne.

Eigentliche Moränenwälle sind, wie beim Albulagletscher, selten mehr in der ursprünglichen Unversehrtheit vorhanden.

Reste von Moränenwällen auf der rechten Talseite.

1. 2180 bis 1800 m.

Auf der Terrasse von Parnots (2184 m) liegen Blockhäufungen von Dolomitmoräne des Errgletschers. Im Moränenzug, der westlich Castélas gegen Punkt 1876 hin verläuft, finden sich neben Dolomit auch Quarzitbreccie und Granitblöcke. Tusagn (1831 m) wird ebenfalls von Moräne überdeckt. Als Fortsetzung dieses Zuges kann man die Glazialreste über Promaschtgel (zirka 1780 m) ansprechen.

2. 1710 bis 1660 m.

Über Proschen (1710 m) kann man talauswärts bis Scuslas und zum Teil darüber hinaus gegen den Savogninerbach reichliche Häufung glazialen Schuttes verfolgen. Es handelt sich vielleicht um einen zerstörten Moränenwall, der auch noch bei Muntschect nachzuweisen ist.

3. 1590 bis 1470 m.

Unter Proschen (zirka 1590 m) stossen wir wieder auf reichlichere Moränenreste, die sich nach vielen Unterbrüchen durch die Wiesen von Rumenal und Rutnat talauswärts verfolgen lassen.

4. 1470 bis 1300 m.

Ungefähr dort, wo der alte Pfad sich mit der neuen Strasse Tinzen-Pensa vereinigt, liegt reiches Moränenmaterial. In seiner Fortsetzung nach unten liegen die glazialen Massen unter Rumenal.

5. 1270 m.

Am Austritt des Errbaches in die Alluvialebene der Julia zieht sich auf der rechten Seite aus der Schlucht heraus bis zu den südlichsten Häusern von Tinzen ein mächtiger, wohlerhaltener Moränenwall des eiszeitlichen Errgletschers.

Der Wall ist zirka 10 m hoch und enthält eine Unmasse grüner Errgranitblöcke, Dolomit, Radiolarit, Serpentin, Spilit.

Der Errgletscher. Wenn wir von Pensa aufwärts in die Val d'Err wandern, kommen wir in eine gut erhaltene Moränenlandschaft. Ein erster, zum grössten Teil zerstörter Wall krönt den vom Errbach durchsägten Aptychenkalkriegel (1890 m) östlich Pensa.

Weiter oben werden die heute verlassenen Hütten von Alp Err sot von Endmoränen umgürtet (1960 m).

Diese Moränen repräsentieren sehr wahrscheinlich ein Stadium jünger als Daun, des heute auf die hintersten Teile der Val d'Err beschränkten Errgletschers.

Die Reste der diluvialen Sedimente sind, wie bereits erwähnt, nicht allein beschränkt auf die angeführten Moränenreste, die sich lediglich durch eine etwas reichlichere Blockhäufung auszeichnen. Zwischendurch ist der ganze Abhang zwischen Crap Sees und Val d'Err bis auf eine Höhe von beiläufig 2000 m übersät von vereinzelt Blöcken und kleinerem Schutt. Das Plateau von Ugls (1970—2000 m) ist wahrscheinlich nur einmal während der grössten Vereisung überdeckt worden. Die eiszeitlichen Spuren dort oben sind spärlich.

Moränenreste auf der linken Talseite.

1. 2160 m.

Moräne von Blex über Mundaditsch, noch vergrößert durch Gehängeschutt vom Toissa.

2. 2030 m.

Wall über Mundaditsch.

3. 1911 m.

Wall, hauptsächlich bestehend aus Roffnaporphyr, hinter den Häusern von Mundaditsch.

4. 1700 m.

Mächtige Blockhäufung bei Cruschetta. Gerundete Marmorbrecienblöcke.

5. 1410 m bis 1372 m.

Moränenwall Salux-Dèl. Viel Roffnaporphyr!

Der ganze Hang zwischen Salux und Dèl westlich an der Motta da Vallac vorbei ist übersät von Glazialgeschieben.

Mächtige Wälle, zur Hauptsache aus Dolomit bestehend, finden sich auf der N-Seite des Toissa bei Muntèr (1930 m und 1850 m). Sie sind als Seitenmoräne des Juliergletschers aufzufassen, der den Toissa umfloss, aus der Val Gronda aber einen hauptsächlich Dolomitschutt bringenden, kleinen Kargletscher mitnahm. Die Dolomitwälle von Muntèr und auch der Wall über Zozas (1664 m) enthalten hauptsächlich das hergetragene Material des vom Juliergletscher zur Seite gedrängten Kargletschers aus Val Gronda.

Allerdings gibt es etwas näher dem Toissa noch andere Dolomitwälle, die aber quer zu den Moränenwällen liegen und sich als Bergsturzwälle zu erkennen geben.

Albula- und Juliermoräne gemischt.

Die neue Monserstrasse durchschneidet Moränenreste der vereinigten Julier- und Albulagletscher bei 959 m und 1040 m. Der alte Weg Tiefenkastral-Stürvis führt bei 1080 m über eine Terrasse, welche von grossblockigem Glazialschutt überdeckt ist. Links vom Weg (S) lagert ein gewaltiger Spilitblock von zirka 30 m³ Inhalt, ein sicherer Findling des eiszeitlichen Juliergletschers; daneben liegen in friedlicher Eintracht kubikmetergrosse, grüne Albula- und Errgranitblöcke sowie ein ansehnlicher, von den Bewohnern Tiefenkastrals ehemals als Mühlstein bearbeiteter Verrukanoblock, der aber noch heute, allerdings freigelegt und schön rund gehauen, an seinem Platze ruht, wo ihn einstmals der eiszeitliche Albulagletscher abgesetzt hat.

Bei 1140 m östlich unter Sanagn ist die Blockhäufung (grüne Granite) wieder reicher, ebenfalls bei 1200 m Weg Mons-Sanagn. Sehr viel Glazialschutt liegt auch am Weg Stürvis-Bargung, wo der Weg zwischen den beiden Punkten nirgends Anstehendes berührt. Moräne liegt ebenfalls auf der Terrasse von Salvains (1022 m) über Station Solis.

Südlich Tiefenkastral bildet eine ausgesprochene Wallmoräne den Hügelzug von P. 971. Eine weitere nicht so ausgeprägte Moräne verläuft nördlich davon. Der ganze Zipfel südöstlich Tiefenkastral zwischen Albula und Julia ist von einer sehr mächtigen, zusammenhängenden Glazialschuttdecke überzogen.

Grundmoräne ist im Grund der Tobel, welche das östliche Steilbord der Julia zerfressen, manchenorts zu beobachten.

Die Val Adont ist in eine gewaltige Schuttmasse eingeschnitten. Es handelt sich dabei nicht allein nur um verwaschene Moränen — damit vermischt ist sicher auch vom Toissa stammendes Bergsturmmaterial. Von Mundaditsch bis zu seiner Eimmündung in die Julia verläuft der Adontbach ausschliesslich in aufgeschüttetem Material.

Im untern Teil hat die Trümmernasse mit den darin vereinzelt eingebackenen grössern Blöcken zur Entstehung von Erdpyramiden geführt.

Gletscherschliffe und Rundhöcker.

1. In der Gelbhorndecke: Eine ausgeprägte Rundbuckelgruppe können wir westlich Tiefen- kastel beobachten. Es ist stets der Rötidolomit, bei dem die alluviale Verwitterung die Spuren eis- zeitlicher Gletscherarbeit noch nicht zu verwischen vermocht hat. Sanagn (1203 m) liegt auf einem prächtigen Rötidolomitrundbuckel, ebenso Stürvis (1378). Einen solchen finden wir auch bei Ra- vons (1200 m).

2. In der Flyschdecke: Der Plattashügel (967 m) ist ein typischer, rund gescheuerter Talriegel mit einer flach ansteigenden Stossseite im S und einer steil abfallenden Leeseite im N. Wie der Plattas, liegt auch der Rundbuckel auf der E-Seite der Julia in der Tiefenkastlerbreccie drin. Im Oberhalbstein zeigt der Ruchbergsandstein an mehreren Stellen geschrammte Rundbuckel, so beim untersten Stall von Proschen, auf P. 1607 bei Proschen, südöstlich P. 1654 bei Senslas, an der Einmündung des Rutnat- weges in die Strasse Savognin-Tusagn (1560 m) und schliesslich bei 1650 m an der Tusagnstrasse.

3. In der Aroser Schuppenzone: Der Serpentinfels über Tgiant Ladrung zeigt auf seiner S-Seite (Stossseite des Juliergletschers) einen prächtigen Gletscherschliff.

4. In der Aeladecke: Eines der schönsten Beispiele bietet der von der Julia durchsägt Tal- riegel Crap Sees-Motta da Vallac. In augenfälligster Weise zeigt die Motta da Vallac die glatte Rund- buckelform, wobei wieder die Stossseite im S bedeutend weniger steil ist als die Leeseite im N, die wie beim Plattas wandartig abfällt. Der Riegel besteht aus Hauptdolomit.

b) Lokalgletscher.

Die Aelagruppe besitzt eine Anzahl gut ausgeprägter Kare, die Anlass zur Bildung von Lokal- gletschern gaben.

1. Kare auf der N-Seite des Piz Michèl: Die drei nach N sich entwässernden Tobel des Piz Michèl schliessen im S in der Form von Karnischen ab.

Im Hintergrund des Schaftobels liegt eine gewaltige Blockflut, die eine eigenartige Oberflächen- gestaltung besitzt.

Zwischen hohen, steilen Blockhügeln liegen tiefe Löcher, in denen der tiefste Punkt noch nicht das Anstehende erkennen lässt. Nördlich von Aint ils Laiets, das zwischen diesen Blockhügeln einge- bettet liegt, kommt der anstehende Hauptdolomit zum Vorschein; er ist vom Kargletscher gerund- buckelt worden. Eigentliche, gut erkennbare Moränen sind im Schaftobel nicht zu finden. Sie sind wahr- scheinlich zerstört worden. Die Schottermasse im mittlern Schaftobel, worin sich der Bach erneut ein- geschnitten hat, jedoch ohne das Anstehende schon erreicht zu haben, muss als verwaschener Moränen- schutt gedeutet werden.

Im Tobel zwischen den Gräten von Furcletta davains und Furcletta dafora sind Moränen erhalten geblieben.

Die Moräne über dem Riegel von 2370 m entspricht vielleicht einem jüngern Stadium als Daun. Die schwache Eisbildung im Hintergrund des Tobels, welche die spärlichen Reste des einstigen Michèl- gletschers darstellen, sind heute am Werk am Fuss des Steilhanges, der das Tobel nach S zu abschliesst, eine kleine Endmoräne aufzubauen (2500 m).

Glazialer Blockschutt findet sich wie im Schaftobel im Hintergrund des Kares. Der Boden von Foppa ist erfüllt von verwaschener Moräne.

Westlich der Furcletta dafora liegt das dritte Tobel, das dieselben glazialen Erscheinungsformen zeigt wie die beiden bereits besprochenen. Bei 2280 m Endmoränen. Eine grosse Endmoräne liegt bei 2100 m. Sie entspricht wahrscheinlich dem Daunstadium. Die obere betrachte ich wie diejenige im östlichen Nachbartobel als jünger.

Über der Alp von Tiefenkastel stossen wir noch gelegentlich auf Wälle, die aber wahrscheinlich nicht glazialer Entstehung sind. In den oberen Wällen handelt es sich vermutlich mehr um Lawinen- moränen und Gehängeschuttwälle, in den untern sicher um Bergsturzwälle.

2. Auf der S-Seite des Piz Michèl stösst man auf sehr schöne Wälle, wovon derjenige westlich des Lai da Tigiel (zirka 2500 m) sogar aus der topographischen Karte ersichtlich ist.

Dieser Moränenwall ist zirka 6 m hoch und fällt sowohl nach innen als auch nach aussen steil ab. Ein weiterer Wall, der seine Entstehung aber zum grössten Teil den Lawinen verdanken dürfte, liegt nördlich vom Lai da Tigièl. Auf der W-Seite des Bleis Ota-Grates unter der Piz Michèl-Wand liegt eine Anzahl schöner Wälle auf 2500 m zirka.

Ich glaube, dass sie mit demjenigen auf der E-Seite des Bleis Ota-Grates dem Daunstadium lokaler Vereisungen auf der S-Seite des Piz Michèl entsprechen.

Wenn wir der Aelaüberschiebung entlang nach E wandern, begegnen wir im Hochtal von Lajets wieder gewaltigen Blockhäufungen glazialen Ursprungs. Die Radiolaritmasse auf der S-Seite des grössten Sees von Lajets zeigt die für junge Glazialgebiete typische Rundbuckelform. Die Steilstufe auf Cotschna hinunter ist von verschiedenen Moränenwällen des Daunstadiums gekrönt (2500 m). Das kleine Gletscherchen auf der N-Seite des Piz Val Lunga hat in jüngster Zeit einen mächtigen Endmoränenwall auf 2900 m aufgeworfen.

Weiter östlich in der Val Rots finden wir wieder gewaltige Massen grobblockigen Glazialschuttes und weiter unten, unterhalb der Stufe von 2250 m, verwaschene Moräne.

3. Die Val Gronda, die kraterartige Hohlform, welche den Toissa wie einen hohlen Zahn mit teilweise stehengebliebener Umrahmung erscheinen lässt, hat ebenfalls ihr Lokalgletscherchen besessen. Der Boden ist wie in den Karhintergründen der Michèlkare von grobblockigem Schutt bedeckt und zeigt abwechselnd runde Hügel und dazwischenliegende Löcher. Auf 2130 m und im Kar drin bei 2250 m sind kleinere Moränen erhalten geblieben.

Zusammenfassung über das Diluvium: Aus den vorstehenden Zusammenstellungen geht mit aller Deutlichkeit die grosse Mannigfaltigkeit in der diluvialen Geschichte unseres Gebirgsabschnittes hervor. Vorsichtig ausgedrückt, lassen sich vorläufig zirka fünf Rückzugsstadien innerhalb der grossen Täler der Julia und der Albula anhand von zum grössten Teil bereits zerstörten Moränen feststellen. Gehen wir in die Seitentäler hinein, so mehren sich die Rückzugsstadien, hier vielfach repräsentiert durch noch wohlerhaltene Endmoränen. Solche fehlen dem Albulatal, d. h. ich vermochte keine zu erkennen. Im Juliatal darf vielleicht die Wallmoräne durch P. 971 südlich Tiefenkastr, die quer zur Talrichtung streicht und sich durch ihr Material als Juliergletschermoräne zu erkennen gibt, als Endmoräne des Juliergletschers gedeutet werden. In diesem Falle liegt der Gedanke nahe, auch die Moräne nördlich davon als entsprechende Endmoräne eines ältern Rückzugsstadiums aufzufassen. Weitere Endmoränen taleinwärts sollten wir 3. bei Burvagn, 4. nördlich Savognin und endlich 5. nördlich Tinzen erwarten; damit erhielten die fünf Seitenmoränen des rechtsseitigen Oberhalbsteins zwischen Tiefenkastr und Val d'Err ihre natürlichen Endigungen.

Eine gewisse Stütze für diese Vermutung erhält man durch die wirklich etwas reichere Häufung des glazialen Schuttes an den bezeichneten Orten und durch das Herabsteigen der Seitenmoränen am Hang dahin.

Moränen des Daunstadiums liegen in den Karen auf der N-Seite des Piz Michèl auf zirka 2100 m, auf der S-Seite in zirka 2500 m. Daneben finden sich noch jüngere und ältere Stadien, die aber meist nicht durch so mächtige Wälle repräsentiert werden wie das Daunstadium.

II. Flussepigenesen und Trockentäler.

Das Gebiet zwischen Julia und Albula ist sowohl an glazialen Ablagerungen und Einwirkungen als auch an während und nach der Diluvialzeit infolge Verstopfung alter Talwege bewirkten Neubildungen junger Talwege reich.

a) Albula und ihre Zuflüsse.

1. Westlich neben dem heutigen Val Gronda-Tobel, das von der Alp von Tiefenkastr hinunterführt und gegenüber Surava in die Albula mündet, liegt ein verlassenes, früher vom Val Gronda-Bach durchflossenes Tobel. Es ist zirka 10 m tief eingesenkt zwischen jetzt bewaldeten Steilborden und führt in einer engen Klamm durch den Hauptdolomit der Aeladecke hinunter gegen Surava. Von der Klamm

geht ein mächtiger, heute trockener, von keiner Wasserader mehr durchflossener, alter Schuttkegel zur Albula hinunter. Um seiner stauenden Wirkung zu entgehen, macht die Albula einen nach N konvexen Bogen um diesen Schuttkegel herum. Der Val Gronda-Bach ist mit dem Axenfallen nach E gerückt; er besitzt ein steiles E-Bord und ein flacheres W-Bord.

2. Östlich der Säge von Tiefenkastral findet sich auf der S-Seite der dortigen Kalkfelsen der Curvèr-Nivaigl-Zone eine heute von der Albula nicht mehr durchflossene, zirka 1,5 m breite Klamm. In ihrer Fortsetzung nach W liegt die von verwaschener Moräne erfüllte, breite Senke südlich P. 911. Die Albula ist sicher einmal durch diese Senke geflossen und hat erst östlich den ersten Häusern von Tiefenkastral ihr heutiges Bett weiter benutzt.

b) Julia und ihre Zuflüsse.

1. Den von der Julia geschaffenen alten Cañon auf der N-Seite von Plattas, der beim westlichen Brückenkopf der Monserbrücke freigelegt ist, hat auch *Glaser* gesehen und beschrieben. Er ist von Moränenblöcken erfüllt und zeigt, wo solche zum Bau der Brücke herausgenommen worden sind, sehr schön geschliffene Hohlkehlen durch deren vielfache Aneinanderreihung die fast vertikalen Wände entstanden sind. Der Cañon ist zirka 1,5 m breit.

2. Westlich von Plattas befindet sich eine ähnliche Senke wie südlich P. 911. Auch sie ist erfüllt von Moränenschutt.

Südlich von Plattas zeigt das westliche Talbord der heutigen Julia einen Unterbruch im Anstehenden; dieser von Moräne erfüllte Unterbruch bezeichnet den Beginn einer heute verlassenen alten Talstrecke der Julia. Die Julia floss früher also einmal auch südlich von Plattas durch und hat sich erst zirka 375 m unterhalb dem heutigen Zusammenfluss mit der Albula vereinigt.

3. Westlich der Motta da Vallac liegt ein frühglazialer Talweg der Julia verborgen. Er ist von Moränenmaterial und Bergsturzschutt völlig vermauert.

4. Nordwestlich P. 1066 an der Poststrasse südlich Tiefenkastral zeigt die rechte Uferwand einen von Schotter erfüllten Unterbruch. Es mündet hier ein alter, höhergelegener Tallauf der Julia ins jetzige Bett. Auf der linken Seite fand sich keine direkte Fortsetzung; man darf deshalb annehmen, dass die Julia damals von der bezeichneten Stelle weg ihr heutiges Bett eine Strecke weit benützt hat.

5. Westlich vom Tigielbach verläuft von der Alp Tigiel östlich an Igl Bartg vorbei gegen Pensa hinunter ein altes Bachtobel, das unten mit einem schönen, alten Schuttkegel in den Errbach mündet. Der Tigielbach hat Tobel und Schuttkegel geschaffen und ist in postglazialer Zeit durch den vom W-Sporn der Pizza Grossa niedergehenden Rutsch nach W gedrängt worden, wo sich der Bach ein neues Tobel zwischen Castélas und Igl Bartg eingerissen hat.

6. Der in die gewaltigen Schuttmassen der Val Adont eingefressene Bach hat sein Bett zeitweilig auch etwas verlegt. Die Val da Morts südwestlich Salux ist ein ausgeschaltetes Talstück des Adontbaches; ein Rutsch südlich Sars hat dem Bach den Einlauf in die Val da Morts verlegt.

7. In der Val d'Err, am obern Rand der Steilstufe über Pensa, führt der alte Alpweg über eine von grobem Glazialschutt vermauerte, alte Klamm. Der Errbach hat sich in jüngster Zeit rechts daneben in einer neuen Klamm durch den Aptychenkalkriegel gesägt.

8. Der Riegel, der vor dem Seitental Cotschna (Val d'Err) liegt, ist an drei Stellen durchsägt worden. Rechts und links von der heutigen ganz schmalen Klamm, durch welche der Bach aus Lajets herab dem Errbach zubraust, finden sich zwei ältere, durch Glazialschutt vermauerte Rinnen.

III. Bergstürze, Rutsche und Sackungen.

Die während der Diluvialzeit sich stark eintiefenden Wasserläufe haben im Gebiet der Berggünststöcke zu unausgeglichenen Böschungsverhältnissen geführt. Die Normalböschung ist zurzeit noch fast nirgends erreicht worden. Aus diesem Grunde haben wir denn auch auf relativ engem Raum eine grosse Anzahl grösserer und kleinerer Bergstürze, Rutsche und Sackungserscheinungen zu verzeichnen.

1. Eine Reihe von Felsstürzen liegt am Fuss der ins Albulatal abbrechenden Felswände zwischen Schaftobel und Cargnola südöstlich Tiefenkastel.

2. Bergsturz von Schlasun: Nordwestlich Stürvis beschreibt die liegende Verkehrtserie der Gelbhorndecke ein grosses Gewölbe, das durch den Talhang angeschnitten ist. Die Soliskalkwände schliessen sich im S zirkusförmig und umkreisen einen von einer grössern Bergsturzmasse erfüllten Kessel. Die Bergsturzmasse besteht zur Hauptsache aus Soliskalkblöcken und gliedert sich in Wälle und Hügel. Die äussersten Ausläufer des Bergsturzes reichen bis auf zirka 1110 m hinunter; die Länge des Bergsturzes beträgt also zirka 1 km. Alter: Postglazial.

3. Von den Felswänden von Surcoual dehnt sich bis hinab zur Albula westlich Station Solis eine gewaltige Rutsch- und Sackungszone.

4. Sackung von Bischtgat: Unterhalb den Wiesen von Bischtgat sacken die serpentinierten Gesteine (Quarzitbreccie) in grossen Massen nach unten. Der Boden ist völlig zerspalten, und trotz der dichten Moosdecke und dem alles überspannenden Wurzelwerk der Latschen und Tannen öffnen sich allenthalben viele Meter tiefe Löcher und Schächte. Die beiden Bäche, welche Bischtgat im W und E begrenzen, untergraben die Hänge und bewirken dadurch ein stetes Fortdauern der Sackung.

5. Toissabergstürze: Vom Toissa sind während und nach der Diluvialzeit grössere und kleinere Bergstürze und Felstürze losgebrochen, und zwar sowohl auf die N- als auch auf die E- und S-Seite. Südlich Ratitsch und westlich Salux kann man mächtige Bergsturzwälle erkennen.

Nordöstlich unter Dël, gegen die Julia hinunter, dehnt sich eine grosse Bergsturzmasse aus Hauptdolomit. Der Bergsturz ist älter als die letzte Vereisung, denn er wird von Moräne überlagert.

Die Felsmasse am Toissa, worauf P. 2377 steht, wird einmal als gewaltiger Felssturz Richtung Lava da Mulegn losbrechen.

Bei Sars und bei Mundaditch sowie westlich darüber befinden sich die Gehänge teilweise in Bewegung. Es handelt sich hier um Erscheinungen, die unter den Begriff der Solifluktion fallen. Erdwülste und Spaltenbildung finden sich hier wie nördlich vom Toissa auf der Alp Muntèr häufig.

6. Bergsturz der Alp von Tiefenkastel: Vom P. 2691 südlich der Alp von Tiefenkastel geht ein Grat nach NW zur Motta Palousa und ein kürzerer Grat nach NNE zum P. 2386. Aus der Nische in der Gabelung der beiden Gräte ist in postglazialer Zeit ein Bergsturz ins Gebiet der Alp von Tiefenkastel niedergegangen. Ein Arvenwald steht auf dem Bergsturz und verdeckt zum Teil die Wälle. Der Bergsturz bedeckt ein Areal von zirka 0,5 km².

7. Sackung und Bergsturz der Val da Burvagn: Südlich Curtegn beginnt die Val da Burvagn auf 2282 m mit einer grossen Sackung. Eine zirka 80,000 m³ mächtige Masse hat sich bereits vom festen Hang losgerissen. Die Masse ist durch eine ringsum verlaufende, von fern gut sichtbare Trennungsspalte vom festen Grund leicht abzugrenzen. In den letzten vier Jahren hat sich die Masse nicht merklich bewegt. Doch braucht es nur einige sehr nasse Jahre, um sie in ein etwas beschleunigteres Tempo zu bringen. Die Poststrasse quert unten im Tal zwischen la Val und dem Hof Burvagn eine gewaltige Trümmersmasse, die hauptsächlich aus Hauptdolomit besteht. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine ganze Anzahl von Felsstürzen aus den zum Crap Sees niedersteigenden Dolomiten der Aeladecke, die zu verschiedenen Zeiten losgebrochen sind.

Man kann noch grössere Dolomitkomplexe finden, die in ursprünglichem Verband geblieben sind. So wird der P. 1163 auf der linken Juliaseite gegenüber der Einmündung des Burvagnbaches in die Julia von einem, allerdings greulich vermusten Hauptdolomitifelsen gebildet, an welchem man noch die ursprüngliche Bankung erkennen kann.

Die Trümmersmasse reicht nicht besonders hoch am linksseitigen Talhang empor (maximal bis 1200 m). Handelte es sich bei den Burvagner Felssturzmassen um einen einheitlichen Sturz, so wäre die gewaltige Masse dank der ihr innewohnenden Wucht sicher viel höher am jenseitigen Hang emporgebrandet.

Durch die klotzige Sturzmasse ist die Julia etwas nach W gedrängt worden; sie hat sich in neuster Zeit aber tief darin eingefressen, so dass die Masse vom Fluss aus in einem steilen Anriss gut zu studieren ist.

Kleinere partielle «Bergstürzchen» liegen weiter oben in der Val da Burvagn. Über dem Weg, welcher von Promaschtgel nach Uigls hinaufführt, liegen einige kleinere Sturz- und Gleitmassen von Gneis, Radiolarit und Aptychenkalk. Auf der S-Seite des Baches liegt ein wohlungrenzter, kleiner Bergsturz aus der hangenden Radiolaritzone; der Weg Promaschtgels-Uigls quert ihn.

Junge Felsstürze sind von den Dolomitfelsen südlich Uigls zu erwarten. Auch die Poststrasse am Crap Sees ist von Felsstürzen bedroht. Fast Jahr für Jahr fallen gelegentlich grössere Blöcke auf die Strasse herunter.

8. Der Schutt-Trichter von Savognin: Das Gebiet südlich Val da Burvagn bis zum WSW-ENE-streichenden Grat von Bleis Ota dokumentiert am besten die Bezeichnung «W-Abbruch der ost-alpinen Aeladecke». In der Val Bunga, die auf Conters hinunterführt, und in dem noch viel gewaltigern, oben trichterförmig erweiterten Savogninertobel ziehen sich die vom Michèl-NW-Grat abgebrochenen und stetsfort noch abbrechenden Trümmernmassen weit hinunter in die Tobel und führen nach nur kurzer Unterbrechung durch Anstehendes über in die prächtigen Schuttkegel, welche von den die beiden genannten Tobel durchfliessenden Bächen aufgeführt worden sind. Der stratigraphisch-tektonischen Zusammensetzung des Michèl-NW-Grates entsprechend, ist die Hauptmasse des Schuttes im Savogniner Trichter Hauptdolomit; gegen N mischen sich in zunehmendem Masse Rhät- und Liasblöcke ein, bis auf Spinatscha nur mehr Rhät- und Liasschutt vorherrscht.

Am S-Rand des Trichters sackt der Lias von Colm da Betschs ab; unter Nasegl können wir einen Bergsturz aus der hangenden Aptychenkalk-Radiolaritzone abgrenzen und weiter unten einen kleinern Sturz aus dem Ruchbergsandstein.

9. Die Sackung von Tusagn: Ein wunderschönes Beispiel einer Sackung — schiefstehende Tannen und Hütten, zusammengestauchte Rasenstücke, Erdspalten, Wülste usw. — findet sich östlich über Tusagn.

Der obere Abbruchrand der Sackung liegt im Gneis der Gneis-Radiolarit-Zone, welche von Murtiratsch nach Nasegl zieht. Der Gneis bricht in grossen Blöcken in die Nackenzone der absackenden Schiefer-Serpentin-Masse ab.

Dem Unterrand der sich bewegenden Masse entfließt ein Bach, der bei Cresta zwischen Savognin und Tinzen in die Julia mündet. Über der Gneis-Radiolarit-Zone ist der Boden von Spalten durchzogen, worin alles von oben herabfliessende Wasser verschluckt wird. Diese Wässer sorgen für die Durchweichung der Rutschmasse und kommen unten als Schuttquelle heraus. Die Masse ist noch in voller, in den letzten trockenen Jahren allerdings sehr langsam gewesenen Bewegung.

10. Die Felsstürze Tinzen-Rumenal: Der Ruchbergsandstein, der in Wänden über Tinzen durch die Wälder zieht, hat Anlass zu verschiedenen Felsstürzen gegeben. Dem Fuss dieser Felswände entlang, vom Crestabach bis zur Val d'Err, liegt eine ununterbrochene Trümmernmasse. Über Tinzen handelt es sich vielleicht um einen einzigen grössern Felssturz. Die untersten Blöcke reichen bis zur Julia hinunter. Alter: Postglazial.

11. Der Bergrutsch von Murtiratsch: Der Kessel von Murtiratsch ist erfüllt von abgerutschten Massen, die augenscheinlich keine grosse Eigenbewegung mehr besitzen.

Man kann zwei durch den Tigielbach getrennte Rutschmassen unterscheiden. Die grössere, westlich gelegene ist vom zirka 2350 m hoch gelegenen S-Rand des nach N ansteigenden Hochplateaus abgerutscht. Jene östlich vom Tigielbach hat sich vom Abbruchrand, der vom W-Sporn der Pizza Grossa zum P. 2352 hin verläuft, abgetrennt. Die verrutschten Massen gehören der Aroser Schuppenzone an.

Die Rutschmassen zeigen die typische bucklige, wulstige Oberfläche, an ihrem Unterende den charakteristischen Steilrand und am Oberende die etwas eingesenkte Nackenzone. Alter: Postglazial.

Unter den besprochenen Rutschmassen kommt eine ältere solche zum Vorschein, die aber vermisch ist mit verschwemmten Moränen. Schöne Wälle aus dieser Masse finden sich östlich Castélas.

12. Der Bergsturz von Punt Ota: Ein kleiner Bergsturz liegt auf der W-Seite der Albula südlich Punt Ota zwischen P. 1648_s und 1689. Er ist von der linken Talseite aus den stark verfalteten

Sedimenten der Errdecke niedergegangen und besteht aus Aptychenkalk-, Radiolarit- und Saluverbreccienblöcken. Alter: Postglazial.

13. Dem S-Fuss des Piz d'Aela entlang von Punt Ota nach W bis zum Aelapass, ferner südlich vom Tinzenhorn und in den Karen des Piz Michèl und des Toissa liegt das Material alluvialer Felsstürze untrennbar verknüpft mit dem ältern, die Talhintergründe und Senken erfüllenden Glazialschutt.

IV. Talterrassen und Talbildung.

Reste alter Talböden finden wir im Gebiete der Bergünerstöcke nicht in der wünschenswerten Ausdehnung wie z. B. auf der E-Seite der Lenzerheide. Wie wir gesehen haben, wird ein grosser Teil des rechten Talhanges zwischen Crap Sees und Val d'Err von den Schutt-Trichtern der Val da Burvagn, der Val Bunga und des Savogninertobels beansprucht.

Auf ähnliche Verhältnisse treffen wir im Albulatal und auf dem linksseitigen Talhang in der Nähe des Toissa.

Talterrassenreste im Albulatal.

a) Lajets-Tschitta-Val Rots.

1. 2840 m bis 2600 m.

Das Hochtal von Lajets hat sich in frühglazialer Zeit als zirka 2840 m hoch gelegener Talboden nach E über den Albulapass zum Inn entwässert. Als einen Rest dieses Talbodens spreche ich die Fuorcla da Tschitta und die zwischen Val Rots und Val Tschitta stehengebliebene Schneide der Tschimmas da Tschitta an. Das Tal begann am N-S-Grat Pizza Grossa-Tinzenhorn in über 3000 m Höhe. In der Fortsetzung dieses Talbodens liegen die zum Teil gutenhaltenen Terrassenreste über 2500 m am Albulapass.

2. 2790 m.

Östlich unter der Fuorcla da Tschitta liegt ein prächtiger, ausgedehnter Rest eines ehemaligen Talbodens. Auch er weist noch gegen den Albulapass hin, obschon das hinter ihm liegende Talstück der Lajets schon ausgeschaltet worden ist.

3. 2640 m bis 2564 m und 2580 m.

Ein weiterer Talrest liegt über einer Stufe im Hintergrund von Tschitta auf 2640 m. In seiner Fortsetzung nach E liegt das Granitplateau von Falò (2564). Eine entsprechende Talstufe liegt unterhalb der Terrasse von 2580 m in der Val Rots.

4. 2460 m.

Die Terrasse nördlich Piz Mulix und beim T von Tschitta gehört hierher.

5. 2220 m und 2250 m.

Der Tschittabach durchfliesst bei zirka 2220 m ein nur schwach geneigtes, altes Talstück. Eine entsprechende Talterrasse liegt bei 2250 m in der Val Rots.

Der heutige Talboden der Albula liegt bei Naz 1750 m hoch, bei Punt Ota 1648 m hoch.

b) Zwischen Schaftobel und Muttnertobel.

1. 2450 m bis 2384 m bis 2147 m und 2200 m.

Chavagl grond (2449)-Cuolmatsch (2384)-Motta Palousa (2147) und Crap la Tgamona nördlich Piz Toissa.

2. 2260 m bis 2234 m und 2100 m.

Chavagl pitschen (zirka 2260 m)-Botta dil Uors (2234) und Stürviser Alp (zirka 2100 m).

3. 1900 m und 1920 m.

Narglesa (1899 m) und nordwestlich l'Era (1920 m).

Diese drei Terrassen korrespondieren mit den drei oberen Terrassen der Lenzerheide, die *Glaser* beschrieben hat.

4. 1680 m und 1624 m.

God digl Bogn (1680 m) und Tiragn südsüdwestlich Stürvis; vielleicht entspricht diese Terrasse der untersten der Lenzerheide.

5. 1457 m und 1378 m.

Aelas da Surava (1457 m) und Stürvis (1378 m).

6. 1227 m bis 1210 m.

Sanagn (1208 m) und Mons (1227 m).

7. 1022 m.

Salvains (1022 m).

Talterrassenreste im Oberhalbstein.

a) In der Val d'Err.

1. 2600 m.

Heutige Talsohle von Lajets, zirka 2600 m. Das Tal steigt von der Mitte sowohl nach E wie nach W an und wird von der Seite her nach Cotschna hin in die Val d'Err entwässert.

2. 2500 m.

Terrasse von P. 2500 am S-Hang der Pizza Grossa.

3. 2184 m.

Ausgesprochene, allerdings rückläufige Terrasse von Parnots. Die Rückläufigkeit ist auf die abschleifende Tätigkeit des vom Errgletscher auf die rechte Talseite gedrängten Lajets-Cotschna-Gletschers zurückzuführen. Eine analoge Erscheinung einer rückläufigen Terrasse werden wir weiter unten noch kennenlernen.

4. 2075 m.

Terrasse über dem Riegel von Cotschna (2075 m).

5. 1900 m.

Riegel unterhalb Alp Err sot (1900 m).

6. 1675 m.

Talboden von Pensa (1675 m).

b) Im Oberhalbstein zwischen Val d'Err und Albulatal.

1. 2560 m.

Als Rest eines höchsten Talbodens betrachte ich die als Bleis Ota-Grat stehen gebliebene Schneide (2551 m).

2. 2450 m.

Plateaux von Lai da Tigiel und Colm da Betschs zirka 2450 m.

3. 2300 m bis 2100 m.

Colms da St. Michèl (2250 m) und Uigls, zirka 2100 m.

4. 2000 m bis 1667 m.

Ausgesprochene Terrasse von Battagliang (zirka 2000 m) und Terrasse am Motta Palousa-NW-Grat (1667 m).

5. 1880 m bis 1831 m.

Terrassenrest nördlich P. 1876 unter Battagliang und Terrasse von Tusagn (1831 m).

6. 1600 m bis 1654 m bis 1483 m.

Rückläufige Terrasse Proschen (1600 m)-Scuslas (1654 m). Crap Sees bei P. 1483 (kleine Terrasse). Die Rückläufigkeit der Proschen-Senslas Terrasse ist zu erklären durch die stark abschleifende Tätigkeit des Errgletschers, der vom Juliergletscher auf die rechte Talseite gedrängt worden ist.

7. 1500 m bis 1380 m.

Rutnat (1500 m) und Motta da Vallac (1380 m).

8. 1240 m bis 1192 m.

Hierher gehört die unterste Terrasse des Oberhalbsteins zwischen Burvagn und Tinzen. Im Gegensatz zu den 7 ersten Felserosionsterrassen ist sie eine richtige Akkumulationsterrasse.

Parallelisation von Glasers Terrassen auf der Lenzerheide mit den Terrassenresten des vorderen Oberhalbsteins.

Sämtliche Terrassen des Oberhalbsteins sind mit Ausnahme des Sonderfalles Proschen-Senslas rechtläufig und stehen damit im Gegensatz zur Rückläufigkeit der Lenzerheideterrassen. Ich brauche nicht besonders darauf hinzuweisen, dass auch alle Terrassen des Albulatales rechtläufig sind. Es ist nun interessant, zu versuchen, wie sich die von mir im Oberhalbstein ausgeschiedenen Terrassensysteme als Reste alter Talböden zu den von *Glaser* aufgestellten Terrassensystemen verhalten, d. h. ob wir bei einem Vergleich eine Gesetzmässigkeit herauslesen können, die uns erlaubt, in die alten Talverhältnisse des E-Rheins (*Alb. Heim*) Klarheit zu bringen.

Tabellarischer Vergleich der rechtsseitigen Talterrassen von Oberhalbstein und Lenzerheide.

Die Pfeile in der Tabelle zeigen die Gefällsrichtung der betreffenden Terrassen an.

Terrasse	Oberhalbstein, E-Seite	Höhe der Terrassen über Meer	Höhe der Terrassen über- einander	Lenzerheide, E-Seite	Höhe der Terrassen über Meer	Höhe der Terrassen über- einander	Gefälle zwischen den entferntesten Punkten einer Terrasse	Dem Gefälle entsprechende Länge
I.	Bleis Ota	2560 m	110 m	Jochalp	2045 m	81 m	515 m	25 km
II.	Lai da Tigiel, Colm da Betschs	2450 m		Götzigerberg-Haupt	S ← — N 1852—1964 m	119 m	486 m	24 km
III.	Colms da St. Mi- chël-Uigls	2300—2100 m S —→ N	150 m	Schuggen-Oberberg	S ← — N 1647—1845 m	275 m	455 m	23 km
IV.	Battagliang- Motta Palousagrat	2000—1667 m S —→ N	300 m	Bual-Careins	1430—1570 m S ← — N		430 m	26 km

Die tabellarische Übersicht zeigt mit zahlenmässiger Deutlichkeit eine gute Übereinstimmung der Terrassensysteme. Dass es sich hier nicht um eine zufällige Übereinstimmung handeln kann, erhellt aus der Tatsache, dass sowohl auf der Lenzerheide als auch im Oberhalbstein die Terrassen Felserosionsterrassen sind.

Man kann aus der Tabelle erséhen, dass an beiden Orten, im Oberhalbstein wie auf der Lenzerheide, die untereinanderliegenden Terrassen immer grössere vertikale Abstände einnehmen. Diese Abstände sind in dem weiter rückwärtsliegenden Oberhalbstein grösser als im Lenzerheidetalstück, das dem Gebirgsaussenrand näher liegt. Doch vergrössern sich diese Abstände ungefähr proportional im Vergleich miteinander.

Im Gegensatz dazu nimmt das Talgefälle von der obersten nach der untersten Terrasse allmählich ab.

Ich habe bereits darauf hingewiesen, dass auch zwischen den vier obersten Terrassen nördlich vom Toissa und im Albulatal und denjenigen der Lenzerheide Übereinstimmung besteht.

Die Parallelisation der Terrassen erlaubt uns nun den Ort der Umkehr der Gefällsrichtungen einwandfrei zu bestimmen. Er liegt im Albula-Längstal, und zwar wird er in jener tektonischen Linie enthalten sein, welche wir Suraver Deckenmulde nennen.

Die Rückläufigkeit der Lenzerheideterrassen kann mit partiell zur Auswirkung gelangten isostatischen Bewegungen erklärt werden, wie *Glaser* es tat.

Doch scheint mir für eine solche Erklärungsweise die Rechtläufigkeit der Oberhalbsteiner Terrassen ein ernster Hinderungsgrund zu sein. Ich glaube eher, dass während der Diluvialzeit ein letzter schwacher Zusammenschub der Alpen stattgefunden hat. Dieses Zusammenschieben des vollendeten Alpenkörpers hat bewirkt, dass sämtliche schon längst vorhandenen Knickstellen im Querprofil, also die längsstreichenden Deckenmulden und Deckengewölbe sich noch verschärften, d. h., dass die Gebiete im Bereiche der Deckenmulden (Suraver Deckenmulde z. B.) eine gewisse Senkung erfuhren, während umgekehrt die Deckenantiklinalen gehoben wurden. Wenn ich ein Querprofil durch die Lenzerheide unter diesem Gesichtspunkt betrachte, komme ich zur Überzeugung, dass sich die Strecke Heidsee-Albulatal einerseits gesenkt, die Strecke Heidsee-Chur anderseits gehoben haben muss. Wenn der Vorgang dieser Art gewesen ist, wie ich ihn mir vorstelle, so muss die einerseits positive, anderseits negative Bewegung nicht besonders gross gewesen sein, um Rückläufigkeit in einem dem Alpenrand relativ nahen Talstück hervorzurufen. Neues zur Lösung der angeschnittenen Probleme wird die Untersuchung des Domleschgs und sämtlicher bündnerischer Quertäler überhaupt ergeben.

Talbildung. Das Albulatal und das Juliatl sind sicher älter als die letzten tektonischen Veränderungen in dem von ihnen durchströmten Gebiet. Ihre Anlage ist offensichtlich durch tektonische Ursachen bedingt. Das Juliatl ist ein ausgesprochenes Deckenrandtal, das während dem weitem Eintiefen wahrscheinlich mit dem Axenfallen der Decken etwas nach E gerückt ist. Deshalb sehen wir vielenorts auch steile E-Hänge und flachere W-Hänge.

Das Albulatal ist ebenfalls an tektonische Leitlinien gebunden. Zwischen Naz und Filisur als Quertal, verläuft es in der Quermulde der plötzlich nach E steil abbiegenden Faltenaxen der ostalpinen Decken; zwischen Filisur und Tiefenkastel als Längstal, zeichnet es ungefähr den Verlauf der Suraver Deckenmulde nach, liegt aber nördlich vom Muldentiefsten.

Die in die N-Abdachung der Bergünerstöcke eingerissenen Tobel verdanken ihre Entstehung alle den Undulationen der Deckenaxe im Streichen. Ein jedes stärkeres Abbiegen der Axe hat zur Entstehung eines S-N-verlaufenden Tobels geführt und so letzten Endes auch die Herausmodellierung der Bergünerstöcke (Aela, Tinzenhorn, Michèl) nach dem Vorbild der Churfürsten bewirkt. Gesetzmässig wächst mit dem Mächtigerwerden der Gebirgsgruppe gegen E die Grösse und Länge dieser Tobel. Das Albulaquertal ist als das östlichste dieser «Tobel» zu betrachten; ihm ist es gelungen, eine vollständige Bresche durch das Hauptgewölbe der Aeladecke zu schlagen und früher dem Inn tributär gewesene Flussläufe sich dienstbar zu machen.

Das frühere Lajets-Tschitta-Albulapasstal, ein mächtiges Seitental des Inn, ist wieder an eine streichende Knickstelle gebunden, nämlich an die Einwicklungszone der Errdecke.

Als Gegenstück dazu verläuft die untere Val d'Err zwischen Lajets und Tinzen in dieser nach W ausklingenden Zone.

Das Albulapasstalstück ist sehr wahrscheinlich viel früher ausgeschaltet worden als die Lenzerheide. Darüber müsste die Zahl der alten Talterrassen am Albulapass genaue Auskunft geben können.

Vor der Anzapfung dieses Talstückes durch die Albula erfolgte aber diejenige von Lajets durch einen Seitenbach des Errbaches.

Das Hochtal von Lajets ist heute bis auf eine kleine, auf der S-Seite in der Mitte gelegene Stelle allseits abgeschlossen. An dieser Stelle entfliessen dem Tal die mächtigen Quellen, welche es in die Val d'Err entwässern.

Durch die Ablenkung von Albula und Julia durch den Schyn, die vielleicht in der grossen Inter-glazialzeit (Mindel-Riss) erfolgte, wurden beide Flüsse zu einer rascher verlaufenden Erosionstätigkeit angeregt. Die Strecke Tiefenkastel-Thusis, welche der «Schynfluss» durchfliesst, ist zweimal kürzer als die Talstrecke Tiefenkastel-Chur. Damit wuchs auch das Gefälle um fast den doppelten Betrag, wodurch die gewaltige erosive Tätigkeit der beiden Flüsse nach der Ablenkung leicht zu erklären ist.

Die Einwirkung des raschern Eintiefens machte sich rückwärts im Grenzgebiet zwischen Albula und Julia einseitig bemerkbar.

Die Albula hat einen zweimal längern Weg zurückzulegen, um auf dieselbe südliche Höhe zu gelangen wie die Julia.

Aus diesem Grunde und infolge der etwas geringern Wasserführung hat die Albula noch nicht vermocht, ihren Lauf zwischen Filisur und Naz auch nur einigermaßen auszugleichen. Die Strecke Filisur-Naz ist genau so lang wie die Strecke Tiefenkastel-Tinzen (=12 km), jene besitzt aber ein Gefälle von 757 m, diese eines von nur 380 m. Deshalb ist das Albulaquertal auch reich an Stromschnellen und Klammen, während das Juliatal zwischen Tinzen und Tiefenkastel nur beim Crap Sees eine heute völlig durchsägte Schlucht besitzt. Zwischen Burvagn und Tinzen kam es sogar zur Bildung einer Akkumulationsterrasse.

V. Alluvium.

Von der Tätigkeit der in der Zeit nach der Diluvialperiode bis in unsere Tage an der Abtragung des Gebirges und der Zerstörung älterer Oberflächenformen arbeitenden Kräfte zeugen neben den bereits besprochenen alluvialen Bergstürzen

a) Die Schuttkegel.

Bachschuttkegel finden sich an der Mündung eines jeden Zuflusses der Albula und der Julia.

Besonders mächtig sind die Schuttkegel des Schaftobelbaches, des Adontbaches, des Bungabaches und des Savogninerbaches. Der Schuttkegel von Savognin erhielt wohl sicher viel Material durch eigentliche Murgänge aus seinem oben weit geöffneten Schutt-Trichter. Seine Oberfläche fällt mit zirka 14° zur Julia ab. Dem Schuttkegelfuss entlang beschreibt die Julia einen weiten Bogen nach W, wird aber bald untenher durch den ebenfalls sehr ausgedehnten Schuttkegel des Adontbaches nach E gedrängt.

Den gewaltigen Dolomitwänden entlang dehnen sich unzählige trockene Gehängeschuttkegel; grössere Runsen in den Wänden mit zeitweiliger Wasserführung brachten es zur Bildung von nassen Gehängeschuttkegeln.

b) Quellabsätze.

Im Gebiete von Murtiratsch überziehen die zahlreich niederrieselnden Wasseradern den Boden mit einer dicken Kruste von Kalktuff. Kalksinter ist in nicht bemerkenswerter Mächtigkeit auch bei Promaschtgel und an andern Orten zu finden. Häufig ist der Gehängeschutt durch Kalksinter verkittet, so dass Gehängeschuttbreccien entstanden sind (Tusagn, Muntscheet usw.).

VI. Quellen.

a) **Mineralquellen:** Südwestlich Alvaneubad tritt im Wald eine kleine Schwefelquelle zutage, die auf der topographischen Karte eingezeichnet ist; sie nimmt ihren Gehalt an Schwefelwasserstoff (H_2S) aus den umgebenden Raiblerrauhacken, die stellenweise sehr gipsreich sind.

Westlich Tiefenkaſtel findet ſich eine jodhaltige Kluftquelle in den Schynſchiefern. Durch die Stauung der Albula für das Soliſer Kraftwerk iſt die gefaſſte Quelle verſchüttet worden und kann nicht mehr beſucht werden.

Eine weitere Mineralquelle tritt bei Solisbrücke zutage. Den Ort ihres Austrittes kenne ich jedoch nicht.

b) Gewöhnliche Quellen: Zwei ſehr ertragreiche Quellen treten auf der W-Seite des Piz Toiſſa aus.

Die eine davon iſt die Ava da Mulegn ſüdlich Mons; es iſt eine Bergſturzquelle. Sie tritt auf Flyſch aus; ihr Sammelgebiet iſt die groſſe Bergſturzmaſſe im NE des Piz Toiſſa. Die andere ſpeist den Balandegnbaſch zwiſchen Salux und Dèl. Sie tritt auf den Schiefern der Curvèr-Nivaigl-Zone aus. Jedes Jahr kommt ſie Mitte Juni regelmäſſig mit der doppelten Waſſermenge als im Winter und im Frühjahr. Dieſe Erſcheinung iſt eine Folge des eigenartig beſchaffenen Sammelgebietes der Quelle. Einmal kommt als Sammelgebiet die ausgedehnte Bergſturzmaſſe am Fuſſe des Toiſſa in Betracht, dann muſſ aber auch die Val Gronda des Toiſſa dazugerechnet werden. Die Val Gronda beſitzt nämlich keinen oberflächlichen Abfluſſ. Alle in ihr niederfallenden Niederschläge verſickern im klüftigen Hauptdolomit und flieſſen auf der Auflagerungsfläche des Toiſſa, alſo auf den Curvèrſchiefern, abwärts in die bergſturzbedeckte Zone am Fuſſ des Berges. Einzig dieſe Tatsache bildet ſchon einen ſchlagenden Beweis für die Deckennatur dieſer Klippe. Da die Schneemaſſen, die den Winter über in der Val Gronda aufgehäuft werden, bis Ende Mai oder anfangs Juni zu Waſſer geworden ſind, iſt das merkwürdige Anwachen des Balandegnbaſches Mitte Juni durch den Waſſerzuſchuſſ aus Val Gronda leicht erklärlich.

Zwiſchen Surava und Alvaneubad finden ſich in der Alluvialebene ſüdlich der Albula mehrere Grundwaſſerquellen. Auch wenn die Albula trübes Waſſer führt, ſind die von den Grundwaſſer-aufſtöſſen wegflieſſenden Bächlein ſtets klar. Die Grundwaſſeraufſtöſſe liegen durchwegs etwas höher als der Albulafluſſſpiegel.

Eine ſehr ſtarke Kluftquelle entſpringt dem Hauptdolomit der Aeladecke im Schaftobel 500 m ob dem Zuſammenfluſſ von Schaftobelbaſch und Foppabaſch. Es handelt ſich nicht um eine einzige Quelle, ſondern um eine zuſammengehörende, mächtige Quellengruppe.

Zahlloſe weniger wichtige Quellen treten an der Obergrenze des Flyſches und der andern penniniſchen Schiefermaſſen aus. Es kommt dabei ſehr häufig zur Bildung von Gehängemooren, die von Quellwaſſer durchtränkt ſind und an ihrem Unterende meiſt ein oder mehrere Bächlein entlaſſen. Beiſpiele für ſolche ſind anzutreffen: auf Battagliang, Murtiratsch, Salaschigns, Sars, Salux, Mons und Fillier.

Sehr ertragreiche Quellen erſcheinen auf der Oberkante des Abſturzes auf Cotschna unter Diluvialſchutt. Sie nähren ſich zur Hauptsache aus dem unterirdiſch abflieſſenden Seewaſſer von Lajets.

Eine kleine Schichtquelle tritt auf Uigls aus.

Jede Bergſturz- oder Rutschmaſſe beſitzt an ihrem Fuſſ einen Quellenhorizont (Tinzener Bergſturz, Murtiratschrutſch). Die wichtigſten hierher gehörenden Quellen ſind bereits angeführt worden; ſie zählen zu den beſten und ertragreichſten des ganzen Gebietes.

VII. Seen.

Die gröſſern Seen der Bergünerrſtöcke liegen alle in der Form eines annähernd rechtwinkligen Dreiecks angeordnet.

Auf einer N-S-Linie liegen der Karſee von Aint ils Laiets (2500 m), im Hintergrund des Schaftobels und der Lai da Tigiel (2480 m), ebenfalls ein Karſee zwiſchen Tinzenhorn und Pizza Groſſa. Beide ſcheinen nicht ſehr tief zu ſein und liegen, umgeben von glazialen Schuttmaſſen, in wannenartigen Vertiefungen.

Auf einer W-E-Linie angeordnet, ſind die drei Seen von Lajets. Der gröſſte See im E iſt ein richtiger Auskalkungsſee; er liegt in einer Radiolarit-Aptychenkalkwanne. Die beiden kleinern Seen im

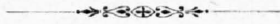
W sind nur seichte Teiche in der von Schlamm ausgepichteten Schuttmasse des Talgrundes. Die Seen haben sicher einmal zusammengehangen, wurden aber während der Diluvialzeit durch Moränenwälle und Bergstürze getrennt.

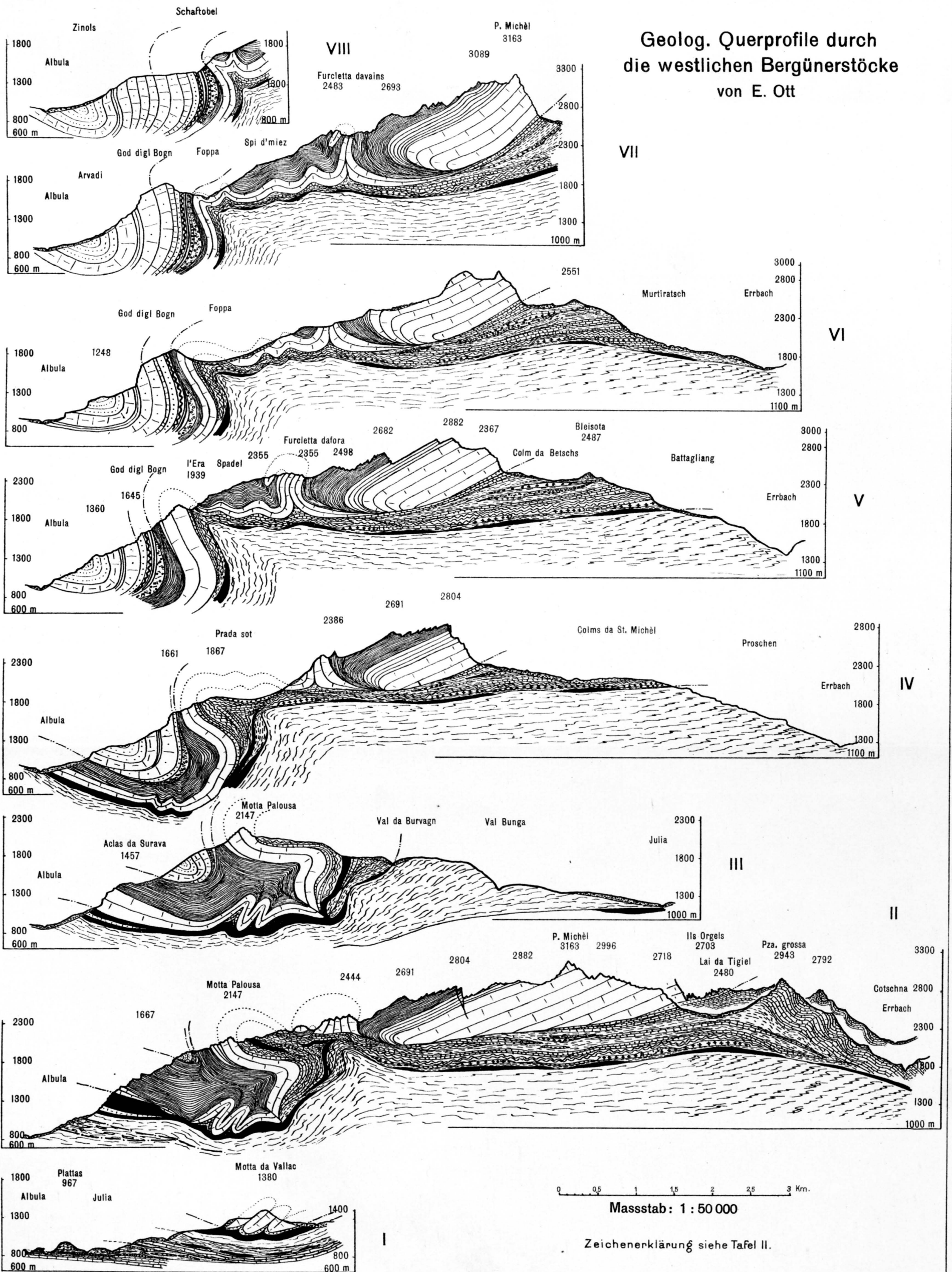
Keiner der Seen besitzt einen oberflächlichen Ablauf. Der See von Aint ils Laiets entwässert sich unterirdisch nach N (Kluftquelle im Schaftobel), der Lai da Tigiel nach S (Quellen über Murtiratsch) und die Lajets nach Cotschna hinunter in die Val d'Err.

Der grösste See von Lajets besitzt allerdings eine oberflächliche Abflussrinne, die aber nur bei hohem Wasserstande Wasser führt.

Ein weiteres kleines Seelein liegt bei Nasegl ostnordöstlich über Savognin. Dort handelt es sich um einen Nackensee, denn er liegt im «Nacken» einer abgerutschten Masse. Er besitzt einen oberflächlichen Abfluss nach dem Savogninertobel hin.

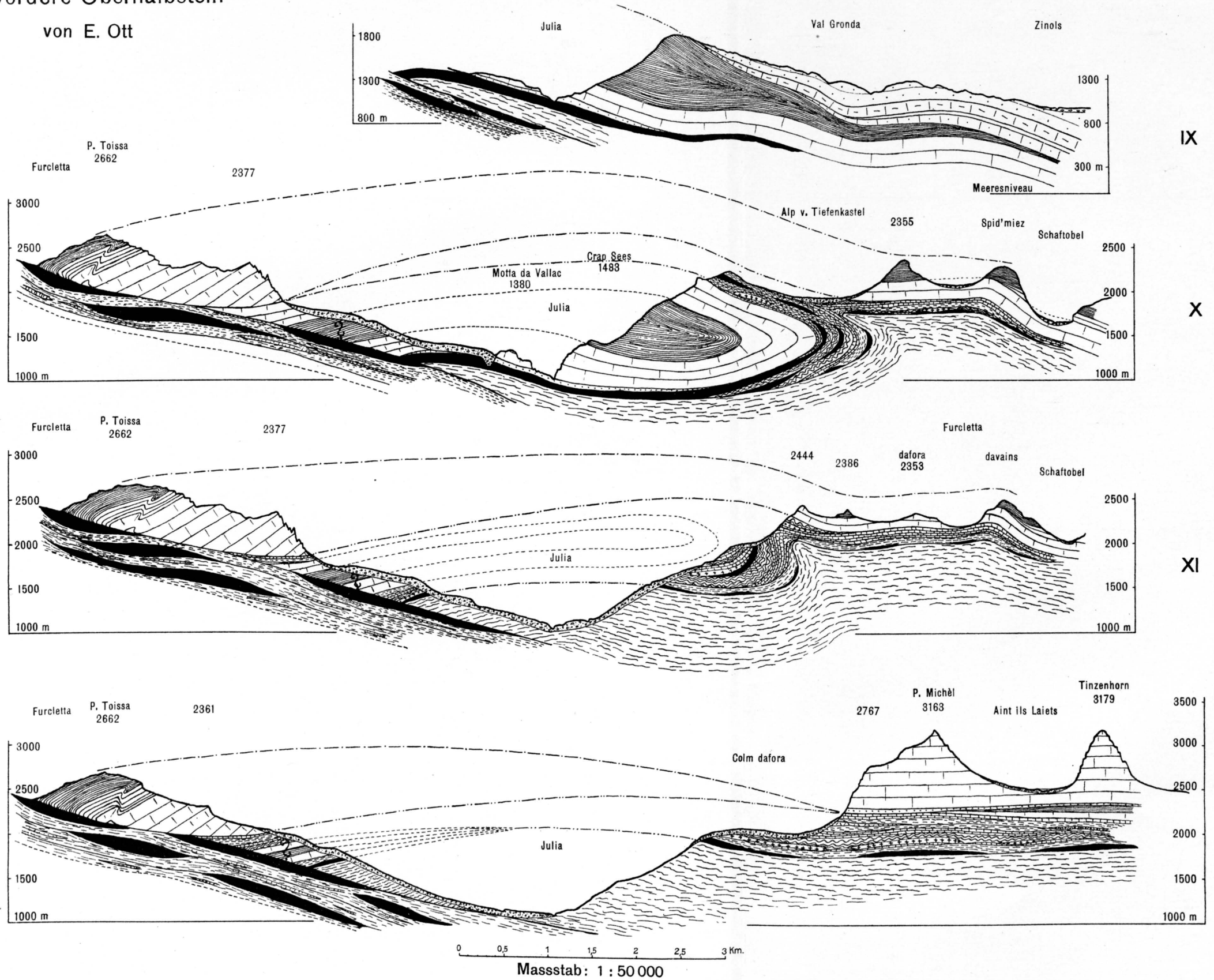
Versickerungstrichter: Ein solcher liegt mitten in der Rutschmasse von Murtiratsch. Verschiedene andere finden sich in der Bergsturzzone südlich Station Solis.





Geolog. Längsprofile durch das vordere Oberhalbstein

von E. Ott



A. Sch. z. = Aroser Schuppenzone
C.-N.s. = Curvèr-Nivaigserie



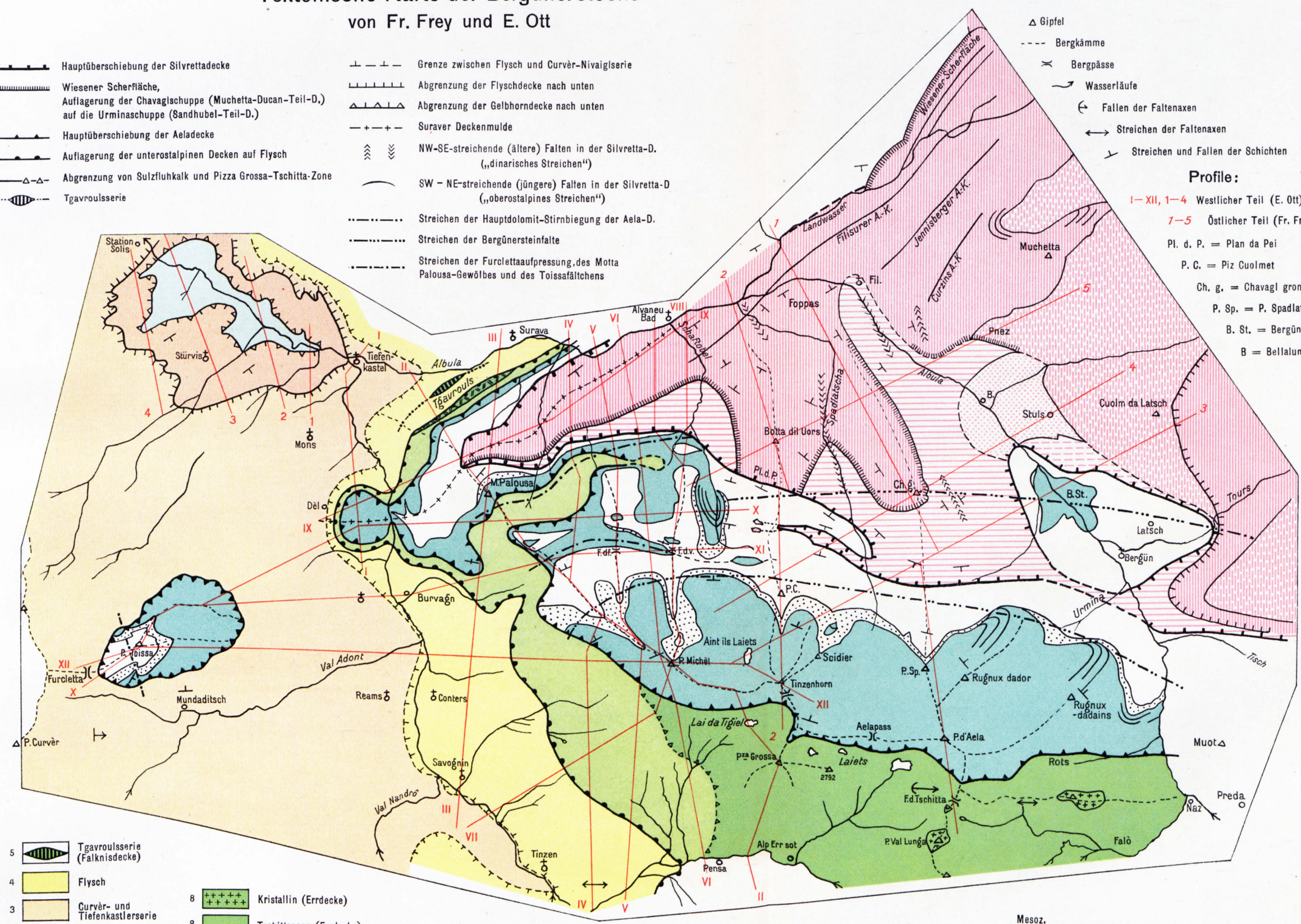
Tektonische Karte der Bergünnerstöcke
von Fr. Frey und E. Ott

- Hauptüberschiebung der Silvrettaecke
- Wiesener Scherfläche, Auflagerung der Chavaglschuppe (Muchetta-Ducan-Teil-D.) auf die Urminaschuppe (Sandhubel-Teil-D.)
- Hauptüberschiebung der Aeladecke
- Auflagerung der unterostalpinen Decken auf Flysch
- Abgrenzung von Sulzfluhkalk und Pizza Grossa-Tschitta-Zone
- Tgavroulserie

- Grenze zwischen Flysch und Curvèr-Nivaigserie
- Abgrenzung der Flyschdecke nach unten
- Abgrenzung der Gelbhorndecke nach unten
- Suraver Deckenmulde
- NW-SE-streichende (ältere) Falten in der Silvretta-D. („dinarisches Streichen“)
- SW-NE-streichende (jüngere) Falten in der Silvretta-D. („oberostalpinen Streichen“)
- Streichen der Hauptdolomit-Stirnbiegung der Aela-D.
- Streichen der Bergünnersteinfalte
- Streichen der Furclettaaufpressung, des Motta Palousa-Gewölbes und des Toissafälthens

- △ Gipfel
- Bergkämme
- X Bergpässe
- ~ Wasserläufe
- ↖ Fallen der Faltenachsen
- ↔ Streichen der Faltenachsen
- ↗ Streichen und Fallen der Schichten

Profile:
I-XII, 1-4 Westlicher Teil (E. Ott)
7-5 Östlicher Teil (Fr. Frey)
Pl. d. P. = Plan da Pei
P. C. = Piz Cuolmet
Ch. g. = Chavagl grond
P. Sp. = P. Spadlatscha
B. St. = Bergünnerstein
B = Bellaluna



- 5 Tgavroulserie (Falknisdecke)
- 4 Flysch
- 3 Curvèr- und Tiefenkastlerserie
- 2 Gelbhorndecke (Schamserdecken p. p.)
- 1 Schyn-Viamalaschiefer
- 8 Kristallin (Errdecke)
- 8 Tschittazone (Errdecke)
- 7 Aroscher Schuppenzone
- 6 Sulzfluhdecke (Kalk)

Maßstab: 1 : 75 000



- 9 Lias
- Rhaet
- Hauptdolomit
- Aeladecke
- 10 Mesoz. Sedimente
- Porphyry
- Gneis
- Chavaglschuppe
- Urminaschuppe
- Silvrettaecke