

**BEITRÄGE**  
ZUR  
**GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ**

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT  
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

---

**NEUE FOLGE, XLVI. LIEFERUNG**  
DES GANZEN WERKES 76. LIEFERUNG  
**I. ABTEILUNG.**

---

**Zur Tektonik**  
der  
**südöstlichen Schweizeralpen.**

---

Mit einer tektonischen Übersichtskarte in 1:250,000  
und schematischen Profilen.

---

Von  
**Rudolf Staub.**

---



**Bern.**  
In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).  
1916.  
Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

## Vorwort der Geologischen Kommission.

---

In der Sitzung vom 12. Dezember 1915 legte Herr Dr. *Rudolf Staub*-Zürich das druckfertige Manuskript seiner Arbeit vor: *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Gestützt auf ein Gutachten von Professor Dr. *E. Argand*-Neuenburg, d. d. 9. Dezember 1915, beschloss die Kommission Aufnahme in die „Beiträge“. Durch das Entgegenkommen des Verfassers, der die gesamten Kosten des Druckes übernahm, konnten wir das Werk sofort erscheinen lassen, was sonst nicht möglich gewesen wäre, weil die Kriegslage die Mittel der Kommission sehr stark vermindert hat.

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

*Zürich*, den 29. Januar 1916.

Für die Geologische Kommission,

*Der Präsident:*

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

*Der Sekretär:*

Dr. **Aug. Aeppli**.



## Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort. — Benutzte Literatur . . . . .	IV—VIII	Tambo- und Surettadecke . . . . .	24
<i>I. Die Tektonik der Region von Bellinzona . . . . .</i>	<i>1</i>	Suretta-, Schamser- und rätische Decke . . . . .	25
Allgemeine Gliederung . . . . .	1	Rätische und Selladecke . . . . .	30
1. Das Gneisgebiet von Claro . . . . .	2	Sella- und Errdecke . . . . .	30
2. Der Marmorzug von Algaletta-Castaneda . . . . .	2	Sella-, Err- und Berninadecke . . . . .	31
3. Die Gneiszone von Roveredo . . . . .	3	Bernina- und Languarddecke . . . . .	31
4. Der Marmorzug von Castione . . . . .	3	Sassalbozone . . . . .	32
5. Die Zone von Arbedo . . . . .	6	Ortler und Unterengadiner Dolomiten . . . . .	33
6. Der Marmorzug von Tabio . . . . .	8	Silvretta . . . . .	34
7. Die Zone von Bellinzona . . . . .	9	Resultate . . . . .	35
8. Die Trias des San Jorio . . . . .	17	<i>III. Die Wurzeln der penninischen und ostalpinen</i>	
9. Das Seegebirge . . . . .	17	<i>Decken im südlichen Tessin . . . . .</i>	<i>36</i>
Resultate . . . . .	18	Deutung der einzelnen Zonen . . . . .	37
<i>II. Die Decken im südlichen Bünden . . . . .</i>	<i>22</i>	Alpen und Dinariden . . . . .	38
Allgemeines . . . . .	22	Wallis und Bünden . . . . .	39
Molare- und Aduladecke . . . . .	23	Zusammenfassung . . . . .	41
Adula- und Tambodecke . . . . .	24		

## Vorwort.

In ungeahnter Weise ist die geologische Erforschung der Schweizeralpen in den letzten zehn Jahren fortgeschritten. Weite Gebiete der nördlichen helvetischen Ketten sind durch gründliche Aufnahmen bis in die kleinsten Details bekannt geworden. Eine stattliche Reihe von geologischen Spezialkarten konnten in rascher Folge von der Schweizerischen Geologischen Kommission herausgegeben werden, und viele weitere sind in Arbeit. Ich erinnere nur an die herrlichen Blätter von *Alb. und Arn. Heim*, *Arbenz*, *W. Staub*, *Oberholzer*, *Lugeon*, *Jeannet* und *Rabowsky*, und an die neue Übersichtskarte der Schweiz. Insbesondere aber wurden unsere Kenntnisse der kristallinen Alpen in hohem Masse bereichert durch die umfassenden Untersuchungen von *Alb. Heim*, *Schmidt*, *Preiswerk*, *Lugeon* und besonders *Argand* in der penninischen Region. Und seit *Argand* in genialer Weise die Resultate langjähriger unermüdlicher Forschertätigkeit zu jener grossartigen Synthese des Gebirgsbaues der Westalpen vereinigt hat, die uns in seiner tektonischen Karte der Westalpen vorliegt, steht der Bau der westlichen Schweizeralpen in vollendeter Klarheit vor uns.

Aber auch in Graubünden hat die geologische Forschung eminente Fortschritte gemacht. Wohl hatten schon früher *Steinmann* und seine Schüler durch jahrelange Arbeit versucht, über die verwickelten tektonischen Verhältnisse Bündens ins klare zu kommen, und sind zu vielen wichtigen Resultaten gelangt. Aber zu einem vollen Verständnis fehlte eben immer die genauere Kenntnis des südlichen Bündens. *Zyndel* war der erste, der uns auf Grund weitgehender eigener Beobachtungen ein klareres Bild der Tektonik Bündens entrollte, und seine Studie über den Gebirgsbau Mittelbündens bleibt in dieser Beziehung von hoher Bedeutung.

Seither sind auch die Arbeiten im südöstlichen Bünden rüstig vorgeschritten. Was vor einigen Jahren noch in geheimnisvolles tektonisches Dunkel gehüllt war: Oberhalbstein, Albulatal, Julier, Oberengadin, Bergell, Malenco und Puschlav, die Berninagruppe, die Unterengadiner Dolomiten etc., ist uns heute dank der Arbeiten von *Zyndel*, *Cornelius*, *Trümpy*, *Spitz* und *Dyhrenfurth* und meinen eigenen kein Rätsel mehr. Die neuesten Arbeiten von *Cornelius* über das untere Veltlin und die geologischen Verhältnisse des Disgraziamassivs greifen weit in die Wurzelregion der Decken hinab und sind daher für die Tektonik Bündens und der südöstlichen Schweizeralpen überhaupt von grundlegender Bedeutung.

Dank diesen neueren Untersuchungen ist denn auch Graubünden heute nicht mehr das unbekannte Land, das es noch vor wenigen Jahren in bezug auf seine Tektonik war. Wir kennen fast das ganze Gebiet zwischen Vorderrheintal und Veltlin, und die Beobachtungen erstrecken sich über das ganze grosse Deckengebiet bis in die Wurzelregionen hinab.

Aber die Fülle der Resultate rief auch einer Menge neuer Fragen und Aufgaben. Wohl weitaus die wichtigste dieser Fragen in der ganzen Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen ist die Frage nach den engeren Zusammenhängen zwischen den Wurzelzonen im südlichen Tessin und den zahlreichen Decken Bündens. Die Lösung dieser Wurzelfrage ist wohl eines der brennendsten Probleme der modernen Alpengeologie.

Vom Standpunkt dieser Wurzelfrage aus wurde die vorliegende Arbeit unternommen. Aber gerade hier zeigten sich von Anfang an die grossen Lücken in unserer Kenntnis der südöstlichen Schweizeralpen. Der wichtigste Teil des für diese Fragen in Betracht kommenden Gebietes, das südliche Tessin, war von jeher stark vernachlässigt worden und in bezug auf seine Tektonik

so gut wie unbekannt<sup>1)</sup>, und jeder Versuch, einmal ausgeschiedene tektonische Elemente mit dem Deckenchaos in Graubünden in Verbindung zu bringen, scheiterte an dem empfindlichen Mangel einer Übersicht über die Gesamttektonik des benachbarten südlichen Bündens<sup>1)</sup>.

Diese empfindlichen Lücken stellten jeder Diskussion der Wurzelfrage ein unüberwindliches Hindernis entgegen, und es galt zuerst dieses zu überwinden.

Die Lösung der Wurzelfrage zerfiel daher naturgemäss in drei verschiedene Aufgaben: Das Studium der Tektonik des südlichen Tessins<sup>2)</sup>, das Studium der Decken in Graubünden und endlich die Diskussion der Frage selbst. Damit ist auch die Einteilung der vorliegenden Arbeit ohne weiteres gegeben. In einem ersten Teil haben wir uns zunächst über die Tektonik der so überaus wichtigen Region von Bellinzona zu orientieren und dadurch eine geologische Grundlage zu weiterer Diskussion zu schaffen. Ein zweiter Abschnitt soll einem Gesamtüberblick über die Zusammenhänge der zahlreichen Decken des südlichen Bündens gewidmet sein, und wir werden daher den Deckenbau Graubündens näher studieren müssen. In einem dritten Kapitel schliesslich werde ich die Resultate der beiden ersten Abschnitte zur Lösung der Wurzelfrage verwerten und weitere Schlüsse ziehen.

Endlich habe ich die Resultate, zu denen mich diese Arbeit geführt hat, in der beiliegenden tektonischen Karte und in einigen schematischen Profilen zur Anschauung gebracht.

Sowohl Karte wie Profile sollen als ein erster Versuch gelten, den verwinkelten Bau der südöstlichen Schweizeralpen zu überblicken. Weder Karte noch Profile machen Anspruch auf grösste Genauigkeit. Einerseits ist die topographische Grundlage der Karte an vielen Orten so ungenau, dass ein genaues Eintragen der geologischen Grenzlinien nicht möglich war, andererseits aber war ich nicht überall in der Lage, die einzelnen Grenzlinien nach der Natur selbst einzuzichnen, und musste daher dieselben in vielen Fällen, weil neuere Spezialkarten noch fehlen, von den älteren Karten kopieren. Der aufmerksame Beobachter wird daher hie und da noch kleine Ungenauigkeiten im Verlauf der einzelnen Grenzlinien finden. Aber die Hauptsache ist der Zusammenhang der einzelnen Glieder, der Verlauf und die Aufeinanderfolge der Decken, ihre Verschmelzung, ihre gegenseitige Stellung, ihr Zusammenhang mit den Wurzeln, kurz, der Überblick über das Ganze.

An Stellen, wo ich über den Zusammenhang nicht völlig sicher war, habe ich kleine Fragezeichen angebracht, an vielen Stellen habe ich schematisierend vereinfacht. So z. B. blieben die tiefgreifenden Synklinale innerhalb der Adula- und innerhalb der rätischen Decke z. T. vernachlässigt, wurden die einzelnen Schamserdecken zu einer Einheit zusammengezogen; die Surettagneise im Val Malenco sind nur schematisch umgrenzt, und die einzelnen Gneisschuppen am Grunde der rhätischen Decke im Val Malenco sind zu einer Schuppenzone schematisch vereinigt; das Meso-

<sup>1)</sup> Wir sind auf die alte Karte von *Rolle* angewiesen (37)<sup>3)</sup>. Dort ist die Zone von Bellinzona mit dem übrigen Tessinermassiv zusammengeworfen und sehr schematisiert. Neuere tektonische Untersuchungen fehlen völlig. Nur so ist es erklärlich, dass heute die verschiedensten Kombinationen über die Zugehörigkeit einzelner Zonen des südlichen Tessins zu bestimmten Gliedern der penninischen und ostalpinen Decken bestehen. Ein Beispiel dieser Unsicherheit bildet die Zone von Ivrea und diejenige des Canavese. Während *Argand* die erstere auf seiner tektonischen Karte der Westalpen (5) bei Ascona enden lässt und das Canavese zum Triaszug von San Jorio und Dubino durchzieht, streicht nach *Schmidt* (40) die Zone von Ivrea in mächtiger Entwicklung weiter nach Osten in die Gebirge nördlich der Juriotrias, und die dem Canavese entsprechenden Sedimentzüge bringt dieser Autor in Verbindung mit den Marmoren von Castione (39, 40 und 41), welche letztere ihrerseits kürzlich *Henny* (29) als Wurzel der Aduladecke bezeichnete. *Schardt* (38) endlich zeichnet im Gegensatz zu *Argand* und *Schmidt* die Zone von Ivrea als eine Synklinale. *Cornelius* hingegen schliesst sich der Ansicht von *Argand* an und möchte die Zone von Ivrea eher mit seinen Morbegnoschiefern als mit der Tonalezone parallelisieren (12). Ein Widerspruch nach dem andern! All dies beleuchtet den grossen Mangel einer besseren Kenntnis der Gegend um Bellinzona zur Genüge.

<sup>2)</sup> Die Untersuchungen sind keineswegs abgeschlossen, es sind vielmehr die einzelnen Zonen noch genauer im Streichen zu verfolgen; aber da mir dies während des jetzigen Krieges noch auf längere Zeit hinaus nicht möglich sein wird, weil die betreffenden Gebiete jenseits unserer Grenzen liegen, und da mir die vorliegenden Anhaltspunkte für eine Analyse der Tessiner Wurzelzone zu genügen scheinen, fasse ich im folgenden die wichtigsten Resultate meiner bisherigen Studien zusammen.

<sup>3)</sup> Die Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.



zoikum der Silvrettadecke und die Schuppe von Malonno wurden nicht extra ausgeschieden; das Gebiet zwischen Val Codera und der Tessinergrenze konnte gleichfalls nur schematisch dargestellt werden. Im übrigen habe ich versucht, auf der Karte die Resultate der neuesten mir zugänglichen Untersuchungen zur Darstellung zu bringen.

Wenn einmal über dieses ganze Gebiet Spezialkarten und Detailuntersuchungen vorliegen, so wird wohl im kleinen manches an dieser Karte zu korrigieren sein, aber die grossen Zusammenhänge, welche hier dargestellt sind, werden in der Hauptsache bestehen bleiben. Vorderhand wolle man diese Karte als einen ersten Versuch zu einer Übersicht über die Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen ansehen.

Es bleibt mir noch übrig, allen denen, die mir bei meiner Arbeit in irgendeiner Weise helfend zur Seite standen, meinen herzlichen Dank auszusprechen. Vor allem verdanke ich viele wertvolle Anregungen meinem hochverehrten früheren Lehrer, Herrn Prof. *Alb. Heim*, der mir auch in freundlichster Weise die Benutzung seiner Privatbibliothek und einer Reihe seiner Originalkarten 1:50,000 jederzeit gestattete. Auf Anraten von Herrn Prof. Heim wurde ich im Sommer 1915 von der Armee mit der geologischen Untersuchung der Quellen im südlichen Bünden betraut, und bin dadurch während dreier Monate durch alle Täler und Gebirge dieses tektonisch so wichtigen Gebietes gekommen. Dabei ist mir mancher Zusammenhang, der bisher dunkel war, klar geworden, und erhielt ich einen Überblick über die Tektonik Bündens, wie ich ihn sonst vielleicht erst nach Jahren erlangt hätte. Herr Prof. *Heim* hat dadurch meine Arbeit enorm unterstützt, und dafür danke ich ihm an dieser Stelle nochmals herzlich.

Eine Menge von wichtigen Beobachtungen und die sorgfältige Ausführung der Gesteinsanalysen verdanke ich meiner lieben Frau, die mich wiederum auf allen meinen Touren begleitete. Für ihre unermüdliche Mitarbeit danke ich ihr auch an dieser Stelle herzlich.

Auch der tatkräftigen Hilfe meines lieben Schwagers *Georg Wagapoff* sei gedacht, die mir derselbe allezeit während meiner Feldarbeiten als nimmermüder Träger und lieber Kamerad leistete.

Die Anregung zur Herstellung einer tektonischen Karte verdanke ich indirekt dem unermüdlichen Erforscher der Walliser Alpen, *Emile Argand*, durch dessen Arbeiten einem die Fortführung seiner tektonischen Karte der Westalpen nach Graubünden hinein geradezu aufgedrängt wurde. Die ungemein klare Methode seiner Darstellung führte in den verwickelten Gebieten Graubündens zu manchem überraschend einfachen Ergebnis.

Endlich bin ich meinem lieben Freunde und Bündnerkollegen *H. P. Cornelius* zu herzlichem Dank verpflichtet. Hat er auch persönlich nicht Gelegenheit gehabt, mir bei der Ausführung der Karte oder der Arbeit zu helfen, so haben mich dafür seine Arbeiten über die Wurzelregion im unteren Veltlin und über das Disgraziamassiv in hohem Masse unterstützt. Die heutigen Resultate dieser Arbeit, die tektonische Karte und die schematischen Profile wären ohne diese Arbeiten von *Cornelius* undenkbar gewesen. *Cornelius* hat als erster die Zusammenhänge zwischen Decken und Wurzeln in Graubünden verfolgt, und nur auf der Grundlage seines gewaltigen, mit grösster Sorgfalt gesammelten Tatsachenmaterials konnte ich meine weiteren Schlüsse in solcher Weise ausbauen, wie es nun geschehen ist.

Der Geologischen Kommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft bin ich zu hohem Danke verpflichtet für das Wohlwollen, das sie mir mit der Aufnahme meiner Arbeit in diese Beiträge bezeugte, und für die treffliche Ausführung des Druckes von Profilen und Karte.

Zürich, den 31. Dezember 1915.

*R. Staub.*



## Benutzte Literatur.

1. *P. Arbenz*, Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges., 95. Jahresvers., Atdorf, 1912. II. Teil.
2. — Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1913.
3. *E. Argand*, Carte géologique du massif de la Dent Blanche. Matér. carte géol. Suisse, carte spéciale 52.
4. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. carte géol. Suisse, nouv. sér., livr. XXXI, 1911.
5. — Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Ibid., livr. XXVII. Carte spéciale 64 et coupes, 1911.
6. *E. Blösch*, Geologischer Überblick über das Berninagebiet. Englers Bot. Jahrb., 47. Bd., Heft 1—2. Leipzig, 1911.
7. *H. P. Cornelius*, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Geol. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., 1912.
8. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julierpass. Inaug.-Diss. N. J. f. Min., Beilage Bd. 35. Stuttgart, 1912.
9. — Geologische Exkursionen im Oberengadin, Bivio-Maloja. Verl. Max Weg, Leipzig, 1913.
10. — Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., 1913.
11. — Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 45. Lief. Bern, 1914.
12. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. J. f. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. XL. Stuttgart, 1915.
13. — Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rundschau, Bd. VI, Heft 3. Leipzig, 1915.
14. *A. Escher* und *B. Studer*, Geologische Beschreibung von Mittelbündten. Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. III. 1839.
15. — Carte géologique de la Suisse. 2<sup>e</sup> Edition. 1867.
16. *B. G. Escher*, Über die prätriasische Faltung in den Westalpen etc. Inaug.-Diss. Zürich, 1911.
17. *W. Freudenberg*, Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs. N. J. f. Min., Geol. u. Pal. Beil. Bd. 36. Stuttgart, 1913.
18. *U. Grubenmann*, Der Granatolivinfels des Gordunotales etc. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1908.
19. — Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. Berlin, 1910.
20. *E. Gutzwiller*, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Inaug.-Diss. Ecl. Geol. Helv., 1912.
21. — Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart, 1912.
22. — Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. Ebenda. Stuttgart, 1914.
23. *W. Hammer*, Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm. Jahrb. d. k. k. Reichsanstalt, 1908.
24. *Alb. Heim*, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 25. Lief. Bern, 1891.
25. — Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1906.
26. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives. Ebenda. Zürich, 1906.

27. *Alb. Heim*, Der Bau der Schweizeralpen. Neujaersblatt der Naturf. Ges. Zürich, 1908.
  28. — Geologische Karte der Schweiz, 1:500,000, II. Aufl., 1911.
  29. *G. Henny*, De Zuidgrens der Alpen, Verslagen der Geologischen Sectie van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederlande en Kolonien. 's-Gravenhage, 1915.
  30. *G. Klemm*, Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen“ etc. der Tessiner Alpen. Sitz. Ber. d. k. p. Akad. d. Wiss., Berlin, II. 1904, XX. 1905, XII. 1907.
  31. *L. Kober*, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. V, Heft 3. Leipzig, 1914.
  32. *M. Lugeon* und *G. Henny*, Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes. C. R. t. 160, 1915.
  33. — La limite alpinodinarique dans les environs du massif de l'Adamello. Ibid. 1915.
  34. *P. Niggli* und *W. Staub*, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 45. Lief. Bern, 1914.
  35. *H. Preiswerk*, Malchite und Vintlite im „Strona“- und „Sesiagneis“. Festschr. H. Rosenbusch. Stuttgart, 1906.
  36. *F. Rolle*, Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Bern, 1881.
  37. — Geol. Karte der Schweiz, 1:100,000, Bl. XIX. 1882.
  38. *H. Schardt*, Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen, 1906.
  39. *C. Schmidt*, Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel, 1907.
  40. — Geologische Karte der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc. Basel, 1908.
  41. *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe. Bern, 1908.
  42. *A. Spitz*, Verh. d. k. k. Reichsanstalt. Nrn. 7 und 8. 1913.
  43. *A. Spitz* und *G. Dyhrenfurth*, Ducan-Gruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bogen. Ecl. Geol. Helv. 1913.
  44. — Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verh. d. k. k. Reichsanstalt. 1913.
  45. — Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. Lief. 44. Bern, 1915.
  46. *R. Staub*, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1914.
  47. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Ebenda. 1915.
  48. *B. Studer*, Geologie der Schweiz. Bern und Zürich, 1851.
  49. *T. Taramelli*, I Tre Laghi. Milano, 1903.
  50. *P. Termier*, Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. Géol. France. 1905.
  51. *Topographischer Atlas der Schweiz*, 1:50,000. Überdruckblätter: Ofenpass, Berninapass, Albula, Viamala, Lukmanier, Splügenpass und zum Teil Monte Cenere.
  52. *D. Trümpy*, Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1912.
  53. *O. Wilckens*, Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adulamassivs etc. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1909.
  54. *F. Zyndel*, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 41. Lief. 1912.
  55. — Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. geol. Helv. 1913.
  56. *Alb. Heim*, Die Schwereabweichungen der Schweiz in ihrem Verhältnis zum geologischen Bau. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 1916.
-

## I. Die Tektonik der Region von Bellinzona.

In enormer Einförmigkeit und Mächtigkeit türmen sich im mittleren Tessin die flach gelagerten Bänke des Tessinergneises übereinander. Vom Tal hinauf bis zu den Gipfeln bestehen die umgebenden Berge daraus. Erst südlich von Claro senken sich die Gneisbänke und gehen rasch in steiles Südfallen über, und von da nach Süden bis über den Cenere hinaus sehen wir alle Schichten des Gebirges steil aufgerichtet wie in den nördlichen Zentralmassiven. Als ein riesiger Fächer erscheint dieses Gebirgsstück zwischen Castione und Val Morobbia. Bei Castione fallen alle Schichten steil südlich, von Arbedo an südwärts meist steil nördlich. Als einheitlicher Kern des Fächers erscheint die von *Gutzwiller* (20) erkannte und beschriebene Injektionszone, und die Marmore von Castione und die Trias vom San Jorio vervollständigen die Symmetrie des Fächers.

Aber die nähere Untersuchung zeigt, dass diese Fächernatur nur eine scheinbare ist. Das auf den ersten Blick so einfach gebaute einheitliche Gebiet der steilauferichteten kristallinen Schiefer zwischen Claro und dem Monte Cenere lässt sich bei genauerer Betrachtung leicht in eine Anzahl Zonen gliedern. Deren gemeinsames Merkmal ist die ausgeprägte Injektion aller ihrer Glieder zwischen Claro und Giubiasco, welche sämtliche Gesteine derselben in weitgehendem Masse verändert hat und zum Teil deren hochkristallinen Charakter bedingt. Aber die Injektion ist nicht überall so stark, dass man das injizierte Grundgebirge nicht mehr erkennen könnte. Dasselbe schimmert vielmehr noch deutlich durch all die grossartige Injektion durch und erlaubt eine tiefere Gliederung der kristallinen Komplexe. Verstärkt wird diese Gliederung durch mehrere Marmorzüge, welche die einzelnen Zonen kristalliner Schiefer trennen, und diese sind es, welche die Hauptleitlinien der Tektonik der Wurzelzone von Bellinzona bilden.

Versuchen wir nun anhand dieser Marmorzüge die Gliederung durchzuführen, so können wir von Norden nach Süden folgende Zonen unterscheiden:

1. Das Gneisgebiet von Claro-Misox.
2. Der Marmorzug von Algaletta-Castaneda.
3. Die Gneiszone von Roveredo.
4. Der Marmorzug von Castione.
5. Die Zone von Arbedo.
6. Der Marmorzug von Tabio.
7. Die Zone von Bellinzona.
8. Die Trias vom Passo San Jorio.
9. Das Seegebirge.

Alle diese Zonen streichen ENE, oft auch E—W, hie und da auch ESE; das Fallen schwankt von 75° S bis 45° N. Betrachten wir diese Zonen nun etwas näher.



## 1. Das Gneisgebiet von Claro.

Als die nördliche Begrenzung des untersuchten Gebietes wurde dasselbe im Detail nur wenig studiert. Es steht gegen Osten in ununterbrochener Verbindung mit den Gneisen des unteren Misox, welche sich in die Adulagneise, und damit in die Aduladecke fortsetzen.

Die petrographische Zusammensetzung dieser Zone ist recht mannigfach.

Das Hauptgestein ist ein zum Teil massiger, meist aber deutlich schiefriger Zweiglimmerorthogneis, der sogenannte Tessinergneis. Basische Einlagerungen sind im Tessintal selten (Peridotit von Loderio), im Misox etwas häufiger. Sie bestehen aus Amphiboliten, Zoisitamphiboliten, Granatamphiboliten, Hornblende- und Strahlsteinschiefern. Eine solche Zone basischer Gesteine streicht z. B. unter Soazza durch. Zu erwähnen sind ferner Granatglimmerschiefer und Augengneise im mittleren Misox (Buffalora). Bemerkenswert ist die Zunahme des Biotits in den Gesteinen des Misox von Mesocco an abwärts bis Grono. Die Muscovitgneise der Adula gehen also allmählich in die Zweiglimmergneise des Tessin über. Äquivalente der berühmten Disthen und Staurolith führenden Glimmerschiefer des Pizzo Forno ob Faido erscheinen im oberen Misox ob Soazza. Injektionsgesteine kommen von Cabbio an südwärts an mehreren Stellen vor und fehlen auch der Gegend südlich Claro nicht (vgl. auch 20, S. 57, und 30).

Die Lagerung ist im Tessin recht einfach. Die flachliegenden Gneise senken sich südlich Claro regelmässig in die Tiefe, in flachem Bogen. Nicht so im Misox. Dort fallen infolge des vom Tessin an allgemeinen starken Axialgefälles (vgl. Karte) der penninischen Decken alle Schichten flach nach Nordosten. Wandert man von Misox das Tal hinunter, so hält dieses konstante Fallen mit wenigen Ausnahmen an bis südlich Lostallo. Dort aber sieht man bei den Häusern von Dosseda an der westlichen Talwand plötzlich die untersten Gneisbänke, die bis anhin mit 40—50° flach gegen NE fielen, steil in die Tiefe schiessen, mit über 70°. Weiter südlich hält dieses steile Nordfallen in den unteren Gehängen überall an, während in den oberen Teilen der Berge noch immer das flache Fallen herrscht (Profil 6 und 7). So wurde bei Mai nördlich Cama 70°, bei Grono sogar 77° NE Fallen gemessen. Eine Umbiegung der Gneisschichten ist nicht direkt zu sehen, aber eine solche muss vorhanden sein und ist mancherorts angedeutet. So am westlichen Ausläufer des Sasso di Castello, an dessen Nordgrat alles flach nördlich fällt, dessen Südgrat aber aus steil aufgerichteten Schichtplatten besteht. Dass wir ein so scharfes Umbiegungsknie im Gneis nicht deutlich ausgeprägt sehen wie in Sedimenten, ist ohne weiteres klar. Ein Übriges tut zudem noch die starke Bewaldung der Hänge.

Die Gneise des Misox senken sich also nicht, wie die Gneise von Claro, in flachem Bogen in die Tiefe, sondern bilden ein steiles, südwärts überkipptes Gewölbe (vgl. Profil 6 und 7).

## 2. Der Marmorzug von Algaletta-Castaneda.

Derselbe bildet in den Bergen zwischen Tessintal und Misox die südliche Begrenzung des grossen Gneisgebietes der Tessineralpen. Am besten aufgeschlossen ist er etwa 300 m nördlich der Häuser von Algaletta im Norden von Castione. Da legen sich über den Tessiner Orthogneis in steilem Südfallen, 60—70 m mächtig, Marmore und Kalksilikاتفelse. Lagen von reinen Marmoren wechseln mit solchen, in denen Granat, Phlogopit und Pyroxen schon von blossen Auge kenntlich sind, und die den Kalksilikاتفelsen von Castione ausserordentlich gleichen. Die Marmore führen häufig Schlieren von dunklem, feinkristallinem, völlig silikاتفreiem Kalk. Das ganze Lager gleicht durchaus jenen hochkristallinen Marmorlinsen von metamorphem Bündnerschiefer, die in Graubünden, oft enorm verknetet, zwischen älteren Gneishorizonten liegen. Es sei nur an die Vorkommnisse in den Gneiskernen der rhätischen Decke oder an die Bündnerschieferzüge von Bernardino-Misox erinnert.



Dieser Marmor von Algaletta streicht  $\pm$  ENE, und fällt mit 75—80° steil südlich ein.

In seiner östlichen Fortsetzung liegt das Marmorvorkommen von Castaneda, das ganz im Wald versteckt, östlich der Strasse ob der Kapelle Limosina zwischen die Gneise eingeklemmt ist. Während aber bei Algaletta die Marmore konkordant zwischen den Tessinergneisen und jenen des nächsten Zuges liegen, bildet der Marmor von Castaneda nur eine geringfügige, enorm verquetschte Linse. Deren Mächtigkeit schwankt von 1—8 m. Die Gesteine sind ganz dieselben wie bei Algaletta. Die Linse schneidet den hier lokal flach südfallenden Gneis diskordant ab. An der Grenze gegen den nördlich anschliessenden Adulagneis findet sich ein Quarzit.

Fast auf einer geraden Linie zwischen Algaletta- und Castanedamarmor liegt die Marmorlinse von San Vittore-Giova, welche schon *Rolle* auf seiner Karte eingetragen hat (37).

Weiter nach Osten habe ich diesen Marmorzug noch nicht verfolgt. Seine Fortsetzung dürfte in den stark bewaldeten Bergen der Valle di Leggia zu suchen sein. Der ganze Zug ist schon auf der Strecke vom Tessintal bis zum Misox in mehrere kleine Linsen aufgelöst, und dies wird weiter östlich, wo die nördlichen Gneise des Misox nach Süden überliegen, noch viel mehr der Fall sein.

### 3. Die Gneiszone von Roveredo.

Südlich an den eben besprochenen Marmorzug lehnt sich, wie bei Algaletta ausgezeichnet zu sehen ist, eine zweite Gneiszone an. Dieselbe ist im Tessintal nur etwa 250 m mächtig. Nach Osten aber verbreitert sie sich enorm und erreicht schliesslich in der Gegend von Roveredo mehr als 3 km Mächtigkeit. Dies drückt sich schon im Streichen der sie begrenzenden Marmorzüge aus. Der nördliche streicht  $\pm$  ENE, der südliche rein E—W, lokal sogar ESE. Das Fallen der Gneise dreht sich im Tessintal und bei Lumino um 75° S, weiter östlich, wo die Zone sich verbreitert, wird das Fallen im nördlichen Teil hier und da lokal flacher, bis auf 50° und 40° S hinab (ob Grono, zum Teil durch sekundäre Fältelung).

Der petrographische Charakter dieser Zone ist ziemlich einfach. Zweiglimmergneise sind auch hier das Hauptgestein. Dem Adulagneis ähnliche Typen kommen auch hier vor, allerdings mit Biotit. Amphibolite sind sehr selten, ebenso Granatglimmerschiefer. Hingegen sind granatführende Psammitgneise im Westen bei Lumino verbreitet. Relativ häufig sind Gänge von Granataplit und Pegmatit, welche schon bedeutende Partien dieser Zone förmlich durchschwärmen, und somit den eigentlichen Anfang der grossen Injektionszone bezeichnen, welche weiter südlich alles beherrscht. Dahin gehören z. B. die schon von *Gutzwiller* (20, S 22) als Injektionsgneise gedeuteten Gesteine vom Strassentunnel zwischen Roveredo und San Vittore, und die Biotitgneise aus den Steinbrüchen an der Strasse nach Lumino.

Das ganze untere Misox östlich Lumino liegt in dieser Gneiszone. Die nördlichen Gehänge desselben ob Monticello, San Vittore, Roveredo und Grono bis hinauf auf die Terrassen, wo der Marmorzug von Algaletta-Castaneda durchzieht, besteht aus diesen Gneisen. Südlich Roveredo bilden sie die untersten Hänge von Bassa weg bis zur Mündung des Valle di Marco ins Val Traversagna, und jenseits desselben streichen sie in die Berge von Val di Grono, um in dessen Hintergrund über die Schweizergrenze nach Osten zu ziehen. Mit über 85° Nordfallen schiessen die Gneisbänke des bewaldeten Grates von Lavorgno in die wilde Schlucht der Traversagna hinab.

### 4. Der Marmorzug von Castione.

Dieser weitaus mächtigste Marmorzug des ganzen Gebietes bildet den südlichen Abschluss des Gneiskomplexes von Roveredo. In 700 m Mächtigkeit erhebt er sich bei Castione aus den Alluvionen der Moësa und des Tessins, und steigt, immer konkordant auf den Gneisen der Zone von Roveredo liegend, bis hinauf auf die Höhe des Monte di Loga. Der ganze, 600 m hohe Südhang desselben besteht aus den Gesteinen der Castionezone. Der Kontakt mit den liegenden

Gneisen ist, sowohl bei Algaletta als auch in den Krachen ob Lumino, ausgezeichnet zu verfolgen. Das Streichen schwankt um E—W, stellenweise ESE, das Fallen um 75° S. Jenseits der breiten Talebene von Lumino finden wir sie wieder in Gestalt eines einheitlichen Zuges im untersten Val della Volta, in steilem Südfallen, und, nach den wenigen Aufschlüssen jener Gegend zu schliessen, gehören auch die Marmore und Hornfelse von Bassa demselben Zuge an. In stets abnehmender Mächtigkeit streicht derselbe nun dem südlichen Talgehänge des Misox entlang zur Vereinigung von Valle di Marco mit Val Traversagna. Das Streichen hat allmählich in ESE, lokal bis E 35° ESE umgeschwenkt, das Fallen dreht sich um 90°. Die Mächtigkeit des ganzen Zuges beträgt im Val Traversagna nur noch knapp 100 m. Östlich der Traversagna zieht sich der Marmor noch über Olino hinaus und scheint gegen die Bocchetta di Stagno hinüberzustreichen. Das Fallen der dortigen Schichten wird allmählich flacher, bis 60° N.

Östlich Val Traversagna habe ich diesen Zug nicht weiter verfolgt.

Das Hauptkontingent des Zuges bilden hochkristalline Marmore, welche zonenweise völlig mit allen möglichen Silikaten erfüllt sind. Ich nenne nur Granat, Pyroxen, Hornblende, Biotit, Muscovit, Phlogopit, Mikroklin, Anorthit, Zoisit, Epidot, Skapolith, Titanit und Turmalin. Von reinen Marmoren finden sich da alle Übergänge bis zum kompliziertesten Kalksilikatfels. Ein solcher wird in den Steinbrüchen von Castione als „granito nero“ erfolgreich ausgebeutet. Der Kalksilikatfels wechsellagert daselbst, wie bei Bassa, mit den Marmoren; die beiden Gesteine sind unmöglich zu trennen, sie stellen nur verschiedene Stadien in der Metamorphose eines Komplexes von Karbonatgesteinen dar. Dieselbe ist durch die Injektion bedingt, welche von den die Gesteine bei Castione kreuz und quer durchsetzenden Pegmatiten und Apliten ausgeht, und welche sich bis in die feinsten Spältchen des Gesteins verliert. Wir treffen in diesen Kalksilikatfelsen, seien es nun die von Castione oder anderwärts, stets die feinsten mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat, die typischen Myrmekite, die verschwommenen Mikrokline, wie in allen andern Injektionsgesteinen des südlichen Tessin. Die Annahme *Gutzwillers*, dass die Kalksilikatfelse von Castione injektionsmetamorph seien, ist daher durchaus berechtigt (21, S. 358 ff.).

Nach der von *Gutzwiller* ausgeführten Analyse (21, S. 358) ist der Kalksilikatfels von Castione auf einen graphitführenden Kalktonschiefer zurückzuführen. Dunkle kalkige Schlieren finden sich auch häufig in den Marmoren, besonders im nördlichen Teil der Zone von Castione; aber auch bei Bassa und weiter östlich im Val Traversagna fehlen sie nicht. Im nördlichsten Teil des Komplexes ist die Marmorisierung überhaupt eine geringe; der dortige helle, plattig absondernde Kalk erinnert ungemein an gewisse Triasgesteine des südwestlichen Avers, z. B. an solche aus Val Duan und Madrisertal. Der südlichere Teil der Marmore zeigt deutliche Anzeichen primärer Schieferung und dürfte aus einem Komplex von Kalkschiefern hervorgegangen sein. — Sowohl ob Castione als auch bei Bassa sind zwischen die Marmore kleine Lagen von Amphibolit eingeschaltet.

Wir haben also in den Gesteinen des Castionezuges einen Komplex von umgewandelten, hochmetamorphen Kalken, Kalkschiefern, graphitführenden und graphitfreien Kalktonschiefern, in welchen vereinzelt auch Grüngesteine eingelagert sind.

Eine Gesteinsvergesellschaftung, die unwillkürlich an die Bündnerschiefer Bündens erinnern muss. Auch dort wechseln ja beständig Kalke mit Kalktonschiefern und Mergeln, graphitführende Kalkphyllite sind weit verbreitet (Lugnetz etc.), und auch dort sind Grüngesteine den normalen Karbonatgesteinen eingelagert (24, S. 254 ff.).

Aber auch die rein tonigen, tonigsandigen und sandigen, quarzitischen Bündnerschiefer scheinen in den Gesteinen von Castione noch Äquivalente zu haben. So beobachtet man an dem Wege, der von Lumino nach dem Monte Loga führt, hie und da eine innige Wechsellagerung von Marmor und Kalksilikatfels mit quarzitischen hornfelsartigen Biotitgesteinen, welche zum Teil mit den von Castione her bekannten Kalksilikaten wie Granat, Pyroxen, Hornblende, Titanit, Skapolith, auch Biotit völlig erfüllt sind. Die Hornfelsstruktur ist bei diesen Gesteinen ausserordentlich gut entwickelt; je nach dem Mineralbestand eine einfache Pflaster- oder aber eine komplizierte Siebstruktur. Auch Gesteine, die im Handstück als feine Biotitgneise oder Granat-



glimmerschiefer erscheinen, wechsellagern in dünnen Bänken mit den Marmoren. Eine tektonische Verknetung oder Verschuppung scheint bei der weitgehenden Wechsellagerung ausgeschlossen, trotzdem eine solche bei den herrschenden tektonischen Verhältnissen nicht von vornherein von der Hand zu weisen wäre. Entsprechende Hornfelse und Biotitschiefer finden sich auch bei Bassa mit den Marmoren vergesellschaftet.

Welches ist nun das Alter dieses so reichhaltigen Gesteinskomplexes von Castione?

Auf der einen Seite weist alles auf einen Zusammenhang mit den mesozoischen Bündnerschiefern, auf der andern möchte die hohe Kristallinität auf Verwandtschaft mit den paläozoischen Marmoren der Tonalezone hindeuten (12, S. 300 ff.).

Für letztere Annahme würde vielleicht auch die Vergesellschaftung der Marmore mit Pegmatiten, Amphiboliten und Biotitgesteinen als Stütze angesprochen.

Folgende Tatsachen sprechen aber entschieden für ein mesozoisches Alter des ganzen Komplexes:

1. Die Marmore, mit welchen alle übrigen Gesteine des Castionezuges untrennbar verknüpft sind, sind von den Marmoren von Misox gar nicht zu unterscheiden. Diese aber setzen ununterbrochen in die mesozoischen Bündnerschiefer des Rheinwald fort.

2. Beim Schloss Misox finden wir im selben mesozoischen Zuge dieselbe Vergesellschaftung von weissen Marmoren mit dunklen, graphitführenden Karbonatgesteinen wie bei Castione. Nur hat hier keine Injektion stattgefunden wie dort; es fehlen daher Mikrokline, Myrmekite und Mikropegmatite, es fehlen auch die typischen Kalksilikate, wie Pyroxen, Skapolith, Hornblende und Plagioklas, aber sowohl Biotit als Granat und Phlogopith, die den Gesteinen von Castione ja ein Hauptgepräge geben, fehlen den dunklen Misoxermarmoren nicht. Diese sind einfach in der Metamorphose weiter zurückgeblieben, und nicht injiziert, sonst aber entsprechen sie sehr wohl den dunklen Gesteinen der Castionezone.

3. Injektions- und Kontaktstrukturen der Gesteine von Castione (Hornfelse) beweisen die Existenz einer grossartigen Metamorphose. Wenn wir untersuchen, was für Gesteine derselben zugrunde lagen, so kommen wir auf Gesteinsgesellschaften, wie sie in so charakteristischer Form nur den mesozoischen Bündnerschiefern eigen sind.

Kalke, Kalkschiefer, Kalktonschiefer, Tonschiefer, graphitführende Kalktonschiefer und -Phyllite, tonigsandige und sandige Sedimente, dazu die Einlagerungen der Grüngesteine!

Die typische Zusammensetzung der Bündnerschiefer!

4. Dagegen fehlen alle Analogien mit paläozoischen Marmoren. Diese bilden nur kleine geringmächtige Lager, während unsere Gesteine Hunderte von Metern Mächtigkeit erreichen. Nirgends im Paläozoikum der Alpen existiert eine solche Gesteinsvergesellschaftung, ähnlich den Bündnerschiefern.

Es muss daher der ganze Zug hochkristalliner Marmore, Kalksilikatfelse und Hornfelse von Castione als ein Zug metamorpher Bündnerschiefer erklärt werden (vgl. 39, S. 53, und 40).

Die Gesteine von Castione sind also mesozoische Sedimente penninischer Fazies.

Die hellen, plattigen, schwach marmorisierten Kalke im nördlichen Teil des Komplexes entsprechen der penninischen Trias, der übrige Komplex den eigentlichen jurassischen Bündnerschiefern. Die Amphibolitlagen entsprechen den Grünschieferlagern des Wallis und Graubündens.

Dieser Zusammenhang der Amphibolite von Castione mit den Grünschiefern des Mesozoikums erscheint noch wahrscheinlicher beim mikroskopischen Studium derselben. Diese Gesteine gleichen in keiner Weise den alten Amphiboliten des Adulagneises oder der Zone von Ivrea. Das mikroskopische Bild ist ein ganz anderes. Die alten Amphibolite lassen in Struktur und Textur noch deutlich ihren ehemaligen Massengesteinscharakter erkennen, während ein solcher den Amphiboliten von Castione völlig fehlt. Deren Lagentextur und ausgezeichnete Kristallisations-schieferung weist vielmehr deutlich auf ihre Abstammung von schiefrigen Gesteinen, wie es eben die Grünschiefer des penninischen Mesozoikums waren (vgl. 7 und 47).

Aber auch der Chemismus der Amphibolite zeigt grosse Übereinstimmung mit den Grünschiefern der Bündnerschieferzone.

Die Analyse eines Amphibolits aus den Marmorzügen von Bassa ergab folgendes Resultat:

Analyse 1. Amphibolit von Bassa.				Analyse des „Grünen Schiefers“ vom Valserberg.			
	Mol %				Mol %		
Si O <sub>2</sub>	48.57	53.1		43.41	50.4		
Ti O <sub>2</sub>	1.75	—		1.69	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	—	S = 53.1	—	—	S = 50.4	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.37	10.2	A = 3.7	16.62	11.0	A = 4.3	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.06	—	C = 6.5	7.67	—	C = 6.7	
Fe O	3.66	7.5	F = 26.5	7.26	13.3	F = 27.6	
Mn O	0.32	—	M = 6.6	—	—	M = 6.2	
Ca O	11.58	13.1	T = 0.0	10.60	12.9	T = 0.0	
Mg O	7.85	12.4	K = 0.86	4.73	8.1	K = 0.76	
K <sub>2</sub> O	0.38	0.3		0.46	0.3		
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.4		3.70	4.0		
aq. - <sup>110</sup>	1.11	—		CO <sub>2</sub> 0.48	—		
Glühv.	0.02	—	spez. Gew.	2.11	—		
	100.72	100.0	2.98	98.73	100.0		
$a = 2$	Typenformel:			$a = 2$	Typenformel:		
$c = 3.5$	S <sub>53</sub> a <sub>2</sub> c <sub>3,5</sub> f <sub>14,5</sub>			$c = 3.5$	S <sub>50.5</sub> a <sub>2</sub> c <sub>3,5</sub> f <sub>14,5</sub>		
$f = 14.5$				$f = 14.5$			
	20.0			20.0			

Zum Vergleich wurden auch Analyse und Projektionswerte eines Grünschiefers vom Valserberg aufgeführt (24; Anhang, S. 62). Die Übereinstimmung ist eine sehr gute. Auch Gesteine aus den Grünschiefergebieten des Simplon (vgl. 41, S. 65, Analyse 23) und des Val de Bagne (19, S. 211) stimmen sehr gut mit dem hier gewonnenen Resultat.

## 5. Die Zone von Arbedo.

Südlich des Marmorzuges von Castione ändert sich der Charakter des kristallinen Grundgebirges sowohl im Tal des Tessins als auch der Traversagna von Grund aus. Während die Gneisgebiete nördlich des Misox von der salischen Injektion nur schwach oder lokal betroffen wurden, wird dieselbe in der Zone von Arbedo ganz allgemein und ergreift sämtliche Gesteine derselben. Weiter im Süden, jenseits Bellinzona, sehen wir die Injektion wieder abnehmen in gleichem Masse wie jenseits des Misox. Die Zone von Arbedo stellt also eine Zone stärkster Injektion dar.

Biotitgneise bilden weitaus den grössten Teil der ganzen Zone. Meist sind sie als ausgezeichnete Bänder- und Lagengneise entwickelt. Aber auch Adergneise in typischer Ausbildung kommen häufig vor. An zahlreichen Stellen finden wir, dazwischen zerstreut, noch Reste des ursprünglichen, von der salischen Injektion verschont gebliebenen Gesteinsmaterials. So dunkle feinkörnige Biotit- und Zweiglimmerschiefer und -Gneise, auch grünliche Paragneise mit ausgeprägten Muskovitporphyroblasten, letztere z. B. unmittelbar südlich der Marmorauflüsse im Traversagnatal. Dort finden sich Gesteinstypen, welche stark an gewisse Varietäten der Malojagneise der rhätischen Decke erinnern (7, 8, 46, 47). Amphibolite sind im nördlichen Teil seltener, nehmen aber gegen Süden an Zahl und Mächtigkeit der Lager zu. Hornblendeschiefer erscheinen ebenfalls im südlichen Teil der Arbedozone, und in der Grenzregion gegen die Zone von Bellinzona liegen die Peridotite und Serpentine des Stabbiogrates.

Die Injektion ist in seltener Schönheit entwickelt, und die Partien, die durch Strassenbau und Steinbrüche ob Arbedo aufgeschlossen sind, stehen an erschöpfender Mannigfaltigkeit des



grossartigen Phänomens hinter den Schären von Südfinnland kaum zurück. Von den mächtigsten Pegmatiten sehen wir alle Übergänge bis zur haarfeinen salischen, aplitischen Ader die ursprünglichen Gesteine durchschwärmen, und in diesen erkennen wir alle Stadien vom unveränderten sedimentären Schiefer über die regelmässigsten Injektionsgneise bis zu jenen Adergneisen, in welchen das injizierte Sediment nur noch in undeutlich verschwommenen dunklen Schlieren erkennbar ist.

Dieses Phänomen der Einschmelzung lässt sich ausserordentlich schön an den Amphiboliten verfolgen, die den Gneisen eingelagert sind. Dieselben werden oft von zahlreichen Aplitadern durchzogen. Bei der Annäherung an dieselben werden zunächst die Amphibolite grobkörniger, feine salische Adern und Bänder dringen in dieselben ein, und schliesslich schwimmen grosse Hornblenden mitten in dem Aplit, der dadurch oft den Anschein eines groben Syenits erweckt. Dies sind wohl die Hornblendegneise, die *Rolle* nördlich Arbedo auf seiner Karte einträgt, und die Hornblende- und Augitaplite, die *Gutzwiller* von verschiedenen Stellen der Injektionszone erwähnt (20, S. 50). Der kontinuierliche Übergang zu sicheren Amphiboliten stellt aber fest, dass diese Gesteine nicht ursprüngliche Erstarrungsprodukte sind, sondern Mischgesteine. Ist die Einschmelzung der Gesteine sehr intensiv, wie an einigen Stellen ob Arbedo, so resultieren schliesslich feinkörnige Hornblendegneise, welche als dunklere, unscharf begrenzte Lagen die hellern Biotit-adergneise durchziehen. Im Handstück sind sie dann gewissen Tonaliten sehr ähnlich. Auch unter dem Mikroskop ist die Ähnlichkeit mit solchen eine grosse, indem Biotit in grosser Menge, wohl aus der Hornblende gebildet, in den Mineralbestand eingetreten ist. Mit ihren massenhaften Mikropegmatiten und Myrmekiten geben sich aber diese Hornblendegneise leicht als Mischgesteine zu erkennen und unterscheiden sich dadurch wesentlich von den ächten Tonaliten, welche diese Kennzeichen der Injektion nicht zeigen (vgl. S. 14). Durch Einschmelzung von Amphiboliten in granitisch-aplitischem Magma entstehen hier also Mischgesteine, die durchaus tonalitischen Charakter haben <sup>1)</sup>.

Die schönsten Aufschlüsse dieser Injektions- und Einschmelzzone liegen an der Strasse nach Val d'Arbedo und am Weg südlich Rodont im Traversagnatal.

Woher kommt nun diese intensive Injektion und Einschmelzung? Ich glaube, dass im Hinblick auf die gewaltige Intensität und die Allgemeinheit des Phänomens die Pegmatite von relativ untergeordneter Bedeutung sind. Ein Teil derselben hat sicher mit der Injektion nichts zu tun. Die ganze Zone wurde nicht nur von Injektionsadern durchsetzt, welche von den vereinzelt Pegmatitgängen ausgehen, die Injektion ist nicht lokal an die vereinzelt Pegmatitgänge gebunden, sondern die ganze Zone wurde innig durchtränkt und durchdrungen von einem einheitlichen Magma granitaplitischer Natur. Zum Teil geschah dies auf dem Wege der pneumatolytischen Injektion, zum Teil durch intensive Einschmelzung.

Dieses Magma hat sich hie und da schon in der Injektionszone zu rein granitischen Gesteinen entwickelt (Arbedo, Val Melirolo). Es darf daher angenommen werden, dass Injektion und Einschmelzung von einem unter der Injektionszone gelegenen zusammenhängenden Granitmassiv ausgegangen sind <sup>2)</sup>.

Die Lagerung der Gesteine in der Zone von Arbedo ist eine sehr einfache. In der Hauptsache streicht alles E—W, in der Gegend von Arbedo selber ENE. Die Schichten sind steil aufgerichtet, im nördlichen Teil stehen sie senkrecht, im südlichen fallen sie meist steil gegen Norden. Die Mächtigkeit der ganzen Arbedozone beträgt 2—2½ km.

<sup>1)</sup> Ist vielleicht ein Teil der mächtigen Tonalitmassen des Disgraziamassivs auch nur durch eine grossartige Ein- und Aufschmelzung von basischen Gesteinen in dem ursprünglich granitischen Magma entstanden, dessen Erstarrungsprodukte heute die Hauptmasse des Disgraziastockes bilden? Als solche basische Massen kämen im Westen und Süden die Hornblendeschiefer und Amphibolite der Ivrea-Tonalezone (vgl. S. 9), im Osten die Serpentine etc. von Val Malenco in Betracht.

<sup>2)</sup> Herr Dr. Hans Hirschy gelangte durch das Studium der stark radioaktiven Quellen von Orselina, welcher Ort ja auch noch in der Injektionszone liegt, zum gleichen Postulat einer ausgedehnten jungen unterirdischen Granitmasse. (Nach freundlicher mündlicher Mitteilung.)

Das ganze Gehänge von der Moësa bei San Crocifisso bis zum Val d'Arbedo besteht aus ausgezeichneten Injektionsgneisen dieser Zone. Gegen Osten setzen sich dieselben fort in den Grat, der Val d'Arbedo nördlich begrenzt, und bilden, mit spärlichen Amphiboliten zusammen, die steilen, stark bewaldeten, hie und da aber auch nackten felsigen Hänge des Motto di Quaggio, Sasso di Bassa und Monte die Loga. Durch den oberen Teil von Val della Volta und die Monti di Laura streichen sie, mit massenhaftem Moränenschutt überdeckt, hinüber gegen Val Traversagna. Zwischen Corte Rodás und Alpe di Girso treffen wir noch die Gesteine der Arbedozone, hier und da auch als granatführende Gneise. Die Serpentine und Peridotite des Stabbiogrates liegen nahe der Grenze gegen die Zone von Bellinzona. Südlich Valle di Marco queren die Injektionsgneise das Tal der Traversagna und ziehen in der Gegend der Alpe di Ajano und der Bocchetta di Camedo über die Schweizergrenze nach Osten. Am Wege von Rodont ins Val d'Albionasca queren wir die Injektionszone von Arbedo mit all ihren Merkmalen und ihrem Wechsel wieder. Das Streichen schwankt hier um E 10° ESE, und am Grate von Redenet schiessen die Injektionsgneise mit 85° steil nördlich ein.

Südlich von Val d'Arbedo bildet die Arbedozone nur die untersten Gehänge bis gegen Tabio hinauf. Dort lässt sich auch die Zusammensetzung der Zone am bequemsten studieren.

## 6. Der Marmorzug von Tabio<sup>1)</sup>.

Die Marmore von Tabio schliessen die Arbedozone nach Süden ab. Steigt man auf der neuen Strasse von Arbedo gegen Tabio hinauf, so passiert man zunächst die herrlichen Aufschlüsse der Zone von Arbedo. Kurz vor Tabio sieht man beidseits der Strasse ein etwa 4—5 m mächtiges Marmorlager, dann wieder etwa 50 cm Gneis, darauf gipsähnlichen Marmor, endlich wieder Gneis mit Amphibolitlagen wie nördlich des Aufschlusses auch. Dieser Gneis hält kaum 100 m an. Dann folgt wieder eine 6—7 m mächtige Linse von Marmor, zweimal von der Strasse angeschnitten. Südlich davon streicht ein mächtiger Amphibolitzug von Tabio bis über Tagliada hinaus, der Anfang der Zone von Bellinzona.

Die beiden Marmore stehen steil zwischen den sie umgebenden kristallinen Schiefern. Ihr Fallen schwankt um 90°. Das Streichen ist E 11° ENE beim nördlichen, und dreht beim südlichen noch mehr gegen Nordost hin. Der nördliche Marmor führt in seinem südlichen plattigen Teil grosse Linsen und Schlieren von gelblichgrauem dichtem Kalk, der oft ganz dolomitähnlich aussieht; im südlichen finden sich Lagen von echtem Kalksilikatsfels, ähnlich dem von Castione und Algaletta. Von Bedeutung für die Altersfrage ist die Tatsache, dass der Pegmatit, der nördlich an den nördlichen Marmor grenzt, wohl an denselben anstösst, nicht aber in ihn eindringt, wie dies bei vielen der nun südlich folgenden kleinen Marmorschmitzen der Zone von Bellinzona der Fall ist. Petrographisch lässt sich der nördliche Marmor von solchen des Castionezuges absolut nicht unterscheiden.

Beide Marmorzüge von Tabio ziehen nun an den stark bewaldeten Hängen des Val d'Arbedo weiter nach Osten. So trifft man sie z. B. wieder unter den Hütten von Tagliada, zum Teil mit Hornblendeschiefern und Amphiboliten verknüpft.

Jenseits von Val Taglio fand ich bis jetzt diesen Marmorzug nicht; nach den Blöcken, die in der Traversagna di Arbedo liegen, muss er aber noch vorhanden sein. Die starke, ja üppige Bewaldung der steilen Gehänge des Val d'Arbedo und die wilden, zum Teil fast ungangbaren Schluchten im Talgrund desselben erschweren die Suche nach der östlichen Fortsetzung der Marmore von Tabio sehr, und im hintern Teile des Tales ist alles Anstehende auf weite Strecken unter mächtigem Gehängeschutt verborgen. Auch eine Wanderung von Roveredo über den Stabbiogrät und den Gardinello di Cadino nach Gesero blieb in der Hinsicht erfolglos. Der Verlauf des Marmor-

<sup>1)</sup> Dieser Marmorzug wurde bisher in der Literatur nirgends erwähnt; er dürfte auch vor dem Bau der Strasse kaum zu finden gewesen sein.



zuges von Tabio lässt sich hier nur indirekt festsetzen, nämlich als trennende Grenze zwischen der Zone von Arbedo einerseits, und derjenigen von Bellinzona anderseits. Nach dem Verlauf dieser Zonen muss er südlich der Alpe Girso gegen Stabbio und von dort über Pratolo zu den untersten Hütten im Val Albionasca ziehen. Nördlich dieser Linie finden sich nur Injektionsgneise etc. der Arbedozone, südlich hingegen treffen wir die typischen Gesteine der Zone von Bellinzona. Dass der Marmorzug, wenn auch vielleicht enorm verquetscht, in der Gegend von Stabbio-Pratolo vorhanden ist, machen erratische Blöcke von Marmor auf den Terrassen von Viff und Prabonella sehr wahrscheinlich. Der petrographische Charakter dieser Erratica stimmt völlig mit demjenigen der Arbedomarmore überein. Jenseits des Albionascatales endlich findet sich im Streichen des Marmorzuges von Tabio das Marmorvorkommen von Val Roggiasca, das *Escher* und *Studer* schon auf ihrer geologischen Karte der Schweiz eingetragen haben, und im selben Zuge scheint auch der jenseits der Schweizergrenze liegende Marmor der Alp Camedo zu sein, der ebenfalls schon *Escher* und *Studer* bekannt war (vgl. 15).

Auf die Fortsetzung des Marmorzuges von Tabio nach Westen werde ich später zu sprechen kommen.

## 7. Die Zone von Bellinzona.

Südlich des Marmorzuges von Arbedo-Tabio ändert sich der Charakter des injizierten Grundgebirges wieder vollständig. Zwar bilden auch hier hochkristalline Biotitgneise und Biotitschiefer den allgemeinen Untergrund, aber daneben erlangen Gesteine eine Ausdehnung und Bedeutung, wie sie für diese Zone geradezu typisch ist. Die Amphibolite, welche bisher in den nördlichen Gneisgebieten und der Zone von Arbedo nur vereinzelt vorkamen, treten hier stark in den Vordergrund. Neben zahlreichen, die Biotitgesteine schwarmweise durchsetzenden Lagen gewinnen sie grössere Bedeutung und Ausdehnung in Form von Stöcken und Linsen. Mit ihnen eng verknüpft finden sich Gesteine, welche den nördlichen Gneisgebieten fast völlig fehlen: sillimanitführende Gneise und -Biotitschiefer, und Sillimanit und Disthen führende Granatgneise in erstaunlicher Variation, dazwischen, unregelmässig eingeschaltet, kleine und kleinste Schmitzen und Lagen von hochkristallinem Marmor, in Mächtigkeiten von 3 cm bis 3 m; eine Gesteinsvergesellschaftung, die in fortwährendem Wechsel mit Amphiboliten und Pegmatiten steht. Die Injektion hat in dieser Zone nicht aufgehört und erhöht infolgedessen noch die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen derselben. Diese Gesteinsvergesellschaftung hält über grosse Strecken mit grosser Konstanz an; sie wird zum Charakteristikum der Zone.

Dieser ganze petrographische Gehalt, die Injektion (vielleicht?) ausgenommen, ist derjenige der Zone von Ivrea. Sind schon die Amphibolite von Bellinzona von denen von Ascona nicht zu unterscheiden, so gilt dies erst recht von unsern Granat- und Sillimanitgesteinen, die den Kinzigiten der Zone von Ivrea durchaus gleichen.

Aber auch die Peridotite der Zone von Ivrea im Westen fehlen hier nicht. Auch hier sind sie auf den Nordrand der Zone beschränkt wie im Centovalli und weiter südwärts an der Sesia zwischen Scopa und Varallo (vgl. 28). So finden wir Stöcke von Peridotit und Serpentin in den Sillimanitgneisen oder an deren Nordgrenze bei der Alp Albionasca und weiter östlich im Ursprung von Val Traversagna. Hornblendeschiefer als basische Schlieren in Amphiboliten kommen an mehreren Stellen östlich Bellinzona vor, so im Val Taglio, bei Tagliada, und im gleichen Verbands erscheinen sowohl im Val Taglio als auch am Grat nördlich des Gardinello di Cadino ausgezeichnete Strahlsteinschiefer.

Solche führen hie und da, aber wohl selten, über erbsengrosse Körner von leuchtend rosa-roter Farbe, oft auch kurze Stengel, in denen diese Farbe mehr einem diskreten Violett weicht.

Die nähere Untersuchung dieses Minerals zeigte, dass es sich um Korund handelt. Die hohe Lichtbrechung, die Einaxigkeit, die negative Doppelbrechung lassen darüber keinen Zweifel. Die Härte ist bedeutend höher als die des Quarzes. Die Rhomboëder lassen sich hie und da noch deutlich erkennen, Spaltbarkeit und polysynthetische Zwillingsbildung nach (10 $\bar{1}$ 1) sind typisch ausgeprägt. In Säuren ist das Mineralpulver unlöslich, es lässt sich auch mit Soda nicht aufschliessen. Die abnorm hohe Doppelbrechung ist auf die Dicke des Dünnschliffs zurückzuführen, was wiederum mit der hohen Härte und schweren Schleifbarkeit des Korunds übereinstimmt. Dessen Natur ist damit einwandfrei festgestellt.

Die leuchtendroten Körner im Strahlsteinschiefer des hintern Val d'Arbedo sind also Rubine<sup>1)</sup>. Die Sage, dass die Herzöge von Mailand einst aus der Talschaft Gorduno kostbare Rubine bezogen hätten, scheint daher auf Tatsachen zu beruhen. Denn es ist sehr wahrscheinlich, dass unter der Talschaft Gorduno früher auch die östliche Talseite verstanden war, also die Gegend um Arbedo. Von dort her können die Herzöge von Mailand sehr wohl ihre Rubine bezogen haben.

Ein wohl seltenes Vorkommen in den Alpen. Bis jetzt konnten wir diese Rubine nur in Geröllen der Traversagna di Arbedo finden, trotz eifrigen Suchens in den anstehenden Strahlsteinschiefen am Stabbiogrät und Val di Taglio. Mit dem Granatolivinfels von Gorduno (vgl. 18) haben diese Vorkommnisse nichts zu tun, sie unterscheiden sich schon makroskopisch deutlich von ihnen.

Die Korunde von Val d'Arbedo sind wohl Produkte einer Kontaktmetamorphose, die im Zusammenhang mit der Injektion des ganzen Gebietes stand.

Durch einen etwa 8 bis 10 m mächtigen Marmorzug zerfällt die ganze Zone von Bellinzona in zwei ziemlich ungleiche Teile. Doch ist deren Charakter nicht grundverschieden; es finden sich eine Menge von Analogien, so die Häufigkeit der Amphibolite, die Granat- und Sillimanitgneise, die Marmore, die Pegmatite. Es ist mehr das gegenseitige Mengenverhältnis, das eine Teilung rechtfertigt. Zwischen den beiden Teilen der Zone von Bellinzona finden sich nicht im Geringsten die weitgehenden Unterschiede, die z. B. den Gegensatz zwischen derselben und der Arbedozone so überzeugend gestalten. Betrachten wir diese Zonen nun etwas näher!

Der genannte Marmorzug erscheint zum erstenmal inmitten der Stadt Bellinzona, beim Aufstieg von der Hauptkirche zum Schloss Schwyz. Da treffen wir zwischen hochkristallinen Kinzigitgneisen eine 8—10 m mächtige Marmorschicht. Das Streichen schwankt dort um E 30° NE, das Fallen um 85—90° NW. Die Marmore sind grobkristallin, von solchen von Castione nicht zu unterscheiden, und stellenweise mit Phlogopit, Skapolith, Pyroxen und andern Silikaten erfüllt. Kalkige Schlieren konnten bis jetzt nicht darin gefunden werden. Besonders auffallend sind rein weisse Marmore vom Typus der östlichen Steinbrüche bei Castione, die sich durch eben diese Farbe von vielen der kleinen Marmorschmitzen der Zone von Bellinzona zu unterscheiden scheinen. Eine solche steht beim nördlichen Eingang zum Schloss Schwyz als etwa metermächtige Linse in den Injektionsgneisen an. Das Streichen des Marmorzuges von Bellinzona weist gegen die steilen Hänge des Monte di Conca, wo derselbe an verschiedenen Stellen wieder entblösst ist. Weiter im Osten trifft man ihn sowohl im obersten Val Taglio als auch in Val Pium, bei Monti di Co, wieder. Seine Mächtigkeit ist ziemlich konstant, meist  $\pm$  8 m. Das Streichen hat allmählich in E—W gedreht, zwischen Monti di Co und Val Taglio lokal sogar bis E 5° ESE. Das Fallen schwankt immer um 85° N. Im obersten Val Taglio hat sich Ende Oktober 1915 ein beträchtlicher Teil der Marmorschicht losgelöst und ging als mächtiger Felssturz ins Tal. Erst weit unten im Val Taglio kam er zur Ruhe. Drei Menschenleben fielen demselben zum Opfer. Alte ähnliche Felsstürze verhüllen weiter östlich alles Anstehende auf grosse Strecken. In diesen Bergsturzböcken finden sich neben weissem Marmor dunkle Kalksilikatfelse vom Typus des „Granito nero“ von Castione und alle Zwischenglieder zwischen denselben. Hornblende, Granat, Pyroxen, Skapolith, Plagioklase, Phlogopit und Titanit erfüllen in Masse diese Gesteine.

<sup>1)</sup> Nach dem Urteil von Dr. Hans Hirschy sollen sie an Schönheit der Farbe hinter den bekannten südkalifornischen Vorkommen nicht zurückstehen.



Östlich Val d'Arbedo kenne ich nur noch Linsen dieses Marmorzuges, so ob der Alp Albionasca.

Unmittelbar nördlich dieses Marmorzuges häufen sich die Amphibolite in grosser Zahl. Dazwischen treten Gneise und Schiefer mehr zurück. Diesen ausgeprägten Zug basischer Gesteine treffen wir, von Norden kommend, zum erstenmal südlich von Tabio. Amphibolite und Hornblendeschiefer erscheinen in grosser Mächtigkeit bis über die Monti della Tagliada hinaus. Westlich dieser Hütten sind denselben zwei kleine Marmorschmitzen eingelagert. Folgen wir der neuen aufschlussreichen Strasse weiter taleinwärts, so bleiben wir in Amphibolit bis zum Val Taglio. Dort findet sich Marmor in etwa 4 m Mächtigkeit. Südlich desselben treten wir in ein inniges Gemenge von Amphibolit und Kinzigit, in welchem nur hie und da reine Biotitgneise oder Biotitschiefer auftreten. Das Ganze ist mit Pegmatiten und Apliten durchflochten, und durchdrungen von unzähligen Injektionsadern. Bevor die Strasse den Grund von Val Taglio erreicht, quert sie einen etwa 100 m mächtigen Stock von Amphibolit, der senkrecht zwischen den Schiefeln emporsteigt. Auf einer kurzen Strecke von kaum 250 m treten in diesem Komplex 4 kleine Marmorlagen auf. Nachdem man die Trümmer des Marmorfelssturzes im Val Taglio überschritten hat, stösst man von neuem auf einen Amphibolitzug; weiter gegen Val Pium herrscht derselbe Wechsel von basischen Gesteinen mit castioneähnlichen Marmoren und Sillimanit- und Granatgneisen wie im Val Taglio. Sobald man aber im Val Pium den Marmorzug von Bellinzona-Monti di Co gequert hat, werden die grossen Amphibolitzüge seltener, und an ihrer Stelle erscheint ein mächtiger Komplex von Kinzigiten, in welchem die Amphibolite nur noch kleinere Lager bilden.

Dieser basische, nördliche Teil der Zone von Bellinzona erstreckt sich noch weit nach Osten. Ihm gehören an die Amphibolite und Strahlsteinschiefer nördlich des Gardinello di Cadino, die Amphibolite, die ob den unteren Hütten der Alp Albionasca das gleichnamige Tal queren, die Peridotite und Serpentine der Alp Albionasca und der Ganda Rossa im hintersten Val Traversagna. In der Gegend von Bellinzona hingegen treten die Amphibolite etwas mehr zurück; Sillimanit- und Biotitgneise bilden einen grossen Teil der Zone. So die prachtvollen Injektionsgneise von San Paulo, die Kinzigite in den Steinbrüchen am Bahnhof (vgl. 22, S. 330), die Biotitgneise des Castello Uri. Der grosse Amphibolitzug unter dem letzteren ist das Äquivalent der Amphibolitstöcke im Val Taglio. Auch Marmore finden sich in kleinen Schmitzen zwischen den Gneisen und Amphiboliten des Schlosshügels von San Michele.

Diese Marmorschmitzen, die in dieser Zone so überaus zahlreich sind, verdienen noch nähere Betrachtung.

Deren Gesteine sehen im Handstück manchen Varietäten der Castionezone völlig gleich. Aber ihr geologisches Auftreten ist ein ganz anderes. Von winzigen Lagen von wenigen Zentimetern bis zu solchen von etwa 1 m finden sich alle Übergänge. Einige grössere erlangen noch Mächtigkeiten bis 3 oder 4 m. Charakteristisch ist die innige Wechsellagerung der Marmore mit den anstossenden Biotitgesteinen, die deutlich beweist, dass dieselben normale stratigraphische Einlagerungen in den kristallinen Schiefeln sind.

Petrographisch sind diese Gesteine sehr mannigfaltig. Zum Teil sind es völlig reine Marmore, zum grössten Teil aber sind dieselben mit allen möglichen Silikaten durchtränkt, so dass diese Gesteine an Komponentenreichtum würdig neben dem Kalksilikatfels von Castione stehen. Neben Calcit, Quarz und Muskovit wurden in diesen Marmoren folgende Mineralien gefunden: basische Plagioklase, Albit, Skapolith, Hornblende, rhombischer und monokliner Pyroxen, Strahlstein, Chlorit, Granat, Biotit, Phlogopit, Zoisit, Klinozoisit, Zirkon, Orthit, Magnetit, Pyrit, Turmalin. Auch Kalifeldspäte und Myrmekite fehlen nicht. Die Struktur ist fast immer rein granoblastisch, sehr oft eine typische Siebstruktur. Die Textur ist in den meisten Fällen massig. Die Ähnlichkeit mit den Marmoren von Castione ist somit auch mikroskopisch eine grosse.

Ein Marmor dieser Zone aus dem Val d'Arbedo, der makroskopisch einer hellen Varietät des Kalksilikatfelses von Castione gleicht, wurde mit folgendem Resultat analysiert:

Analyse 2. Silikatmarmor, Val d'Arbedo.			Analyse des Kalksilikatfelses von Castione nach Gutzwiller.		
Si O <sub>2</sub>	44.36	spezifisches Gewicht	48.39		
Ti O <sub>2</sub>	0.64	2.86	0.14	spezifisches Gewicht	2.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15		—		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.54		15.88		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09		0.80		
Fe O	2.05		4.62		
Mn O	0.15		—		
Ca O	23.33		17.05		
Mg O	1.33		2.05		
K <sub>2</sub> O	2.41		2.28		
Na <sub>2</sub> O	0.35		0.94		
H <sub>2</sub> O - <sup>110</sup>	0.07		0.39		
H <sub>2</sub> O + <sup>110</sup>	1.18		1.90		
CO <sub>2</sub>	10.64		5.81		
	101.29		C. Spur		
			100.30		

Aus dem Vergleich mit der Analyse des Kalksilikatfelses von Castione (21, S. 358) gehen verschiedene stoffliche Unterschiede hervor (Si O<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Ca O). Diese können aber nicht dazu verwendet werden, einen geologischen Zusammenhang oder einen geologischen Gegensatz zwischen den Marmoren von Castione und jenen des Val d'Arbedo nachzuweisen. Solche geringfügige stoffliche Differenzen mögen vielmehr schon im geologisch einheitlichen Castionezug von Gestein zu Gestein vorkommen.

Der geologische Verband, d. h. die intensive Wechsellagerung der kleinen Marmorschmitzen mit den Biotitschiefern, gibt den grossen Gegensatz zwischen den Marmoren von Val d'Arbedo und denen von Castione viel besser an.

Das Streichen dieser nördlichen Partie der Zone von Bellinzona schliesst sich eng an dasjenige der Marmorzüge von Tabio und von Bellinzona an. Wie jene, beschreibt sie im Streichen einen flachen, gegen NNW zu schauenden Bogen, dessen Scheitel ungefähr in die Gegend um Monte di Conca und Tagliada fällt (vgl. Karte). Das Fallen bleibt durchwegs steil N. Besonders schön ist dies in den Tobeln von Val d'Arbedo und am Grate des Redenet zu beobachten. Dort sieht man auch, wie die mit 85° N fallenden Gneise und Amphibolite in den oberen Teilen des Grates sich in leicht geschwungenem Bogen südwärts zurücklegen; das Fallen wird dort immer flacher, bis 45° N (vgl. Profil 7).

Die Zone südlich des Marmorzuges von Bellinzona unterscheidet sich von der nördlichen zunächst nur durch das Zurücktreten der grossen Amphibolitstöcke. Ein solcher tritt noch NW Schloss Unterwalden markanter in die Erscheinung. Alle andern Amphibolitvorkommnisse, obwohl sehr zahlreich, bilden nur geringmächtige Lagen in den Kinzigiten und Gneisen. Diese nehmen ganz allgemein überhand, und von Bellinzona südwärts bis über Giubiasco hinaus sehen wir einen innigen Wechsel von Kinzigiten, Biotitgneisen und schmalen Amphibolitziügen die Grundlage bilden, in der sich die gleiche intensive Injektion abspielt wie bei Arbedo und Pedemonte. Marmore fehlen auch hier nicht; so trifft man solche in den Steinbrüchen nördlich Palasio und in der Morobbiaschlucht bei Giubiasco. Besonders an letzterer Stelle wird einem der Charakter der Marmore als stratigraphische Einlagerungen in die kristallinen Schiefer zur Überzeugung. Da wechseln Marmore und Schiefer in Lagen, die bis auf 3 cm Feinheit hinuntersteigen. Pegmatite und Aplite treten auf der ganzen Strecke zwischen Bellinzona und Val Morobbia in grossen Mengen auf. Solche verursachen z. B. die wundervolle Bänderung der Amphibolite in der Morobbiaschlucht.

Die Injektion ist hauptsächlich intensiv zwischen Bellinzona und Palasio. Von dort gegen Süden nimmt sie rasch ab und scheint in der Morobbiaschlucht auszuklingen. Der Hügel, der die Kirche San Bartolomeo trägt, besteht nur noch aus gewöhnlichem Biotitgneis und Amphibolit. Weiter folgen die mächtigen Kiesterrassen von Camorino. Beim nächsten Aufschluss ob diesem



Dorf treten uns völlig fremde Gesteine entgegen: dunkle Paragneise und Glimmerschiefer, in denen wohl hie und da dunkle Gänge, aber keine Amphibolite mehr auftreten. Über den Cenere verfolgen wir dieselben ununterbrochen in das Seegebirge.

Von Palasio weg südwärts macht sich eine intensive Mylonitisierung aller Gesteine bemerkbar, die in der Gegend der Morobbiaschlucht ihren Gipfel erreicht. Die dortige Quetschzone bildet die südliche Begrenzung der Zone von Bellinzona gegen das Seegebirge<sup>1)</sup>. Der Kontakt mit demselben ist leider in den diluvialen Kiesterrassen von Camorino verborgen. Die Quetschzone liegt genau im Streichen der Dolomite und Rauhwacken von Alp Giggio, die weiter östlich die Zone von Bellinzona vom Seegebirge trennen.

Vom Tessintal verfolgen wir diese charakteristische Gesteinsgesellschaft nach Osten. Aus Kinzigiten und Biotitgneisen bestehen die Gehänge von Val Morobbia nördlich der Linie Giubiasco-Sant Antonio bis gegen Melirolo. Der Grat von Motto di Croce über Motto d'Arbino zur Alp della Costa wird von Kinzigiten und Gneisen aufgebaut, und weiter östlich erheben sich diese in mächtigen Platten zum Corno di Gesero. Unter den zahlreichen Pegmatiten der Gegend fällt besonders ein grosser Zug östlich Paudò auf. Kleinere Amphibolitlager finden wir bei Serta, bei Paudò und im oberen Val Melirolo; der Sasso Guida besteht zum Teil aus Amphibolit, und im Profil des Corno di Gesero treffen wir die Amphibolite in zahlreichen feinen Lagen. Weiter ostwärts queren Kinzigite und Amphibolite ob den Hütten von Alp Albionasca das gleichnamige Tal und ziehen über die oberen Teile des Redenetgrates weiter nach Osten.

Am schönsten lässt sich der innere Bau dieser Zone am Corno di Gesero studieren, wo dieselbe ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Biotitgneise wechseln dort beständig mit Granat- und Sillimanitgesteinen, dazwischen ziehen feine Amphibolitlagen regelmässig, oft wie mit dem Lineal gezogen, durch, Pegmatite und feinkörnige Granataplite setzen durch diese ganze reichhaltige Serie, und die Injektion schafft dazu noch eine Fülle neuer Formen. Ader-, Bänder- und Lagengneise wechseln mit gebänderten und eingeschmolzenen Amphiboliten oder granatführenden Hornblendeschiefern, und dazwischen winden sich noch von der Injektion verschont gebliebene Partien des ehemaligen Grundgebirges durch. Die Aufschlüsse am Corno di Gesero gehören zu den schönsten des Gebietes.

Aber damit ist die Reichhaltigkeit der Zone von Bellinzona noch keineswegs erschöpft.

Wandern wir von Giubiasco oder Bellinzona das Val Morobbia hinauf, längs der Südgrenze der Zone, so sehen wir die Injektion mehr und mehr abnehmen, und statt der hochkristallinen wechsellagernden Serie von Kinzigiten, Gneisen, Amphiboliten und Pegmatiten finden wir mehr einen einförmigen Wechsel von dunklem Glimmerschiefer und Amphibolit. Pegmatite sind noch hie und da vorhanden, aber die Injektion fehlt. Solche Verhältnisse treffen wir bei Vellano. Weiter, gegen St. Antonio hinauf, erscheint ein zum Teil recht grober Augengneis, auf dem auch noch das Dorf Melirolo steht. Die Glimmerschiefer von Vellano, unter denen auch schon ganz biotitfreie Typen auftreten, und der Augengneis von St. Antonio setzen sich an den Gehängen ob Melera und Carena fort zu den Alpen von Fossada und Giggio. Sie bilden dort, soweit man dies bei der grossen Schuttbedeckung sehen kann, das letzte Anstehende gegen die Dolomite des Jorio. Der Augengneis hat seine Augen zum Teil verloren, und die Glimmerschiefer von Vellano sind hier reine Muskovitschiefer vom unruhigen Charakter der aus Graubünden reichlich bekannten Casannaschiefer. Einzelne Varietäten solchen Casannaschiefers von der Gegend nördlich ob Alp Giggio di sopra gleichen völlig gewissen Gesteinen der Casannaschieferregion im oberen Puschlav. Von Injektion ist keine Spur mehr zu sehen. Die Mylonitisierung hingegen, die wir zuerst von Giubiasco beschrieben, hält auf der ganzen Strecke von Vellano über Carena bis zum Passo San Jorio an.

Nördlich Vellano und St. Antonio beobachten wir denselben kontinuierlichen Übergang in die Injektionszone wie unten im Tessintal. Da hängen die Gesteine von Vellano und St. Antonio ununterbrochen mit jenen von Motto d'Arbino und Alp della Costa zusammen.

<sup>1)</sup> Ähnliche, aber mehr lokale Mylonitisierungszonen finden sich noch mehrere innerhalb der Zonen von Arbedo und Bellinzona, aber stets nur da, wo die Schiefer gelegentlich nicht injiziert sind (z. B. Val Pium, Corno di Gesero).

Aber vergeblich suchen wir einen solchen Zusammenhang zwischen den Schiefen des Jorio, die ja die Fortsetzung derjenigen von Vellano sind, mit der Injektionszone des Corno di Gesero. Zwischen beide Komplexe schiebt sich wie ein riesiger Keil ein Gestein, das die allergrösste Beachtung verdient, und das bis jetzt nirgends in allen diesen Zonen gefunden wurde: der **Tonalit von Melirola**.

Dieser Tonalit ist nichts anderes als der „Hornblendegneis“ der älteren Autoren; *Rolle* hat diesen Namen in die Literatur eingeführt (36, S. 9). Aber *Studer* hat schon um 1850 die eruptive Natur des Hornblendegneises dieser Gegend erkannt. Er nannte unsern Tonalit Syenit und hat damit das Charakteristikum dieses Gesteins viel besser getroffen, als dies später mit dem unklaren Namen „Hornblendegneis“ geschah (48, S. 302).

Von dem eruptiven Auftreten des „Hornblendegneises“ kann man sich übrigens bald überzeugen. Steigt man von dem Dorf Melirola dem Wege nach gegen Val Melirola hinauf, so trifft man als erstes Anstehendes unmittelbar ob den letzten Häusern den „Hornblendegneis“. Er schliesst Schollen und Linsen von Glimmerschiefer und Amphibolit ein, die zum Teil angeschmolzen und verändert sind. Pegmatite durchsetzen den „Hornblendegneis“ kreuz und quer. Diese einzige Stelle schon zeigt den primären Kontakt zwischen einem Intrusivgestein und seiner Schieferhülle. Ähnliches lässt sich nördlich des Passo San Jorio sehen. Dort nehmen die Biotitgneise, die im Streichen in die Augengneise von St. Antonio übergehen, mit der Annäherung an den „Hornblendegneis“ immer mehr Hornblende auf; dazu treten feine aplitische Adern, und das Ganze wird gegen den „Hornblendegneis“ zu immer stärker durchwoben von Gängen und Adern von feinem Granataplit, demselben, der auch zentrale Partien des „Hornblendegneises“ durchsetzt.

Für die intrusive Natur des „Hornblendegneises“ spricht ferner sein ganzes petrographisches Verhalten. Schon makroskopisch fallen einem die kaum schieferige Textur und das Fehlen jeder Rutschflächen in der Gegend von Melirola auf. Bei näherem Suchen stösst man bald auf rein massige Typen, die schon im Handstück für Eruptivgesteine gehalten werden müssen. Von blossen Auge erblickt man Quarz, Feldspat, Biotit und Hornblende, sowie eine Menge von kleinen Epidothäufchen. Titanit kommt hie und da auch makroskopisch zum Vorschein. Die Ähnlichkeit mit den Tonaliten des Veltlins und des Adamello ist schon im Handstück eine überraschende. Die meisten Typen lassen sich z. B. von solchen, die *Cornelius* im westlichen Veltlin am Rande des Disgraziamaassivs gefunden hat, gar nicht unterscheiden. *Cornelius* war auch der erste, der auf die Möglichkeit einer Fortsetzung der Tonalite des westlichen Veltlins in den „Hornblendegneis“ des Tessins dringend hingewiesen hat (13, S. 176).

Unter dem Mikroskop treffen wir den typischen Mineralbestand der Tonalite:

Quarz, Plagioklas, Hornblende und Biotit als Hauptgemengteile, daneben Epidot in ziemlicher Menge. Orthoklas tritt hie und da ebenfalls in den Mineralbestand. Von Akzessorien sind zu erwähnen Titanit, Zirkon und Orthit. Alle Komponenten sind ungemein frisch und stellen daher den Tonalit in scharfen Gegensatz zu den älteren Massengesteinen der Alpen, deren Feldspäte in weitaus den meisten Fällen einer starken Sericitisierung und Zoisitisierung anheimgefallen sind. Besonders auffallend ist die Frische der Plagioklase. Diese lassen sich überall mit Leichtigkeit als solche bestimmen, ebenfalls im Gegensatz zu den alten Massengesteinen. Der grösste Teil derselben ist Andesin, doch kommen auch Oligoklase vor. Die Zwillingsbildung nach mehreren Gesetzen, die *Cornelius* von seinen Tonaliten aus Val Masino und vom Monte Spluga erwähnt, ist auch hier in hohem Masse verbreitet, und die corrodierten Hornblenden, Biotite und Epidote treffen wir hier ganz gleich wie im Veltlin. Auch hier macht der Epidot durchaus den Eindruck eines primären Minerals, aus denselben Gründen, wie sie *Cornelius* dafür in seiner Veltlinerarbeit angeführt hat (13, S. 169 ff.).

Die Struktur ist durchaus magmatisch, die Ausscheidungsfolge: Biotit, Hornblende, Plagioklas, Quarz. Hornblende und Plagioklas greifen stark übereinander. Besonders wichtig ist jegliches Fehlen einer mechanischen Beanspruchung in Form von Kataklasten oder Mylonitisierung. Die Textur ist meist massig; jedoch sind primäre Parallelt Texturen mehr oder weniger stark in den randlichen Partien der Tonalitmasse angedeutet.

?

meist handelt es sich  
bei Tonalit um einen  
typ. feins. Biotit  
mit unzähligen  
Wohnden.



Nach alledem ist die Tonalitnatur unseres „Hornblendegneises“ völlig sichergestellt.

Ein quarzärmerer, in der Gegend von Melirolo häufiger Typus, wurde der chemischen Analyse unterworfen. Dieselbe ergab folgendes Resultat:

Analyse 3. Tonalit von Melirolo.		Mol %	
Si O <sub>2</sub>	56.22	63.2	spezifisches Gewicht
Ti O <sub>2</sub>	0.97	—	2.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.54	11.4	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.80	—	
Mn O	0.13	—	
Fe O	2.28	6.2	
Mg O	3.51	5.8	
Ca O	7.98	9.4	
K <sub>2</sub> O	1.54	1.1	
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.9	
aq - <sup>110</sup>	0.09	—	
Glühv.	1.17	—	
	99.74	100.0	
S = 63.2			
A = 4.0	a = 3.2		
C = 7.4	c = 5.8		Typenformel:
F = 14.0	f = 11.0		S <sub>63.2</sub> a <sub>3</sub> c <sub>5</sub> f <sub>11</sub> .
M = 2.0			
T = 0.0	20.0		
K = 1.2			

Ein Vergleich mit der noch unveröffentlichten Analyse eines Tonalites von *Cornelius* aus dem Disgraziamaassiv ergab völlige Übereinstimmung zwischen den beiden Tonaliten <sup>1)</sup>.

Diese völlige petrographische Übereinstimmung der Tonalite des Tessins mit denen des unteren Veltlins ist eigentlich nichts Überraschendes, hat doch schon *Studer* diesen „Syenitzug“ von Carena bis zum Lago Mezzola verfolgt und den Zusammenhang mit den Syeniten von Val Masino erkannt (15 und 48, S. 304).

Die Verbreitung des Tonalits ist fast genau die auf den geologischen Karten für den Hornblendegneis angegebene. Als kaum 100 m mächtiger Stock erhebt sich der Tonalit nördlich von Melirolo aus den Schieferen seiner Umgebung. Weiter westlich wurde er nicht mehr gefunden. Gegen Osten gewinnt er rasch an Breite, so dass er in der Gegend des Corno di Gesero 1½ km Mächtigkeit erreicht. Zunächst in der Landschaft wenig ausgeprägt, zieht er über die einförmigen Gehänge unter den Alpen Orno und Croveggia ostwärts. Südlich der Alpe di Gesero treffen wir ihn schon auf der Grathöhe zwischen Val Morobbia und Val d'Arbedo. Seine steilstehende Nordgrenze ist also enorm gestiegen. Östlich der Alpe di Gesero baut der Tonalit die scharfgezackten Türme des tessinisch-bündnerischen Grenzgrates auf, und erhebt sich endlich in den markanten Formen der Cima di Cugn und des Gardinello zu den höchsten Gipfeln des unteren Tessins. Wenig südlich unterhalb derselben verläuft schon die südliche Grenze des Tonalitstockes. Mit 65° fallen dort die „Augengneise“ von St. Antonio unter den Tonalit nach Norden ein. Hingegen besteht der ganze Hintergrund von Val Albionasca vom Grenzkamm bis in den Kessel der Alp hinunter, aus Tonalit. Bei dem Bach, der von Alp Albione in östlicher Richtung dem Tal zufließt, erreicht derselbe seine steil nordfallende Nordgrenze. Gegen Westen streicht dieselbe wenig südlich des Corno di Gesero vorbei. Östlich Val Albionasca wird der ganze Grat von der

<sup>1)</sup> Dieser Tonalit des Val Morobbia ist übrigens wohl das erste beschriebene, nicht aber das einzige Vorkommen von Tonalit in den Schweizeralpen. Nach der bedeutenden Menge von Tonalit im Wildbachschutt des Bergells müssen auch noch grössere Partien der südlichen Bergellerberge aus Tonalit bestehen.

Cima di Cugn bis nördlich P. 1962 aus Tonalit aufgebaut, und weiter östlich zieht derselbe über die Gräte der Roccona und des Torrassella gegen das Veltlin hinüber. In schmalem Zuge erreicht er das Südende des Lago di Mezzola und verbindet sich jenseits desselben mit dem Tonalit des Monte Spluga<sup>1)</sup>.

Der Tonalit des Monte Spluga aber ist nur ein Teil der mächtigen Intrusivmasse, welche das ganze Gebirge zwischen Bergell, Val Codera, Val Masino und Malenco aufbaut und welche von *Cornelius* in jüngster Zeit eingehend untersucht und als Disgraziamassiv bezeichnet wurde (10, 12 und 13).

Der Tonalit vom oberen Val Morobbia ist also nur ein letzter, schmaler Ausläufer des Disgraziamassivs.

Untersuchen wir die Tonalitmasse von Val Morobbia noch näher, so kommen wir auf manche interessante Zusammenhänge. Zunächst finden wir im Innern des Intrusivkörpers sowohl bei Melirolo als auch in der Gegend des Jorio zahlreiche Gänge und Adern von Pegmatit, demselben, der weiter westlich und nördlich in den Injektionsgebieten der Zonen von Bellinzona und Arbedo so verbreitet ist. In mächtigen Gängen durchsetzt derselbe im Albionascatal den Tonalit. Zum Teil sind es ganz die gleichen charakteristischen Biotitpegmatite wie in der Injektionszone. Granataplite, welche im Westen die Schiefer der Zone von Bellinzona injizieren, durchsetzen im obern Val Albionasca und nördlich des Passo San Jorio den Tonalit.

Diese Pegmatite und Aplite sind also jünger als der Tonalit.

Von hohem Interesse sind ferner grosse helle Schlieren, die besonders im Tonalit von Val Albionasca und dessen Umgebung weit verbreitet sind. Deren Gestein ist ein feinkörniger Zweiglimmergranit, und schon im Handstück von dem bekannten Granit von Novate nicht zu unterscheiden. Auch Granitschlieren mit grossen Feldspateinsprenglingen kommen vor. Diese granitischen Schlieren sind ebenfalls jünger als der Tonalit.

Dieselben granitischen Gesteine finden wir aber auch noch ausserhalb des Tonalitmassivs, genau wie im Osten auch. Dort bilden dieselben allerdings ein eigenes Massiv, das Granitmassiv von Riva-Novate, hier sind es nur kleine Vorkommnisse nördlich des Tonalits im Val Melirolo. Steigt man von demselben im gleichnamigen Tal in die Höhe, so stösst man bald auf eine komplizierte Injektionszone. Glimmerschiefer, Biotitgneise, Kinzigite und Amphibolite sind von Pegmatiten und Apliten durchschwärmt; zwischen den beiden Tobeln, durch die der Weg nach Motto d'Arbinetto führt, erreicht die Durchdringung und Durchschmelzung der Schiefer und Amphibolite mit salischem Material ihren Höhepunkt, und hier finden sich neben feinen und groben Apliten auch Gesteine, die den granitischen Schlieren im Tonalit völlig gleichen. Es sind Zweiglimmergranite. Trotz der Nähe der südlichen Quetschzone (Giubiasco-Morobbia-Jorio) ist von Kataklyse keine Spur zu sehen. Die Feldspäte sind völlig frisch, genau so wie *Cornelius* dies von den Graniten des Disgraziamassivs hervorhebt (13, S. 172). Pegmatite setzen auch durch diese Granite. Gegen Westen und Norden steht diese Zone in ununterbrochener Verbindung mit dem grossen Injektionsgebiet von Bellinzona und Arbedo.

Der granitische Herd, mit dem die gewaltige Injektion im südlichen Tessin zusammenhängt, steht also in unmittelbarer Verbindung mit Gesteinen, die den Tonalit durchschwärmen und jünger sind als dieser. Die Injektion im südlichen Tessin ist daher etwas jünger als der Tonalit.

Am Kontakt eines kinzigitischen, sillimanitführenden Granatglimmerschiefers mit einem der Pegmatite der Injektionszone von Melirolo stehen in den Tobeln dieses Tales Gesteine an, welche

<sup>1)</sup> Das Gebiet zwischen Schweizergrenze und Comersee konnte ich allerdings bis jetzt nicht selber begehen, kenne also das 12 km lange Verbindungsstück zwischen den Tonaliten des Joriogebietes und jenen des Comersees nicht aus eigener Anschauung. Der Zusammenhang wird aber unzweifelhaft durch die allgemeine Übereinstimmung, mit welcher die verschiedensten Autoren wie *Studer*, *Rolle*, *Schmidt*, *Taramelli* und andere den „Hornblendegneis“ des einen Gebietes in jenen des andern fortsetzen lassen (15, 48; 36, 37; 39, S. 53; 49, Karte). Die Funde von Tonalit, die *Cornelius* in den Bergen nördlich Gravedona machte, verstärken diese Übereinstimmung noch mehr (13, S. 176).



durch oft mehrere Zentimeter lange gelbe Nadeln und Stengel, die oft garbenförmig gruppiert sind, auffallen. Unter dem Mikroskop entpuppen sich diese Nadeln als Gedrit. (Die Basisschnitte, die gerade Auslöschung, der Pleochroismus lassen daran keinen Zweifel aufkommen.) Daneben sind eine bräunliche Hornblende, Quarz und Feldspat die Hauptgemengteile. Biotit tritt öfters dazu, Granat seltener. Die Struktur ist eine typische Kontaktstruktur; die einzelnen Komponenten durchdringen sich gegenseitig siebartig. Der Gedrit ist als vorzüglicher Porphyroblast entwickelt. Die Textur ist massig.

Diese Gedritgneise kommen auch noch anderwärts in der Zone von Bellinzona vor, so im Val Taglio.

## 8. Die Trias des San Jorio.

Dieselbe bildet im obern Val Morobbia die südliche Begrenzung der Zone von Bellinzona. Ihre erste Spur findet man im nächsten Tobel hinter Carena, wo man einen wenig mächtigen Rauhwacke- und Dolomitzug zwischen die mässig N fallenden kristallinen Schiefer eingekeilt sieht (vgl. schon 48, S. 302). Südlich desselben stehen Quarzporphyre, grüne Schiefer und Glimmerschiefer an, die zum Seegebirge gehören. Nördlich streichen die Gesteine von St. Antonio, und weiter oben der Tonalit von Melirolo durch. Von hier bis südlich Alp Fossada di dentro ist dieser Zug noch an mehreren Stellen aufgeschlossen. Zusammenhängend verfolgen wir ihn vom Talkessel westlich Alp Giggio über den Rücken südlich dieser Alp hinauf gegen den Jorio. Seine Gesteine sind hier stark mylonitisiert; im Graben nördlich der Trias finden sich Reibungsbreccien in Form von Rauhwacke. Der südliche Teil des Komplexes wird von hellgrauem Dolomit, der nördliche von Rauhwacke gebildet. Das Ganze streicht bei Alp Giggio E—W, stellenweise aber auch stark ENE (bis 16°), das Fallen schwankt zwischen 75° und 85° N.

Östlich des Passo San Jorio fehlt ein Stück weit die Fortsetzung dieses Triaszuges; sie wird wohl ebenso verdünnt oder abgequetscht sein wie westlich Carena; auch dort bildet nur eine Quetschzone im Streichen der Joriotrias die südliche Begrenzung der Zone von Bellinzona. 10 km weiter östlich aber erscheinen die Triasgesteine wieder im Sass Pell ob Gravedona, und von dort zieht sich ein fast ununterbrochenes Band von Dolomiten und Kalken nach Gera am Nordende des Comersees, das nur noch durch die Alluvionen der Adda von den sichern ostalpinen (s. 12, S. 304) Trias bei Dubino getrennt ist.

Die Verbindung zwischen den Triasgesteinen von Dubino und Gravedona mit jenen des Jorio wird durch das von *Cornelius* gefundene Verrucanovorkommen bei Gravasco vermittelt (12, S. 354), das auf der direkten Verbindungslinie der beiden Triaslinsen liegt.

Die Rauhwacken, Dolomite und Kalke des San Jorio sind die Fortsetzung der ostalpinen Trias von Dubino. Westlich Carena ist dieselbe ausgequetscht, und ihre weitere Fortsetzung kennen wir noch nicht.

## 9. Das Seegebirge.

Südlich der Trias von San Jorio und der Quetschzone in deren Verlängerung treffen wir auf ein weites Gebiet meist steil S fallender Schiefer, die durch ihre Konstanz den ganzen Komplex ziemlich einförmig gestalten. Das Seegebirge stellt sich daher in schärfsten Gegensatz zu der petrographisch so reichen Zone von Bellinzona. Glimmerschiefer und Gneise beherrschen das ganze Gebiet, Amphibolite und Pegmatite, sowie Marmore sind äusserst selten. Basische Gänge konnten einige am Nordrand der Zone gefunden werden (Cadenazzo). Dieselben entsprechen wohl den malchitischen Gängen im Stronagneis westlich des Lago Maggiore (vgl. 35). Zum Seegebirge muss im Tessin alles gerechnet werden, was südlich der Linie Magadino-Cadenazzo-Camorino-Vellano-Carena-San Jorio liegt.

\* \* \*

Überblicken wir nun die Resultate dieser geologischen Untersuchungen östlich Bellinzona, so ergibt sich folgendes:

Das Gebirgsstück zwischen Claro und dem Monte Cenere zerfällt in fünf Zonen kristalliner Schiefer, die voneinander durch verschiedene Marmorzüge scharf getrennt sind. Von Claro bis gegen Giubiasco sind alle Gesteine der Zonen durch eine salische Injektion stark verändert. Die Injektion steht im Zusammenhang mit Graniten, die mit einer ausgedehnten Tonalitmasse in enger genetischer Beziehung stehen.

Drei Fragen sind nun für die Deutung dieser Zonen von grundlegender Wichtigkeit: die nach dem Alter der injizierten kristallinen Schiefer, nach dem Alter der Marmore, und demjenigen der Tonalite und der mit denselben zusammenhängenden Injektion.

Das Alter der kristallinen Schiefer, nicht derjenigen, welche erst durch die Injektion geschaffen worden sind, sondern derjenigen, welche der Injektion zugrunde lagen, ist durch eine Menge von Beobachtungen völlig sichergestellt. Verfolgen wir die Tessinergneise längs des Misox nach Norden, so sehen wir sie allmählich in die Gneise der Adula übergehen und von sicherer Trias überlagert (San Bernardino, Hinterrhein, Vals). Die Gneise und Glimmerschiefer des Seegebirges schliessen bei Manno die bekannte Carbonmulde ein, sind also älter als Carbon, und schon hercynisch gefaltet (vgl. 16). Weiter im Westen hangen dieselben, scheinbar ohne tiefere tektonische Unterbrechung, mit den Kinzigiten und Amphiboliten der Zone von Ivrea zusammen, welche auch in der Gegend von Bellinzona sehr verbreitet sind. Die Kinzigite dürften dasselbe Alter haben wie die Gneise des Seegebirges. Die basischen Gesteine der Ivreazone sind etwas jünger und entstammen wohl einer Intrusion im Gefolge der hercynischen Faltung. Für die nicht injizierten Gesteine der Zonen von Arbedo und Roveredo muss wegen ihrer engen petrographischen Verwandtschaft mit den Gneisen des Misox ebenfalls ein vortriadisches Alter angenommen werden.

Die injizierten kristallinen Schiefer des behandelten Gebietes haben also vormesozoisches, zum Teil auch vorkarbonisches Alter<sup>1)</sup>.

Besonders dringend ist die Frage nach dem Alter der Marmore. Sind dieselben stratigraphische Einlagerungen in der Serie der kristallinen Schiefer oder sind es Einfaltungen und Einkeilungen jüngerer Sedimente?

Die Schweizergeologen sind von jeher für ein mesozoisches Alter der grösseren Marmorzüge eingetreten; die italienischen betrachten dieselben zum grössten Teil als paläozoisch. Der Gegensatz der Auffassungen tritt scharf hervor beim Vergleich der geologischen Karte der Schweiz 1 : 500,000 von 1911 mit der Carta geologica della regione dei tre laghi von Taramelli.

Zunächst ist das triadische Alter der Rauhwacken etc. des Joriozuges gesichert, da derselbe im Streichen in deutlicher Verbindung mit der ostalpinen Trias von Dubino steht.

Für den Marmorzug von Castione habe ich S. 5 eine enge Verwandtschaft mit den Bündnerschiefern der penninischen Region festgestellt, so dass an dessen mesozoischem Alter kein Zweifel mehr bestehen kann. Betrachtet man aber die Marmore und Kalksilikatfelse von Castione als mesozoisch, so müssen es auch die mit ihnen völlig übereinstimmenden Marmore und Kalksilikatfelse von Algaletta-Castaneda und von Tabio sein. Auch diese Marmorzüge führen ganz genau wie der von Castione noch Schlieren von unverändertem dunklem Kalk, auch sie führen neben groben Marmoren noch solche von sehr feinem Korn, welche von marmorisierten Bündnerschiefern des südlichen Bündens nicht zu unterscheiden sind.

Diese feinkörnigen Marmore und kalkigen Schlieren fehlen südlich von Tabio völlig. Alle Marmore sind grobkörnig. Ihre grosse Zahl und ihr geselliges schwarmweises Auftreten ist auf-

<sup>1)</sup> Die Behauptung von Klemm (30), die Tessinergneise seien alle jungtertiär, ist mit den bestehenden Tatsachen nicht zu vereinen und beruht auf Trugschlüssen. Dass der Verfasser Apophysen in kristalline Schiefer sedimentogenen Ursprungs hinein beobachtet hat, beweist nur die intrusive Natur des Tessiner Orthogneises überhaupt. Aber dass diese kristallinen Schiefer liasisches Alter hätten, ist nicht bewiesen. Klemm scheint überhaupt an vielen Stellen zwischen mesozoischen und paläozoischen Sedimenten nicht zu unterscheiden. Auf eine nähere Erörterung der in Betracht kommenden Fragen trete ich hier nicht ein.



fallend. Zwischen Tabio und Giubiasco sind mir in der Zone von Bellinzona 15 bis 20 Marmorlager bekannt geworden. Deren geringe Mächtigkeit (bis auf 3 cm) und innige Wechsellagerung mit den kristallinen Schiefern des älteren Grundgebirges beweist deutlich, dass sie stratigraphische Einlagerungen in denselben, und folglich paläozoischen Alters sind, trotz ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit mesozoischen Gesteinen der nördlichen Marmorzüge. Einzig für den grossen Marmorzug von Schloss Schwyz, der die Zone von Bellinzona in zwei Hälften teilt, schien mir zuerst die Möglichkeit eines mesozoischen Alters zu bestehen. Aber dessen Gesteine ähneln nur den stark kontaktmetamorphen Typen des Castionezuges, und feinkörnige Marmore und kalkige Schlieren, die jene mesozoischen Komplexe charakterisieren, suchen wir hier vergebens. Die allenthalben hohe Kristallinität weist auch diese Gesteine eher zu den stratigraphischen Einlagerungen des Paläozoikums.

Es ergibt sich also aus einer eingehenden Erwägung der Altersfrage der Marmore folgendes:

1. Die Marmore der Zone von Bellinzona sind metamorphe Sedimente **paläozoischer Zeit**.

2. Die Gesteine der Marmorzüge von Algaletta, Castione und Tabio hingegen sind umgewandelte **mesozoische** Sedimente, zum grössten Teil hochmetamorphe Bündnerschiefer.

Dieselben wurden, wie an den Gesteinen von Castione einwandfrei zu sehen ist, durch die salische Injektion kontaktlich verändert. Die Injektion ist also mindestens postliasisch.

Die nördlichen Marmorzüge stellen enge, zwischen ältere kristalline Schiefer eingezwängte, vielfach in Linsen zerrissene Synklinalzonen von mesozoischen Sedimenten dar. Das Gebirge zwischen Claro und dem Cenere zerfällt also in ein System von isoklinalen Falten. Die Injektion aber setzt unbekümmert um diese Synklinalen und Antiklinalen durch das ganze System derselben hindurch: die verschiedensten tektonischen Elemente gehören der einheitlichen Injektionszone von Bellinzona-Arbedo an. Die Tektonik des Gebirges zwischen Claro und Giubiasco war schon vor der Injektion geschaffen und in allen Hauptzügen vollendet. Dieselbe ist aber der Ausdruck jener ungeheuren Zusammenpressung des Alpenkörpers, welche gegen den Schluss der tertiären Alpenfaltung als letzte Hauptphase derselben einsetzte (27, S. 21). Die Injektion ist jünger als diese letzte Hauptphase der Alpenfaltung; sie ist in das fast fertige Gebirge eingedrungen. Nur im Süden des Gebietes dauerten auch nach der Injektion noch kleinere Bewegungen der Erdrinde fort, wie uns die Teilnahme von einzelnen Injektionsgesteinen an der Quetschzone von Giubiasco beweist.

Für diese Tatsache, auf die schon *Gutzwiller* als eine Möglichkeit hingewiesen hat (21, S. 361), spricht auch das jegliche Fehlen von mechanischer Metamorphose, wie sie in einem Gebiet mit solch eng gepressten und zerrissenen Synklinalen unbedingt stark hervortreten müsste. Die Kontaktstrukturen sind völlig unversehrt. Dasselbe gilt von den Graniten von Melirolo, welche nahe an der südlichen Quetschzone liegen. Jede Spur von mechanischer Beanspruchung ist ihnen fremd.

Noch eine weitere Tatsache beweist das jugendliche Alter der Injektion. Wir haben oben gesehen, dass dieselbe in enger genetischer Beziehung zu dem Tonalit von Val Morobbia steht, und jünger ist als derselbe. Dieser Tonalit ist aber nur ein letzter westlicher Ausläufer der Tonalite und Granite des Disgraziamassivs, und dort konnte *Cornelius* in überzeugender Weise ein frühestens oberoligocänes Alter dieser Massengesteine nachweisen (10, S. 251)<sup>1)</sup>. Die Injektion des südlichen Tessins ist also sicher nicht älter als Oberoligocän.

Die untere Altersgrenze der jungen Intrusionen und Injektionen ist also oberoligocän. Aber auch deren obere Altersgrenze können wir heute mit genügender Sicherheit feststellen.

<sup>1)</sup> Diese Massengesteine sind jünger als der ostalpine und penninische Deckenschub und jünger als die Aufrichtung der Wurzeln. Diese Hauptfaltung fällt ins frühe Oligocän (Oligocäntransgression im Piemont).

Die jungen Tonalite und Granite finden sich nämlich schon als Gerölle in der südalpinen Nagelfluh. Dort waren sie *Alb. Heim* schon längst bekannt. In der demnächst erscheinenden ersten Lieferung seiner „Geologie der Schweiz“ schildert er uns, S. 93, Art und Herkunft der südalpinen Nagelfluhgerölle wie folgt<sup>1)</sup>:

„Dieses Konglomerat ist stets bunt; Kalknagelfluh fehlt. Es enthält zu mehr als  $\frac{9}{10}$ , oft bis 99 % kristalline Silikatgerölle: grobkörnige Granite, Porphyre, Syenite, Diorite, Amphibolite, Amphibolgneise (wohl die ‚Hornblendegneise‘, unsere Tonalite), Muskovitgneise, Gneise, Sericitschiefer, Serpentine, Spilite, Quarzite.“

„*Schmidt* findet die Heimat mancher dieser Gerölle in den benachbarten Luganer Alpen, diejenige der Granite und Diorite im Veltlin; *Taramelli* findet grosse Übereinstimmung mit dem Anstehenden der penninischen und grajischen Alpen. Wir selbst fanden in dieser Südnagelfluh grüne Granite sehr ähnlich manchen Julier-Albulagraniten, grobkörnige Glimmerdiorite auffallend ähnlich Hornblendetonaliten von Lana (Südtirol) und Graniten und Tonaliten von Meran und Brixen. Granite mit grossen Orthoklasen schienen mir ununterscheidbar von solchen des Bergell, z. B. des Albignagletschers; manche Hornblendegranite und Quarzdiorite sind völlig entsprechend im Berninagebirge zu finden...“

Die jungen Granite und Tonalite mussten also zur Zeit der Bildung der südalpinen Nagelfluh schon blossgelegt sein. Sie sind älter als die Bildung derselben. Deren stratigraphisches Alter aber ist noch nicht mit Sicherheit ermittelt worden. Die Ablagerung der Nagelfluh fällt in die Zeit zwischen Oligocän und Sarmatien. Zur Pliocänzeit war sie schon aufgerichtet (25, S. 45). Wir müssen daher die Intrusion der jungen Granite und Tonalite samt der damit zusammenhängenden Tessinerinjektion in die Zeit zwischen Oberoligocän und Sarmatien verlegen.

Die Reihenfolge der wichtigsten Vorgänge, die sich in jener Zeit abspielten, stelle ich mir ungefähr in folgender Weise vor:

Oligocän	<ul style="list-style-type: none"> <li>{ Südlichere Deckenschübe.</li> <li>{ Zusammenpressung des Alpenkörpers; Steilstellung der südlicheren Region (Wurzeln).</li> </ul>
Miocän	<ul style="list-style-type: none"> <li>{ Intrusion der jungen Granite und Tonalite.</li> <li>{ Tessinerinjektion.</li> <li>{ Abspülung der Alpen.</li> <li>{ Ablagerung der Molasse.</li> <li>{ Letzte Dislokationen: Aufrichtung von Flysch und Molasse am südlichen Alpenrand<sup>2)</sup>.</li> </ul>
Pliocän	Ablagerung des Pliocän.

Danach muss die Intrusion der jungen Granite und Tonalite, sowie die Injektion im südlichen Tessin etwa in das oberste Oligocän oder das unterste Miocän verlegt werden.

Auf jeden Fall ergibt sich mit grösster Sicherheit:

Die Injektion in den südlichen Gneiszonen des Tessin fällt ins mittlere Tertiär.

Fassen wir diese wichtigen Resultate kurz zusammen:

1. Die injizierten kristallinen Schiefer des Gebietes sind vormesozoisch, zum Teil vorcarbonisch.
2. Die Gesteine der nördlichen Marmorzüge und die Dolomite etc. vom San Jorio sind mesozoisch.
3. Die Tonalite, Granite und die Injektion sind mittel- bis jungtertiär.

<sup>1)</sup> Herr Prof. Heim war so freundlich, mir die betreffenden Korrekturbogen zur Verfügung zu stellen, wofür ich ihm herzlich danke.

<sup>2)</sup> Mit diesen letzten Dislokationen ist die spärliche mechanische Deformation der jungen Gesteine (Granite, Tonalite, Injektionsgneise) verbunden.



## Deutung der Zonen als Wurzelzonen.

Das Gebirge zwischen Claro und dem Cenere zerfällt also, durch 4 mesozoische Sedimentzüge getrennt, in 5 Zonen altkristalliner Gesteine. Aber es ist kein eng gedrängtes einfaches Faltenbündel eines autochthonen Gebirges. Die kristallinen Schiefer zu beiden Seiten der synklinalen Marmorzüge entsprechen sich **nicht**, und wo die Marmorzüge ausgequetscht sind, stossen die verschiedensten kristallinen Schiefer in scharfer Grenze aneinander, die nur durch die Injektion wieder etwas gemildert ist.

Im unteren Misox und im Tessintal haben wir gesehen, wie die steil aufgerichteten kristallinen Schiefer der Zone von Claro sich alpenwärts flach gegen Norden überlegen und in die weiten Gneisgebiete der Adula übergehen, welche als Decke auf den Bündnerschiefern des Bleniotales liegen. Die Gneiszone von Claro-Misox ist nur der steil zur Tiefe sinkende Teil derselben, deren Wurzel.

Wie sich ostwärts Misox über der Aduladecke eine Masse altkristalliner Gesteine auf die andere türmt, durch schmale Sedimentzüge voneinander getrennt, so reiht sich südlich der Wurzel derselben ein Komplex kristalliner Schiefer **neben** den andern, und die schmalen trennenden Sedimentzüge schiessen steil in die Tiefe.

Die steilstehenden Gneiszone des südlichen Tessin zwischen Claro und dem Cenere entsprechen verschiedenen alpinen Decken, sie sind deren steilgestellte Wurzelteile.

Dieselben sind zum grössten Teil sogar stark nach S überkippt, wie das flache Überliegen der oberen Teile der Gneiszone an vielen Stellen trefflich zeigt (Profil 7). Das südwärts gerichtete Gneisgewölbe des unteren Misox ist ebenfalls ein Zeuge für die Überkipfung der Wurzeln oder die Rückfaltung der Zentralalpen gegen Süden.

Die Gneiszone von Claro setzt sich, wie wir eben gesehen haben, in die Aduladecke fort. Der Triaszug vom San Jorio zieht nach Osten über den Sass Pell nach Dubino und weiter zum Monte Padrio bei Tirano (vgl. 12). Dieser ganze Zug gehört zu einer ostalpinen Wurzel. Das südlich daran anschliessende Seegebirge trägt die Sedimente der Luganeser Kalkalpen, und seine östliche Fortsetzung bildet den kristallinen Untergrund der Dinariden.

Zwischen der Zone von Claro und dem Passo San Jorio müssen wir also die Wurzeln aller Decken der Alpen von der Adula weg bis mindestens zum Ortler suchen. In diesem Raume stehen uns aber nur drei Zonen kristalliner Schiefer zur Verfügung: die Zonen von Roveredo, Arbedo und Bellinzona.

Wie können wir nun die zahlreichen Decken Bündens in diesem engen Wurzelgebiete von Bellinzona unterbringen? Welchen Decken entsprechen die einzelnen Zonen der Wurzelregion von Bellinzona?

Diese für die Tektonik der Alpen so wichtigen Fragen lassen sich im Tessin nicht entscheiden. Um dieselben einer Lösung näherzubringen, müssen wir nun einen Blick auf die weiten Deckengebiete des südlichen Bündens werfen. Was für Decken sind dort entwickelt, welche sind von sekundärer Bedeutung, welche hängen unter sich enger zusammen, wo greifen die trennenden Synklinalzonen am weitesten nach Süden zurück? Eine Fülle von Fragen, deren Beantwortung noch vor wenigen Jahren auf fast unüberwindliche Schwierigkeiten gestossen wäre, war doch Graubünden in bezug auf seine Tektonik eine terra incognita par excellence. Nur dank der unermüdlichen Arbeit, die in den letzten Jahren von einer Reihe von Geologen, wie *Alb. Heim*, *van Holst*, *Niggli*, *Arbenz*, *W. Staub*, *Zyndel*, *Trümpy*, *Cornelius*, *Spitz* und *Dyhrenfurth*, *Tarnuzzer*, *Zöppritsch*, *Schlagintweit* und anderen, in der Erforschung der Tektonik Bündens geleistet wurde, kann ich mit einiger Hoffnung auf Erfolg an diese Fragen herantreten. Ich selber war speziell in den Gebirgen zwischen Oberengadin, Malenco und Puschlav tätig, kenne aber auch das ganze, in Frage kommende Gebiet vom Gotthard bis zum Stifiser Joch aus eigener Anschauung.

## II. Die Decken im südlichen Bünden<sup>1)</sup>.

In schmalem Zuge streichen von Westen her die Bündnerschiefer der Bedrettomulde zwischen den Gneisen des Gotthard und des Tessin nach Graubünden hinein. Enggedrängt häufen sich südlich davon die kleinen Gneisdeckfalten des nördlichen Tessin als letzte Ausläufer der weit- ausgreifenden Simplondecken. Der alte versteifte Klotz des Gotthardmassivs hat sie vor weiterer Entwicklung zurückgehalten. Aber jenseits der Linie Biasca-Olivone-Greina, wo im Norden das Gotthardmassiv ostwärts zur Tiefe sinkt, entwickeln sich wieder mächtige liegende Deckfalten ganz genau wie am Westende des Gotthard, am Simplon. Und von da nach Osten türmt sich in Graubünden eine Decke über die andere, und in ungeheuren Massen legen sich die alten kristallinen Schiefer zwischen und über die nach Osten sich verbreiternden und untersinkenden Schiefermassen der Bedrettomulde. In der Gegend von Reichenau und Chur sehen wir auch das Aarmassiv und die helvetischen Decken ostwärts unter die Schiefer des Prättigaus sinken, und über diese hinweg fluten die Decken Graubündens in gewaltigen Massen bis zum nördlichen Alpenrande hinaus. In grossartiger Weise sehen wir nacheinander die penninischen und helvetischen Decken und endlich noch die Molasse überdeckt durch die riesigen ostalpinen Decken. Vom Puschlav bis zum Allgäu überspannen dieselben auf einer Breite von 130 und mehr Kilometern alle tiefern tektonischen Elemente der Alpen. Dieser grandiose Deckenbau Graubündens ist nur mit demjenigen des Wallis zu vergleichen.

Betrachten wir nun die Decken im südlichen Bünden näher.

Vom Gotthard nach Osten treffen wir nacheinander auf folgende Decken mit kristalliner Unterlage:

1. Die Molaredeckfalte.
2. Die Aduladecke.
3. Die Tambodecke.
4. Die Surettadecke.
5. Die Schamserdecken (mindestens 4).
6. Die rhätische Decke.
7. Die Selladecke.
8. Die Errdecke, inklusive Albuladecke.
9. Die Berninadecke.
10. Die Languarddecke.
11. Die Campodecke.
12. Die Silvrettadecke.

Neben diesen 12 grösseren Decken, die als solche durch die Auflagerung ihrer kristallinen Unterlage auf das Mesozoikum der nächstunteren Decke sichergestellt sind, finden sich noch einige kleinere, denen der kristalline Untergrund zum grössten Teil fehlt, und die daher mit einer der obigen Decken in Zusammenhang gebracht werden müssen. Als solche sind bis jetzt bekannt:

1. Die Bündnerschieferdecke des Lugnetz.
2. Die Gneisschuppe von Vals.
3. Die Prättigaudecke.
4. Die Bergünnerdecken.

<sup>1)</sup> Als südliches Bünden gilt hier das ganze Gebiet südlich der Linie Ilanz-Davos-Unterengadin, oder das Bündnergebiet auf Blatt IV der Generalkarte der Schweiz (siehe tektonische Karte!).



Äquivalente der westschweizerischen Klippendecken sind im Rhätikon, im Casannagebirge und bei Arosa zwischen die penninischen Bündnerschiefer und die ostalpinen Decken eingeklemmt. Südlich der Lenzerheide aber wurden solche noch nicht gefunden. Sowohl die Falkniszone als diejenige der Sulzfluhkalke scheinen südlich derselben zu fehlen. Auch diese ortsfremden, linsenartigen Schubfetzen müssen mit einer der grösseren Decken in Zusammenhang gebracht werden, von welcher sie durch den Schub der höheren Decken, hauptsächlich der Silvrettadecke, losgerissen und passiv nach Norden verfrachtet worden sind.

Diesen 12 grösseren und 4 kleineren Decken Bündens stehen in der Wurzelregion von Belinzona nur 5 Gneiszonen gegenüber, welche als Wurzeln derselben in Betracht kommen können. Und in dem Raume zwischen Claro und den Luganeser Kalkalpen müssen alle alpinen Decken von der Adula weg nach Süden ihre Wurzeln haben, denn die Luganeser Kalkalpen gehören ja schon zu den Dinariden.

Wie können nun diese 16 Decken in den 5 Wurzelzonen untergebracht werden?

Wir wollen versuchen, die durch die Analyse der geologischen Detailuntersuchung ausgeschiedenen Decken synthetisch wieder zu grösseren Einheiten zusammenzufassen. Dabei gehen wir von den Decken mit kristalliner Unterlage aus, werden aber auch dazu kommen, die kleineren sedimentären Serien mit grösseren Einheiten zu vereinigen.

Von grösster Wichtigkeit ist dabei der Verlauf der die altkristallinen Massen trennenden Synklinalzonen mesozoischer Sedimente und kristalliner Schiefer. Ausschlaggebend ist deren tektonische Verfolgung, d. h. deren Auskeilen oder aber deren Fortsetzen in eine der bekannten Wurzelzonen im Puschlav oder im Veltlin. Der petrographische Gehalt der einzelnen Decken darf nicht ohne weiteres Anlass zu Gruppierungen in Deckensysteme geben; denn die kristalline Facies kann in einer einzigen Decke schon den grössten Schwankungen unterworfen sein. Beispiele dafür liefern fast alle kristallinen Decken Graubündens. Wir werden also für unsere Zwecke im folgenden nur den Verlauf der trennenden mesozoischen Züge ins Auge fassen und auf den petrographischen Gehalt der Decken nur wenig zu sprechen kommen.

Beginnen wir wieder im Westen!

1. Die Bündnerschiefer, die bei Olivone in wundervollem Bogen den Stirnrand der Aduladecke umschmiegen, dann dieselbe unterteufen und von den Gneisen des Molaremassivs trennen, lassen sich im Val Blegno nach Süden nur bis in die Gegend von Compravasco verfolgen, wie dies ja schon in den klassischen Profilen von *Alb. Heim* dargestellt ist (26). Südlich davon fehlt jede Spur von Mesozoikum<sup>1)</sup>. Molare- und Aduladecken schliessen also im südlichen Blegnotal zusammen, sie vereinigen sich zur grossen Gneismasse der mittleren Tessiner Alpen. Molare und Adula sind nur sekundäre Teile einer mächtigen Tessinermasse, die im Westen auf den Bündnerschiefern des Fensters von Crodo ruht.

Adula- und Molaredecke haben also eine gemeinsame Wurzel.

Der Zug von Rötidolomit, Rauhwacke und Gips, der sich von Campo im Val Camadra bis über Peiden hinaus auf die Bündnerschiefer des Gotthardmassivs legt (s. auch 34) und die Bündnerschieferdecke des Lugnetz trägt, geht deutlich unter die Adula-, sehr wahrscheinlich sogar unter die Molaredecke.

Die Bündnerschieferdecke des Lugnetz stammt daher von einer der tieferen Tessiner Gneisdeckfalten.

2. Bedeutend tiefer in die kristallinen Massen greift die Mulde mesozoischer Gesteine zwischen Adula- und Tambodecke. Von der weithin sichtbaren Stirnumbiegung am Pizzo Tambo bis zum

<sup>1)</sup> Die Marmore von Val Soja, Zapport, und Rossa im Val Calanca können nicht als Fortsetzung dieses Zuges gelten, sie sind mesozoische Mulden im Kern der Aduladecke (vgl. 53). Diese Zerschlitung der Decke reicht nach Süden etwa bis in die Gegend westlich Soazza zurück. Von da südwärts fehlen diese Marmore, und der Kern der Aduladecke wird einheitlich.

Auf der tektonischen Karte wurden diese sekundären Synklinalen der Übersicht halber zum Teil nicht eingezeichnet.

Passo della Forcola hat schon *Heim* die Mulde mesozoischer Gesteine des Misox verfolgt (26). Aber diese erreicht am Passo della Forcola noch nicht ihr Ende. Schon *Rolle* hat im Gebirge ob Albareda bei Chiavenna Blöcke von Triasdolomit gefunden (36, S. 18), die nur einer Fortsetzung des Misoxer Sedimentzuges entstammen können. Südlich vom Passo della Forcola stechen die Gneise der Tambodecke in die Luft hinaus, aber nach Osten verfolgen wir sie ununterbrochen, immer im Liegenden der Splügener Mulde, bis ins mittlere Bergell (vgl. 28). Die Gneise von Castasegna, Soglio, Promontogno und Bondo gehören zur Tambodecke. Südlich Bondo treffen wir im Liegenden dieser hier steil nördlich fallenden Gneise eine Linse von weissem Marmor und dunklem, grauem, bündnerschieferähnlichem Kalk. Dies ist die Fortsetzung der Misoxermulde. In ihrem Streichen liegen die Serpentine und Grünschiefer von Chiavenna, ebenfalls unter den Gneisen der Tambodecke (s. schon 36, Tafel VIII). Die grünen Gesteine von Chiavenna sind die direkten Äquivalente der Grünschiefer des Valserbergs, von Bernhardin und Misox.

Die Misoxermulde, die Adula- und Tambodecketrennt, verfolgen wir also von Hinterrhein über Misox, Passo della Forcola, Albareda, Chiavenna bis nach Bondo. Östlich Val Bondasca wird sie vom tertiären Disgraziagranit diskordant abgeschnitten.

Eine Verschmelzung der Adula- mit der Tambodecke kann also nirgends beobachtet werden.

Die Kette zwischen Val Codera und dem unteren Bergell gehört daher zur Aduladecke. Genau wie im Misox, bilden die Gneise derselben in dieser Region ein steiles, südwärts überkipptes Gewölbe<sup>1)</sup>, welches die Scheitelregion der Decken anzeigt. Das Gneisgewölbe Sasso Castello-Pizzo Prata liegt genau im Streichen der Deckenscheitel von Val Malenco (vgl. Karte).

Die Gneisschuppe von Vals (vgl. 53) streicht in die Misoxermulde hinein. Sie ist entweder eine sekundäre Abspaltung der Adula- oder aber der Tambodecke. Die Augengneise derselben brauchen nicht unbedingt von der Tambodecke zu stammen; solche kommen auch im südlichen Teil der Aduladecke vor. Auf jeden Fall sind diese Gneisschuppen des Vals von untergeordneter Bedeutung.

3. Die Splügenermulde, welche sich zwischen Tambo- und Surettadecke weit nach Süden zieht, verfolgen wir vom Splügenpass über Madesimo und den Lago di dentro bis ins Bergell hinein. In den Tobeln ob Soglio trifft man sie noch in ziemlicher Mächtigkeit, in der Gegend von Pianvesto hingegen finden wir sie nur noch als kleine Marmorlinsen. Weiter östlich fehlt, soweit wir bis jetzt wissen, jede Spur des Splügenerzuges. Derselbe keilt hier aus. In seiner östlichen und südöstlichen Fortsetzung treffen wir in der Gegend um Vicosoprano nur noch Gneise. — Schon im unteren Bergell fällt einem die grosse Ähnlichkeit der Tambogneise mit solchen aus der benachbarten Surettadecke auf. So finden wir bei Soglio und Bondo in der Tambodecke dieselben Zweiglimmer- und Augengneise wie weit über dem Splügenerzug am Passo della Duana und Pizzo Marcio. Die grosse Verwandtschaft der kristallinen Schiefer beider Decken im oberen Bergell macht einen Zusammenschluss von Tambo- und Surettadecke sehr wahrscheinlich. Östlich Stampa ist eine Trennung nicht mehr möglich. Wir gelangen also zu dem Resultat:

Die Splügenermulde keilt ob Soglio im Bergell aus, Tambo- und Surettadecke vereinigen sich im oberen Bergell zu einer Einheit.

Östlich Vicosoprano wird dieselbe vom Bergellergranit diskordant abgeschnitten (vgl. Karte).

4. Nähere Betrachtung erfordern die Beziehungen zwischen Suretta-, Schamser- und rhätischer Decke.

*Anmerkung.* Nach *Zyndel* (54, S. 3–8; 55, S. 498) liegen die Schamserdecken über dem Mesozoikum der Surettadecke und unter der rhätischen Decke des Oberhalbsteins.

Über die nach Osten untertauchenden Surettagneise des südlichen Avers legt sich ein mächtiges Mesozoikum. Zunächst verfolgen wir ein langes Band von charakteristischer penninischer

<sup>1)</sup> Ich entnehme diese Tatsache der Mitteilung von *Cornelius* (13, S. 173): „sie (die Gneise des Val Codera) stehen zumeist senkrecht. In der Kette nördlich Codera nehmen sie ziemlich steiles (50° bis 60°) Fallen gegen N an.“



Trias von Campsut über den Grenzkamm im Val di Lei, Alp Merla und Bregalger Weissberg zum Westgrat des Gletscherhorns; weiter östlich treffen wir dasselbe Band in immer ruhiger Lagerung zwischen Gneisen und Bündnerschiefern im obersten Val Duan und in der Südwand des Piz Duan. Von dort sehen wir es steil hinunterziehen ins obere Bergell. Bei Roticcio ob Vicosoprano ist diese Surettatrias zum letztenmal deutlich aufgeschlossen (vgl. 28). Aber in den Schuttmassen bei Löbbia finden sich die Gesteine dieses Zuges, wenn auch, durch den Bergellergranit verändert, in hochkontaktmetamorphem Zustande wieder.

Über dieser Trias liegt nun die gewaltige Bündnerschiefermasse des Avers. Weiter nördlich, in der Gegend von Campsut und östlich Innerferrera, scheinen derselben Grünschiefer zu fehlen oder doch gegenüber den kalkigen Sedimenten sehr zurückzutreten; im Süden aber stellen sich in der Gegend der Bregalgaalp und des Piz Piot die Ophiolite, darunter auch Serpentin, in bedeutenden Mengen ein, und jenseits der Wasserscheide, im Val Maroz und bei Casaccia, gewinnen sie eine grosse Bedeutung. Dort wird fast das ganze Mesozoikum durch die Ophiolite repräsentiert (Piz Lizzun). Dieser Zug mesozoischer Grüngesteine streicht nun ununterbrochen über den Murettopass ins Val Malenco. Die Serpentine von Val Malenco entsprechen genau jenen von Val Maroz. An beiden Orten bildet dieses Mesozoikum die Unterlage der rhätischen Decke (7, 46, 54). Im Val Malenco erscheint unter den Serpentinien die Trias des Monte Motta und darunter selbst noch Gneise und Glimmerschiefer. Die Trias des Monte Motta ist dieselbe, die wir bei Roticcio und am Piz Duan verlassen haben, und die Gneise und Glimmerschiefer bei Lanzada sind nichts anderes als die unter ihrem Mesozoikum noch einmal hervortauchenden Surettagneise. Hoch oben am Piz Salacina treffen wir mitten in den Grünschiefern eine Schuppe von Malojagneis, die sogenannte Cavloccioschuppe, deren Entdeckung wir *Cornelius* verdanken (10, S. 247). Diese Gneisschuppe wird hinter Plancanin mitsamt ihrer mesozoischen Grünschieferunterlage durch die Granite des Forno-Disgraziagrassivs senkrecht durchschnitten. Eine Deckengrenze wird quer durchbrochen. Hier tritt einem das tertiäre Alter der Disgraziagranite überzeugend vor die Augen. Am Monte del Forno finden wir die Gneisschuppen wieder, und weiter gegen Chiareggio hinab sehen wir in der Talsohle zwischen Alp della Valle und Forbicina wieder einen mächtigen Gneiskomplex zwischen die Ophiolite eingeschaltet (10, S. 248 und 13, S. 167 ff.; 12, S. 330 ff.). Endlich gehört zum selben Zuge von Gneisschuppen (die vielleicht alle zusammengehören) der Gneis vom Lago Pirola (12, S. 264) und derjenige der Alp Campolungo (46, S. 335) nördlich des Monte Motta. Alle diese Gneisschuppen sind untere Abspaltungen der rhätischen Decke<sup>1)</sup>.

Die Verfolgung dieser tektonischen Elemente wird wohl durch die durchgreifende Intrusion des Forno-Disgraziagranits gestört, aber nicht vereitelt. Nur einzelne Zonen werden im Bergell diskordant abgeschnitten (vgl. Karte!).

Über dieser ausgeprägten Zone mesozoischer Gesteine, die wiederum durch die erwähnten Gneisschuppen in wenigstens zwei Teile zerfällt, erscheinen im Süden in grosser Mächtigkeit die Gneise und Glimmerschiefer der rhätischen Decke.

Die Synklinalzone des Val Malenco trennt also Suretta- und rhätische Decke.

Die Gneise der rhätischen Decke verfolgen wir vom Septimer über den Murettopass bis ins Puschlav und von dort wieder westwärts in ihrer steilgestellten Wurzel, von Le Prese bis Val Masino. Auf dieser ganzen Strecke ist die Überlagerung auf das Mesozoikum der Surettadecke eine deutliche.

Aber nördlich vom Septimer? Da schieben sich zwischen die Bündnerschiefer der Suretta und die rhätische Decke des Oberhalbsteins alle Serien der Schamserdecken mitsamt der Prättigau-Decke. Woher stammen diese?

Nach der bisherigen Kenntnis der Gegend war man geneigt, sie aus dem Winkel zwischen Suretta und rhätischer Decke herzuleiten, also wohl aus der Synklinalzone von Val Malenco. Bei ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung müssen aber die Schamserdecken mit einem ausgedehnten kristallinen Kern verbunden werden und können aus diesem Grunde nicht in Zusammenhang mit

<sup>1)</sup> Auf der tektonischen Karte sind alle diese Gneisschuppen zu einer Schuppenzone zusammengefasst, da über deren nähere Verbreitung zurzeit noch keine Details bekannt sind.

den räumlich beschränkten Gneisschuppen zwischen den Ophioliten von Val Malenco gebracht werden. Entweder müssen sie von der Suretta-, oder aber von der rhätischen Decke abgeleitet werden.

Die Schamserdecken führen noch Kristallin. Dass dasselbe gequetschter Rofnaporphyr sei, ist nicht zu beweisen; auch andere Gesteine können, einmal in solchem Masse mylonitisiert, den gleichen Habitus annehmen wie die kristallinen Linsen der Schamserdecken. Wenn die Schamserdecken von der Surettadecke stammen würden, so müsste sich irgendwo im Süden, z. B. im Val Malenco, ein Auskeilen des Surettamesozoikums geltend machen, dass überhaupt die Möglichkeit einer Verbindung der kristallinen Linsen über dem Mesozoikum im Avers, mit dem Kristallin der südlichen Teile der Surettadecke gegeben würde. Aber dieses Auskeilen tritt nicht ein; das Mesozoikum der Surettadecke ist auf der ganzen Strecke von Val Maroz bis zur Wurzel der rhätischen Decke ein um die 2000 m mächtiger Komplex, welcher der Ableitung der Schamserdecken von südlichen Partien der Surettadecke hindernd entgegentritt.

Betrachten wir die Sache genauer.

Im Oberengadin ist die rhätische Decke, sowohl bei Maloja als auch im Fextal von *Cornelius* und mir eingehender untersucht worden (7, 8; 46, 47). Beide haben wir die rhätische Decke über grössere Strecken hin verfolgt und sind beide zu ähnlichen Resultaten gekommen.

Die „rhätische Decke des Oberengadins“ ist etwas ganz anderes als die rhätische Decke im alten *Steinmanns*chen Sinne. Wohl finden wir auch hier (und deshalb eigentlich wurde der Name der rhätischen Decke gewählt) Radiolarite und Ophiolithe in inniger Gemeinschaft wie draussen im Oberhalbstein, bei Arosa, im Rhätikon und in den Klippen der Préalpes; aber darunter erscheint auch Lias, Trias und Kristallin in mächtiger Entwicklung (vgl. 7 und 46). Während aber in den Klippen der Préalpes die rhätische Decke nur in Form von kleinen Erosionsrelikten, und in den Aufbruchzonen des Rhätikon und von Arosa nur als unbedeutende Schubfetzen vorhanden ist, stellt im Oberengadin allein der kristalline Kern der rhätischen Decke einen mannigfaltigen Komplex von über 2000 m Mächtigkeit dar (im Profil Margna-Fextal). Im vordern Fextal legt sich über diesen Kern eine tektonisch komplizierte Schuppenregion von mindestens 800 m Mächtigkeit, und erst darüber die mächtigen Ophiolith- und Schieferkomplexe, welche weiter nördlich im Oberhalbstein ihre maximale Mächtigkeit erlangen.

Die rhätische Decke des Oberengadins hat also mit den Schubfetzen der *Steinmanns*chen rhätischen Decke fast nur den Namen gemein und präsentiert sich als eine höchst selbständige und mächtige Decke.

Die rhätische Decke des Oberengadin besteht aus sehr verschiedenen Komplexen. Dass diese aber zusammengehören, ergibt sich aus dem engen faciiellen Zusammenhang der einzelnen Glieder. Wir unterscheiden von oben nach unten:

1. Den Komplex der Liasschiefer, Hyänenmarmore und Radiolarite, den sogenannten Schieferkomplex.
2. Die Zone der Ophiolite.
3. Eine breite Zone von Schuppen, an deren Aufbau Gesteine vom Kristallin bis und mit dem Lias beteiligt sind, und dem die Ophiolite fehlen.
4. Den Kern der rhätischen Decke, der selber wieder durch tiefgehende Synklinalen in mindestens zwei grosse Teile zerlegt wird (Margna-Fedoz-Triaszüge).
5. Als die Unterlage des Ganzen fungiert das Mesozoikum der Surettadecke.

Wie verhält es sich nun nördlich des Septimer?

Wandern wir von Tinzen im Oberhalbstein über Val Faller und den Averser Weissberg hinunter nach Cresta oder Innerferrera im Aversertal, so ergibt sich daselbst von oben nach unten im grossen und ganzen folgende Schichtenreihe:

1. Die Bündnerschiefer und Radiolarite der Umgebung von Savognin und Tinzen, von Flex und Val Natons.
2. Die Ophiolite der Zone Mühlen-Piz Platta-Mazzerspitz-Forcellinahorn. Dieselbe steht am Septimer in unzweifelhafter Verbindung mit der Zone der Ophiolite der rhätischen Decke des



Oberengadins. In den Grünschiefern westlich der Forcellina fand ich auch Blöcke von Nephrit, der dieselben Eigenschaften zeigt wie derjenige des Oberengadins (47, S. 267).

3. Eine mächtige Schuppenzone, beginnend mit den Bündnerschiefern des Piz Arblatsch, Forbisch, Cagnial und Thäligrat, der sogenannten Prättigaudecke *Zyndels* (54, S. 8)<sup>1)</sup>.

An ihrem Grunde erscheint an der Fuorcla di Curtins eine kleine Linse von Trias und Kristallin, dann wieder Bündnerschiefer, nochmals kleine Linsen von Trias und Kristallin, endlich noch einmal Bündnerschiefer und unter demselben die Triasgesteine des Averser Weissberges. An dessen Aufbau scheint indessen auch Lias beteiligt zu sein.

Die Bündnerschiefer im Hangenden der Weissbergserie verfolgen wir unter den Ophioliten des Mazzerspitzes und des Stallerberges bis über Juf hinaus, ebenso die Weissbergserie selber.

4. Unter dem Mesozoikum des Averser Weissberges erscheint das Kristallin des Plattenhorns, aber wieder durch eine Schuppenzone vom eigentlichen Weissberg getrennt.

5. Als die Unterlage dieser ganzen Serie erkennen wir die Bündnerschiefer des Avers, das Mesozoikum der Surettadecke.

Die Zonen 1, 2 und 5 von Avers und Oberhalbstein entsprechen völlig den Zonen 1, 2 und 5 der rhätischen Decke im Oberengadin. Warum sollen 3 und 4 nicht auch in beiden Talschaften einander entsprechen? Warum kann die Schuppenregion des Avers und Schams, eben die sogenannten Schamserdecken, nicht der Schuppenregion des Oberengadins, des Fextals, des Puschlav äquivalent sein? Und warum sollen die kristallinen Fetzen am Grunde der Schamserdecken nicht die letzten verschleppten Reste der Kerne der rhätischen Decke sein?

Die Facies der Schamserdecken steht einer Verbindung derselben mit der rhätischen Decke nicht im geringsten im Weg. Die Marmore, Rötidolomite, Dolomit- und Kalkbreccien und die Bündnerschiefer finden wir in der rhätischen Decke des Oberengadins so gut wie in den Schamserdecken. Dass gewisse Faciesunterschiede bestehen, z. B. zwischen der pseudoostalpinen Trias am Averser Weissberg und den Splügener Kalkbergen und den Triasgesteinen des Oberengadins, ist gar nichts Verwunderliches; diese Faciesdifferenzen sind in Anbetracht der weiten Strecken, die auch heute noch zwischen den beiden Gebieten liegen, ganz gut erklärlich. Übrigens stellt *Zyndel*, dem wir die neuesten Untersuchungen über die Schamserdecken verdanken, fest, dass die „rötidolomitische und die pseudoostalpine Facies durch rasche Übergänge miteinander verbunden“ seien (55, S. 499). Wenn aber innerhalb der Schamserdecken schon solche Facieswechsel vorkommen, so sind die Faciesdifferenzen, die wir zwischen den Triasgesteinen des Schams und jenen des Oberengadins finden, ohne weiteres verständlich. Die pseudoostalpine Facies der Schamserdecken kann aber in keinem Fall in direktem Übergang stehen zu der ostalpinen, da in den südlichen Teilen der rhätischen Decke (vgl. 7, 8 und 46), welche ja unmittelbar an die ostalpinen anschliessen, wieder die rötidolomitische Facies der penninischen Alpen vorherrscht<sup>2)</sup>. Dass im Oberengadin die Kreide, die in den Schamserdecken auftritt, noch nicht nachgewiesen oder überhaupt nicht nachzuweisen ist, ist ganz natürlich. Alle jüngeren Glieder der rhätischen Decke setzen ja gegen Süden zu aus (vgl. 46, S. 351 und 12, S. 351).

Das Kristallin endlich, das die unterste Serie der Schamserdecken, den Averser Weissberg trägt, kann ganz gut als ein Glied der Malojaserie betrachtet werden. Wenigstens sind die grünen Glimmerschiefer, die ich unter dem Starlerapass im Liegenden der Weissbergtrias gefunden habe, von solchen aus dem Fextal oder dem Puschlav nicht zu unterscheiden.

In diesem Zusammenhang sei auch die freundliche persönliche Mitteilung von *D. Trümpy* erwähnt, wonach derselbe in der Gegend des Lei da Vons Radiolarite gefunden hat.

<sup>1)</sup> Vielleicht ist dieser Teil der Prättigaudecke *Zyndels* nur der lokal durch die Ophiolithe eingewickelte Teil des obern Schieferkomplexes.

<sup>2)</sup> Der Übergang von der helvetisch-penninischen Triasfacies in die rein ostalpine Triasentwicklung muss in der Sella- oder in der nördlichen Errdecke gesucht werden. Zwischen beiden Triasmeeren ragten wohl Teile der heutigen Err- und Selladecke als trennende Landbarren auf (47, S. 79, 80, 158, 219).

Alle Schamserdecken, ausser der Weissbergserie, dünnen sich nach Süden rasch aus. Östlich des Averser Weissberges sind unter den Massen der Prättigaudecke die mächtigen Schuppen des Schams auf ein paar kleine Linsen zusammengeschmolzen. Die unterste Schamserdecke, die Weissbergserie, verfolgen wir weiter nach Süden, bis über Juf hinaus. Auch sie wird immer dünner, und endlich verschwindet auch sie. Unten Bündnerschiefer, oben Bündnerschiefer, darüber die Ophiolithe des Stallerberges, so enden die Schamserdecken hinter Juf.

Aber nur 3 km weiter südlich sehen wir die Bündnerschiefer des Pizzo Turba wieder einschliessen unter eine schmale Linse von grünem Glimmerschiefer, und darüber erhebt sich die Trias, stark marmorisiert, zu dem schlanken Turm, der das weithin sichtbare Wahrzeichen des Pizzo Turba bildet. Jenseits desselben folgen einige Meter Bündnerschiefer, dann die Ophiolithe des Forcellinahorns. Zwischen den Bündnerschiefern des Gipfels und dem grünen Glimmerschiefer, der die Trias des Turmes trägt, sehen wir oft eine schmale Lage von Ophiolithen eingeschaltet, genau wie weiter südlich im Val Maroz zwischen den Bündnerschiefern und der Malojaserie (vgl. 7, S. 635). Die Ophiolithe des Forcellinahorns werden bei Punkt 2613 westlich des Septimer von einer Schuppe von Gneis und Dolomit unterteuft, und diese ihrerseits liegt erst auf den Ophiolithen im Hangenden des Malojagneises vom Piz Longhin.

Glimmerschiefer und Trias des Pizzo Turba gehören also sicher zur rhätischen Decke. Die Bündnerschiefer des Gipfels setzen nach Süden in die des Cranc Sett fort. Die ersten Ophiolithe unter dem Gipfel entsprechen den Grünschiefern bei Casaccia, der Glimmerschiefer dem Malojagneis und die Trias dessen normaler Bedeckung. Die Turbatrias lässt sich nach Norden bis gegen den Kessel der Jufer Alp verfolgen.

Das Profil des Pizzo Turba: Ophiolithe,  
Bündnerschiefer,  
Trias,  
Kristallin,  
Surettamesozoikum,

entspricht fast völlig dem durch das Ende der Schamserdecken bei Juf; nur fehlt dort die Linse von Kristallin unter der Trias und fehlen die Ophiolithe im Surettamesozoikum.

Die Weissbergserie setzt sich also nach kurzer Unterbrechung im Pizzo Turba wieder fort und steht durch diesen in sicherer Verbindung mit der rhätischen Decke des Oberengadins.

Die Weissbergserie und damit alle zwischen ihr und den Ophiolithen des Oberhalbsteins liegenden Schamserdecken sind nur abgetrennte Teile der rhätischen Decke des Oberengadins. Ihre Verbindung mit derselben ist bloss auf der kurzen Strecke von 3 km zwischen Juf und dem Pizzo Turba abgequetscht. Die Abquetschung liegt genau im Streichen jener grossen Engadiner Synklinale, zu welcher im Oberengadin Languard-, Bernina- und Errdecke gefaltet sind, und welche sich noch im Piz Gravasalvas kundgibt (vgl. Profile 2—4).

Die Vermutungen, die sich aus den vielen Analogien stratigraphischer und tektonischer Natur über einen Zusammenhang der Schamserdecken mit der rhätischen Decke des Oberengadins schon längst aufdrängten, konnten also durch die Verfolgung der Weissbergserie und die Tektonik des Pizzo Turba endgültig bestätigt werden.

Die Schamserdecken sind von ihrer kristallinen Unterlage abgescherte, passiv nach Norden verfrachtete Teile der rhätischen Decke. Die pseudoostalpine Facies derselben entspricht der Facies des Briançonnais in der penninischen Region der Westalpen.

Splügener Kalkberge, die Zone der Marmore, der unteren und oberen Breccie sind also ebensogut Schuppen der rhätischen Decke, wie Motta Radonda und Piz Chüern im Oberengadin<sup>1)</sup>.

Daraus ergeben sich aber noch andere Konsequenzen. Auch die Prättigaudecke *Zyndels* muss jetzt zur rhätischen Decke gerechnet werden. Im Oberhalbstein erscheint dies

<sup>1)</sup> Die Auffassung, dass die Kalkzüge am Silsersee die Fortsetzung derer des Avers seien, haben übrigens schon *Escher* und *Studer* 1839 ausgesprochen.



ohne weiteres klar, und auch für die Schiefer von Tiefenkastral, in denen sich im Tobel unter Vazerols auch Grünschiefer finden, scheint mir dies sicher. Aber ob die Schiefer des Prättigau, in welche *Zyndel* seine Prättigaudecke fortsetzt, auch zur rhätischen Decke gehören, ist eine andere Frage. Bestätigt sich der Zusammenhang der Schiefer von Tiefenkastral mit denen des Prättigau wirklich, dann müssen auch die Schiefer des Prättigau zur rhätischen Decke gezählt werden als die mächtige Fortsetzung des Schieferkomplexes im Oberengadin. In diesem Falle bleibt dann für die Zonen des Falknis und der Sulzfluh nur noch die Wahl zwischen südrhätischem und unterostalpinem Ursprung.

Die Juliergranite am Grunde der Sulzfluhkalke fänden auf diese Weise eine ungezwungene Erklärung als Schubfetzen der Julier- oder Errdecke am Grunde der höheren ostalpinen Decken. Wenn man die enormen Flächen der unteren ostalpinen Decken betrachtet, auf denen heute fast jede vollständige Sedimentdecke fehlt, so muss man sich fragen, wohin denn alle diese Massen geraten sind. Und über die enormen Flächen hinweg, welche die untern ostalpinen Decken bilden, kann die Facies hie und da recht stark gewechselt haben, so dass man sich die Sulzfluhkalke sehr gut als eine lokale Tithonfacies der unteren ostalpinen Decken vorstellen kann. Die Falknisbreccie mit ihren Juliergranitartigen Komponenten könnte gleichfalls als eine lokale Tithonfacies aus den unteren ostalpinen Decken stammen (analog den Breccien des Piz Nair bei St. Moritz). Die über den Sulzfluhkalken liegenden Serpentine und Radiolarite, d. h. die *Steinmannschen* rhätischen Deckenreste der Aufbruchzone, dürften von südlichen Partien der rhätischen Stammdecke, wo sie ja heute fehlen (vgl. 46, S. 351, und 12, S. 351), abgeleitet werden. Auf jeden Fall aber haben wir zwischen den Bündnerschiefern des Prättigau und den Gesteinen der eigentlichen ostalpinen Decken eine komplizierte Zone von heimatlosen Schuppen, die man mit *Zyndel* am besten als eine Mischungszone von rhätischem und ostalpinem Material bezeichnet.

Aber auch wenn wir die Decken der Aufbruchzone, ganz allgemein die „Klippendecken“, nach alter Weise mit den Schamserdecken verbinden, so kommen wir doch wieder auf die rhätische Stammdecke. Es kann somit schon heute als sicher gelten, dass die „Klippendecken“, wenn nicht unterostalpin, so doch sicher rhätischen Ursprungs sind.

Schamser-, Prättigau- und „rhätische“ Decke des südlichen Bündens hangen also engstens zusammen, sie sind Glieder einer rhätischen Stammdecke, die sich über das Mesozoikum der Surettadecke legt.

Dadurch erhält die rhätische Decke Graubündens eine ungeahnte Ausdehnung und Verbreitung, und es wird daher gut sein, alle die Glieder dieser rhätischen Stammdecke rasch zu überblicken.

Als Kern derselben erscheinen die Gneissmassen des obersten Engadins, im besonderen des Piz della Margna, des Fex- und Fedoztales und des Piz Lunghin. Deren Sedimenthülle ist zum Teil stark mit dem Kern verfaltet, zum Teil verschuppt, zum grössten Teil aber völlig von demselben abgeschürft und passiv nach Norden verfrachtet worden. Daraus resultieren für die rhätische Decke eine grosse Zahl von Teilelementen, die alle Schuppencharakter tragen.

Im Oberengadin und weiter südlich hangen alle diese Schuppen enge mit dem Kern und unter sich zusammen, nördlich des Septimer aber erlangen sie selbst regionale Bedeutung und bilden dort eine Anzahl selbständiger Teildecken.

Solche Teildecken der grossen rhätischen Stammdecke sind: 1. die Schamserdecken, 2. die Prättigaudecke (wenigstens südlich Tiefenkastral), 3. die rhätische Decke des Oberhalbsteins, und 4. die rhätische Decke des Plessur- und Casannagebirges und des Rhätikon<sup>1)</sup>.

Es führen also zwei Teildecken der einheitlichen rhätischen Stammdecke des Oberengadins ebenfalls den Namen „rhätische Decke“, und behalten wir diese konfuse Nomenklatur bei, so resultieren mit der Zeit wohl grössere Verwirrungen. Die Schamserdecken liegen dann im Süden auf dem Kern der rhätischen Decke und im Norden unter der rhätischen Decke des Oberhalbsteins usw.

<sup>1)</sup> Eventuell kämen noch dazu Falknis- und Sulzfluhdecke, wenn dieselben nicht unterostalpine Schubfetzen sind.

Ich schlage daher vor, den Namen rhätische Decke in Zukunft nur noch auf die grosse Stammdecke anzuwenden, welche eine einheitliche Wurzel besitzt, und für die „rhätischen“ Teildecken Lokalnamen anzuwenden. Für die rhätische Decke des Oberhalbsteins schlage ich daher den Namen: Plattadecke (nach dem Piz Platta [3398 m]), für diejenige der nördlichen Aufbruchszonen: Todtalpdecke (nach der Todtalp bei Davos) vor.

Wir hätten danach von oben nach unten:

- |                                                         |                                           |
|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------|
| 1. die Todtalpdecke . . . . .                           | } als Teildecken<br>der rhätischen Decke. |
| (eventuell Sulzfluh und Falknis)                        |                                           |
| 2. die Plattadecke . . . . .                            |                                           |
| 3. die Prättigaudecke (wenigstens südlich Tiefenkastel) |                                           |
| 4. die Schamserdecken . . . . .                         |                                           |

Die rhätische Decke wird damit zu einer grossen tektonischen Einheit, die wir definieren können als einen Deckenkomplex, der über der Suretta- und unter der unterostalpinen Decke liegt.

\* \* \*

Das Mesozoikum zwischen Suretta- und rhätischer Decke verfolgten wir bis in die Wurzelregion im Val Malenco. Auch da, wo nördlich Torre St. Maria die Gneise der rhätischen Decke in der Tiefe wurzeln, sind sie noch durch ein mesozoisches Band von über 2 km Mächtigkeit von den Glimmerschiefern und Marmoren der Surettadecke am Monte Motta getrennt (vgl. 12, Tafel IV; und Profil 3 und 4).

Die Trennung von Suretta- und rhätischer Decke geht also bis tief in die Wurzelregion hinab.

5. Über die rhätische Decke legen sich nun die mächtigen Decken ostalpiner Facies mit ihren grossen Eruptivmassen. Als unterstes Glied dieses ausgedehnten Komplexes erscheint südlich des Oberengadins die Selladecke (46, S. 354, und 47). Den Sedimentzug, der dieselbe von der rhätischen trennt, verfolgen wir vom Fextal über die Südseite der Berninagruppe ununterbrochen bis ins Puschlav<sup>1)</sup>.

Vom Corno delle Ruzze erreicht er über Motta d'Ur und Selva den See von Poschiavo bei Le Prese. Dieser Dolomitzug des Corno delle Ruzze ist nicht, wie es *Cornelius* auf seiner tektonischen Karte darstellt (12, Tafel III), eine Synklinale innerhalb der rhätischen Decke, sondern derselbe ist das oberste Glied dieser Decke; denn die Gneise im Hangenden desselben, an der Motta d'Ur sowohl als auch ob Viale, führen Monzonite, die typischen Gesteine der Selladecke, und sind daher zur Selladecke zu rechnen. Ob Le Prese sehen wir einzelne Dolomite in südwestlicher Richtung umschwenken, und darauf legen sich die Schiefer des Seeufers zwischen Le Prese und Meschino. Diese sind die Fortsetzung der kristallinen Schiefer der Motta d'Ur, wie schon *Cornelius* es zeichnet (12, Tafel III), aber sie gehören eben deshalb nicht der rhätischen, sondern der Selladecke an. Diese Zone steht gegen Westen in ununterbrochener Verbindung mit dem südlichen Teil der „rhätischen“ Wurzel von *Cornelius* (12, Tafel III und IV). Das heisst nichts anderes, als dass die ganze südliche Hälfte der „rhätischen“ Wurzel von *Cornelius* die Wurzel der Selladecke darstellt, und der in Linsen aufgelöste Dolomitzug, der jene Zone in zwei Hälften teilt, ist die enggepresste Synklinale zwischen rhätischer und Selladecke. Deren letzte Reste finden wir bei Cevo im Val Masino.

Die Trennung zwischen rhätischer und unterster ostalpiner Decke geht bis tief in die Wurzelregion hinunter.

6. Über der Selladecke folgt im westlichen Berninagebirge die Errdecke (46, 47). Im Oberhalbstein und im obersten Albulatal erscheint unter dieser noch ein zweiter Komplex granitischer Gesteine, die Albuladecke *Zyndels* (54, S. 14). Aber schon in der Gegend westlich Cima da Flix sind Albula- und Errdecke nur noch durch dünne Linsen von Sediment getrennt,

<sup>1)</sup> Eine nähere Untersuchung über Art und Verlauf der Decken im östlichen Berninagebirge und im Puschlav werde ich in nächster Zeit publizieren. Ich kann mich daher kurz fassen.



und weiter südlich, etwa auf der Höhe des Piz d'Agnelli und Compagnon, sind Albula- und Errdecke schon miteinander verschmolzen.

Der Dolomitzug zwischen Err- und Selladecke wird gegen den Sellapass immer dünner, und jenseits desselben sind Err- und Selladecke kaum mehr zu trennen. Die Casannaschiefer der beiden Decken entsprechen sich schon im Rosegtal (vgl. 46 und 47, S. 284).

Err- und Selladecke hängen in der südlichen Berninagruppe zusammen. Die Errdecke ist eine obere Abzweigung der Selladecke.

Die beiden Teildecken scheinen sich im Streichen abzulösen: westlich des Sellapasses ist die Errdecke mächtiger entwickelt, östlich davon die Selladecke. Ein endgültiges Urteil über den näheren Zusammenhang dürfte wohl schwer erlangt werden, da jene Gegend enorm vergletschert ist.

7. Wie stellen sich nun die Beziehungen dar zwischen Err- und Selladecke einerseits, Berninadecke anderseits?

Nördlich des Engadins ist die Trennung von Err- und Berninadecke eine deutliche. Die Sedimentmulden sind scharf ausgeprägt, besonders am Julierpass. Im Scheitel der St. Moritzer Deckensynklinale (vgl. Profile 2—4) aber ist der Sedimentzug stark zerrissen und tritt erst weiter südlich wieder einigermaßen geschlossen auf (vgl. 7, S. 633; 11, S. 36 ff.). So liegen die Verhältnisse zwischen Piz Materdell und Piz Gravasalvas und auf der Strecke von da gegen Sils hinab. Jenseits des Engadins aber treffen wir am Piz Surlej die Trias der Errdecke in einer Mächtigkeit von gegen 100 m wieder. Weiter südwärts verfolgen wir deren Sedimente in schmalem Zuge um den Piz Roseg herum bis in die Gegend des Piz Argient (46, S. 366 ff.) Weiter östlich fehlt jede Spur davon. Die kristallinen Massen der Berninadecke liegen am Pizzo di Verona direkt auf den Casannaschiefern der Err-Selladecke, und ein Zusammenschluss von Err-Selladecke und Berninadecke scheint daher aus diesen lokalen Befunden im südöstlichen Berninagebirge sehr wahrscheinlich.

Aber da, wo in schmalem Zuge die Casannaschiefer der Selladecke am Lago di Poschiavo und weiter westwärts unter die Zone von Brusio einschneiden (vgl. 12, S. 339), stellen sich auch die Sedimente in ihrem Hangenden wieder ein. Am Nordgrat des Pizzo di Canciano und im oberen Val Forame erreichen die trennenden Dolomitlinsen wieder grössere Mächtigkeit. Die Mulde zwischen Bernina- und Selladecke hat sich also im südlichen Berninagebirge nicht geschlossen, sondern die trennenden Sedimentlamellen sind nur völlig ausgequetscht. Eine Erscheinung, die in der Scheitelregion von Decken sehr wohl verständlich ist (vgl. Prof. 2—4).

Die Zone von Brusio ist nicht mehr als Wurzel der Selladecke, sondern als Wurzel der darüber folgenden Berninadecke aufzufassen<sup>1)</sup>. Zwischen der Zone von Brusio aber und den Casannaschiefern der Selladecke<sup>2)</sup> verfolgen wir den Zug von mesozoischen Sedimenten nach Westen bis über Valle Postalesio hinaus (vgl. 12, Tafel III). Vielleicht gehören auch noch die Marmore von Buglio dazu. Weiter westlich keilen diese mesozoischen Linsen aus.

Berninadecke und Err-Selladecke sind durch mesozoische Sedimente bis weit in die Wurzelregion im Veltlin getrennt. Erst zwischen Berbenno und Val Masino scheinen sie sich zu vereinigen.

8. Zwischen Bernina- und Languarddecke erscheint die ausgeprägte Zone mesozoischer Sedimente, die unter dem Namen des Piz Alvzuges bekannt ist. Vom Piz Padella (vgl. 11, S. 38) über St. Moritz, Crasta da Statz, Val Languard, Pisch, Heutal und Piz Alv verfolgen wir dessen Glieder bis hinüber zur Forcola di Carale (vgl. 6, 52, 44). Dort keilt der Alvzug aus. Die kristallinen Schiefer zu beiden Seiten entsprechen sich völlig; weiter südwärts ist eine Fortsetzung der Caraletrias nicht mehr zu finden<sup>3)</sup>, und in der Gegend von Alp Grüm, Alp Palü und Cavaglia lassen sich Bernina- und Languarddecke nicht mehr trennen.

<sup>1)</sup> Die Monzonite, Banatite und Granite von Brusio (12, S. 337) haben auch mit den Banatiten und Monzoniten der Berninadecke am Munt Pers noch viel grössere Ähnlichkeit als mit denen der Selladecke. Die Banatite hauptsächlich, denen ja die „Granite von Brusio“ völlig entsprechen, haben in der Berninadecke eine viel grössere Verbreitung, als gewöhnlich angenommen wurde.

<sup>2)</sup> Cornelius' südlicher Teil seiner rhätischen Wurzel.

<sup>3)</sup> Die Dolomite, Gipse und Rauhwacken von Sassal Masone gehören unter die Berninadecke (vgl. Karte). Hingegen scheint die von Trümpy gefundene Rauhwacke nordöstlich Alp Grüm im obern Val Pila ein letzter Rest des Alvzuges zu sein.

Bernina- und Languarddecke vereinigen sich an der Forcola di Carale zu einer Decke<sup>1)</sup>.

Im Puschlav treffen wir daher über den nach Osten sinkenden Casannaschiefern der Selladecke stets die vereinigte Bernina-Languarddecke.

9. Auf die kristallinen Schiefer der Languarddecke legen sich im Osten die Sedimente des Zuges Lavirum-Federia-Piz Stretta-Gessi (52)<sup>2)</sup>. Über der vereinigten Bernina-Languarddecke folgt im Puschlav die Zone des Sassalbo. Über dieser ausgedehnten Sedimentzone liegen im Norden wie im Süden die kristallinen Schiefer der Campodecke (44, 52).

Der Sassalbo soll nach *Spitz* und *Dyhrenfurth* eine gegen Westen offene, NS streichende Mulde sein, womit man schliesslich die lokale Tektonik wohl in Einklang bringen kann. Aber ein solch ideales, einwandfreies Umbiegen der Campodecke in die Languarddecke, wie es diese Autoren in ihren Profilen nördlich Valle del Teo darstellen (44, S. 409), konnte ich trotz gutem Willen nicht beobachten. Einen Muldenschluss in den Kalkschiefern der Runse südlich unter Motta di Scelbez kann man wohl konstatieren; aber dass die Gneise des Hangenden darum herum in die des Liegenden herumschwenken, davon konnte mich die betreffende Stelle keineswegs überzeugen. Der Muldenschluss in den Kalkschiefern und die abnorme Fallrichtung des Kristallinen sind wohl nur lokale Stauchungen, die ein Umbiegen der Gneise vortäuschen. Aber einen direkten Zusammenhang der liegenden Gneise mit den Hangenden konnte ich nicht feststellen.

Es besteht also vorderhand kein zwingender Grund zu der Annahme von grösseren Längsschüben im Puschlav. Lokal kann ein E—W-Schub wohl geherrscht haben, aber dies ist über dem nach E fallenden Scheitel der Decken ohne weiteres begreiflich. Aber der Hauptschub kam auch hier von Süden, und die Zone des Sassalbo ist, in regionalem Zusammenhang betrachtet, nur ein lokal komplizierter gefaltetes, respektive verschupptes Stück der südwärts sich schliessenden Synkinalzone zwischen Campo- und Languarddecke. Ihre Lokaltekonik ist durch unbedeutende Querfaltung sehr gut zu erklären.

Nach *Spitz* lässt sich die Sassalbozone nach Süden bis über Alp Canale, nach *Brockmann* bis zum Calcherino nördlich San Romerio verfolgen (44, S. 411). Dort vereinigen sich die kristallinen Schiefer unter und über der Sassalbozone, und weiter südlich ist eine Trennung von Campo- und Bernina-Languarddecke nicht mehr möglich. Vielleicht ist das von *Cornelius* (12, S. 344) gefundene Dolomitvorkommen am Monte delle tre Croci noch ein letzter abgeklemmter Rest des Sassalbo. Südlich an denselben lehnt sich die Combolomasse, die *Cornelius* bereits mit der Campodecke parallelisiert hat. Aber gerade auch *Cornelius* hebt die Schwierigkeit hervor, diese Masse als Resultat eines E—W-Schubes anzusehen, wie sich dies aus dem NS streichenden Muldenschluss der Sassalbozone nördlich Valle del Teo ergeben müsste. Da jene Stelle nicht im Sinne von *Spitz* und *Dyhrenfurth* gedeutet zu werden braucht, fällt diese Schwierigkeit für die Combolomasse dahin (vgl. 12, S. 353).

Westlich Val Fontana fehlt zwischen der Zone von Brusio und der Tonalezone jede Spur von Mesozoikum. Die Zone von Brusio verschmilzt mit der südlichen Gneiszone zu einer Einheit, sie wird zu einem untergeordneten Gliede derselben (vgl. 12, S. 353).

Languard- und Campodecke vereinigen sich im südlichen Puschlav.

Bernina- und Languarddecke vereinigen sich schon im obersten Puschlav.

<sup>1)</sup> Die Verschmelzung von Bernina- und Languarddecke am Arlasgrat, wie sie von *Spitz* und *Dyhrenfurth* beschrieben und gezeichnet wird (44, S. 407—409), existiert nicht. Alles Kristallin unter jenen isolierten Triasschollen gehört zur Berninadecke. Diese ist durch die stark reduzierte Trias, die vom Gletschersee im Val Arlas zum Pass nordöstlich P. 2920 und über denselben zur untersten Triaslinie am Cambrenagletscher zieht, scharf von der Languarddecke getrennt. Auf nähere Details über diese hochinteressante Region werde ich nächstens eingehen.

<sup>2)</sup> Als nördliche Ausläufer dieses Zuges fasse ich vorderhand die südlicheren Falten des Murtiröl bei Scanfs und die Trias von Guardaval auf (vgl. Karte). Ob die hier gegebenen Zusammenhänge richtig sind, muss eine Revision der Zöppritzschen Karte ergeben.



Bernina-, Languard- und Campodecke sind also nur frontale Teile einer einzigen Stammdecke. Sie haben eine gemeinsame Wurzel in der Zone von Brusio und den anschliessenden Teilen der südlichen Gneiszone (Tonaleschiefer).

Westlich Berbenno schliessen sich die Wurzeln dieser Bernina-Languard-Campostammdecke mit derjenigen der Selladecke zusammen, und von da nach Westen haben alle ostalpinen Decken von der Sella- bis zur Campodecke eine gemeinsame Wurzel.

10. Die kristallinen Schiefer der Campodecke setzen nach Osten fort in die Gebirge zwischen Livigno, Val Viola und Bormio. Nördlich Bormio bilden sie den kristallinen Sockel des Ortler. Dessen Sedimente ruhen wohl „autochthon“ auf ihrer kristallinen Unterlage, wie *Hammer* (23) es trefflich schildert; aber diese kristalline Unterlage selbst ist eben nicht autochthon, sondern ruht, wie im Westen ihre Auflagerung auf die Sassalbozone und die Fenster im Val Malghera zeigen, als Decke auf jüngeren Sedimenten. Der Ortler ist der sedimentäre Anteil der Campodecke. Aber diese Campodecke erscheint bei Bormio nicht mehr in Form einer steifen, wenig welligen Platte wie im Valle di Campo, sondern ist in intensive, zum Teil südwärts gekehrte Falten gelegt. Mächtige Bänder von Rhät sind in die Triasdolomite der Südwände der Kristallgruppe und des Ortlers selbst eingefaltet, und in der Braulioschlucht sieht man diese als nach N geschlossene Mulden allseitig von Triasdolomiten umhüllt (23, S. 102 ff.). Diese nach Süden geöffneten Mulden in der Sedimentserie des Ortler werden von einer steil nach Süden schauenden gewaltigen Antiklinale überwölbt, in deren Kern die Unterlage des gesamten Ortlers in Form der Phyllite und Gneise des Stilfser Jochs nochmals erscheint. Der Ortler ist im grossen und ganzen der riesige Muldenteil einer mächtigen, südwärts gekehrten Falte in der Campodecke. Die Gneise der Campodecke greifen am Stilfser Joch in gewaltiger Südfaltung über ihre Sedimentbedeckung zurück. Nordwärts schiessen sie unter die Sedimente des Piz Umbrail und der Unterengadiner Dolomiten ein, und setzen in die Sesvennagruppe fort (vgl. Profil 1 und Karte).

Die Queraufwölbung des Unterengadiner Fensters macht sich bis zum Stilfser Joch und weiter südlich geltend. Die Depression, in welcher die Silvrettadecke liegt, erkennen wir noch im Veltlin (vgl. Karte). Demzufolge sinken die Axen der Ortlerfalten alle rasch nach Westen. Die kristallinen Schiefer im Kern der südwärts schauenden Antiklinale sinken im Val della Forcola westlich des Monte Braulio zur Tiefe, und über sie hinweg verbinden sich die Sedimente des Ortler mit jenen der Unterengadiner Dolomiten. Die südwärts geschlossene Antiklinale des Stilfser Jochs aber ist in den Sedimenten der Fraelezone noch bis zum Engadin zu erkennen, und die Synklinalen des Ortler verfolgen wir bis nach Scafs (vgl. 45, Tafel III und Karte!).

Ortler und Unterengadiner Dolomiten hängen also enge zusammen. Beide gehören zur intensiv gefalteten Sedimentplatte der Campodecke<sup>1)</sup>. Der Ortler ist nur ein synkinal in den Kern der Campodecke eingefalteter Teil der Unterengadiner Dolomiten. Diese Faltung war eine Rückfaltung.

Auf gleiche oder ähnliche Weise hängen die Triaskeile von Isolaccia und derjenige am Casannapass mit den Unterengadiner Dolomiten enge zusammen. Die Kreidegesteine im Lias des Val Trupchum gehören in den Kern der südwärts geöffneten Ortlersynklinalen (vgl. 45, Tafel III).

Das Mesozoikum der Unterengadiner Dolomiten verfolgen wir aber über den Albulapass ununterbrochen in die Bergünstöcke und bis zum Piz Toissa im Oberhalbstein (28; 54). Die Bergünrdecken gehören wie die Unterengadiner Dolomiten zur Campodecke.

Ortler und Unterengadiner Dolomiten samt Piz d'Aela usw. sind die Sedimente der Campodecke. Die kristallinen Schiefer der Campodecke setzen im südlichen Puschlav in die Combolomasse über, wie *Cornelius* festgestellt hat. Dort tauchen sie steil gegen S hinab. Sie wurzeln daselbst in der Tiefe. Nach Westen verfolgen wir auf der klaren tektonischen Karte von *Cornelius* (12, Tafel III) die steilgestellten kristallinen Schiefer dieser Zone durch das ganze Veltlin hinaus bis zum Nordende des Comersees, und dort finden wir an deren Südgrenze bei Dubino in schmalem

<sup>1)</sup> Von der ungeheuren Komplikation der Lokaltektonek dieser gefalteten Sedimentplatte geben die unterdessen erschienenen Profile und die Karte von *Spitz* und *Dyhrenfurth* ein treffliches Bild (45).

Zuge die Gesteine der ostalpinen Trias wieder, in genau derselben Facies, wie die Sedimentbedeckung der Campodecke im Ortler und den Unterengadiner Dolomiten sie zeigt (12, S. 304).

Die Zone von Brusio und die südlich anschliessende Tonalezone bilden die Wurzel der Bernina-Languard-Campodecke, und die mesozoischen Gesteine bei Dubino entsprechen nicht nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch dem Ortler und den Unterengadiner Dolomiten<sup>1)</sup>.

Die Falten der Unterengadiner Dolomiten beschreiben einen mächtigen, gegen Westen schauenden Bogen. *Spitz* und *Dyhrenfurth* glauben daraus auf E—W-Schübe in grossem Massstab schliessen zu müssen (43 und 45), und im Handbuch der Regionalen Geologie figurirt dieser Unterengadiner Faltenbogen als ein Argument gegen die Deckentheorie. Gewiss haben grosse E—W-Schübe in dieser Gegend stattgefunden, aber dieselben erscheinen gegenüber dem allgemeinen SN-Schub, der die Decken aufgetürmt hat, nur als lokale Störungen. Die merkwürdigen Phänomene, die *Spitz* und *Dyhrenfurth* in trefflicher Weise von den Unterengadiner Dolomiten schildern, können durch die Deckentheorie mit SN-Schüben sehr gut erklärt werden. Der Südflügel der Unterengadiner Dolomiten ist eine Zone starker Rückfaltungen (vgl. 2, S. 17), der Nordflügel streicht überhaupt normal, und die NS streichenden Falten östlich Zernez sind vielleicht der Ausdruck und die Folge der Queraufwölbung des Unterengadiner Fensters<sup>2)</sup>.

Wir haben deshalb keinen Grund, die südliche Herkunft der Unterengadiner Dolomiten anzuzweifeln.

11. Über den Unterengadiner Dolomiten liegen noch weitere Überschiebungsmassen, deren Dasein uns durch die herrlichen Klippen am Chazforà und Piz da Rims beim Piz Umbrail ver-raten wird (23, 45, 50). Noch eine Menge anderer sind in jüngerer Zeit zu unserer Kenntnis gelangt, so südlich des Münstertales am Piz Lad, Passo dei Pastori, Monte Forcola, jenseits Val Muranza in der Masse des Piz Minschuns. Alle diese Klippen liegen in einer fast E—W streichenden Synklinale, die vielleicht als Fortsetzung der Deckensynklinale von St. Moritz aufzufassen ist (vgl. Profil 1—4).

Nördlich des Münstertals gehören zu dieser obersten Überschiebungsmasse die Klippe des Minschuns, des Piz Starlèr und des Piz Terza und endlich des Cornet in der Lischannagruppe (45).

Zweifellos hingen diese Massen einst zusammen und lagen als mächtige Decke auf den Unterengadiner Dolomiten.

An der Linie Cinuskel-Zernez-Stragliavitapass stossen die Unterengadiner Dolomiten an die mächtigen Gneisgebiete der Silvrettadecke. Der Kontakt mit derselben ist meist steil aufgerichtet (45, Tafel II). Auf diese Weise dürfte die Frage, ob die Silvrettadecke zur Unterlage der Unterengadiner Dolomiten gehöre oder aber mit jenen Überschiebungsmassen des Chazforà etc. in Verbindung zu setzen sei, aus den lokalen geologischen Beobachtungen kaum zu lösen sein. Ein Faciesvergleich der kristallinen Schiefer der Gegend von Zernez mit jenen der Chazforà-Piz Terza-masse (vgl. auch 45, Profile und Karte) scheint mir aber einen Zusammenhang der Silvretta mit denselben äusserst wahrscheinlich zu machen, und nimmt man die Tatsache, dass im Albulatal wirklich die Silvrettadecke auf der Fortsetzung der Unterengadiner Dolomiten liegt (54, Tafel III), dazu, so ergibt sich fast sicher, dass die Silvrettadecke über die Unterengadiner Dolomiten gehört und nur lokal durch Einwicklung in ihre jetzige Stellung gelangt ist (52 und 54).

Eine Art Stirnfalte ist ja in den Dolomiten des Piz Lischanna und Piz Pisoc zu sehen. Betrachtet man die Silvretta als die normale Unterlage der Unterengadiner Dolomiten, so muss es doch sehr

<sup>1)</sup> Dass bei Dubino die ostalpine Trias scheinbar normal zu den Morbegnoschiefern gehört, darf nicht als Gegenbeweis gegen die obige Ausführung genommen werden. Bei dem gewaltigen Ausmass an Bewegung, das sich uns bei der Betrachtung der ostalpinen Decken offenbart, können solche Unregelmässigkeiten ohne weiteres als lokale Störungen aufgefasst werden. So kann der Zug von Dubino sehr wohl der verkehrte Schenkel einer überkippten Falte gewesen sein, deren übrige Teile durch die Überschiebung der südlich folgenden Morbegno-Edolioschiefer weitergeschleppt worden sind.

<sup>2)</sup> Die Biegungen im Streichen der Falten können auch durch ungleichen Widerstand der vorgelagerten Silvretta-masse erzeugt worden sein.



überraschen, dass in der Sesvenna- und Lischannagruppe auf deren kristalliner Unterlage stets ein mächtiger Verrucano, und auf diesem die vollständige Schichtreihe der Trias liegt, dass hingegen mit den Gneisen der Silvretta auf der ganzen Strecke von Val Plavna bis Cinuskel stets nur die jüngern Triasglieder, Hauptdolomit, hie und da Raibler, sehr oft sogar Rhät, in unmittelbaren Kontakt treten. Keine Spur von dem mächtigen Verrucano, nirgends Buntsandstein, Muschelkalk und Wetterstein. Der einzige Verrucano in der Umgebung der Silvrettagneise, derjenige von Val Torta bei Cinuskel, wird noch durch eine umgekehrte Schichtfolge von Buntsandstein bis Hauptdolomit von denselben getrennt, und die Silvrettagneise stossen auch hier an Hauptdolomit. Bei der Annahme der basalen Gleitflächen müssten sich doch auf dieser langen Strecke unbedingt auch Reste von unterer Trias und Verrucano finden, und dies ist nicht der Fall.

Alle diese Tatsachen sprechen mit stark zugunsten der Annahme, dass die Silvretta nicht die Fortsetzung der Campodecke, sondern der Chazforädecke ist.

Sollte man daran zweifeln, so mag man ja die Deckschollen auf den Unterengadiner Dolomiten mit den Oetztales Alpen identifizieren; dies bleibt für die hier zu verfolgenden Zusammenhänge nur von sekundärer Bedeutung.

Ob wir diese Deckschollen mit der Silvrettadecke oder derjenigen des Oetztals zusammenhängen, die Tatsache bleibt doch bestehen, dass dieselben einer kristallinen Decke angehören müssen, die über die Unterengadiner Dolomiten hinweggeschoben wurde, und die weiter im Norden die Unterlage der nördlichen Kalkalpen bildet.

Zwischen dieser kristallinen Unterlage der nördlichen Kalkalpen und den mächtigen kristallinen Kernen der Bernina-Languard-Campodecke erscheint also das Sedimentgebiet der Unterengadiner Dolomiten und des Ortler als eine mächtige liegende, höchst komplizierte Synklinalzone. Diese Synklinale reicht aber bis tief in die Wurzelregion der Decken hinunter. Sie greift am tiefsten innerhalb der ostalpinen Deckenkerne nach Süden zurück, und sie ist daher als Grundlage zu einer Zweiteilung der ostalpinen Decken zu benutzen. Alles was unter ihr liegt, ist in der Folge als **unterostalpin**, alles was über ihr liegt als **oberostalpin** zu bezeichnen.

Wir können daher die ostalpinen Decken wie folgt zusammenfassen:

Sella-, Err-, Bernina-, Languard- und Campodecke bilden eine grosse tektonische Einheit, die **unterostalpine** Decke.

Alles was über deren Sedimentbedeckung liegt, ist oberostalpin.

Auf Schweizergebiet sind demnach **oberostalpin** die Silvrettadecke und die der Oetztales Alpen.

Die Wurzel der unterostalpinen Decke ist die Tonalezone, nach Süden begrenzt durch den Triaszug Vezza-Monte Padrio-Dubino.

Die Wurzel der oberostalpinen Decke liegt südlich davon, in den Edoloschiefern<sup>1)</sup>.

\* \* \*

Wir sind am Ende unserer Wanderung angelangt. Es ist mir gelungen, alle Decken des südlichen Bündens von einigen wenigen Stammdecken abzuleiten. Diese Resultate seien kurz zusammengefasst:

1. Molare- und Aduladecke vereinigen sich zu einer Decke.
2. Tambo- und Surettadecke verschmelzen zu einer Stammdecke.
3. Schamser-, Prättigau- und rhätische Decke sind Glieder einer Stammdecke.
4. Sella-, Err-, Bernina-, Languard- und Campodecke samt Ortler, Unterengadiner Dolomiten und Bergünnerdecken vereinigen sich zur unterostalpinen Stammdecke.
5. Silvretta- und Oetztalesdecke sind Teile der oberostalpinen Decke.

<sup>1)</sup> Eine Grenze zwischen Tonale- und Edoloschiefern muss im Tonalegebiet existieren, denn weiter im Westen existiert eine solche sicher (Trias Padrio-Dubino).

### III. Die Wurzeln der penninischen und ostalpinen Decken im südlichen Tessin.

Jetzt können wir dazu übergehen, die verschiedenen Gneiszonen des Tessin mit den Decken Bündens in Zusammenhang zu bringen. Auf der Linie Bellinzona-Rigi erkennen wir eine intensivste Aufstauung der Alpen. Östlich und westlich dieser Hauptkulmination sinken Zentralmassive und Decken im Streichen, so dass wir auf dieser Linie die tiefsten tektonischen Elemente der Alpen entblösst sehen (vgl. 1, S. 24, und 56, S. 101).

Wir können daher mit Sicherheit erwarten, dass von den Decken Graubündens nur die fünf Hauptdecken bis in die Wurzelregion im Tessin unterscheidbar sind. Als solche haben wir von oben nach unten erkannt:

1. Die oberostalpine Decke,
2. Die unterostalpine Decke,
3. Die rhätische Decke,
4. Die Tambo-Surettadecke,
5. Die Adula-Molaredecke.

Diesen fünf Stammdecken stehen im Tessin genau fünf Gneiszonen gegenüber, die als Wurzeln derselben in Betracht kommen können. Von oben nach unten, d. h. von Süden nach Norden, haben wir unterschieden:

1. Das Seegebirge,
2. Die Zone von Bellinzona,
3. Die Zone von Arbedo,
4. Die Zone von Roveredo,
5. Das Gneisgebiet Claro-Misox.

Die Gneiszone von Claro steht in direktem Zusammenhang mit der Adula-Molaredecke. Sie ist also deren Wurzel. Für die Zonen von Roveredo und Arbedo ist ein direkter Zusammenhang mit irgendwelchen Decken überhaupt nie nachzuweisen, da dieselben östlich Novate vom tertiären Disgraziagranit quer abgeschnitten sind.

Wohl aber hängt die Zone von Bellinzona nach Osten ununterbrochen mit der Tonalezone zusammen. Dafür sprechen folgende Gründe:

a) Die Trias vom San Jorio, welche die südliche Begrenzung der Zone von Bellinzona bildet, setzt zweifellos in die Trias von Dubino fort, welche die Tonalezone südlich abschliesst (12, S. 355).

b) Der petrographische Charakter der Zone von Bellinzona entspricht völlig dem der Tonalezone. Beide Zonen sind durch die gleiche charakteristische Vergesellschaftung von hochkristallinen, meist Sillimanit und Granat führenden Biotitgneisen, sogenannten Kinzigiten, mit Amphiboliten, Marmoren und Pegmatiten ausgezeichnet (vgl. 12, S. 354 ff.).

c) Die südwärts anschliessenden Schiefer des Seegebirges entsprechen den Edolo- und Morbegnoschiefern des Veltlins.



Die Zone von Bellinzona ist die direkte Fortsetzung der Tonalezone des Veltlins.

Diese aber ist die Wurzel der unterostalpinen Decke, wie wir oben gesehen haben. Daraus folgt endlich:

Die Zone von Bellinzona ist die Wurzel der unterostalpinen Decke.

Das Seegebirge, das den Edoloschiefern entspricht, bildet die Wurzel der oberostalpinen Decke.

Zum Teil aus dem direkten Zusammenhang (5), zum Teil aus dem Zusammenhang mit den Wurzelzonen weiter östlich im Veltlin, ergibt sich einwandfrei, dass die Zonen 1, 2 und 5 des südlichen Tessin die Wurzeln der Decken 1, 2 und 5 in Graubünden darstellen. Die dazwischenliegenden Zonen 3 und 4 müssen also die Wurzeln der Decken 3 und 4 sein, obschon die Verbindung zwischen Wurzel und Decke, die bei 2 und 5 so gut sichtbar ist, hier ganz fehlt, da dieselbe durch die Intrusion der Disgraziamasse endgültig unterbrochen ist.

Die fünf Gneiszone des südlichen Tessin entsprechen vollkommen den fünf Hauptdecken von Graubünden, und wir erhalten also folgende Resultate:

1. Die Gneise von Claro bilden die Wurzel der Adula-Molaredecke.
2. Die Zone von Roveredo ist die Wurzel der Tambo-Surettadecke.
3. Die Zone von Arbedo ist die Wurzel der rhätischen Decke.
4. Die Zone von Bellinzona ist die Wurzel der unterostalpinen Decke.
5. Das Seegebirge ist die Wurzel der oberostalpinen Decke.

Noch eine Reihe weiterer Zusammenhänge ergeben sich bei näherer Betrachtung (vgl. Karte!).

Der Tonalit des Disgraziamassivs dringt sowohl südlich des Lago di Mezzola wie im Val Morobbia in die unterostalpine Wurzel ein. Südlich desselben besteht im Veltlin wie im Tessin keine Injektion, sondern Schollenkontakt. Nördlich desselben beginnen in beiden Gebieten die Anfänge der Injektion. Dieselbe erreicht ihren Höhepunkt in der Umgebung des Granits von Riva und Novate, und genau in dessen Streichen finden wir im Tessin die grosse Injektionszone von Arbedo-Bellinzona. Der Granit von Novate ist im Westen nur wenig unter der Injektionszone verborgen und kommt an mehreren Stellen zum Vorschein. Die Kalksilikatifelse südlich Verceja dürften den Marmoren des Tabiozuges entsprechen, die Gneise von Arbedo den Beolagesteinen von Val Masino. Im Osten reicht die Injektion nordwärts bis gegen Chiavenna, und im Misox verfolgen wir vereinzelte Injektionsgneise noch bis Cabbio, das fast genau im Streichen von Chiavenna liegt. Das auffallende, gegen Süden gerichtete Umbiegungsknie der Adulagneise in der Gegend des Sasso Castello und am Pizzo Prata habe ich schon erwähnt, ebenso dessen Lage im Streichen der Deckenscheitel von Val Malenco. Die in Graubünden an Schuppen so reiche rhätische Decke scheint diese Eigenschaft auch in der Wurzel noch nicht abgelegt zu haben, treffen wir doch am Südrand der Zone von Arbedo den Marmorzug von Tabio gedoppelt. Für die Ophiolithe der rhätischen Decke Bündens kam *Cornelius*, und später auch ich, zu der Auffassung, dass dieselben nach begonnener Deckenbildung, als schon die Schuppen in der rhätischen Decke vorhanden waren, am Grunde der ostalpinen Decken als mächtige Lagergänge hervordrangen. Diesem im Oberengadin unabweisbaren Postulat entsprechend, finden wir die Hauptmasse der Peridotite und Serpentine der Gegend östlich von Bellinzona alle in unmittelbarer Umgebung des Südrandes der rhätischen Wurzel. Einige sind noch innerhalb derselben, andere schon in der ostalpinen. Eine Häufung der Ophiolithe an der rhätisch-ostalpinen Grenze steht also sicher. Das basische Magma der Ophiolithe ist nicht nur auf der tiefgreifenden Grenzfläche zwischen rhätischer und ostalpiner Decke vorgedrungen, sondern gleichzeitig auch in die benachbarten Partien der letztern.

Die oberostalpinen Decken wurzeln im Seegebirge. Die Luganeser Kalkalpen entsprechen den bayrischen Kalkalpen. Aber gegen Osten hängen die Sedimente von Lugano über den Comersee hinweg mit den südlichen Kalkalpen Tirols, den Dinariden, zusammen. Beim San Jorio und bei Giubiasco wurde von verschiedenen Autoren die Grenze der Dinariden gegen die Alpen gesucht (32, S. 2; 31; *Süess*). Aber die Trias des San Jorio entspricht ja erst dem Mesozoi-

kum der **unterostalpinen** Decke; die alpin-dinarische Grenze muss also weiter südlich gesucht werden. Dort existiert aber keine. Das Argument, es seien die Wurzeln der oberostalpinen Decken, der mächtigsten in den Alpen, einfach aus- und abgequetscht, wie ein beliebter Ausdruck lautet, ist nicht stichhaltig (31, S. 200). Wir haben bis jetzt alle irgendwie bedeutsamen Decken der Alpen auch in den Wurzelteilen noch in beträchtlichen Mächtigkeiten gefunden. Es müssten dann doch mindestens noch Relikte dieser verquetschten Decke längs der Zone Giubiasco-Jorio vorhanden sein. Solche aber suchen wir vergebens.

Weiter östlich schieben sich zwischen die Edoloschiefer, d. h. die Wurzel der oberostalpinen Decke, und das autochthone Kristallin der Dinariden schmale synklinale Bänder von Trias und Perm und eine südwärts gerichtete kristalline Schuppe, die Schuppe von Malonno im Val Camonica (33). Diese Permtriasmulden steigen gegen Westen in die Höhe, und im Schweizer Seegebirge verschmelzen Edoloschiefer und Kristallin der Dinariden zu einem untrennbaren Komplex<sup>1)</sup>.

Die Wurzel der oberostalpinen Decke kann im Tessin von den Dinariden nicht getrennt werden. Das heisst:

**Die Luganeser Kalkalpen und das Seegebirge, also ein Stück dinarischen Landes, sind die Wurzeln einer alpinen Decke,** mit andern Worten:

**Die oberostalpine Decke liegt als ein Stück Dinariden auf den Alpen.**

Die Hypothese, die *Termier* vor zwölf Jahren ausgesprochen hat (50, S. 282), wird damit in unzweifelhafter Weise bestätigt.

Der Gegensatz zwischen Alpen und Dinariden schwindet. Alpen und Dinariden gehören im Westen untrennbar zusammen. „Die Dinariden“ wurden von der grossen einheitlichen Bewegung, welche die Alpen geschaffen hat, erfasst und überschoben sich nach Norden über die Alpen hinweg bis zur bayrischen Hochebene, als mächtiger *traineau écraseur*, unter sich die Decken der Alpen. Nach und nach wurde der Widerstand, auf den die Südnordbewegung stiess, durch die nordwärts sich stauenden Massen immer grösser, der Zusammenschub äusserte sich in der Auffaltung der Zentralmassive und der Aufwölbung der Scheitelregion der Decken, die Wurzeln nahmen steiles Südfallen an, wurden endlich unterschoben, und die Alpen legten sich rückwärts auf die heutigen Dinariden und bewirkten dadurch zum Teil deren sekundäre Nordsüd gerichtete Faltung.

Die Tatsache, dass an manchen Orten die Überkipfung der Wurzeln eine enorme ist, die Dinariden daher dort flach unter die Alpen einfallen, darf nicht als Argument gegen die Theorie von *Termier* gedeutet werden, im Gegenteil, sie unterstützt dieselbe. Auch die Facies der bayrischen Kalkalpen steht einer Verbindung derselben mit den südlichen Kalkalpen keineswegs hinderlich gegenüber.

Schon auf den Profilen von *Heim* (27), *Schmidt* (39 und 41) und *Schardt* (38) finden wir die südlichen Kalkalpen der Schweiz als Wurzelregion von ostalpinen Decken. Schon dort ist die Hypothese von *Termier*, wenn vielleicht auch anders gedacht, dargestellt. Ob wir aber die Luganeser, und damit die südlichen Kalkalpen überhaupt, als oberostalpin ansehen, oder die oberostalpine Decke als dinarisch, kommt aufs gleiche heraus. Massenbewegungen **sind** aus dem dinarischen Gebiet nordwärts über die Alpen gegangen; solche „dinarische“ Massen **haben** als *traineau écraseur* gewirkt, und das jetzige Untertauchen der Dinariden unter die Alpen ist einfach eine Folge der enormen Überkipfung der alpinen Wurzeln.

Nichts anderes als die so oft als phantastisch verschrieene und belächelte Theorie von *Termier*.

Es sei in diesem Zusammenhang auch bemerkt, dass namhafte österreichische Forscher neuerdings eine scharfe tektonische Grenze zwischen Nord- und Südalpen in Form der alpin-dinarischen Grenze bestreiten und einen engeren Zusammenhang zwischen Nord- und Südalpen wahrscheinlich machen (vgl. *F. Heritsch*, Handbuch der regionalen Geologie, Bd. II, 5a; S. 129 ff.).

<sup>1)</sup> Der Triasdolomit von Musso am Comersee muss schon als eine Einfaltung der lombardischen Kalkalpen gelten.



Diese Beobachtungen stimmen ausgezeichnet mit den hier gewonnenen Resultaten. Wenn die oberostalpinen Decken von den Dinariden nicht zu trennen sind, so gehören eben nördliche und südliche Kalkalpen zusammen. Die alte Vorstellung von der Symmetrie der Ostalpen lebt wieder auf, nördliche und südliche Kalkalpen hängen über die Zentralzone hinweg zusammen, nur ist diese nicht autochthon, wie früher angenommen, sondern liegt selbst als ein Stück Dinariden auf den Alpen. Nur die Tauern wären ein „alpines“ Fenster innerhalb dieser mächtigen „dinarischen Decke“. Die alpin-dinarische Grenze existiert, aber als Überschiebungsfläche der oberostalpinen Decken.

Von der allgemeinen Bewegung der Dinariden nach Norden zeugt auch der nordwärts schauende Bogen, den sämtliche alpinen Wurzelzonen in der Gegend des südlichen Tessin beschreiben (vgl. Karte). Diese Bogen sind unverständlich ohne die Annahme einer heftigen Nordbewegung der südlichen dinarischen Region. Ungefähr im Scheitel des Bogens sind die Wurzeln am engsten zusammengepresst (besonders die unterostalpine und die Zone des Val Malenco), und im Scheitel des Bogens ist auch die Unterschiebung oder Überkipfung der Wurzeln die grösste. Alles Anzeichen der primären Nordbewegung der südlichen Kalkalpen.

Die Stelle maximalsten Druckes von Süden her, also die Linie senkrecht zum Scheitel des „Tessiner Wurzelbogens“, ist auch der Ort stärkster Queraufwölbung der Decken. Das heisst, die Queraufwölbungen fallen an die Stellen stärkster Zusammenpressung. Auch weiter östlich hängen Queraufwölbungen und Stellen stärkster Anpressung der Dinariden enge zusammen. Dem Vordringen der südlichen Kalkalpen (nach Norden) in der Gegend von Edolo und Tonale entspricht die Queraufwölbung des Unterengadiner Fensters, dem Vordringen der Dinariden am Brenner die Öffnung des Tauernfensters.

Alle diese Erscheinungen weisen deutlich darauf hin, dass die Bewegung der südlichen Kalkalpen in der Hauptsache eine nördliche war. Alle nach Süden gerichteten Falten, und sind es auch Überschiebungen von etlichen Kilometern, bleiben doch nur verschwindend sekundäre Erscheinungen gegenüber der gewaltigen Nordbewegung dieser südlichen Alpentheile. Gegenüber den über 160 km, die von den bayrischen Kalkalpen per Schub zurückgelegt worden sind, erscheinen ja selbst die mächtigen Decken des Oberengadins, Bernina und Err, mit ihren 40—50 km, nur als kleine parautochthone Decken.

Es bleibt uns endlich noch übrig, die Wurzelzonen des Tessin nach Westen zu verfolgen und eine Verbindung mit den Decken des Wallis zu suchen.

Dass das Seegebirge sich jenseits des Lago Maggiore in die Stronagneise hinein fortsetzt, wird von niemandem angezweifelt.

Die Zone von Bellinzona verfolgen wir über Cugnasco und Gordola in ihrer typischen Zusammensetzung nach Locarno. Das Streichen folgt fast genau dem Verlauf des Tessintals: bei Bellinzona ENE, bei Gordola E—W, bei Orselina wieder ENE. Ob Locarno weisen die steil aufgerichteten Schichtplatten der Zone von Bellinzona unzweideutig auf das Ende der Zone von Ivrea bei Ascona. Dort finden wir auch alle Gesteine der Zone von Bellinzona in der gleichen charakteristischen Verbindung wieder und verfolgen dieselben ununterbrochen bis zur piemontesischen Ebene.

**Die Zone von Bellinzona ist daher nichts anderes als die östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea.**

An dieses Resultat knüpfen sich weitere:

a) Die Zone des Canavese, welche die Ivreazone nordwestlich begrenzt, kann nicht zum Passo San Jorio und nicht nach Dubino gehen (5). Das Canavese muss nördlich der Zone von Bellinzona durchziehen.

Stehen wir auf den Kalken von Losone, am östlichsten Ende des Canavese, so sehen wir, wie dieselben nördlich über Locarno hinwegstreichen. Die Schichtplatten weisen gegen das Verzascatal hin. Dort finden wir hinter Contra einen an die 10 m mächtigen gedoppelten Marmorzug, der die nördliche Begrenzung der Ivreazone bildet. In gleicher Situation aber kennen wir weiter östlich den Marmorzug von Tabio ob Arbedo.

**Das Canavese** geht also von Losone nicht zum Jorio, sondern **setzt in den Marmorzug des Val d'Arbedo fort.**

Dass die Sedimente des Canavese östlich Locarno hochmetamorph sind, ist durch die lokale tertiäre Injektion zu erklären. Der Einwand, das richtige Canavese sei nicht metamorph, und seine Fortsetzung müsse in den nichtmetamorphen Sedimenten des Jorio und von Dubino gesucht werden, fällt also dahin<sup>1)</sup>.

b) Eine Trennung zwischen den Stronagneisen und der Zone von Ivrea muss existieren, so gut wie weiter im Osten zwischen dem Seegebirge und der Zone von Bellinzona. Der Marmor von Ornavasso ist wohl die Fortsetzung des Jorizuges<sup>2)</sup>.

Aus diesen Zusammenhängen ergibt sich nun folgendes:

**Die Zone von Ivrea ist die Wurzel der unterostalpinen Decke. Sie ist die direkte tektonische Fortsetzung der Tonalezone. Die alten Granite, Monzonite, Diorite und Gabbros des Oberengadins stammen also aus der Zone von Ivrea.**

Die Amphibolite, Biotitgneise, Kinzigite, Pegmatite und Marmore der Campodecke im Valle di Campo entsprechen ganz genau den betreffenden Gesteinen der Ivreazone.

Die Serpentine von Val Malenco liegen **nicht** in der östlichen Fortsetzung der Zone von Ivrea; wohl aber können sie ihren ursprünglichen Herd im nördlichen Teil derselben besessen haben.

Das **Canavese** hängt im Val d'Arbedo mit der **Wurzel der rhätischen Decke** zusammen. Wir gelangen also durch die Verfolgung der rhätischen Wurzelregion von Osten her zu demselben Resultat, zu dem *Argand* schon vor mehreren Jahren durch facielle Vergleiche geführt worden ist (4 und 5).

Aber das Canavese im Westen von Locarno ist nur eine schmale, in viele Linsen zerrissene Schuppenzone (5). Es entspricht nicht der mächtigen Gneiszone, die von Arbedo weg bis ins Puschlav als Wurzel der rhätischen Decke Graubündens erkannt worden ist, sondern nur den mit Mesozoikum verschuppten südlichen Partien derselben, und damit weiter den Schuppen des Puschlav, Fex und schliesslich den Schamserdecken. Die einheitliche Gneiszone von Arbedo, von Masino, von Malenco, die sich nördlich an die Schuppen schliesst, und die den Wurzelteil des eigentlichsten kristallinen Kerns der rhätischen Decke in Bünden bildet, entspricht den Sesiagneisen im Westen.

Die Sesiagneise entsprechen dem kristallinen Kern der rhätischen Decke. Die Amphibolite der Arbedozone und weiter die der rhätischen Decke an der Margna im Oberengadin sind die Äquivalente der basischen Gesteine der Sesiagneise. *Argand* hat wohl nicht ohne Absicht auf seiner tektonischen Karte der Westalpen das Canavese und die Dentblanchedecke mit derselben Farbe bezeichnet (5).

Auf diese Weise gelangen wir zu einer neuen Parallelisierung der Walliser und Bündner Decken.

1. Die **Dentblanchedecke** entspricht der **rhätischen Decke des Oberengadins**<sup>3)</sup>.

2. Die **Monterosadecke** ist der vereinigten **Tambo-Surettadecke** gleichzusetzen.

3. Die südlich Val d'Antrona vereinigten Decken des **Grossen St. Bernhard** und des **Simplon** sind der **Aduladecke** und den tieferen **Tessiner Gneisfalten** äquivalent.

Sowohl im Liegenden der Dentblanche wie im Liegenden der rhätischen Decke finden wir die grössten Ophiolithmassen der Schweizeralpen (3, 5, 7, 46, 54). Sowohl für die Dentblanchedecke wie für die rhätische sind Abspaltungen vom Grunde der Decke in das liegende Mesozoikum

<sup>1)</sup> Übrigens ist es schon im Centovalli metamorph (vgl. W. G. Radeff: Centovalli, Ecl. Geol. Helv. Vol. XIII. Pl. XV. 1915).

<sup>2)</sup> Dessen zum Teil hochmetamorpher Zustand legt einem ein junges Alter des Bavenogranites sehr nahe (vgl. H. Preiswerk: Die metamorphen Triasgesteine am Simplontunnel, S. 30).

<sup>3)</sup> Die Augengneise eruptiven Ursprungs der rhätischen Decke entsprechen dem Arollagneis, die Amphibolite der Margna etc. den basischen Gesteinen der Serie de Valpelline, die vortriadischen Marmore der Margna jenen der Serie de Valpelline.



charakteristisch (5; Profile und S. 25). Die Facies des Dentblanchemesozoikums am Mont Dolin (vgl. 3 mit 7 und 46) steht mit jener der rhätischen Decke des Oberengadins in Einklang. Die basischen Massen vom Monte Basso bei Lanzo im Hangenden der Sesiagneise (5) entsprechen den Ophiolithen der rhätischen Decke im Oberhalbstein.

Die Monterosadecke trägt genau wie die Tambo-Surettadecke die grösste mesozoische Grünschiefermasse der penninischen Alpen. Die Splügenermulde entspricht genau der tiefen Zerschlitzung der Monterosadecke im Massiv der Dora Maira (5). Die sekundären, rückwärts überliegenden Falten in der obersten Teildecke der Monterosadecke im Dora Mairamassiv finden wir in der Surettadecke wieder. Die Tambo-Surettadecke hat bei Castione denselben schmalen Wurzelstiel, wie er weiter westlich für die Decke des Monterosa charakteristisch ist (5).

Die Bernharddecke mit ihrer enormen Zerschlitzung erinnert stark an die Aduladecke. Rückwärtsschauende Falten finden wir in der Adula so gut wie in der Bernharddecke des Wallis (27).

Die Scheitel der Decken verfolgen wir vom Puschlav über das untere Misox, die südlichen Teile des Tessins und des Tocetales bis hinüber zu der grandiosen Kuppel des Monte Rosa. Das Fenster des Val Malenco liegt in der tektonischen Fortsetzung desjenigen von Chatillon, die Synklinale, in welcher im Westen die Dentblanche liegt, erkennen wir in Bündens wieder in der Mulde der unterostalpinen Decken bei Filisur, in welcher die Massen der Silvretta liegen, und die flache Mulde in der Monte Rosa Decke bei Susa finden wir im Osten wieder als die Deckensynklinale des Oberengadins (vgl. 5, Profile, mit den unserigen).

Eine Fülle von Analogien verbinden die Decken des Wallis mit denen Bündens. Ein gewaltiger Gegensatz aber bleibt zwischen Ost und West bestehen. Dem Deckengebiet Bündens fehlt die grossartige Rückfaltung der Walliser Alpen, den Decken des Wallis der grandiose Durchbruch des Disgraziamassivs, das alle tektonischen Elemente Bündens von der Adula bis zur ostalpinen Wurzel durchsetzt.

In enormen Tiefen hat die Faltung in den penninischen und ostalpinen Regionen hinabgegriffen. Nicht nur feste Rindenteile wurden dabei in Bewegung gesetzt; die grossartige Auffaltung in der Scheitel- und Wurzelregion erfasste auch Teile noch nicht erstarrter Magmen und gab dadurch den Anlass zu den gewaltigen Intrusionen, die Scheitel und Wurzeln der Decken an zahlreichen Stellen durchbrechen. Wie wenn eine Riesenfaust von unten das ganze Deckengewölbe durchstossen hätte, steht das Disgraziamassiv mit seiner grössten Mächtigkeit in der Scheitelregion der Decken da, wo deren Aufwölbung am stärksten war.

Zum Schlusse seien die Ergebnisse, zu denen uns die Untersuchung der Wurzelregion im südlichen Tessin und die Verfolgung der Decken in Graubünden geführt haben, in nebenstehender Tabelle kurz zusammengefasst <sup>1)</sup>.

\* \* \*

Noch eine Menge von Fragen aber bleibt ungelöst. Noch wissen wir nicht, woher der Wildflysch der Glarneralpen stammt, zu welcher penninischen Decke Bündens er gehört, noch bergen die Gebirge des nördlichen Bündens manches Rätsel. Die Frage, in welche Stammdecke Bündens die Klippenzonen des Rhätikon definitiv einzureihen sind, ist heute brennender als je.

Aber die Wurzeln der grössten Decken der Schweizeralpen kennen wir heute auf der ganzen Strecke von Ivrea bis zum Tonale, und damit fallen die letzten Argumente gegen die Deckentheorie. In Graubünden verfolgen wir, wenn auch auf vielverschlungenen Pfaden, die grossen Zusammenhänge zwischen Decken und Wurzeln.

<sup>1)</sup> Die „Klippendecken“ Graubündens fallen danach in den Raum zwischen rhätischer und unterostalpiner Stammdecke (vgl. S. 29), d. h. auf den Westen übertragen, zwischen Dentblanchegneise und Zone von Ivrea, also zum Teil ins Canavese. Dieses Resultat stimmt sehr gut zu dem vor Jahresfrist von *Lugeon* für die „Klippendecken“ der Westschweiz aufgestellten Postulat, wonach Klippen- und rhätische Decke im Canavese, die Brecciendecke in der Dentblanchezone wurzeln (Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen).

Bündner Decken			Wurzelregion			Walliser Decken (nach Argand)	Facies	Tertiäre Intrusivmassen				
Antiklinale Kerne	Synklinal-Zonen	Stammdecken	Veltlin	Tessin	Piemont			in den Decken		in den Wurzelzonen		
								Bünden	Wallis	Veltlin	Tessin	Piemont
Oetzal Silvretta		Ober-Ostalpine Decke	Edolo- schiefer	Dinariden und Seegebirge		—	Ostalpin-mediterran	—	—	Adamello	—	Baveno?
Aela, Engadinerdolomiten, Ortler			Dubino	Jorio	Ornavasso							Baveno?
Campo	Sassalbo (Ende: S. Romerio)	Unter- Ostalpine Decke	Tonalezone	Zone von Bellinzona	Ivreazone	—		—	—	Tonalite von Sondrio und Campo- cologno	Tonalit von Val Morobbia, Tessiner-Injektion	—
Languard	P. Alv (E.: F. di Carale)											
Bernina	Bardella-Surley											
Err	Chapütschindolomit (E.: Sellapass)											
Sella												
Decken der „Aufbruchs- zone“	Todtalp Sulzfluh Falknis	(vorherrschend synklinale Teile)	Canavese				Inneralpin-penninisch (Briançonnais in den Schamserdecken)	Disgrazia-Albigna	Disgrazia-Albigna	Tessiner-Injektion	Biella- Traversella	
Plattadecke Prättigau- decke Schamserdecken	eventuell unterostalpin? eventuell in umgekehrter Reihenfolge?	Rhätische Decke										
Rhätische Decke des Oberengadins (Kristalline Kerne der Margna etc)		antiklinaler Teil	Gneise von Le Prese-Torre-Cevo	Zone von Arbedo	Sesiazone	Dent- blanche						
Avers-Malenco			Serpentin S. Chiesa, Castione, Alagna									
Suretta		Tambo- Suretta	Gneise von Lanzada	Zone von Roveredo	Bannio- zone	Monte- Rosa						
Tambo	Splügen (E.: Soglio)											
	Misox-Bondo		Castaneda-Antrona									
Adula		Adula- Molare	P. Prata, V. Codera	Claro	R. III u. IV Val d'Antrona	St. Bern- hard und Simplon	Disgrazia-Albigna	—				
Molare	Blegnio (E.: Compravasco)											
Gotthard	Lugnetz-Piora											



# TEKTONISCHE KARTE DER SÜDÖSTLICHEN SCHWEIZERALPEN

Entwurf von

RUDOLF STAUB

unter Mitbenutzung der Arbeiten und geologischen Karten von:

ARGAND, CORNELIUS, ALB. HEIM, VAN HOLST, KRIGE, NIGGLI, PREISWERK, ROLLE, C. SCHMIDT, SPITZ & DYHRENFURTH, THEOBALD, TRÜMPY, ZOEPPRITZ, ZYNDEL U. A.  
und eigenen Aufnahmen von 1912–1916

Ausgeführt und herausgegeben unter Leitung von Alb. Heim von der Schweiz. Geolog. Kommission 1916.

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung XLVI (1<sup>te</sup> Abteilung) Spezialkarte No. 78.

