© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

II. Besprechungen.

Das oberengadiner Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken.

Von **Otto Wilckens** (Straßburg i. E.).

Literatur.

1. E. Blösch, Geologischer Überblick über das Berninagebiet. — Englers botanische Jahrbücher. **47**. Heft 1/2. Leipzig 1911.
2. H. Brockmann-Jerosch, Flora des Puschlav. Leipzig 1907.
3. H. P. Cornelius, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. — Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1912. S. 632—638.
4. H. P. Cornelius, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. — Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beilage-Bd. **35**. S. 374—498. Taf. XIX. 1912.
5. H. P. Cornelius, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). — Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1913. S. 246—252.
6. H. P. Cornelius, Über die Stratigraphie und die Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 75. Lief. (N. F. 45. Lief.). S. 1—42. 1 Taf. 1914.
7. H. P. Cornelius, Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. **40**. S. 253—363. Taf. III, IV. 1915.
8. H. P. Cornelius Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-Massivs. — Geol. Rundschau. **6**. S. 166—177. 1915.
9. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. — Leipzig 1913.
10. U. Grubenmann, Über drei Alkaligesteine aus dem Berninagebiet. — Schweiz. Chemikerzeitung 1914.
11. A. Spitz und G. Dyhrenfurth, Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). — Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1913. S. 403—415.
12. R. Staub, Zur Tektonik des Berninagebirges. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. **58**. S. 329—370. Taf. V. 1913.
13. R. Staub, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Ebenda. **60**. S. 55—336. 1915.
14. R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 46. Lief. I. Abt. 1 Karte. 1916.
15. R. Staub, Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. — Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. **61**. S. 324—407. Taf. I, II. 1916.
16. G. Steinmann, Über Serpentinkontakt am Longhinpaß. — Verh. d. Ges. deutsch. Naturf u. Ärzte. Karlsruhe 1911. 2. Teil, 1. Hälfte. S. 377—378. 1911.
17. G. Steinmann, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. — Geol. Rundschau. **4**. S. 220—223. 1913.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

18. D. Trümpy, Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. **58**. S. 1—9. 1913.
19. F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 41. Lief. S. 1—39. 4 Taf. 1912.

Inhalt.

Seite
Einleitung 212
1. Der Serpentin des Malenco (Surettadecke) 212
2. Die rhätische Decke.
A. Ihre Gesteine 213
a) Malojaserie. b) Trias. c) Lias. d) Hyänenmarmor. e) Radiolarit. f) Ophiolithe. α) Gabbro. β) Diabas. γ) Diabasporphyrit. δ) Amphibolit. ε) Grünschiefer. 1. Augitchloritschiefer. 2. Epidotchloritschiefer. 3. Chloritalbitschiefer. 4. Chloritschiefer. ζ) Variolit. η) Serpentin. ϑ) Hornblendit, Nephrit, Talkschiefer. ι) Kontaktprodukte der Ophiolithe. 1. Kontaktderivate der Malojaserie. 2. Desgl. der mesozoischen Kalksteine und Dolomite. I. Ophicalcit. II. Marmor. III. Kalksilikatfels. ϰ) Alter der Ophiolithintrusion.
B. Ihre Tektonik 220
a) Im Oberengadin. b) Ihre Wurzel im unteren Veltlin.
3. Die Selladecke.
A. Ihre Gesteine 225
a) Casannaschiefer. b) Monzonite. c) Banatite. d) Aplit. e) Lamprophyr. f) Mesozoikum.
B. Ihre Tektonik 228
a) Im Berninagebirge. b) Ihre Wurzel.
4. Die Errdecke.
A. Ihre Gesteine. 230
I. Nördlich des Inn. a) Granit. b) Kristalline Schiefer. c) Nairporphyr. d) Pyritquarzit. e) Diabas. f) Schiefer. g) Trias. h) Lias. i) Hyänenmarmor. k) Radiolarit. l) Saluvergestein. II. Südlich des Inn. a) Casannaschiefer. b) Granit. c) Aplit und Alsbachit. d) Lamprophyr.
B. Ihre Tektonik 236
a) Im Oberengadin. b) Ihre Wurzel.
5. Die Berninadecke.
A. Ihre Gesteine 238
a) Diorit. b) Monzonit und Banatit. c) Granit. d) Quarzkeratophyr. e) Altersverhältnis der Intrusiva. f) Caraleserie. g) Alter der Berninaintrusion. h) Prätriadische Faltung der Berninadecke. i) Mesozoikum.
B. Ihre Tektonik 242
a) Im Berninagebirge und Oberengadin. b) Ihre Wurzel.
6. Die Languarddecke.
A. Ihre Gesteine 245
B. Ihre Tektonik 246
a) In der Decke. b) Ihre Wurzel.
7. Die Campodecke 247
8. Metamorphose und Deckenbau 248
9. Disgraziamassiv und Tonalit von Sondrio 248
Nachtrag 250

Wegen der in diesem Sammelreferat genannten Örtlichkeiten sind die Karten von R. Staub (14) und Cornelius (7) beizuziehen.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Das Oberengadiner Gebirge beiderseits des Inn, von Samaden bis Maloja und von Maloja südwärts bis zum schweizerisch-italienischen Grenzkamm wird von sechs tektonischen Einheiten aufgebaut: 1. dem Malencoserpentin (Surettadecke), 2. der rhätischen Decke, 3. der Sella-, 4. der Err-, 5. der Bernina- und 6. der Languarddecke. Der Schub, der diese Decken erzeugte, war im allgemeinen gegen N. bis NW. gerichtet. Ihre Wurzeln streichen in west-östlicher Richtung. Die Deckenachsen fallen im Oberengadin gegen O. und NO. Zwischen Septimer- und Julierpaß beträgt das axiale Gefälle etwa 20°. Im Berninagebirge herrscht, wie schon Leop. v. Buch erkannte, vorwiegend einheitliches Fallen nach NO. Daher zeigt die Südseite die Schichtköpfe und ein gewaltiges Profil durch den ganzen Bau. Außer einer synklinalen Einknickung der Decken in ihrem Streichen im Bereiche des Engadins zeigt sich noch im Osten des Berninagebirges eine quer zur Längserstreckung der Decken gerichtete Abbiegung und Überfaltung (s. S. 246).

1. Der Serpentin des Malenco (Surettadecke).

In außerordentlicher Einförmigkeit baut Serpentin das 3000 m hohe Gebirge von der Talsohle des Malenco bis zu den Hochgipfeln der Disgrazia auf. Äußerlich erscheint der Malencoserpentin zwar schiefriger als der bündnerische; aber unter dem Mikroskop erweist er sich als mit diesem in allen wesentlichen Eigenschaften übereinstimmend. Der vorwiegende Gemengteil des Gesteines ist Antigorit, daneben findet sich Pyroxen. Die Serpentine sind aus Peridotiten hervorgegangen. Cornelius hat mehrere Kontaktprodukte des Serpentins beschrieben. Die jüngsten umgewandelten Gesteine sind triadisch; die Intrusion des Serpentinmagmas ist also höchstens spät- oder aber nachtriadisch. Es ist daher durchaus unrichtig, wenn auf der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 500 000 (2. Aufl.) die Malencoserpentine als vortriadische kristalline Schiefer und mit einer anderen Farbe als die Serpentine Graubündens erscheinen.

Zyndel erklärte das Auftreten der basischen Eruptivgesteine des oberen Malencotals und seiner Nebentäler als ein Fenster in der rhätischen Decke. Er wies darauf hin, daß sich die Malencoschiefer (= Serpentin) überall unter die Fedozgneise (= Gneise der Malojaserie der rhätischen Decke) senken. Nach seiner Meinung sollte die Berührung an einer Überschiebungsfläche erfolgen. Nach R. Staub handelt es sich mehr um eine Überfaltung. Der Kontakt des Serpentins mit den Gneisen und dem Mesozoikum der rhätischen Decke ist primär. Diopsid- und Klinozoisitfelse, Tremolit- und Diopsidmarmore sowie diopsid-, granat-, hornblende- und biotitführende Gneise finden sich vielfach an der Grenze beider Gesteinsgruppen. Wenigstens in ihrem oberen Teil gehören die Serpentine zur rhätischen Decke, und zwar zu deren verkehrtem Mittelschenkel. Die Malencoserpentine sind nur ein Teil der Ophiolithe der rhätischen Decke und müssen wie diese jünger sein als

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

die ersten ostalpinen Überschiebungen (s. S. 220). Ihre Hauptmasse gehört aber zum hangenden Schenkel der nächst tieferen, der Surettadecke. Ihr Liegendes erscheint in dem Fenster des Mte. Motta im Malencotal in Form von Liasschiefern, triadischen Marmoren, Kalken und Dolomiten und darunter den Gneisen und Glimmerschiefern von Lanzada, deren südlichster Teil zur Wurzel der Surettadecke gehört. Die Malencoserpentine bilden also den Muldenkern zwischen Suretta- und rhätischer Decke. Sie lagern ähnlich wie Sedimente über den Surettagneisen und sind durch Überfaltung unter den Kern der rhätischen Decke gelangt. Glättet man in Gedanken die Decken aus, so ergibt sich eine ursprüngliche Lage des Malencoserpentins nördlich von den Oberhalbsteiner und Oberengadiner Ophiolithen. Da die Ophiolithe längs der Sohle der ostalpinen Decke emporgedrungen sind (s. S. 221), so muß die Wurzel ihrer Intrusion im Wurzelgebiet zwischen der Wurzel der rhätischen und derjenigen der untersten ostalpinen Decke gesucht werden. Der Malencoserpentin und die anderen Ophiolithe der rhätischen Decke wurzeln nicht dort, wo sie sich jetzt befinden, sondern im nördlichsten Teil der heutigen Zone von Ivrea[1]) und in dessen östlicher Fortsetzung, der Tonalezone, sowie z. T. in den penninischen Gneisen (Carcale-Gorduno-Stabbiograt).

Die Malencoophiolithe treten in Form eines großen Dreiecks zutage. An dessen Nordseite bilden sie, vom Bergell bis zum Puschlav, die Unterlage aller höheren Decken des Berninagebirges. An der Südseite grenzen sie an die Wurzel der rhätischen Decke. Im Westen wird die dritte Seite durch den Rand des jungen Disgrazia-Granitstockes gebildet.

2. Die rhätische Decke.

A. Die Gesteine der rhätischen Decke.

Die rhätische Decke im Sinne Steinmanns wird aus der prätriadischen »Malojaserie«, Trias, Lias, »Hyänenmarmor«, Radiolarit und Ophiolithen aufgebaut.

a) Die »Malojaserie«. Das tiefste Glied der Malojaserie ist der »Malojagneis«, ein Gestein mit abwechselnd grünen und weißen Lagen, von denen die ersteren aus einem grünen, dem Phengit ähnlichen Muskovit, die letzteren aus Quarz und Albit in mehr oder weniger gleichem Mengenverhältnis bestehen. Die normale Ausbildung des Gesteines zeigt 1—2 mm dicke weiße Lagen und Paralleltextur; daneben finden sich aber, z. B. gerade bei Maloja, unregelmäßig flasrige Augengneise mit einsprenglingsartigen Feldspäten von dick-linsenförmiger Gestalt. Feinblättrige Serizitschiefer mit intensiven Streckungs- und Fältelungserscheinungen, die durch Aufnahme von dunklem, gra-

[1]) Es ist unbegreiflich, daß R. Staub nicht erwähnt, daß es sich hier um eine bereits von E. Suess vertretene Anschauung handelt. Auch in Staubs Literaturverzeichnis findet sich kein Hinweis auf Suess' Mitteilung.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

phitischem Pigment in schwarzgraue, glänzende Serizitphyllite von feinblättriger Textur übergehen, sind auf die höheren Teile der Malojaserie beschränkt und mit den Gneisen durch Übergänge verbunden. Wegen dieser Verknüpfung hielt CORNELIUS und ihm folgend R. STAUB anfänglich die ganze Malojaserie für einheitlich und, da der Chemismus des Gneises nicht ganz eindeutig ist, für eine Serie sedimentärer Entstehung. Später faßte CORNELIUS dann aber die Gneise, namentlich die Augengneise, als umgewandelten Granit auf. Er hält es für nicht ausgeschlossen, daß sie bereits vor Beginn der tertiären Gebirgsbildung im Zustande kristalliner Schiefer waren, wenn sich auch die tertiäre Metamorphose in der rhätischen Decke wesentlich in Umkristallisation geäußert hat (7, S. 361 Anm.). Die Beziehungen der Gneise zu den sedimentären Phylliten sind schwer zu deuten. Betrachtet man den Granit, von dem jene abzuleiten, als intrusiv, so befremdet das Fehlen jeder Kontaktmetamorphose. Bei der Annahme, daß die Schiefer ein Aufarbeitungsprodukt des Granits darstellen, bleibt das Fehlen gröberer klastischer Bildungen unerklärt. Faßt man endlich das Eruptivgestein als Effusivmasse (als einen Liparit) auf, so steht dem wiederum der Mangel an Relikten von Quarzeinsprenglingen entgegen. Kataklase zeigen die Gneise im Kern der rhätischen Decke garnicht. Ihre Umkristallisation betrachtet deshalb R. STAUB nicht als Werk der Alpenfaltung, sondern als älter. Östlich des Fextales treten in der Mehrzahl der Malojagesteine die Quarz-Feldspatlagen zurück, und der Chlorit wird herrschender Gemengteil, ohne daß der Muskovit verschwindet.

b) Die Trias. Dicht über den Phylliten und unter den Triasdolomiten liegt oft ein feinkörniger, nach Glimmerlagen in Platten von einigen Zentimetern Dicke brechender Quarzit. Der Dolomit der Trias ist gelblichweiß, örtlich rot gefärbt, grobbankig, dicht. Quarz ist in Form mikroskopischer Körnchen und als Kluftausfüllung vorhanden. Gepreßt ist der Dolomit in polyedrische Stücke zerbrochen. In den tiefsten Teilsynklinalen der rhätischen Decke ist er zu einem feinkörnigen Dolomitmarmor mit einzelnen größeren Glimmerblättchen umkristallisiert.

c) Lias. Zum Lias sind dunkle, feinblättrige, serizitische, mehr oder minder kalkreiche Schiefer zu rechnen, die mit quarzreichen, scheinbar kompakten, in Wirklichkeit geschieferten Kalkbänken wechsellagern. In den vorhin erwähnten Teilsynklinalen herrscht in diesen Gesteinen deutlich sichtbare Kristallinität, die Quarzkörner treten deutlicher hervor und angewitterte Flächen haben ein sandiges Aussehen; heller Glimmer bildet flasrig gewellte Häute. Zum Lias gehören auch Dolomitkonglomerate und -breccien, die so geschiefert sind, daß die Dolomitbruchstücke zu flachen Linsen ausgedünnt erscheinen.

d) Hyänenmarmor. Dieser ist ein feinkristalliner Kalk mit abwechselnd rötlichen (gelblichen, weißen) und blaßgrünlichen Lagen von einigen Millimetern Dicke. Letztere sind quarz- und serizitreich und

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

wittern rauh und braun an. Den Namen wählte Cornelius wegen der bezeichnenden Streifung auf seinen Anwitterungsflächen. Steinmann und Argand halten ihn für einen umgewandelten Aptychenkalk (mündl. Mitt. an Cornelius). Das Alter läßt sich nicht genau bestimmen, muß aber jünger als Lias und kann höchstens oberjurassisch sein.

e) Radiolarit. Der Radiolarit, dem in Graubünden ein oberjurassisches Alter beizumessen ist, besteht aus dichten, rot, grün, grau oder violett gefärbten Hornsteinen und Schiefern in Wechsellagerung. Die Umrisse der Radiolarien sind im Dünnschliff gut erkennbar. Stellenweise sind dem Radiolarit Manganerze eingelagert. Cornelius hält sie für syngenetisch, nach Art der Manganerze der jetzigen Tiefseetone.

Die Zusammensetzung der rhätischen Decke ist nördlich des Silser Sees (Cornelius' Arbeitsgebiet) und südlich desselben (R. Staubs Arbeitsgebiet) gleich. Das gilt nicht nur für die bisher besprochenen Gesteine, sondern auch bis auf wenige kleine Unterschiede für die grünen basischen Eruptivgesteine, die

f) Ophiolithe. Von diesen finden sich in der rhätischen Decke: Gabbro, Diabas, Amphibolit, Grünschiefer, Serpentin, Hornblendit, Nephrit und Talkschiefer. Außerordentlich zahlreich sind die Umwandlungsprodukte der Diabase. Alle diese Gesteine sind intrusiv; Ergußformen und Tuffe fehlen ganz.

α) Gabbro kommt in dem hier betrachteten Gebiet nur in kleinen Massen am Septimerpaß und bei Gravasalvas vor.

β) Die Diabase sind nur ausnahmsweise unverändert. Es sind dann feinkörnige bis dichte, sehr zähe, dunkelgraugrüne bis graue, sehr zerklüftete Gesteine von ophitischer Struktur.

γ) Diabasporphyrit. Besonders erwähnenswert ist derjenige vom Grialetsch. Es lassen sich hier zwei Abarten unterscheiden: die eine führt epidotgrünen, matten, basischen Plagioklas als Einsprengling in einer körnigen Grundmasse aus Hornblende, Augit, Plagioklas, Ilmenit, Titanit, die andere scheint die feinkörnigere randliche Ausbildung dieser ersteren darzustellen.

δ) Amphibolite sind nur aus dem Gebiet südlich des Silser Sees beschrieben. Es sind umgewandelte diabasische und diabasporphyritische Gesteine, die aus Hornblende und Plagioklas (meist Albit) bestehen, aber durch starke Umkristallisation die diabasische Struktur vollständig verloren haben. Die Albitamphibolite, die als Schlieren im Diabasporphyrit des Grialetschhügels auftreten, wurden bisher als Spilite bezeichnet. Sie stammen teils von feinkörnigen Hornblendediabasen, teils von Augitporphyriten. Augitamphibolite sind aus der diabasisch-körnigen Facies der Diabasporphyrite des Grialetsch hervorgegangen. Uralitamphibolite lassen sich auf gewöhnliche Diabase zurückführen und das gleiche gilt von den ausgezeichnet gefältelten Chloritalbitamphiboliten, die makroskopisch ganz wie Grünschiefer aussehen und aus denen reine Chloritschiefer hervorgehen können.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

ε) Grünschiefer. Die Grünschiefer lassen sich in mehrere Untergruppen einteilen, die sich aber makroskopisch sehr gleichen, so daß zur Feststellung des Vorkommens der einzelnen Typen zahllose Dünnschliffe von vielen Fundorten nötig sind.

1. Untergruppe: Augitchloritschiefer. Ihre Hauptgemengteile sind Augit, Chlorit und Albit. Diese Typen sind Umwandlungsprodukte von grobkörnigen Diabasen und Diabasporphyriten. Cornelius beschreibt drei Vorkommen aus seinem Arbeitsgebiet zwischen Septimer-, Julierpaß und Silser See, R. Staub andere von Surlej und Grialetsch.

2. Untergruppe: Epidotchloritschiefer. Hier lassen sich mehrere Abarten unterscheiden:

I. Die albit- und epidotreichen Epidotchloritschiefer. Sie sind die verbreitetste Grünschieferart des ganzen Oberengadins. Es sind feinkörnige, fast dichte, meist mehr massige als schiefrige Gesteine von dunkel-, grau- oder gelbgrüner Farbe. Oft zeigt sich Bänderung durch den Wechsel von dunkel- oder graugrünen und weißen oder hellgrünen Lagen, die durch Verzahnen oder Auskeilen miteinander verbunden sind. Violette Lagen entstehen durch Verwitterung. Die Farben sind oft auch fleckig verteilt. Hauptgemengteile sind Epidot, Chlorit, Albit, Nebengemengteile Titanit und Pyrit. Calcit tritt als Übergemengteil auf. Die Epidotchloritschiefer stellen das stärkstmetamorphe Glied der Reihe Diabas—Albitamphibolit—Epidotchloritschiefer dar. Ihr Ausgangsmaterial waren sehr feinkörnige Diabase.

II. Calcitreiche, epidotarme Epidotchloritschiefer. Sie zeigen eine Bänderung durch Wechsel von gelbgrünen oder grünen und violetten Lagen.

III. Die albitarmen Epidotchloritschiefer zeigen wechselnde Lagen von Chlorit, Epidot, Titanit einer- und Epidot, Calcit und Albit anderseits.

IV. Albitfreie Epidotchloritschiefer hat nur Cornelius in seinem Gebiet angetroffen. Einer aus der Gegend nördlich von Gravasalvas scheint von einem pyroxenitischen Spaltungsgestein herzustammen.

V. Der porphyrartige Epidotchloritschiefer vom Grialetschhügel zeichnet sich durch die weißen oder hellgrünen Linsen von ovaler Form (Zoisit und Epidot, aus ehemaligen Plagioklasen hervorgegangen) aus, die in einer dichten oder feinkörnigen, grau bis spatgrünen Grundmasse liegen. Er ist von Diabasporphyrit abzuleiten.

Cornelius teilt vier Analysen von Grünschiefern mit. Chemisch sind alle diese Gesteine Zwischenglieder zwischen Kalkalkali- und Alkalimagmen (Osannsche Typen Cache Creek und Oroville). Sie stellen ein metamorphes Äquivalent der unterengadiner Diabase dar. Das gleiche gilt auch von dem von Frau R. Staub analysierten Chloritalbitschiefer von Grialetsch.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

3. Untergruppe: Chloritalbitschiefer. Dieser (eben erwähnte) Grünschiefer enthält keinen Epidot, sondern als Hauptgemengteile nur Chlorit und Albit. Es sind dichte, dunkelgrüne, weiche, massige Gesteine, von denen R. Staub zwei Vorkommen beschreibt, von denen das eine von einer kalkarmen, Mg- und Fe-reichen Schliere oder Facies, das andere, turmalinführende, von einer Randfacies der Diabase herstammen dürfte.

4. Untergruppe: Chloritschiefer. Im Gebiet von Grialetsch und an der Alp Mortèls fand R. Staub typische Chloritschiefer (ohne Albit) mit eingesprengten Magnetitoktaedern von bis 2 mm Kantenlänge. Sie dürften von Mg- und Fe-reichen Bildungen im gabbroiden Magma herzuleiten sein.

ζ) Variolit traf R. Staub auf Alp Mortèls. Nach seinem Mineralbestand ist es ein Epidotchloritschiefer. Die Variolen bestehen aus einem granoblastischen Gemenge von Albit und Epidot. Hervorgegangen ist er wahrscheinlich aus einer randlichen Bildung von Diabas.

η) Serpentin. Der Serpentin ist das verbreitetste Gestein der Ophiolithgruppe. Er bildet düstere, schwarz oder braunrot angelaufene Felsen und rote Schutthalden. Es sind tief-, einzeln auch olivgrüne, meist völlig dichte, aber auch wohl feinkörnige Gesteine, die von Klüften und Rutschflächen in großer Zahl durchzogen werden, von denen erstere vielfach mit hell- bis dunkelgrünen Chrysotiladern (späterem Absatz aus wässeriger Lösung!) erfüllt, letztere oft mit hell- oder smaragdgrünem, durchscheinendem Edelserpentin bedeckt sind. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als Antigoritserpentin. Zum Antigorit treten als weitere Gemengteile noch Magnetit und amorphe Substanz, ferner Chlorit, Strahlstein, Diallag, Augit, Titanit, Ilmenit, Pyrit, Magnesit. Olivin fand sich in keinem der untersuchten Dünnschliffe erhalten; aber die deutliche Maschenstruktur vieler Gesteine weist darauf hin, daß Olivin das Muttermineral des Antigorits war. Als Reliktmineralien treten Diallag und Augit auf, die die verschiedensten Stufen der Umwandlung in Serpentin aufweisen. Diese diallag- und augitführenden Serpentine sind auf Peridotite, und zwar meist auf Diallagperidotite (Wehrlite) zurückzuführen und als Diallagserpentine zu bezeichnen. Wo die Pyroxene fehlen, muß von Antigoritserpentin gesprochen werden. R. Staub gibt die Analyse von einem Serpentin von der Alp Prasüra, dankenswerterweise, da bisher noch keine Analyse von einem Serpentin aus dem Oberhalbstein, Oberengadin und Malenco vorlag. Das Analysenergebnis ist: SiO_2 39,01; TiO_2 0,21; Al_2O_3 0,43; Fe_2O_3 8,26; Cr_2O_3 Spur; FeO 1,59; MnO 0,13; CaO 0,81; MgO 37,09; K_2O und Na_2O —, aq. bis 110° 0,76; Glühverlust 11,41; Sa. 99,70.

ϑ) Ein Hornblendit mit Hornblende als einzigem Gemengteil wurde s.w. von Alp Surlej gefunden. Nephrit fand R. Staub an der Fuorcla Furtschellas. Er erklärt ihn als mylonitisierten Strahlsteinschiefer, welch letzterer entweder von websteritischen Gängen oder Schlieren oder aber von einer Randfacies der jetzt serpentinisierten peri-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

dotitischen Massen abzuleiten ist. Talkschiefer tritt als Umwandlungsprodukt von Serpentin selten am Piz Corvatsch auf.

i) Kontaktprodukte der Ophiolithe. Die Ophiolithe haben ihre Nebengesteine metamorphosiert und dabei eine Reihe bemerkenswerter Kontaktprodukte erzeugt, deren Ausgangsmaterial teils Gesteine der Malojaserie, teils solche des Mesozoikums sind.

1. Kontaktderivate der Malojaserie. Unter diesen ist besonders der von Cornelius beschriebene Riebeckitgarbenschiefer s.ö. von Gravasalvas und zwischen Ova del Mulin und Lavatera hervorzuheben. Makroskopisch zeigt er eine dunkelaschgraue Grundmasse mit braunen Glimmerschüppchen und in derselben bis 1 cm lange schwarzblaue Nädelchen von Riebeckit in Büscheln und Garben. Mikroskopisch ergaben sich als weitere Hauptgemengteile Quarz und Albit, ferner ein goldgelber Biotit. Ausgangsmaterial war wohl ein schwarzer Phyllit der Malojaserie; es muß aber bei der Kontaktmetamorphose Na-Zufuhr eingetreten sein. Diesem Gestein ähnlich ist der Alkalihornblendeschiefer vom Gipfel des Piz del Sass und der lichtbraune Glimmerschiefer von der Scharte zwischen Piz Longhin und Piz del Sass, sowie der Alkalihornblendegneis (graphitarmer Alkalihornblende- bis Riebeckitgarbenschiefer) südlich von Grialetsch, der von R. Staub beschrieben wird. Ausgangsmaterial des letztgenannten Kontaktgesteins war Malojagneis. Im Hintergrunde des Fextales kommen Hornblendegarbenschiefer vor.

2. Die Kontaktderivate der mesozoischen Kalksteine und Dolomite weisen eine sehr große Mannigfaltigkeit auf. Sie kommen teils im Serpentin, teils zwischen diesem und Malojagneis, also in der normalen stratigraphischen Stellung, vor. Die Kontaktzonen sind gewöhnlich 1—3, einzeln 20—30 m breit. Kontaktmineralien sind: Diopsid (grün, auch weiß), Hornblende (Grammatit, Alkalihornblende, riebeckitartig), Epidot, Granat (nicht sehr verbreitet), Vesuvian (am Piz Longhin früher für Nephrit gehalten), Feldspat, Chlorit, Antigorit, Biotit, Chrommineralien (Chromdiopsid, Chromglimmer, aber nicht Fuchsit), Magnetit, Pyrit, Chromit, Calcit, Graphit.

An Kontaktgesteinen haben Cornelius und R. Staub beobachtet:

I. Ophicalcite. Diese Gesteine, die eine innige Durchdringung von Kalk- und Serpentinmaterial darstellen, treten an zahlreichen Stellen der Ophiolithzone des Piz Corvatsch sowie nördlich des Silser Sees auf. Die kalkigen Teile der Ophicalcite sind weiß, grau, grünlich, gelb oder rot, die Serpentinteile schwarz- oder tiefblaugrün gefärbt. Die Größe der einzelnen Teile und ihr Mengenverhältnis ist sehr wechselnd. Gewisse grobe Abarten dieser Gesteine erscheinen je nach den Porphyroblasten als Tremolit- oder als Chloritophicalcit. Eine Entstehung der Ophicalcite durch mechanische Verknetung, sekundäre Infiltration oder als Tuffbildung lehnt Cornelius ab. Er sowohl wie Staub führen sie auf Kontaktmetamorphose zurück, die Liaskalksteine durch

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Zufuhr von Serpentinmagma auf pneumatolytischem Wege betroffen hat. Die Durchtränkung des Karbonatgesteins mit dem Serpentinmaterial ist außerordentlich innig.

II. Kontaktmarmore. Diese spielen beiderseits des Silser Sees nur eine unbedeutende Rolle. Es sind rein weiße Marmore (z. T. mit Serizit), Phyllit-, Chloritmarmore, schiefriger Kalk mit feinen, tiefblauen und helleren Lagen, in welch letzteren ein gras- bis smaragdgrünes Chromsilikat auftritt. R. Staub beschreibt einen titanitreichen Alkalihornblendekalkglimmerschiefer (oder kürzer Alkalihornblendemarmor) im Kontakt mit den Grünschiefern des Lej Sgrischus.

III. Kalksilikatfelse. Diopsid-, Epidot- und Klinozoisitmarmore, wie sie an der Bocchetta delle Forbici im oberen Malencotal anstehen, bilden den Übergang zu der mannigfaltigen Gruppe der Kalksilikatfelse, die sämtlich durch die Ophiolithe kontaktmetamorphosierte Karbonatgesteine darstellen. Besonders Prognieu ist ein reicher Fundplatz für sie. Die häufigste Silikatfelsart ist der Diopsidfels. Er ist ein massiges, dichtes Gestein mit splittrigem Bruch. Seine Farbe ist ein Grün von wechselndem Ton. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Zwischenräume zwischen den Diopsiden mit Chlorit, Epidot, Klinozoisit und Titanit ausgefüllt. Der reine Diopsidfels stammt von reinem Dolomit. Andere Kalksilikatfelse sind Granatdiopsidfels (rötlichviolett, der Granat ist ein Kalkeisengranat [Andradit], Reichtum an Titanit), Vesuviandiopsidfels (von sehr mannigfaltigem Aussehen, teils schlierig oder gefleckt, teils pfirsichblüt- bis bräunlichrot oder gelblichweiß; Ausgangsmaterial tonschüssiger, kalkreicher Dolomit), Vesuvianfels (vom Piz Longhin), Vesuviangranatfels (so der von Steinmann beschriebene vom Longhinpaß dicht unterhalb der Paßhöhe gegen den Longhinsee hin), endlich Epidotfels und Klinozoisitfels.

Daß diese Silikatmarmore und Kalksilikatfelse wirklich kontaktmetamorph sind, geht aus ihrer Zusammensetzung aus Mineralien der obersten und der tiefsten Zone der kristallinen Schiefer hervor, ferner aus der drusigen Beschaffenheit der Gesteine, der Substanzzufuhr und der engen Verbindung mit den Ophiolithen. Die große Verschiedenheit der einzelnen Typen führt R. Staub auf die Mannigfaltigkeit der Ausgangsmaterialien, Cornelius auf die Verschiedenheit der Entstehungsursachen (z. B. Temperaturunterschiede) zurück. Auffallend ist die Zufuhr von SiO_2, die in der Zusammensetzung des Diopsidfelses 55, in der des Triasdolomits aber nur etwa 5% ausmacht, aus dem Ophiolithmagma in die Kontaktgesteine. Leichter verständlich ist die Na-Zufuhr bei dem Na-Reichtum der Grünschiefer, sowie die des Chroms.

Cornelius möchte eher als an Zufuhr an die Anreicherung der SiO_2 in den kontaktmetamorphen Gesteinen durch tektonische Vorgänge denken. Das setzt allerdings voraus, daß solche bereits vor dem Empordringen der Ophiolithe stattgefunden hätten. Damit kommen wir auf die Frage nach dem

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

ϰ) Alter der Ophiolithintrusion. STEINMANN hält die Ophiolithe wegen der Injektion der Cenomanbrekzie von Arosa durch Serpentin für oberkretazisch, ROTHPLETZ betrachtet die Grünschiefer als paläozoisch, die Diabase und Serpentine als tertiär. Nach den Verhältnissen im Oberengadin zu urteilen, sind die Ophiolithe sicher jünger als Lias, dessen Gesteine noch kontaktlich verändert sind. Andererseits zeigt die starke Zertrümmerung der Serpentine, daß sie älter als der letzte Abschnitt der Alpenfaltung sein müssen. Sowohl CORNELIUS wie R. STAUB setzen die Ophiolithintrusion in die Zeit der alpinen Gebirgsbildung. Ist deren Beginn in die Kreide zu setzen — was CORNELIUS keineswegs für ausgemacht hält —, so würde sie in die Kreide fallen, sonst ins Tertiär. Die Ausheilung vorher vorhanden gewesener kataklastischer Erscheinungen durch weitgehende Umkristallisation bei den strukturell veränderten Kontaktderivaten der Malojaserie deutet nach R. STAUB auf den Eintritt der Ophiolithintrusion nach großen tektonischen Bewegungen, und derselbe nimmt an, daß die faltenartigen Biegungen der Serpentinzüge in manchen Ophicalciten auf Zufuhr des ophiolithischen Materials auf vorher gefalteten Schichtfugen zurückzuführen ist. Auch die gesamten Lagerungsverhältnisse der Ophiolithe in der rhätischen Decke des Oberengadins weisen auf eine entsprechende Annahme hin. Der Malencoserpentin ist von den Ophiolithen des Oberengadins nicht zu trennen und muß dasselbe Alter wie diese haben (s. S. 212).

B. Tektonik der rhätischen Decke.

a) Die Lagerungsverhältnisse im Oberengadin.

Nördlich des Silser Sees zerfällt die rhätische Decke in drei tektonische Komplexe. Ihren Kern bildet eine große, liegende, flach nach N. tauchende Antiklinale von Malojagneis, deren Gesteine das Nordufer des Silser Sees vom Crap da Chüern bis Maloja und die ganze Südseite des Piz Longhin aufbauen. Diese Antiklinale, deren Natur dadurch bewiesen wird, daß im Liegenden im Val Maroz nochmals Ophiolithe und Liasschiefer zutage treten, wird durch mehrere enggepreßte Trias-Liasmulden geteilt (z. B. am Crap da Chüern am Silser See). Auf der Südseite des Silser Sees scheint der Gneiskern durch die Triasbänder des Piz della Margna, die unter die große Gneismasse des Fextalhintergrundes einschießen, geteilt zu werden. Am Crap da Chüern im Fextal liegt über diesem Gneis des Kernes Triasdolomit, darüber eine Schuppe aus Lias und Gneis, dann eine Synklinale von Gneis, Triasdolomit und (den Kern bildend) Lias. Über dieser Mulde folgen drei Hauptschuppen, die aus Gneis, Trias und Lias aufgebaut werden: die Schuppe von Platta (mit einer kleinen Serpentinmasse von vielleicht gangförmigem Auftreten), die des Piz Chüern und die des Lej Sgrischus. Von den dreien zeigt die erste nur Faltung in sich, die zweite Verfaltung mit dem Hangenden, die dritte Verfaltung mit dem Hangenden und Liegenden.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Nördlich des Silser Sees über den Gneiskern und (stellenweise wie ein großer Mantel und ohne Eintritt in die Synklinalen des Gneiskernes) über die ihm in ursprünglicher Lagerung aufruhende Trias, im Gebirge südlich des Silser Sees über die obersten Gneisschuppen in der Schuppe des Lej Sgrischus legt sich die Masse der Ophiolithe, und zwar im großen und ganzen konkordant mit den Sedimenten. Gangförmiges Auftreten ist, abgesehen von ganz untergeordneten Apophysen sowie dem eben erwähnten anscheinend gangförmigen kleinen Serpentinvorkommen in der Schuppe von Platta, nicht zu beobachten. Zu dem Gneiskern haben im nördlichen Gebirgsteil die Ophiolithe ungefähr die Stellung, in der man die Trias erwarten sollte. Im südlichen Gebirgsteil ist ihre Auflagerungsfläche teils eben, teils sanft gewellt, teils stark gefaltet, wobei im letzteren Falle die Verfaltung mit der Unterlage oft außerordentliche Komplikationen annimmt. In die Ophiolithe sind zahlreiche Trias- und Liasschollen und Schuppen von Gesteinen der Malojaserie eingebettet. Oberhalb der Ophiolithe lagern die von ihrer Gneisunterlage mancherwärts losgelöste Trias, dann Liasschiefer, Hyänenmarmor, Radiolarit. In Cornelius' Arbeitsgebiet ist dieser obere, vorwiegend schiefrige Komplex in zahlreiche enge, weit nach N. überliegende Falten gelegt, die z. T. mit ihrem Hangenden (der Errdecke) verfaltet sind.

Die Lagerungsform der Ophiolithe ist also die eines gewaltigen Lagerganges, der etwa dem Horizont der Trias folgt und der auf beiden Seiten des Silser Sees den Gneiskern mit seinen Teilsynklinalen bzw. den Schuppenbau über diesem Gneiskern so überlagert, daß nach der übereinstimmenden Ansicht von Cornelius und R. Staub die Intrusion nur erfolgt sein kann, nachdem der verwickelte Bau der Unterlage bereits vollendet war. Mit anderen Worten: Die Intrusion der Ophiolithe fällt in die Zeit nach der ersten Phase der Alpenfaltung; sie folgt dem Triasdolomit als der ausgesprochensten Diskontinuitätszone. Spätere Phasen der Gebirgsbildung haben dann die Faltung der Ophiolithe sowie die Komplikation in den Lagerungsverhältnissen der einzelnen Ophiolithe zueinander, ihre Verfaltung mit ihrer Unterlage im südlichen Gebirgsteil, die Verdrückung des Serpentins usw. hervorgerufen, haben die Malojagesteine als Ganzes in Form einer liegenden Falte über die ursprünglich in ihr Hangendes intrudierten Ophiolithe vorgeschoben und schließlich die Ophiolithe, deren Durchbruch südlich des Oberengadins erfolgt sein muß, in den Decken bis an den Nordrand der Alpen verschleppt. Es kann kein Zweifel darüber obwalten, daß die Ophiolithe vor dem Abschluß der Alpenfaltung emporgestiegen sind.

Den Zusammenhang der Faltung und der Intrusion möchte Cornelius sich so vorstellen, daß vielleicht die gemeinsame Sohle der ostalpinen Decke bis in die magmatische Zone der Erdtiefe hinabsetzte. Aus dieser wurde dann Magma mitgeschleppt, das in die Unterlage der vorwärtsgleitenden Decke abfloß, also in die rhätische Decke. Nach

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

dieser Hypothese wäre also die Ophiolithintrusion die unmittelbare Folge der Überschiebung der ostalpinen Decke.

Im südlichen Berninagebirge erscheint die rhätische Decke als schmale Zone. Die Schuppen aus Gneis, Trias und Lias lassen sich in Form einer verwickelt gebauten und vielfach zu Linsen zerrissenen Zone bis ins Puschlav verfolgen. Zu ihnen gehören die weißen Dolomitbänder mit zwischenliegenden Malojagneisen in den unteren Teilen des Piz Tremoggia und des Sasso d'Entova auf der Südseite des Grenzkammes. Der Dolomitzug, der u. a. die schöne gelbe Kuppe der Tremoggia bildet und, flach nach N. fallend, bis ins Puschlav zieht, ist fast das oberste Glied der rhätischen Decke im südlichen Berninagebirge. Dicht über ihm folgen die ostalpinen Decken.

b. Die Wurzel der rhätischen Decke im unteren Veltlin.

Während die Mächtigkeit der rhätischen Decke im Oberhalbstein an die 3500 m betragen mag, erreicht sie im südlichen Berninagebirge nur noch knapp 100. Am Corno delle Ruzze und der Alp Uer (westliches Puschlav) schwillt sie noch wieder auf 200—250 m an. Die starke Beschränkung der Mächtigkeit beruht darauf, daß ein Glied nach dem anderen nach S. infolge von Verquetschung auskeilt. So findet sich im südlichen und östlichen Berninagebirge nichts mehr von den mächtigen Schiefern und Ophiolithen; sie sind von den ostalpinen Decken abgeschert und nach N. weggeschoben.

Wie schon erwähnt, liegen die Malencoserpentine unter den Gneisen der rhätischen Decke als Muldenkern zwischen der rhätischen und der Surettadecke. Die Schuppenzone der ersteren läßt sich mit sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen ostwärts bis ins Puschlav verfolgen. Die Wurzel der rhätischen Decke liegt im Gebirge des unteren Veltlin nördlich der Adda. Cornelius hat sie genauer studiert. Wir wollen zuerst die Ergebnisse seiner Forschungen betrachten.

Cornelius hat zwischen der gewaltigen Serpentinmasse des Malenco und dem Granitmassiv der Disgrazia im Norden und dem Addafluß im Süden im unteren Veltlin mehrere Zonen von im allgemeinen W.—O.-Streichen unterschieden, deren nördlichster, sich an die Malencoserpentine unmittelbar anschließenden er den Namen »nördliche Gneiszone« gegeben hat. Diese Zone wird in erster Linie von Gesteinen der Malojaserie aufgebaut, einem mächtigen Komplex heller Gneise mit vorwiegend grünem Glimmer und meist großen rundlichen Feldspataugen sowie vorwiegend dunkel gefärbter, serizitischer oder quarzitischer Phyllite. Im Westen treten an die Stelle dieser Gesteine die Biotitgneise von Val Masino. Sie gleichen vollkommen den Malojagneisen, nur daß an die Stelle des grünlichen Muscovits ein schwarzbrauner Glimmer getreten ist. Dieser Gneis ist gut ebenflächig geschiefert und führt nur einzelne, bis 2 cm große Orthoklasaugen. Es ist für ihn ein granitisches Ausgangsmaterial anzunehmen. Andere, feinschuppige Abarten sind

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

wohl sedimentären Ursprungs. Die Frage, ob diese Gesteine unter höherer Temperatur als die Malojagesteine metamorphosierte Äquivalente dieser letzteren sind, wobei die Hitzewirkung auf Rechnung der granitischen Massen des Albigna-Disgraziamassivs zu setzen wäre, bedarf noch näherer Untersuchung. Einige fernerhin vorkommende Granit- und Dioritgneise sind petrographisch und geologisch noch nicht genug erforscht. An einigen Punkten sind Pegmatite nachgewiesen. Sie setzen niemals in die Trias hinein und sind also wahrscheinlich vortriadisch. Die Trias ist durch leuchtendgelbe Rauhwacke und hellen, feinkörnigen Marmor (Dolomit, aber auch oft kalkig, manchmal blaßgraue und weiße Lagen, serizitische Beläge oder vereinzelte größere Glimmerblätter) vertreten, während blaugrauer, oft quarzreicher, stets serizitischer, dünnplattiger Kalkmarmor liasisch sein dürfte. An drei Stellen am S.-Rande der nördlichen Gneiszone fand sich Epidotchloritschiefer.

Die Triasfetzen zwischen Malencoserpentin und Malojagneis betrachtet Cornelius als Mittelschenkelreste und als Anzeichen dafür, daß die rhätische Decke über den Serpentin mehr hinübergefaltet als übergeschoben ist. Die Grenzfläche, die die »nördliche Gneiszone« vom Malencoserpentin trennt, steht westlich von Val Malenco bis zur Alp Airale bei etwa 80° östlichem Streichen im allgemeinen fast saiger und konkordant zu der Schieferung der angrenzenden Gneise. Diese Grenzfläche setzt nördlich von Torre Santa Maria auf die Ostseite des Tales über und nimmt bei ihrem Weiterstreichen gegen NO. in der Nordabdachung des Mte. Palino immer flachere Neigung gegen S. an. Am Passo di Canciano zwischen Malenco und Puschlav liegt sie ganz flach. Am Pizzo Scalino legen sich die Gesteine der »nördlichen Gneiszone« flach-deckenförmig über den Serpentin. In der Nachbarschaft der Grenze ist der Serpentin meist stark geschiefert.

In ihrem Innern weist die »nördliche Gneiszone« eine Gliederung durch mehrere Züge mesozoischer Schichtgesteine auf. Von diesen ist besonders die Dolomitplatte erwähnenswert, die vom Corno delle Ruzze ostwärts zieht, im Nordgrat des Pizzo Canciano liegt, südwestlich davon im Pizzo Scalino erscheint und durch die Westwand der Cima Val di Togno zieht. Schon Zyndel hat die Trias- und Gneismasse des Pizzo Canciano und des Pizzo Scalino als südliche Fortsetzung derjenigen des Corno delle Ruzze bezeichnet. (Über das Vorhandensein anderer tektonischer Elemente an diesen Bergen s. S. 229.) Die Fortsetzung der Dolomitplatte, deren Verbreitung eben angegeben wurde, ist die stark gefältete Trias von Le Prese im Puschlav. Ihren weiteren Verlauf hat R. Staub durch die ganzen Südabhänge der Berninagruppe bis zum Piz Tremoggia verfolgt (s. oben!). Cornelius hält diesen Dolomitzug für eine Teilsynklinale in den Gneisen, die sich durch den kristallinen Teil der rhätischen Decke verfolgen läßt, soweit derselbe sichtbar ist. — Andere solche mesozoische Züge finden sich in der Valle Dagua und am Mte. Arcoglio, und am Südrande der »nördlichen Gneiszone« läuft ein

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

langer Zug von überall annähernd steilgestellten Dolomiten und Liasmarmoren.

Bemerkenswert ist die unglaubliche Verknetung der mesozoischen Gesteine mit den Gneisen, die in all diesen Zügen zu beobachten ist. Dolomit und Gneis greifen manchmal in nur zentimeterbreiten Bändern ineinander, und man würde hier an primäre Wechsellagerung glauben, wenn nicht manchmal spitze Umbiegungen sichtbar wären.

Die Gneise der »nördlichen Gneiszone« liegen am Corno delle Ruzze und Pizzo Scalino ziemlich flach, nur ein Absinken nach O. macht sich bemerkbar. Weiter südlich wird das Einfallen steiler und erreicht schließlich fast 90°. Hierauf tritt wieder eine Verflachung, dann, noch weiter südlich, aber wieder eine Saigerstellung ein. Die durch diese Lagerungsverhältnisse angedeutete Faltung bewirkt jedenfalls die fast 4 km betragende Mächtigkeit der Gneise. Am Südrand der »nördlichen Gneiszone« ist immer steiles S.-Fallen ausgebildet.

Die Gesteine der »nördlichen Gneiszone« stehen in petrographischer Übereinstimmung mit denjenigen der rhätischen Decke, ferner aber auch in tektonischem Zusammenhang. Die »nördliche Gneiszone« stellt die Wurzelregion der rhätischen Decke dar. Sie biegt in typischer Weise nach S. in die Tiefe. Verfolgen wir die Decke von S. nach N., so beobachten wir in der Wurzel die bezeichnende steile Stellung der Gesteine, dann wölbt sich die Decke und senkt sich hierauf flach gegen Norden. Der Malencoserpentin erscheint in einem Fenster am Joch der rhätischen Decke.

Am Longhinpaß und am Crialetsch sind die jurassischen Teile der rhätischen Decke ausgequetscht. Die darunter liegenden Ophiolithe reichen noch südwärts bis zum Lej Sgrischus am Piz Corvatsch. Von hier nach Süden sind nur der Gneiskern und seine Schuppen erhalten und die tiefste ostalpine Decke legt sich unmittelbar auf diesen. Die ausgequetschten Ophiolithe sind wahrscheinlich die jetzt im Oberhalbstein gelegenen.

Cornelius' Auffassung, die im vorstehenden wiedergegeben ist, hat durch R. Staubs Untersuchung im Puschlav eine Berichtigung erfahren: Nur der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« ist Wurzel der rhätischen Decke, während der südliche Teil die Wurzel der gleich zu besprechenden Selladecke darstellt. Am Corno delle Ruzze liegt unmittelbar über dem obersten Dolomit der rhätischen Decke typischer Banatit der Selladecke. Die Gneise und Glimmerschiefer, die sich gegen den Punkt 2294 hin zwischen diesen Dolomit und den Banatit einschieben und die Cornelius noch zur rhätischen Decke rechnet, sind in Wirklichkeit Casannaschiefer der Selladecke. Auch am Motta d'Uer führen die kristallinen Schiefer im Hangenden der obersten Dolomite Banatit- und Banatitmyloniteinlagerungen. Alle diese Schiefer sind also zur nächsthöheren, zur Selladecke, zu rechnen. Der Banatit steckt mit primärem Kontakt in ihnen. Als Grenze zwischen der rhätischen und der

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

untersten ostalpinen Decke ist die Fläche zwischen dem obersten Dolomit der rhätischen Decke und dem Kristallin der Selladecke zu rechnen.

So wenig wie die ebenerwähnten Gneise der Motta d'Uer gehören die Schiefer im Hangenden der Trias von Le Prese zur rhätischen Decke. Die Schiefer des Westufers und eines Teiles des Ostufers des Lago di Poschiavo zwischen Meschino und Le Prese gehören zur Selladecke. Die westliche Fortsetzung dieser Schiefer aber ist der südliche Teil der »nördlichen Gneiszone« Cornelius', die sich somit als Wurzel der Selladecke kundtut, während nur der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« die Wurzel der rhätischen Decke darstellt. Die Grenze der beiden Wurzeln wird von dem Zuge von Dolomiten und Kalken gebildet, der sich vom Corno delle Ruzze nach Le Prese, dann zum P. 2207 westlich der Alp Vartegna, zum Pizzo Scalino und westwärts auf der Linie Lavigiola—Valle Dagua—Mte. Arcoglio verfolgen läßt. Cornelius zeichnet diese mesozoische Zone in seinen Profilen als Mulde in der rhätischen Wurzel. Nach R. Staub ist es aber die trennende Synklinalzone zwischen rhätischer und Selladecke und als Vertretung der Schuppenzone der obersten rhätischen Decke zu betrachten.

Die Grünschiefer, die Cornelius am Südrande der »nördlichen Gneiszone« gefunden hat, beweisen nicht die Zugehörigkeit der ganzen »nördlichen Gneiszone« zur rhätischen Decke; denn solche Epidotchloritschiefer kommen (als Umwandlungsprodukte aus Lamprophyren und Andesiten) auch in der Err- und der Selladecke vor.

3. Die Selladecke.

Über der rhätischen, die als höchste der lepontinischen Decken zu betrachten ist und in der noch piemontesische Facies und penninischer Überfaltungsbau auftreten, liegen die ostalpinen Decken. Nördlich des Oberengadins in recht verwickelter befinden sie sich südlich desselben in verhältnismäßig ruhiger Lagerung. Dazu kommt in diesem letzteren Gebirgsteil eine weite Verbreitung gleichartiger Gesteine, hauptsächlich älterer Eruptiva in großen Stöcken und Kernen, ferner von Gneisen und Schiefern sowie mesozoischen Sedimentgesteinen in geringer Menge. Innerhalb der bisher einheitlich erschienenen Eruptivgesteine des Berninagebirges gelang es R. Staub zwei Sedimentzüge jüngeren Alters nachzuweisen, wodurch drei selbständige Decken abgeteilt werden, die auch Verschiedenheiten in ihren Eruptivgesteinen aufweisen.

A. Die Gesteine der Selladecke.

a) Die tiefste der ostalpinen Decken ist die Selladecke. Sie fehlt dem Gebirge nördlich des Silser Sees. Die ältesten Gesteine dieser von R. Staub ausgeschiedenen Decke sind wahrscheinlich paläozoische Paragneise, Glimmerschiefer, Quarzite und Graphitphyllite, die ganz ähnlich auch in den nächsthöheren Decken vorkommen, und die R. Staub

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

unter der alten THEOBALDschen Bezeichnung »Casannaschiefer« zusammenfaßt. Diese Casannaschiefer, die in den ostalpinen Decken ein Analogon zu der Malojaserie der rhätischen Decke bilden, sind ein untrennbares Ganzes. Sie zeigen einen recht einfachen Mineralbestand. Ihre Haupttypen sind: Serizitalbitgneis, Glimmer- und Chloritgneisquarzit, Serizitquarzit, fast reiner Quarzit, Chloritquarzit, Serizit- und Graphitphyllit, endlich Graphitgneis.

In diesen Casannaschiefern steckt in Form eines Lakkoliths und mindestens noch eines Nebenstockes eine Masse von Monzoniten und Banatiten nebst mannigfaltigen Ganggesteinen. Die Casannaschiefer sind durch diese Eruptiva kontaktmetamorphosiert. Die dadurch entstandenen Kontaktgesteine sind: turmalinführender Graphit- und Serizitphyllit, desgl. Serizit- und Chloritquarzit, desgl. Mesoorthoklasgneis, hornblendeführender Klinozoisitquarzit, serizitführender Epidotquarzit. Alle diese merkwürdigen Gesteine sind an die Nähe der Monzonite gebunden und müssen wohl als Kontakthof in der Schieferhülle des Tiefengesteins betrachtet werden. Die eigentümliche Konzentration der Klinozoisite und Epidote in der Nähe des Kontaktes zwingt zur Annahme einer Zufuhr von CaO aus dem Magma. Seit der Zeit der Monzonitintrusion sind diese Kontaktgesteine allerdings von so hochgradiger chemischer und mechanischer Umwandlung betroffen worden, daß ihrer richtigen Auffassung manche Schwierigkeit im Wege steht. Außer der chemischen Umwandlung in der Kontaktzone findet sich auch strukturelle, bestehend in einem Gröberwerden des Korns.

Die Kontaktmetamorphose fehlt bei den Triasquarziten, -dolomiten und -rauhwacken sowie bei den Lias-Kalkglimmerschiefern. Die Intrusion der Monzonite ist also vortriadisch und, wenn man die Graphitphyllite der Casannaschiefer als Karbon betrachten will, etwa oberkarbonisch. Das Monzonitmassiv muß vor der Ablagerung der Trias fast in den Bereich der Abtragung gehoben sein, da unveränderte Trias dicht über Monzonit liegt. Aus dieser großen prätriadischen Abtragung muß man wohl auf die Existenz einer karbonischen Faltung in der Wurzelgegend der unteren ostalpinen Decken schließen.

b) Die Monzonite. Die monzonitischen Gesteine haben in der Sellagruppe eine große Ausdehnung. Sie ruhen wurzellos auf der rhätischen Decke. Sie bilden ein Massiv mit der größten Ausdehnung in der Richtung W.—O. (10 km), während die oberflächliche Breitenausdehnung 3 km beträgt.

Die Farbe der Monzonite ist meist ein intensives Blau mit graulichen Tönen. Durch »Ausbleichung« entstehen gelbliche und grünliche Abarten. Hauptgemengteile sind: wenig Quarz, wenig Orthoklas, viel matter, blauer Plagioklas, schwarzgrüne Hornblende, Biotit. Das Gestein ist als quarzführender Hornblendemonzonit zu bezeichnen. Die blaue Farbe der Feldspäte scheint von Graphit herzurühren. Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph, das Korn grob. Die weitgehende Um-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

wandlung der Feldspäte, Biotite und Hornblenden ist auf die Versetzung des Gesteines in die Nähe der Erdoberfläche durch die vortriadische Abtragung, nicht auf Kataklase oder Mylonitisierung bei der Alpenfaltung zurückzuführen.

In den obersten Teilen der Monzonite, dicht unter der Überschiebung, die sie von den darüberliegenden Massen trennt, zeigt sich eine schmale Mylonitisierungszone. Das Gestein wird zunächst brecciös zertrümmert, dann folgt die »grobmylonitische Phase« mit Auswalzung der Plagioklase, Klüftung und Zerreißung der Hornblenden usw. Der nächste Grad der Umwandlung ist der »feinmylonitische« Typus mit noch viel weitergehender Zermalmung, nämlich vollständiger Zertrümmerung der Quarze, die zu langen Linsen ausgezogen werden, Zerbrechung und Zerreißung der Hornblenden in höchstem Grade, Ausziehung der saussuritisierten Feldspäte zu dünnen, flachen Linsen. Werden endlich die Hornblenden zu langen Trümmern ausgedünnt, die zwischen den streng parallelen Saussuritsträngen und Quarzstraßen durchziehen, so entsteht der ultramylonitische Typus, der überdies auch noch gefältelt sein kann. Diese Mylonite sehen im allgemeinen etwa wie Hornblendegneise aus.

c) Die Banatite. Die Banatite sind von den Monzoniten nicht scharf zu trennen, sondern durch Übergänge mit ihnen verbunden. Es sind ebenfalls grobkörnige Gesteine. Der Quarz tritt bei ihnen stärker hervor, weswegen sie früher als »blaue Granite« bezeichnet wurden. Es sind hell- bis dunkelblaue Gesteine, oft mit graulichem Ton; niemals sind sie weiß. Primäre Hauptgemengteile sind: Quarz, wenig Alkalifeldspat, viel blauer, matt schimmernder Plagioklas, tiefbrauner Biotit und grünschwarze Hornblende. Wie beim Monzonit, so tritt auch hier Graphit auf. Auch von den Banatiten gibt es Mylonite in verschiedenem Grade der mechanischen Umformung. Der Banatit findet sich in der westlichen Sellagruppe und bildet die Intrusivmasse der Cima di Müsella.

Die Zwischenformen zwischen Banatiten und Monzoniten werden durch Amphibolbanatite bezeichnet, z. T. porphyrartig struierte Gesteine, die durch Zunahme der Hornblende in den Banatiten oder Zunahme des Quarzes in den Monzoniten entstehen. Mancherwärts treten auch in dem Massiv leukokrate Abarten des Gesteines auf, in dem Biotit und Hornblende fehlen. Monzonite und Banatite besitzen eine saure Randfacies. In beiden sind basische Schlieren und Konkretionen sehr häufig.

d) Aplit. Aplitische Gänge treten in den eigentlichen Monzoniten nur am Massivrande auf. Diese Monzonitaplite sind Kaliaplite, während die Banatitaplite Natronaplite mit der chemischen Zusammensetzung der Paisanite darstellen. Die Banatitaplite sind sehr feinkörnige, rein weiße Gesteine mit panidiomorphkörniger Struktur, während den Banatitalsbachiten eine porphyrische Struktur eigen ist. Auch Monzonitalsbachite kommen vor. In den Casannaschiefern finden

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

sich sowohl Alsbachite wie auch Aplite. Letztere halten sich, soweit sie in den Casannaschiefern stecken, alle unten in der Selladecke nahe der Überschiebung über die rhätische Decke und sind durch die Überschiebung mylonitisiert.

e) Lamprophyrische Ganggesteine. Sie treten sowohl im Monzonitstock wie in den Casannaschiefern auf. Hierher gehören die Uralitamphibolite der Sellagruppe, die umgewandelte Amphibolcamptonite darstellen, während ein Epidotalbitamphibolit auf einen Alkalispessartit zurückzuführen sein dürfte. Während diese beiden Typen in dem Monzonitmassiv angetroffen wurden, fanden sich in den Casannaschiefern umgewandelter Alkalikersantit (jetzt titanreicher Epidotchloritschiefer und Chloritalbitschiefer) und Zwischenglieder zwischen Alkali- und Kalkalkalilamprophyren.

f) Mesozoikum. Triadische Dolomite und Rauhwacken bilden einen linsenförmig zerrissenen Sedimentzug über den kristallinen Schiefern der Selladecke, der sich vom Lej Alv bis zum Sellapaß verfolgen läßt.

B. Tektonik der Selladecke.

a) Lagerungsverhältnisse im Berninagebirge.

Die Monzonite und Banatite stecken, wie schon erwähnt, als Intrusivmasse in den Casannaschiefern, die stellenweise auch ihr Hangendes bilden. Darüber ist Trias aufgelagert. Ihr Dolomit wird vom Corvatschmassiv (Errdecke) überlagert. Die Unterlage der Selladecke wird von den Schuppen der rhätischen Decke gebildet. Vereinzelt sind beide miteinander verfaltet. Die Stirn der Selladecke liegt am Lej Alv. Ihre altkristallinen Gesteine folgen auf der ganzen Strecke vom Fextal bis zum Puschlav unmittelbar auf die Trias der obersten Schuppen der rhätischen Decke.

Wie schon erwähnt, läßt sich das Mesozoikum der Selladecke bis zum Sellapaß verfolgen. Hier verliert sich dieser, die Sella- von der nächsthöheren Errdecke trennende Sedimentzug. R. Staub betrachtet dies als ein Anzeichen für die Vereinigung beider Decken. Er schlägt für die vereinigte Err-Selladecke den Namen Selladecke vor und betrachtet die Errdecke als eine obere mächtige Abzweigung dieser Selladecke im weiteren Sinne. Die Casannaschiefer sind in beiden Decken gleich entwickelt. Die Tiefengesteine beider sind zwar auf den ersten Blick sehr verschieden (Kalkalkaligranite in der Err-, Monzonite und Banatite in der Selladecke), doch finden sich vermittelnde Übergänge (Typus Crap Margun am Corvatsch, banatitähnlich, s. S. 235) und gleiche Ganggesteine. Die Granite der Err- und die Monzonite der Selladecke entstammen primär einem einzigen ausgedehnten Magmaherde.

Die vereinigte Err-Selladecke taucht ostwärts unter die Massengesteine der Berninadecke. Westlich Poschiavo, d. h. 4—5 km südlich des Sellapasses, fehlt jeder trennende Zug mesozoischer Gesteine zwischen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Err- und Selladecke. Hier treten Granite in den Casannaschiefern auf, weiter südlich in den gleichen Schiefern Banatite und Monzonite; aber eine tektonische Trennung ist nicht möglich. Unter den Casannaschiefern des westlichen Puschlav sind als Hauptgesteine chlorithaltige Muscovitschiefer und Graphitphyllite hervorzuheben, die Ähnlichkeit mit gewissen Typen der Malojaserie besitzen, wodurch Cornelius verführt wurde, diesen Komplex zur rhätischen Decke zu stellen.

b) Die Wurzel der Selladecke.

Die Wände des Corno delle Ruzze bestehen größtenteils aus grobem, porphyrartigem Banatit der Selladecke, der an diesem Berge unmittelbar auf dem obersten Dolomit der rhätischen Decke aufruht. In der Nachbarschaft liegen zwischen beiden noch Glimmerschiefer und Gneise, die aber, wie schon erwähnt, nicht zur rhätischen Decke, sondern zu den Casannaschiefern der Selladecke gehören. Die Casannaschiefer des Val Orsé legen sich auf den Banatit des Corno delle Ruzze, wie denn auch die Schiefer von Sommodosso, Mottarossa und Cima Val Fontana normal auf den Banatiten der Selladecke aufruhen. Diese Schiefer erstrecken sich nach N. bis zum Pizzo di Verona, und stehen über Valle di Verona in Verbindung mit den Schiefern des Cornicello, von Cantone, Alp Palü, Cadere und Robbia. Die Schiefer im Hangenden der Trias von Le Prese im Puschlav sind Casannaschiefer der Selladecke. Sie stehen nach Westen im unmittelbaren Zusammenhang mit dem südlichen Teil der »nördlichen Gneiszone« des unteren Veltlin im Sinne von Cornelius. Zur Wurzel der Selladecke gehört die Zone Gipfel des Pizzo Scalino—Monzonitdeckscholle des Mte. Aquanera—Pizzo Painale—Vetta di Ron—Corna Mara—Mte. Foppa—Mte. Canale—Poggio Cavallo. Gegen die Wurzel der rhätischen Decke wird diese Wurzel der vereinigten Err-Selladecke (Selladecke im weiteren Sinne) durch den S. 224 erwähnten Zug mesozoischer Gesteine begrenzt. Auffallend ist, daß in der Wurzelzone der Selladecke die Monzonite fehlen. Aber eine Intrusivmasse hat ja im Gegensatz zu den Sedimenten, in die sie eingedrungen ist, eine engere räumliche Begrenzung. In der Selladecke westlich des Puschlav lassen sich zwei durch Casannaschiefer getrennte Intrusivmassen unterscheiden, die der Sella im N. und die der Cime di Müsella im S. Beide Massen finden ihr Ende, ohne um die Trias von Le Prese herum die Schieferzone Le Prese—Meschino zu erreichen. Übrigens liegen Anzeichen dafür vor, daß der Wurzelzone der Selladecke die Monzonite keineswegs ganz fehlen.

Die südliche Grenzfläche der Wurzelzone der Selladecke streicht westlich der Valle di Ron geradlinig über Berg und Tal, steht also nahezu senkrecht, sie sticht nach S. steil in die Tiefe. Vom Südende der Wurzel bei Arquino im Malencotal ist die Stirn der Selladecke im engeren Sinne am Piz Alv 22 km entfernt. So viel beträgt also ungefähr die Schubweite der Selladecke, die vergleichsweise nur wenig weit nach

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

N. vordringt. Gegen das Puschlav hat die Selladecke ein ziemlich steiles Axialgefälle. Damit hängt es zusammen, daß hier im Osten das Verbindungsstück zwischen Decke und Wurzel erhalten, weiter westlich aber abgetragen ist.

4. Die Errdecke.

Die nächstfolgende ostalpine Decke ist die Errdecke, der Zyndel ihren Namen nach dem Piz d'Err im Oberhalbstein gegeben hat. Cornelius nannte dies tektonische Element anfänglich »Bardelladecke«, verzichtete aber auf diese Bezeichnung zugunsten der Zyndelschen. Die Errdecke ist beiderseits des Oberengadins entwickelt.

Zyndel unterscheidet in Mittelbünden als untere ostalpine Decken: a) Bergüner Decke [α) Albula-, β) Aëladecke, γ) Suraver Zwischendecke], b) Errdecke, c) Julier-Berninadecke, d) Decke des Piz Languard. Nach Zyndel besitzt die Errdecke den Bau einer Deckfalte, in deren Kern die Granite der höchsten Teile der Errgruppe s.s., des Piz Ot und der Giumels liegen. Trias und Lias des hangenden Schenkels dieser Deckfalte bilden u. a. den Zug Piz Bardella—Suvrettapaß—Piz Padella (bei Samaden). Zwischen Piz Bardella und Suvrettapaß liegt dies Mesozoikum in Form einer schwach nach S. fallenden Tafel; in der Fortsetzung gegen Piz Padella dagegen treten starke Verwickelungen auf. Trias und Lias der oberen Val Bever gehören zum Mittelschenkel der Errdeckfalte, der hier in einem Fenster sichtbar wird. In den nördlichen Vorketten der Gravasalvaskette liegt die südwestliche Fortsetzung der Errdecke. Zyndel meint, daß noch in der Gegend von Pian Canfer und am Longhinpaß zwischen den Serpentinen der rhätischen Decke und der Granitmasse des Piz Gravasalvas u. a. Schubsplitter der Errdecke vorhanden sind, und daß die Erdecke südlich des Silser Sees nur als geringer Schubfetzen oder gar nicht mehr vorkommt.

Soweit Zyndel. Nicht alle seine Vermutungen haben sich bestätigt; sie finden Bestätigung, Erweiterung und Verbesserung durch die Untersuchungen R. Staubs und Cornelius'.

A. Die Gesteine der Errdecke.

I. Im Oberengadin nördlich des Inn.

Im oberengadiner Gebirge links des Inn wird die Errdecke aus folgenden Gesteinen aufgebaut: Granit, kristallinen Schiefern, einem grünen diabasartigen Gestein, »Nairporphyr«, Perm (violetten serizitischen Schiefern, Quarziten, Konglomeraten, Sandsteinen, Tonschiefern), Trias (Sandstein, Rauhwacke, Dolomit, Rhätkalk), Lias (kalkigen Schiefern, Echinodermenkalk, polygenen Breccien), Radiolarit und dem »Saluvergestein« (Kreide?).

a) Granit. Unter den Graniten der Errdecke spielt der Albulagranit die führende Rolle. Seine Hauptgemengteile sind grüner (Seri-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

zitisierung!), saurer Plagioklas, rötlicher, oft großer Orthoklas, weißer Quarz, wenig Biotit, manchmal etwas Hornblende. Aplite und Pegmatite sind häufig, basische Gänge fehlen fast ganz. Die wahrscheinlich permischen und die Triasgesteine sind vom Granit nicht kontaktmetamorphosiert; der Granit ist also wahrscheinlich vorpermisch, sicher vortriadisch. Noch gar nicht bekannt war vor Cornelius' Untersuchungen der Granit von der NW.- und N.-Seite der Roccabella, eine $3^1/_2$ km lange Masse an der Basis der Errdecke. Makroskopisch gleicht dieser Granit dem Albulagranit. Im allgemeinen massig, ist er mancherorts infolge von Mylonitisierung schiefrig. Er erscheint dann als dunkelgrüne, dichte, fettglänzende Masse mit 1—3 mm großen Linsen von bräunlichem zermalmten Quarz. Chemisch entspricht der Granit dem Typus Fichtelgebirge Osanns, wenn auch etwas Na-Vormacht herrscht.

b) Kristalline Schiefer. Hiervon kommen vor: grünlicher Granitgneis mit großen Orthoklasaugen, sedimentogene Schiefer als Einschlüsse im Granit (Hornfelse, Biotitschiefer, injizierte Schiefer), hellgraue oder grünliche Paraglimmerschiefer. Diese Gesteine sind wohl Casannaschiefer im Sinne R. Staubs.

c) Nairporphyr. Der Nairporphyr, benannt nach dem Piz Nair nordöstlich von Stalla (Bivio), ist eins der bezeichnendsten Gesteine der Errdecke. Die ursprüngliche Form seines Auftretens scheint deckenförmig zu sein. Er wird konkordant von Verrukano unter- und von Triasrauhwacke überlagert. Das normale Gestein besitzt eine lebhaft grüne, dichte, durch parallel liegende Serizithäute schiefrige Grundmasse, in der, stark zurücktretend, 1—2 mm große Quarz- und selten Feldspateinsprenglinge liegen. Durch Pressung geht aus diesem Gestein ein Serizitschiefer hervor, der einen Wechsel von hellgrünen, serizitischen und weißen, feinkörnigen Lagen zeigt. Das mikroskopische Bild des Gesteins zeigt große Ähnlichkeit mit dem des geschieferten Porphyrs der Windgälle, dem vom Ardez und von manchen Abarten des Rofnagesteins. Die Analyse stimmt sehr gut mit der des Rofnagesteins. Der Nairporphyr dürfte permisch sein.

d) Pyritquarzit. Unerklärt bleibt einstweilen die Natur des »Pyritquarzits«, eines lichtgrauen, feinkörnigen, etwas porösen Gesteines mit zahlreichen Pyritkörnern, durch deren Auslaugung das Gestein schaumigporös wird. Mikroskopisch zeigen sich Strahlenkränze von langen, schmalen Quarzstengeln um die Pyrite. Das Gestein ist recht verbreitet; es erreicht nur einige Meter Mächtigkeit.

e) Grünes, diabasartiges Gestein. Dies Gestein, der »ältere Grünschiefer« der Cima da Flix, ist ein Epidotchloritschiefer, der die chemische Zusammensetzung eines ziemlich basischen Andesits hat. Die Grünschiefer der rhätischen Decke sind ärmer an SiO_2 und reicher an Na_2O als er.

f) Ein violetter serizitischer Schiefer mit hellen Flecken vom Südfuß des Piz Nair ist ein geschiefertes, tuffogenes Mischgestein.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

g) Trias. Der Trias der Errdecke beginnt mit einem roten oder grünlichen Sandstein von einigen Metern Mächtigkeit (Buntsandstein), mit kieseligem Bindemittel und einer Korngröße von 1—2 mm. Auf ihm oder auch unmittelbar auf dem Kristallin liegt zellige, gelbe oder graue Rauhwacke. Ursprünglich hat sie Breccienstruktur und enthält dann zahlreiche eckige Stücke von hellem Dolomit. Gelegentlich wechsellagert die Rauhwacke mit bituminösen, zelligen oder kristallinen Dolomiten. Oft vergesellschaftet sich Gips mit ihr. Die Rauhwacke bildet gern kühne Felstürme und öde Schuttflächen. Der Hauptdolomit ist ein hellgrauer, oben dunkler bis schwarzer, wenig bituminöser Dolomit. Am Piz Padella wurde darin eine *Worthenia solitaria* gefunden. Das Rhät besteht aus dunklen, hell anwitternden Mergeln mit Tonschieferzwischenlagen und aus Mergelkalken, in denen *Lithodendron*, *Avicula contorta* und andere Fossilien vorkommen. Seine Mächtigkeit beträgt 10 m.

h) Lias. Über dem Rhät, manchmal auch unmittelbar über dem Hauptdolomit folgt dunkler, mergeliger Liaskalk (10—20 m), im Samadener Sedimentzug mit häufigen Hornsteinknollen in seiner oberen Hälfte. Die Kalke führen viel Belemniten aus der Gruppe der Acuti. Mancherwärts gehen sie in rote und weiße oder geflammte Crinoidenbreccien über.

Über den Liaskalken folgen graue, kalkige Liasschiefer mit Ton- oder Serizitgehalt. Sie sind wenig widerstandsfähig, stark gefältelt, oft bröckelig. In ihnen kommen, z. B. am Saß Corviglia, Breccien mit viel Dolomitbrocken von 1—3 cm Kantenlänge und wenig Glimmerschieferkomponenten vor.

i) Hyänenmarmor. Der Hyänenmarmor stimmt ganz mit dem der rhätischen Decke überein. Seine Mächtigkeit beträgt 1—2, ausnahmsweise 15 m.

k) Radiolarit. Es folgt darüber roter, violetter, grauer oder grüner Radiolarit mit feinblättrigen Schieferzwischenlagen von gleicher Farbe (35—40 m).

Die Schichtfolge vom grauen Liaskalkschiefer bis zum Radiolarit ist in der rhätischen und in der Errdecke gleich. »Paläozoische Bündnerschiefer« fehlen in den Bergen zwischen Engadin und Oberhalbstein so gut wie im übrigen Graubünden.

l) »Saluvergestein«. Über dem Radiolarit liegen noch, allem Anschein nach als normales stratigraphisches Hangendes, Schiefer, Sandsteine, meist grobe Breccien und Konglomerate, das sogenannte Saluvergestein. Aus dem Radiolarit gehen in der Gegend des Piz Nair und des Piz Nair pitschen die »Saluverschiefer« durch Zurücktreten des Hornsteins und Zunahme der Schieferzwischenlagen hervor. Es sind dünnblättrige, mattglänzende, schwarze, graue, grünliche, selten rote Gesteine, die höher hinauf ganz dünne sandige Zwischenlagen haben. Bereits 10 m über dem obersten Radiolarit findet sich eine Breccienbank

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

mit Glimmerschieferkomponenten. Nach 12 und 15 m folgt dann noch je eine viel gröbere Breccienbank mit Komponenten aus Glimmerschiefer, Quarz, braunem Dolomit (und grünem Granit?).

Die zweite Abteilung des Saluvergesteins sind die Saluversandsteine. Sie sind meist leuchtend rot und sehr feinkörnig, selten grünlich und etwas gröber. Auch hier treten Breccien auf. Zu oberst kommen die Saluverbreccien. Sie sind mehrere hundert Meter mächtig und von wechselnder Zusammensetzung. Komponenten sind teils Schichtgesteine (roter Sandstein [selten], verschiedene Triasdolomite [häufig], Rhätmergel, Liaskalk [vereinzelt]; Radiolarit fehlt), teils kristalline (grüne, orthoklasarme, z. T. hornblendeführende Granite, roter »Berninagranit« mit rotem Mikroperthit, ferner selten Granit mit gleich viel grünem Plagioklas und rotem Orthoklas, massenhaft grauer, meist feinschiefriger, muscovitreicher Glimmerschiefer oder Gneis, spärlich jedoch überall vorhandener tief- bis braunroter Quarzporphyr, ganz einzeln hellgrüner oder grauer, granatreicher Glimmerschiefer und schwarzer Serizitphyllit). Der Durchmesser der Komponenten steigt bis auf $^1/_2$ m. Ihr Bindemittel ist, wenn überhaupt vorhanden, feinkörniger, glimmerführender Sandstein von roter Farbe. Die Zusammensetzung der Saluverbreccie wechselt von Ort zu Ort, aber an jeder Stelle herrscht ein bestimmter Komponent vor, z. B. am Piz Nair pitschen ein grüner Granit derart, daß fast die ganze Breccie nur daraus besteht. Als Heimat der Gesteine kommt mehr das Julier- als das Albulamassiv in Frage, namentlich wegen der roten Granite und Hornblendegranite. Der Ursprung des grauen Glimmerschiefers ist unbekannt.

Die Schichtfolge des Piz Nair vom Radiolarit bis zur Saluverbreccie ist in normalem Verband. Das wahrscheinliche Alter der Saluvergesteine ist deshalb Kreide. Es liegt nahe, die Saluverbreccie mit der Breccie der Gosaukreide zu vergleichen. Freudenberg[1]) gibt an, bei Silvaplana in einer erratischen Breccie Kreideforaminiferen gefunden zu haben. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Saluverbreccie.

II. Im Oberengadin südlich des Inn.

Nach R. Staub entspricht der Errdecke im Berninagebirge die etwa 800 m mächtige »Corvatschserie«:

a) Casannaschiefer, die ältesten Gesteine der »Corvatschserie«, nämlich sedimentäre Gneise, Phyllite, Schiefer und Quarzite von vortriadischem Alter. Dieselben sind im wesentlichen denen der Selladecke ähnlich.

b) Granitische Gesteine. In den Casannaschiefern steckt die große granitische Intrusivmasse des Piz Corvatsch nebst ihren Ganggesteinen und hat sie kontaktmetamorph verändert. Das Vorhandensein

[1]) Der Trias-Gneiskontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 36. 1913.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

der granitischen Gesteine des Corvatsch ist erst durch R. Staub festgestellt. Diese Eruptiva gingen früher als »Talkschiefer«. Die Granitmasse ist wurzellos und die darübergeschobene Berninadecke hat sie derartig verdrückt und zermalmt, daß die ursprüngliche Lagerungsform kaum noch erkennbar ist. Immerhin läßt sich mit einiger Gewißheit sagen, daß der Granit in der Schieferhülle der Casannaschiefer lakkolithisch oder batholitisch darin steckt. Eine primäre Grenze des Granits ist nur im Süden nachweisbar. Nach Norden scheint der Stock in die große Albulagranitmasse fortzusetzen. Der Granit ist älter als die Trias und wahrscheinlich karbonisch.

Der Corvatschgranit ist sehr mannigfaltig, aber von seinen zahlreichen, durch Übergänge miteinander verbundenen Typen lassen sich fünf als chemisch wohlcharakterisiert hervorheben. Bei jedem dieser fünf Typen kommt eine mechanische Umformung vor, die mit einer Durchsetzung mit Rutschflächen und Harnischen beginnt und sich bis zur stärksten Mylonitisierung steigert.

a) Typus Val Roseg. Dies ist primär ein biotitarmer Granit der Kalkalkalireihe, der chemisch dem Roccabellagranit gleicht und wie dieser Ähnlichkeit mit dem benachbarten Albulagranit aufweist. Außerdem ist er dem Granitporphyr von der Rofna ähnlich. Die Farbe des Gesteins ist schwach hellgrünlich mit einem Stich ins Graue. Hauptgemengteile sind: milchweißer oder grauer Quarz, weißer, selten epidotgrüner, matter, mikroperthitischer Orthoklas, Albit, Serizit. Orthit erscheint als seltener Übergemengteil. Die Textur ist schwach lentikulär, strukturell macht sich starke Kataklase bemerkbar: der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, Streifung, Zertrümmerung, Mörtelzonen, die Feldspäte sind zu langen, dickbäuchigen Anschwellungen mit dünnen Schwänzen umgeformt. Viele Übergänge führen dann zu Myloniten, geschieferten Gesteinen, die ihre Entstehung einer rein mechanischen Umformung verdanken, bei der Zertrümmerung und Auswalzung die Hauptrolle spielen. Bei den schwächer mylonitisierten Gesteinen treten lentikuläre Textur, Wachsglanz auf dem Hauptbruch und Rutschstreifen auf. Bei stärkerer Einwirkung werden dann die einzelnen Quarze und Feldspäte unkenntlich. Um weiße Quarzfeldspatlagen schmiegen sich grüne Serizitlagen, die Gesteine werden stark grün. Während die Lagen anfänglich an- und abschwellen, werden sie später eingeebnet und glatt, so daß das Gestein wie eine Lagengneis erscheint. Es tritt dann noch Zertrümmerung der weichen Glimmer durch die harten Gemengteile ein und es entsteht schließlich durch Fältelung ein ultramylonitischer Typus.

R. Staub unterscheidet von den kataklastischen Graniten bis zu den gefälteten Ultramyloniten fünf Mylonittypen (A—E). Die Struktur von A ist klastogranitisch und grobbrecciös, die Textur schwach lentikulär. B hat porphyroblastische Struktur, »wobei die harten Quarz- und Feldspatrelikte als »Porphyroblasten«, die Trümmermassen und Serizitnester und -linsen als klastisches, z. T. plastisches Grund-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

gewebe fungieren«. Typus C zeigt grobmylonitische Struktur, D feinmylonitische und flammige, stark wellige Lagentextur. Bei E sind keine Relikte mehr als Porphyroblasten vorhanden, die Auswalzung der Lagen ist vollkommen. Diese Gesteine sind ein »geschieferter Brei«; ihre Struktur ist ultramylonitisch. F zeigt dazu noch helizitische Textur.

Die Serizitisierung der Feldspäte ist nach R. Staub weder auf die Mylonitisierung noch auf die Verwitterung zurückzuführen, sondern dadurch zu erklären, daß die Orthoklase und Plagioklase (nicht der Albit!) bei den niedrigen Temperaturen in den oberen Erdschichten bestandunfähig wurden, in die sie durch Hebung und Abtragung des Daches des Eruptivkörpers gelangt waren. Die Mylonitisierung hat aber den Vorgang weitergeleitet. Die Umwandlung der Feldspäte muß schon im Mesozoikum begonnen haben; denn die Abtragung ist prätriadisch.

β) Typus Crap Margun (Crap Margun = Punkt 3167 im Nordwestgrat des Piz Mortèl). Dies ist ein schwach umgewandelter Quarzglimmerdiorit (Granodiorit), der eine basische Schliere im granitischen Magma darstellt. Das Gestein ist hellgrau und zeigt im Vergleich zum vorigen Typus Zunahme der Plagioklase und Penningehalt. Es zeigt Verwandtschaft zu den Banatiten. Hauptgemengteile waren ursprünglich: Quarz, Mikroperthit, Orthoklas, Albit, Plagioklas, Biotit. Es gibt auch eine porphyrartige Abart mit großen Orthoklaseinsprenglingen.

γ) Typus Corvatsch. Er hat eine lebhaft hellgrüne Farbe. In einer schwach blättrigen, oft wachsglänzenden Masse von dieser Färbung liegen Muscovitblättchen, violettgraue, fettglänzende Quarze und große, rein weiße Mikroperthit-»Einsprenglinge« von bis 5 cm Länge. Durch Verschwinden dieser letzteren entstehen neben dieser porphyrartigen granitische Abarten. In letzteren sind basische Konkretionen häufiger. Mylonite sind bei diesem Typ seltener.

δ) Typus Chastelets (Chastelets am Piz Corvatsch). Auch er ist porphyrartig, aber quarzärmer und dunkler als der vorige. Die einsprenglingsartigen Feldspäte sind weiß und bis 3 cm lang. Der Kieselsäuregehalt ist niedrig, der Chemismus zeigt syenitische Merkmale. Die Verbreitung dieses Typus ist gering.

ε) Typus Crap Alp Ota (Felsgrat südöstlich der Alp Ota). Er kommt linsen- und schlierenartig im Typus Val Roseg vor und ist ein graugrüner, feinkörniger, feinmylonitischer Hornblendegranit.

ζ) Randfacies. Als Umwandlungsprodukte einer feinkörnigen Randfacies des Corvatschgranits sind die grauen, strahlsteinführenden Serizitalbitgneise von der Mortèlhütte aufzufassen, die chemisch mit Typus Val Roseg übereinstimmen, ferner als Mylonitisierungsprodukte einer granitporphyrischen Randfacies lichtgrüne, mit grauen Flecken gesprenkelte Serizitalbitgneise von gröberem Korn.

c) Aplit und Alsbachit.

α) Aplit. Aplite sind in der nördlichen Zone des Piz Corvatsch seltener, in der südlichen häufiger. Sie zeigen wenig durchgreifende

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Lagerung, sondern sind mit den Graniten eingeebnet, stark ausgewalzt, oft gebrochen und gefältelt. Frisch sind sie rein weiß mit grauen Serizitstreifen. Es tritt auch eine aplitische Facies des Granits auf, die durch Mylonitisierung in Serizitalbit- und Muscovitorthoklasgneise verwandelt ist. Die (gangförmig auftretenden) Aplite der Schieferhülle sind ebenso umgewandelt. Stofflich sind die Corvatschaplite dem Nairporphyr ähnlich.

(Ein Granitporphyr wurde nur an einer Stelle beobachtet.)

β) Alsbachit. Alsbachite finden sich als Gänge oder größere Lagergänge im Typus Val Roseg und Typus Corvatsch. Die des letzteren sind hellgrünlichgrau, von dichtem Aussehen und zeigen kleine Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Mikroskopisch zeigen sie in einer panidiomorphen Grundmasse von Quarz, Mikroperthit und Albit idiomorphe Einsprenglinge der beiden ersteren Mineralien. Die Alsbachite treten massenhaft in der Westwand des Piz Corvatsch auf. Die des Typus Val Roseg sind den vorigen ähnlich und bilden große Linsen und Lager in den Westabstürzen des Piz Aguaglionls.

d) Lamprophyre. Die vorhandenen Lamprophyre sind sämtlich hochgradig geschiefert, umgewandelt, ja zersetzt. Ihre stärkste Verbreitung liegt am Südrande des Massivs. Sie erscheinen jetzt als Chlorit- oder Glimmerschiefer und Phyllite. Vertreten sind Vogesite, Spessartite (weithin sichtbare schwarze Gänge bildend), Kersantite (jetzt mikroperthitführende Epidotchloritschiefer) und Minetten (desgl. Chloritalbitschiefer).

B. Tektonik der Errdecke.

a) Lagerungsverhältnisse im Oberengadin.

Die Corvatschserie, d. h. die Errdecke südlich des Inn (Berninagebirge, Arbeitsgebiet von R. Staub), ruht im S. auf der Selladecke, nördlich der Stirn dieser letzteren auf der rhätischen Decke. Längs der Überschiebungsfläche sind die Nachbargesteine stark mylonitisiert. Die Schuppenstruktur der rhätischen Decke in dieser Gegend ist auf die Druckschlittenwirkung der Errdecke zurückzuführen. Die Überschiebungsfläche steigt von N. nach S. empor. Östlich von der Fuorcla Sella fehlt die selbständige Errdecke, indem sie sich hier mit der Selladecke vereinigt. An den Chastelets ist eine Einklemmung von Sedimenten der rhätischen Decke zwischen den Corvatschgraniten zu beobachten. Ähnliches zeigen die Felsen von Crapalv südöstlich von Surlej. Es handelt sich hier um einen Rückfaltungskeil, der um die vordringende Granitstirn herumgewickelt und etwa 4 km weit nach S. zurückgepreßt wurde. Bei weitem das wichtigste Glied im Aufbau der Errdecke südlich des Inn ist der Granit; die Casannaschiefer treten dagegen zurück, und die beide überdeckenden mesozoischen Schichtgesteine sind geradezu rudimentär.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Jenseits des Inn ist das Bild ein anderes. Während die Errdecke nördlich der Julierstraße, z. B. am Piz Bardella, verhältnismäßig ruhig liegt und etwa 1000 m mächtig ist, ist sie südlich derselben zu überliegenden Mulden und in ihre Unterlage eingefaltet, wobei Verquetschung und Mächtigkeitsbeschränkung eingetreten ist. Schnitte durch dies Gebiet veröffentlicht Cornelius im »Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden«, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Die Granitmasse des Piz Gravasalvas möchte Cornelius, der sie erst in die Julierdecke (= Berninadecke) gestellt hat, zur Errdecke rechnen. An der Roccabella ist diese letztere in eine große liegende Mulde der rhätischen Decke mit eingefaltet. In der schluchtartigen Talverengerung bei Boegia an der Julierstraße erscheint Nairporphyr auf Ophiolithe und Juraschiefer geschoben. Hier finden sich Linsen von Triasdolomit als Reste des verquetschten Mittelschenkels. Piz Emmat besteht aus Radiolarit, Hyänenmarmor und Liasschiefern. Sie sind stark gefaltet und die unmittelbare Fortsetzung des Gipfelstücks der Roccabella. Im Kessel des Lej da Gravasalvas liegt flach eine nach N. geöffnete Mulde, in der die Err- in die rhätische Decke eingefaltet ist. Innerhalb der Errdecke ist diese Mulde gedoppelt. Alle tektonischen Elemente zeigen hier wie sonst im Oberengadin axiales Gefälle gegen O. Unter den Granitwänden des Piz Lagrev gegen den Silser See ragen einzelne Pakete von Nairporphyr, Triasdolomit und Radiolarit aus den riesigen Schutthalden hervor.

Die Granite des Piz Ot, P. Saluver, P. Grisch und P. Suvretta gehören zum Kristallin der Errdecke. Im Sedimentzug von Samaden gehört ihr die Sedimenthülle des Albulagranits an. Diese zerfällt in drei Glieder, die gegenseitig eine gewisse Selbständigkeit bewahren: Trias- und Liaskalk, Liasschiefer bis Radiolarit, Kreide. Die Lagerung ist bei Celerina, Cresta, St. Moritz-Dorf und Samaden mangelhaft aufgeschlossen und schwer entwirrbar. Am Schafberg nördlich von Samaden wird der Albulagranit von Rauhwacke, dunklem Dolomit, Hauptdolomit und Lias überlagert. Zwischen Granit und Trias liegt eine dunkle, dichte, schiefrige Masse von großer Brüchigkeit mit zahllosen runden Brocken (von bis Kopfgröße) von mylonitisiertem Granit. Auch der anstehende Granit ist oben geschiefert. Diese Erscheinungen verraten, daß die Trias nicht mehr in normalem Verbande mit ihrer kristallinen Unterlage, sondern von dieser abgeschert und selbständig bewegt ist. Der Betrag der Abscherung ist kaum sehr bedeutend. In der obersten Valetta da Samèdan und über die Scharte nordwestlich des Piz da trais Fluors hinüber in die Val Saluver liegen Trias und Liaskalk normal auf dem Granit; der Liasschiefer und Radiolarit darüber nehmen aber an ihrer Faltung nicht teil, sondern bilden eine isoklinale, flach nach S. fallende Mulde.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

b) Die Wurzel der Errdecke.

Die Errdecke ist eine obere Abzweigung der Selladecke im weiteren Sinne. Im westlichen Puschlav läßt sich eine Trennung jener und der Selladecke im engeren Sinne nicht mehr vornehmen. Zwar finden sich westlich von Poschiavo in den Casannaschiefern eruptive Einlagerungen granitischen Charakters und Lamprophyre, die an die Gesteine der Corvatschserie erinnern, weiter südlich dagegen banatitische und monzonitische Einschaltungen. Aber danach läßt sich eine Trennung der Casannaschiefer nicht vornehmen. Der vereinigten Err-Selladecke gehören die ganzen Casannaschiefer im Gebiete der beiden westlichen Seitentäler des Puschlav, Valle di Verona und Valle d'Orsé an. Hier ist also die Err- mit der Selladecke zu einer Einheit verschmolzen. Auch die Wurzel muß daher beiden gemeinsam sein. Wir haben diese bereits kennen gelernt (S. 229); es ist der südliche Teil der nördlichen Veltliner Gneiszone im Sinne von Cornelius.

5. Die Berninadecke.

A. Die Gesteine der Berninadecke.

Über der Err- folgt die Berninadecke. Sie ist etwa 1500 m mächtig und baut den zentralen Teil und damit die Hochgipfel des Berninagebirges auf: Piz Rosatsch, P. Surlej, P. Chalchagn, P. Tschierva, P. Morteratsch, P. Bernina, P. Zupò, P. Palü, Munt Pers. Sie greift auch auf die NW.-Seite des Inns hinüber. Hier gehören ihr P. Lagrev, P. Polaschin, P. dellas Colonnas und die Gipfelmasse des P. Materdell an. Untersuchungen über die Eruptivgesteine dieses Teils der Decke hat Künzli schon vor längerer Zeit angekündigt, aber noch nicht veröffentlicht. Es gehören hierher der »Juliergranit«, ferner ein ähnlicher, aber hornblendenreicherer Granit, Syenit, Diorit und hellgrauer, selten roter Quarzporphyr. In den Graniten treten Mylonite auf, hell- bis dunkelgrüne, flasrige, oft flach-wellenförmig gefältelte Gesteine. An den Crutscharöls findet sich Gneis mit schmalen Biotit- und breiten Lagen von weißem Quarz und grünlichem Feldspat. Basische Ganggesteine sind häufig, Aplite und Pegmatite seltener.

Im Berninagebirge besteht der westliche und mittlere Teil der Berninadecke aus Eruptivgesteinen, der kleinere östliche aus Schiefern. Die Eruptiva gehören einer großen Intrusivmasse nebst zugehörigen Gängen an; dazu treten noch Ergußgesteine. Unter den Tiefengesteinen lassen sich drei Haupttypen unterscheiden: (a) Diorit, (b) Monzonit und Banatit, (c) Granit.

a) Diorit. Die Diorite sind sehr mannigfaltig, Hornblendediorite herrschen vor; sie führen oft Biotit. Vielerwärts ist Pyroxen der herrschende dunkle Gemengteil. Der chemische Charakter der Plagioklase wechselt, so daß eine Übergangsreihe Syenit—Diorit—Gabbro entsteht. Der Gipfelbau des P. Bernina ist beispielsweise aus tonalitähnlichem

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Quarzglimmerdiorit, der des Piz Zupò aus Hornblendegabbro aufgebaut. Wegen des mineralogischen Charakters der Gemengteile dieser ganzen sogenannten »Berninadiorite« und des engen Verbandes dieser Gesteine mit Typen der Banatit-Monzonitreihe ist R. Staub der Meinung, daß zum Teil diese Eruptiva in Wirklichkeit Essexite sind. Die Diorite sind im Sinne der obersten Zone umgewandelt (Saussuritisierung der Plagioklase, Chloritisierung der Glimmer und der Hornblenden, Uralitisierung des Pyroxens). Nur an der Überschiebungsfläche unter der Berninadecke und in einzelnen Quetschzonen zeigt sich eine (dann sehr starke) Mylonitisierung, deren Endergebnis ein Saussuritbrei mit ausgeprägtester Knetstruktur ist.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Diorite ist der südwestliche Teil der heutigen Berninadecke, d. h. die Berge des mittleren Berninagebirges: Bellavista, Zupò, Argient, Crast'agüzza, Bernina, Scercsen, Roseg, Morteratsch, Tschierva, Munt Arlas, Piz Surlej, Rosatsch.

An Ganggesteinen beobachtete R. Staub in dieser Diorit-Essexitmasse: Diabasporphyrit, Dioritporphyrit, Alkalispessartit, Alkaliaplit, Aplit, Plagiaplit, Pegmatit, Biotitspessartit, dann gangförmige Granite, Banatite und Syenite. R. Staub hat auch die von Grubenmann aus den Moränen des Morteratschgletschers beschriebenen Paisanite anstehend gefunden, und zwar südlich des Piz Rosatschgipfels und an der Fuorcla Misaun.

b) Monzonite und Banatite. Diese Gesteine unterscheiden sich von den gleichartigen in der Selladecke nur durch ihre Struktur. Im Mineralbestand (und also auch wohl in der stofflichen Zusammensetzung) stimmen sie ganz mit ihnen überein. Nur die Mylonitisierung fehlt, abgesehen von den ganz oben in der Berninadecke liegenden Gesteinen, die durch die hangende Languarddecke verquetscht sind.

Das verbreitetste Gestein dieser Gruppe ist der Banatit, der »blaue Granit« der älteren Autoren. Er ist, im Gegensatz zu den Gesteinen der Selladecke, häufig grün gefärbt, wodurch er dem Julier- oder Albulagranit gleicht. Es finden sich alle erdenklichen Zwischenstufen zwischen Banatiten und Monzoniten, und alle Übergänge einerseits in Granite, andererseits in Diorite oder Essexite.

Die Banatite haben ihre Hauptverbreitung im Tal des Morteratschgletschers: Munt Pers, Isla Persa, Umgebung von Boval.

An Ganggesteinen setzen im Banatit auf: Diorit- und Banatitporphyrit, Diabas, Spessartit, Alsbachit, Plagiaplit, Banatitporphyr, Vogesit.

c) Granit. Die Granite sind die verbreitetsten Tiefengesteine der Berninadecke. Es sind Kalkalkali- und Alkaligranite. Die ersteren nehmen in jeder Hinsicht eine Mittelstellung zwischen den dioritisch-essexitischen und banatitischen Gesteinen einerseits und den Alkaligraniten andererseits ein. Sie sind grün, auch rötlich, teils auch bunt gefärbt. Das Gestein des Piz Rosatsch zeigt die roten Orthoklase innerhalb der grünen Plagioklase. Der Alkaligranit ist dagegen rein weiß

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

oder leuchtend rot gefärbt. Der Alkaligranit findet sich besonders am Piz Chalchagn, Nordgrat des Pers, Piz Arlas, P. Cambrena, P. Palü, Pizzo di Verona. Alkalisyenite treten in untergeordneter Verbreitung, vorwiegend in Gangform, auf.

d) Quarzkeratophyr. Gegen den Rand des Massivs nimmt der Alkaligranit quarzporphyrischen Charakter an. Zwischen dem Granit und diesem »Quarzporphyr« gibt es alle Übergänge. Man muß daher den letzteren als Quarzkeratophyr betrachten. Dies Gestein findet sich an der Diavolezza, am Piz Trovat, P. d'Arlas usw. Neben diesen sauren Ergüssen finden sich auch Diabase.

e) Altersverhältnis der Intrusiva. Die Banatite durchsetzen und durchadern die Gabbros, Diorite und Essexite, sind also jünger als diese. Die Banatite und Syenite sind z. T. reich an eingeschmolzenen Dioritschmitzen. Die Granite sind wieder etwas jünger als die Banatite. Es sind also die basischen, dioritisch-essexitischen Gesteine älter als die monzonitisch-banatitischen und diese wieder älter als die Granite. Aber wegen der engen Zusammenhänge und zahllosen Übergänge müssen doch alle diese Gesteine als Spaltungserzeugnisse eines einheitlichen Stammagmas betrachtet werden. Theoretisch ist dieses letztere in den tieferen Teilen der Intrusionsmasse zu erwarten, und es findet sich tatsächlich in der Wurzelzone der Berninadecke (Brusiozone), in der extrem basische und saure Gesteine fehlen. Bei der Differentiation des monzonitischen Stammagmas sind die leichteren, sauren Magmen mehr an den Rand der Intrusivmasse gewandert, die schweren basischen mehr im Kern angehäuft.

f) Die Caraleserie. Östlich der Linie Berninahäuser—Piz Cambrena grenzen an die Intrusivmasse kristalline Schiefer von ähnlicher Art wie die Casannaschiefer der Selladecke: Graphit-, Serizit- und Chloritphyllite, Glimmerschiefer, Muscovitgneise, Augengneise und Quarzite in starkem Wechsel, wozu noch — anders wie in der Selladecke — grüne Granitgneise und Lagen und Gänge von Quarzporphyr treten. Die Gesamtheit all dieser Gesteine nennt R. Staub »Caraleserie«. In den höheren Teilen dieses Komplexes treten schwarze Tonschiefer (Karbon?) und noch höher hinauf grobbrecciöse und konglomeratische Gesteine auf, in deren phyllitartigen Grundmasse größere Bruchstücke von rostigem, streifigen Gneis und gut gerundete Milchquarzgerölle liegen. Quarzporphyre, Diabase und deren Tuffe sind mit diesen verrucanoartigen Gesteinen innig verbunden.

Einschlüsse, Einschmelzungen, Gänge und Kontaktzonen beweisen, daß die Eruptiva der Berninadecke in die Caraleschiefer eingedrungen, somit jünger als diese sind.

g) Das Alter der Berninaintrusion. Die vermutliche Verrucanobreccie kommt als Einschlüsse im Quarzkeratophyr des Punktes 3010 nördlich des Piz Trovat vor. Die Porphyre sind also, wie schon Blösch angenommen hat, wahrscheinlich permisch. Da die Quarzkeratophyre

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

die Ergußfacies des Alkaligranits darstellen, so können die Tiefengesteine der Berninadecke nicht viel älter sein als sie. Die Intrusion war also permisch oder auch schon oberkarbonisch.

h) Die prätriadische Faltung in der Berninadecke. Die Lage der Trias zu den Tiefengesteinen in der Sella- und in der Corvatschgruppe macht die Annahme eines bedeutenden prätriadischen Abtrages und damit auch einer dieser vorausgehenden herzynischen Gebirgsbildung sehr wahrscheinlich. Das wirkliche Vorhandensein einer solchen Faltung wird in der Berninadecke durch eine fast N.—S. streichende Falte in der Caraleserie am P. Carale bewiesen, die von ungefalteten Quarzkeratophyr- und Aplitgängen (den Ausläufern der Intrusivmasse) quer durchbrochen wird. Die Quarzkeratophyre sind nicht jünger als Perm, demnach ist auch die Faltung der Caraleserie höchstens frühpermisch und wahrscheinlich herzynisch.

Weitere Anzeichen für diese alte Faltung sind: Die Diskordanz der Trias des Alvzuges auf steilgestellten Casannaschiefern am Piz Albris, die von Cornelius angegebenen Diskordanzen unter der Alp Laret und ob St. Moritz, die Mylonitisierung der granitischen Gesteine der Caraleserie, deren höheres Alter sich auch darin zeigt, daß solche Mylonite als Einschlüsse im massigen Granit des Munt Pers auftreten. Die Berninadecke ist ein Teil der Zone von Ivrea, in der herzynische Faltungen sicher vorhanden sind. Endlich verlangt die Beschaffenheit des Verrucanos der unterostalpinen Decken, besonders der Languard- und Campodecke, das Vorhandensein eines älteren Gebirges, aus dem die Quarzporphyr-, Granitgneis- und andere Gerölle stammen. Daß der bündnerische Verrucano aus Schutt eines älteren, vorpermischen Gebirges besteht, zeigt sich darin, daß er einerseits in der Umgebung des herzynisch gefalteten Aar- und Gotthardmassivs, andererseits wieder, wie eben auseinandergesetzt, in den unterostalpinen Decken auftritt, während er in den dazwischen gelegenem Gebiet (Simplon- und Adula- bis rhätische Decke) fehlt.

Auch für das Gebiet der Err- und Selladecke dürfte die Annahme einer herzynischen Faltung gerechtfertigt erscheinen.

Die Intrusion der Berninagesteine ist jünger als die herzynische Faltung. Der Berninastock verhält sich also zur herzynischen Faltung wie das Disgraziamassiv (s. S. 248) zur tertiären. Zwei in ihrem Wesen gleichartige, in ihrem Alter aber verschiedene Gebirgskörper bilden die benachbarten Bernina- und Disgraziagebirge. Das herzynische Berninagebirge lag als trennende Schranke zwischen dem helvetisch-penninischen und dem ostalpin-mediterranen Triasgebiet. Die Sohle der ostalpinen Überschiebung entstand an der Nordgrenze dieses alten Gebirges, wo das schwach- oder ungefaltete penninische Gneisgebiet an die alten gefalteten Rumpfe grenzte. Aus derselben Zone stammen die ophiolithischen Intrusiva, die mit ihrem zwischen Alkali- und Alkalikalknatur schwankenden Chemismus Anklänge an das monzonitische Stammmagma der alten Tiefengesteine des Berninagebietes zeigen.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

i) Mesozoikum. Im Berninagebirge entwickeln sich aus dem Verrucano bräunliche oder rote sandige Schiefer, rotbraune Quarzite und rote Quarzitschiefer, Gesteine, die den Buntsandstein vertreten dürften. Darüber folgt die kalkig-dolomitische Trias des Piz Alv-zuges. Schon Blösch hat die Ausdehnung dieses Zuges genauer verfolgt, den er als normale Sedimenthülle der Berninadecke, z. T. als verkehrten Schenkel der Languarddecke erkannte. Die Alvtrias zieht einerseits zum Piz d'Arlas (Ausläufer) und zur Forcola di Carale, andererseits zur Crasta da Statz und ins Samadener Sedimentgebiet. In diesem letztgenannten Gebiet gleicht die Schichtfolge nach Cornelius der der Errdecke. Hervorzuheben ist folgendes: Raibler Schichten treten am Grunde der Trais Fluorsschuppe (Deckscholle aus der Berninadecke, bildet Piz da Trais Fluors und P. Padella bei Samaden) auf: rote, tonige, glimmerreiche, feinkörnige, feinschichtige Sandsteine mit eingeschalteten Dolomitbreccien mit Sandsteinbindemittel (1,5—2 m). Am P. Padella finden sich statt Liaskalks grobe Breccien aus hellen Triasdolomitblöcken mit kalkig-mergeligem Bindemittel von roter, gelber oder grauer Farbe. Einzeln finden sich als Komponenten kleine Quarzstückchen. Vereinzelt ist das Bindemittel stark eisenschüssig (Roteisenerz an der SO.-Ecke des Padellagipfels). Diese Liasbreccie hat an der O.- und an der S.-Seite des Piz Padella transgressive Lagerung. Ihre untersten Teile sind durch Aufarbeitung des Hauptdolomits entstanden und greifen mancherwärts taschenförmig in diesen ein. Auf der W.-Seite des P. Padella folgen sich in 80 m Mächtigkeit: schwarze Kalke, dunkle, feine Breccie, dunkle Hornsteinkalke, Mergelschiefer mit *Chondrites liasinus* Heer. Jüngere Schichten als Lias fehlen der Berninadecke bei Samaden.

Im Zuge des Piz Alv finden sich nach Spitz und Dyhrenfurth Verrucano, brauner Quarzitschiefer des Buntsandsteins, braune Rauhwacke, Triasdolomit, Rhät, rote und gelbe Liasbreccien, Liasdolomit.

B. Tektonik der Berninadecke.

a) Die Lagerungsverhältnisse im Berninagebirge und Oberengadin.

Die Überschiebungslinie, mit der die Bernina- an die Errdecke grenzt, läßt sich vom Crap San Gian bei St. Moritz über den Fuß der Steilwände des Piz Surlej zur Grathöhe nördlich der Fuorcla Surlej verfolgen. Sie sinkt dann in die Val Roseg, erscheint (nach Unterbrechung durch Schutt) südlich der Alp Misaun wieder, ist bis zum Vadret da Tschierva gut aufgeschlossen, verschwindet dann unter Moränen und läuft dann durch die Wände des Piz Roseg. Hier trennen Casanna- und Liasschiefer der Errdecke den Corvatschgranit (Errdecke) im Liegenden vom Rosegdiorit (Berninadecke) im Hangenden. An der Überschiebungsfläche sind alle Gesteine stark mylonitisiert. Die Gänge der Berninadecke werden durch die Überschiebungsfläche unten abgeschnitten. Auf dem Gipfel des P. Corvatsch liegen Dioritblöcke, die R. Staub als Deckschollen-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

überreste der Berninadecke betrachtet. Von der Fuorcla Sella ab gegen O. ruht die Bernina- auf der Selladecke. Die Überschiebungslinie läuft über die Gletscherterrassen der Vedretta di Scerscen superiore, Fellaria und Verona. Der Pizzo di Verona gehört noch zur Berninadecke. Unter seiner Ostseite erscheinen unter der Caraleserie Verrucanogesteine (grüne Glimmerschiefer, grüne, diabasartige Schiefer, grobe kristalline Breccien, metamorpher Quarzporphyr) und Buntsandstein (brauner Schiefer und Sandstein). Darunter liegen die Casannaschiefer der Selladecke. Dieselbe Einschaltung jüngerer Gesteine tritt nördlich des Palügletschers auf, und im Streichen dieser Zone liegt dann die Trias der Caralehalde und von Sassal Masone.

Das Mesozoikum des Piz Alv, das Bernina- und Languarddecke trennt, dünnt sich westlich des Lago Bianco bedeutend aus, ist teilweise unterbrochen und erreicht an der Forcola di Carale mit einer Triaslinse ihr Ende. Südlich davon schließen sich Bernina- und Languarddecke zu einer Einheit zusammen. Die Caraletrias hat keine Verbindung mit der Alvtrias. Jene begrenzt die Berninadecke gegen ihr Liegendes, diese dieselbe gegen ihr Hangendes. In der vereinigten Bernina-Languarddecke nimmt der grüne Granit von Cavaglia einen bedeutenden Raum ein, der sehr an die mylonitisierten Granite der Caraleserie erinnert. Diese vereinigte Decke bildet die Unterlage der Trias des Sassalbo, die ihrerseits das Kristallin der Campodecke (Name nach dem Corno di Campo) trägt.

Die Linie Campomoro—Sasso Rosso—Palü—Morteratsch bezeichnet eine Quereinsenkung der Decke. Die Berninadecke liegt in einer flachen Wanne, die von der Sella- und Errdecke gebildet wird. Diese Quereinsenkung macht sich noch im Gebiet der Wurzeln geltend. In ihr finden sich an der Vetta di Ron kleine Klippen der Berninadecke.

Im Samadener Sedimentgebiet nordwestlich des Inn gehört zur Berninadecke die von Cornelius in ihrer Gesamtheit als »Trais Fluorsschuppe« bezeichnete Deckschollenmasse. Sie gliedert sich durch eine Einpressung ihrer aus Liasschiefern der Errdecke bestehenden Unterlage in einen nördlichen und einen südlichen Teil. Dem ersteren gehören Piz Schlatain und P. da Trais Fluors, dem letzteren Saß Corviglia und P. Padella an. Val Saluver zerschneidet den Zusammenhang der Schubmasse. Der südliche Teil der Trais-Fluorsschuppe zeigt die Form einer spitzen Mulde, die infolge des Ansteigens ihrer Achse nach SW. hin in die Luft ausstreicht, und alles dasselbe gilt für den nördlichen.

Der Radiolarit des Piz Nair (Errdecke) fällt südlich unter den Triasdolomit des Saß Ranzöl, und dieser wird seinerseits im S. von Rauhwacke unterlagert, in deren Liegendem Glimmerschiefer erscheinen. Diese gehören zum Kristallin der Trais Fluorsschuppe und fallen wahrscheinlich über, nicht unter den Juliergranit. Cornelius hält die Trais Fluorsschuppe daher für die von ihrem ursprünglichen Untergrunde losgelöste und selbständig nordwärts gewanderte Sedimenthülle des Julier-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

granits (Berninadecke). Die Trais Fluorsschuppe bildet im O. einen weitgespannten Bogen und ist im W. tief in ihre Unterlage (Errdecke) eingefaltet.

Alle tektonischen Einzelglieder des Samadener Gebietes zeigen östliches Axialgefälle. Der Schub war gegen N. bis NW. gerichtet. Das Streichen aller Einzelfalten ist N.55°O. bis N.90°O. Das nach NW. konvexe bogenförmige Streichen der Liaseinkeilung an der Basis der Trais Fluorsschuppe ist wohl als Stauwirkung der kristallinen Massen der Errdecke zu deuten. Bei dieser Annahme muß allerdings vorausgesetzt werden, daß das südöstliche Absinken der Errdecke beim Vordringen der Trais Fluorsschuppe bereits bestand. Trümpys Annahme, daß die Errdecke der unter die Berninadecke eingewickelte Teil der über der Berninadecke liegenden Languarddecke sei, vermag Cornelius nicht zuzustimmen, weil man die Sedimenthülle des Errgranits, namentlich wegen ihrer Entwicklung am Piz Bardella, nicht als verkehrten, aber durch die Einwickelung wieder richtiggestellten Mittelschenkel auffassen kann.

b) Die Wurzel der Berninadecke.

Der schon Studer bekannte »blaue Granit« von Brusio im Puschlav ist nichts anderes als ein Banatit. Banatite besitzen, wie erwähnt, große Ausdehnung in der Sella-, aber auch in der Berninadecke. Südlich der nördlichen Gneiszone im unteren Veltlin und parallel mit dieser verläuft eine Zone, die Cornelius als »Zone von Brusio« ausgeschieden und für die Wurzel der Selladecke erklärt hat. Dies letztere geschah wegen der Banatite, die R. Staub damals nur erst in der Selladecke angetroffen hatte. R. Staub, der später den südlichen Teil der »nördlichen Gneiszone« als Wurzelzone der Selladecke erkannt hatte, sieht in der Brusiozone dementsprechend die Wurzel der Berninadecke, in der es ja auch viel Banatit gibt. Tatsächlich läßt sich der Zusammenhang der Berninadecke aus dem Berninagebirge über das Ostgehänge des Puschlav in die Zone von Brusio verfolgen.

Cornelius hat die Zone von Brusio westwärts bis zur Val Vignone ausgeschieden. Ihr Ende liegt auf demselben Meridian wie das SW.-Ende des Malencoserpentins am Disgraziamassiv. Es kommen in ihr nach Cornelius folgende Gesteine vor:

(1) Normaler Banatit von wechselnder Korngröße, der wichtigste Bestandteil der Zone und im Puschlav in feinkörniger Ausbildung fast allein herrschend, mit intensiv blaugrauem Plagioklas, weißem oder bläulichem Quarz, schwarzbraunem Biotit und Hornblende in schwarzgrünen Stengeln, (2) porphyrartiger Banatit mit 2—3 cm langen Kalifeldspäten, (3) Monzonit, in dem gegenüber dem Banatit der Quarz zurücktritt, während Hornblende und Biotit überwiegen. Er ist von viel beschränkterem Vorkommen als der Banatit. Ebenfalls untergeordnet sind (4) dioritische Gesteine mit Hornblende als bezeichnend

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

stem Gemengteil. Über das geologische Auftreten aller dieser Gesteine läßt sich wenig sagen, da sie nur in runden, grasbewachsenen Buckeln oder klotzigen Felsen, aber nicht im Zusammenhang aufgeschlossen sind.

Im Mineralbestande herrscht vollkommene Übereinstimmung zwischen den Banatiten und Monzoniten der Brusiozone und des Berninagebirges. In den Brusiogesteinen spielt die Mylonitisierung eine große Rolle und ist nicht auf ein einzelnes Niveau beschränkt, sondern tritt außer am Kontakt mit dem Liegenden und Hangenden auch mitten im Gestein auf.

(5) Aplite kommen mancherwärts massenhaft und dann meist in Adern von einigen Zentimetern Mächtigkeit vor. Durch Feldspateinsprenglinge gehen aus ihnen (6) Alsbachite hervor. (7) Basische Gänge sind viel seltener. Von Gesteinen, die sich mit R. Staubs (8) kontaktmetamorphen Casannaschiefern vergleichen lassen, kommen welche im Val Malenco und Val Fontana vor. Ihr Ausgangsmaterial ist Quarzphyllit.

Die Grenzflächen der Zone von Brusio im N. und im S. streichen westlich der Valle di Ron geradlinig über Berg und Tal, stehen also nahezu senkrecht. Dieselbe Stellung zeigt die sehr häufige Schieferung ihrer Gesteine.

Die Casannaschiefer der Selladecke schießen am Lago di Poschiavo und weiter westwärts unter die Brusiozone ein. Am Nordgrat des Pizzo di Canciano und im oberen Val Forame werden beide durch Dolomitlinsen getrennt. Dieser trennende mesozoische Zug läßt sich in der Wurzelzone westwärts bis über Valle Postalesio hinaus verfolgen. Eine Vereinigung der Bernina- mit der Selladecke kann erst zwischen Berbenno und Val Masino erfolgen; weiter östlich sind sie sicher getrennt.

6. Die Languarddecke.

A. Die Gesteine der Languarddecke.

Das Puschlav ist in sechs Decken eingeschnitten: Malencoserpentin (Surettadecke), rhätische, Sella-, Bernina-, Languard- und Campodecke. Alle besitzen ein starkes Axialgefälle gegen Osten.

Die Languarddecke folgt, getrennt von ihr durch das Mesozoikum des Piz Alvzuges, über der Berninadecke. Sie ist nach dem Piz Languard östlich von Pontresina benannt und wird vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut. Im Gebiet zwischen Samaden, St. Moritz und Pontresina besteht sie aus Biotitschiefern und -gneisen, Chlorit- und Augengneisen, Glimmerquarziten und Phylliten. Stellenweise treten zahlreiche Pegmatit- und Aplitgänge auf, auch Amphibolitlager kommen vor. Am Berninapaß ähneln die Gesteine der Languard- denen der Berninadecke, indem sie fast ganz mit der Caraleserie übereinstimmen. Am Ostufer des Lago Bianco treten größere Lager von Epidotchloritschiefer darin auf.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Das Mesozoikum der Languarddecke findet sich in dem Zuge Sassalbo—Gessi—P. Stretta. Auf den Verrucano folgt nach Spitz und Dyhrenfurth Buntsandstein in Form serizitischer Schiefer, dann vielfach Rauhwacke, dann nicht weiter gliederbarer Dolomit, ähnlich wie am Piz Alv. Oben in diesem Dolomit häufen sich bunte Schiefer-Dolomitbreccien. Dann kommen rote Dolomitmarmore und -breccien des Lias, ferner schwarze Kalkschiefer. Rhät ist nicht ausscheidbar. Schwer zu deuten ist die Entstehung polygener Breccien mit kopfgroßen Geröllen und meterlangen Keilen von zerdrücktem Kristallin; feine bis sandige Breccien mit krinoidenreichem Zement dagegen erinnern an kretazische Gesteine.

B. Die Tektonik der Languarddecke.

a) Die Lagerungsverhältnisse der Decke.

Im Norden, im Oberengadin, lassen sich die Schiefer der Languarddecke in einfacher Lagerung vom Munt Muraigl und von Pontresina bis St. Moritz und Campfèr verfolgen. Obwohl das trennende Mesozoikum vielfach fehlt, läßt sich die Grenze zwischen den Dioriten und Graniten des Piz Rosatsch (Berninadecke) und den Paraschiefern des Statzer Hügellandes (Languarddecke) von der Alp Statz zum Bad St. Moritz und am Inn entlang nach Campfèr verfolgen.

Die Languarddecke sinkt wie alle anderen Decken im Oberengadin rasch nach Norden und steigt jenseits derselben wieder empor. Diese »St. Moritzer oder Engadiner Deckensynklinale« betrifft, wie gesagt, alle Decken. Ihr Verlauf kann von Val Chamuera bis zum Piz Gravasalvas, in den tieferen Decken bis ins Misox verfolgt werden. Es ist eine Längseinsenkung in den Decken.

Im Gebiete des Berninapasses läßt sich eine besonders bemerkenswerte Verwicklung im Bau der Decken studieren, eine Querfaltung. Die Grenzzone zwischen Bernina- und Languarddecke ist eine Schuppenzone, und die Überschiebungsfläche zwischen beiden ist selbst stark gefaltet. Diese Falten verlaufen NW.—SO., stellenweise N.—S., also quer zur Längserstreckung der Decken, und es kommt sogar zur Überkippung, derart, daß das Kristallin der Berninadecke stellenweise auf dem Mesozoikum liegt. Im ganzen oberen Arlasgrat fallen die Casannaschiefer der Berninadecke flach nach W. und liegen über ihrer Sedimenthülle und über der Languarddecke. Auch am Sassal Masone ist die Querfaltung sehr ausgeprägt. Die Antiklinalstirn am Sassal Masone (Spitz und Dyhrenfurth) ist eine Querbiegung der Decke. Am Cornicello und ob Cavaglia ist die Berninadecke auf größere Strecken in und unter die Gesteine der Selladecke gefaltet. Die Einfaltungen streichen SSO.—NNW. Im ganzen ist die Querfaltung aller Decken, von der Languarddecke bis zur rhätischen, am Ostabfall des Berninagebirges von den Berninahäusern bis ins Puschlav auf mehr als 15 km zu verfolgen.

Spitz und Dyhrenfurth betrachten diese Querfaltung nicht als solche, sondern als Ausdruck eines O.—W.-Schubes und als Glied ihrer

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

»rhätischen Bogen«. Nach R. Staub ergibt sich aber aus dem Zusammenhang der Oberengadiner Decken mit ihrer Wurzelzone im südlichen Puschlav und dem W.—O.-Verlauf der Wurzelzonen als wesentliche Schubrichtung die S.—nördliche. Die Querfaltungen sind verschwindend winzig im Vergleich zu der riesigen S.—N.-Bewegung der Decken.

b) Die Wurzel der Languarddecke.

An der Forcola di Carale hört die Trias, welche Bernina- und Languarddecke trennt, auf und beide Decken schließen sich zu einer Einheit zusammen. Beide müssen also auch eine gemeinsame Wurzel haben, mit anderen Worten: die Languarddecke wurzelt ebenso wie die Berninadecke in der Zone von Brusio. Da sich die Grenze zwischen dieser und der Sellawurzel westlich der Valle Postalesio infolge Aufhörens der Trias verwischt, so vereinigen sich Sella-, Bernina- und Languarddecke zu einer Stammdecke und in einer Wurzel.

7. Die Campodecke.

Diese Decke soll hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden. Sie tritt erst bei Madulein an das Oberengadin heran. Ihre oberflächliche Ausdehnung ist beträchtlich. Ihre kristallinen Gesteine bauen u. a. das Gebirge zwischen Bormio, Livigno und Tirano auf, zu ihrer Sedimenthülle gehören die Unterengadiner Dolomiten und die Ortlertrias. Im Puschlav folgt die Campodecke über der Sassalbotrias. Diese läßt sich nach Brockmann bis zum Calcherino nördlich San Romerio verfolgen. Hier keilt sie aus und die kristallinen Schiefer im Liegenden (Languarddecke) und im Hangenden (Campodecke) vereinigen sich, mit anderen Worten: Languard- und Campodecke verschmelzen miteinander, sie sind Teile einer einzigen Stammdecke. Da andererseits Bernina- und Languarddecke ebenfalls miteinander verschmelzen (s. oben!) und da westlich Berbenno im Veltlin auch zwischen Sella- und Berninadecke in der Wurzelregion keine Grenze auffindbar ist, so haben alle ostalpinen Decken von der Sella- bis zur Campodecke eine gemeinsame Wurzel. Diese Decken nennt R. Staub die »unterostalpinen Decken«.

Diese Angaben müssen aber noch etwas vervollständigt werden. Die Zone von Brusio wird im Norden von einem Triaszuge begrenzt, der sich bis westlich Val Postalesio verfolgen läßt, an ihrer Südgrenze dagegen reichen die Triasvorkommen höchstens bis Val Fontana. Weiter westlich stößt die Zone von Brusio unmittelbar an die kristallinen Gesteine der »südlichen Gneiszone« des unteren Veltlin, wie Cornelius sie genannt hat. Diese südliche Gneiszone ist also im Osten die Wurzel der Campodecke. Nach Westen zu verschmilzt sie mit der Bernina-Languardwurzel (Brusiozone), etwa von Buglio ab auch mit der Sella-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

wurzel. Cornelius, der die Wurzel der Selladecke (im Sinne von R. Staub) noch zur Wurzel der rhätischen Decke zog und die Zone von Brusio als Wurzel der Selladecke betrachtete, vermochte nicht, die Wurzel der Bernina- und Languarddecke anzugeben, andererseits auch die tektonische Stellung seiner »südlichen Gneiszone« nicht aufzuklären. Dies blieb R. Staub vorbehalten. Cornelius' südliche Gneiszone umfaßt auch noch die Morbegnoschiefer, die nach R. Staub der oberostalpinen Decke angehören. Derjenige Teil der »südlichen Gneiszone«, der als Wurzel der unterostalpinen Decken bzw. der Campodecken zu betrachten ist, setzt sich ostwärts in die »Tonaleschiefer« fort, die Wurzel der oberostalpinen Decke liegt südlich davon in den Edoloschiefern.

8. Metamorphose und Deckenbau.

Cornelius kommt zu dem mit unseren bisherigen Vorstellungen im Widerspruch stehenden bemerkenswerten Ergebnis, daß von einer Zunahme der Kristallinität der Gesteine im Wurzelgebiet, wodurch die mesozoischen Sedimente unkenntlich geworden wären, nicht die Rede sein kann. »Eine Änderung in der Art und Stärke der Metamorphose findet vom Engadin südwärts nicht in horizontaler, sondern in vertikaler, von einer Decke zur anderen, statt.« Die intensive Metamorphose in der »südlichen Gneiszone« z. B. steht in keiner Beziehung zur Faltung und zum Deckenbau. Dagegen ist die Mylonitisierung der Gesteine auf die tertiäre Alpenfaltung zurückzuführen. Nach Cornelius mögen diese Sätze auch für die rhätische Decke Gültigkeit haben, was aber nichts daran ändert, daß die tertiäre Metamorphose in der rhätischen Decke sich wesentlich in Umkristallisation geäußert hat.

9. Das Disgraziamassiv und der Tonalit von Sondrio.

Im Bereiche der Wurzeln aller Decken von der Aduladecke aufwärts bis zur höchsten unterostalpinen setzt ein gewaltiger Eruptivstock auf, das Disgraziamassiv. Auf der Exkursion der Geologischen Vereinigung in die Alpen im Jahre 1912 gab Steinmann zuerst seiner Meinung Ausdruck, daß der Granit dieses Massivs tertiäres Alter besitzt. Als Beweise dafür nannte er 1913[1]) die frische Beschaffenheit des Gesteines, das Fehlen mechanischer Veränderungen und das ganze Auftreten des Stockes und die durch ihn bewirkte Kontaktmetamorphose. Cornelius stellte daraufhin im Gebiete des Formogletschers Untersuchungen an, die Steinmanns Ansichten vollkommen bestätigten. Der Kranz der Hochgipfel auf der S.- und W.-Seite des Formogletschers wird von Granit aufgebaut. Er durchsetzt die Gneise und Grünschiefer der »Cavloccschuppe« (Verzweigung der rhätischen Decke) mit saigerer

[1]) Es ist unbegreiflich, daß R. Staub die diesbezügliche Arbeit Steinmann nicht erwähnt. Mangel an Literaturkenntnis?

Grenzfläche und durchadert sie außerdem mit großen und kleinen Gängen. Auf der Ostseite des Pizzo dei Rossi ist diese Durchaderung der dunklen Schiefergesteine mit hellen Granitgängen weithin sichtbar. Im Gneis bildet der Granit mit Vorliebe Lagergänge, den Grünschiefer durchsetzt er senkrecht zur Schichtung, und nur die Apophysen folgen dieser letzteren.

Die Hauptgemengteile des Granits sind Orthoklas (bzw. Mikroperthit), saurer Plagioklas, reichlich Quarz, spärlich dunkler Glimmer. Überwiegend ist die Ausbildung porphyrartig. Die Orthoklase erreichen dann eine Länge von mehreren Zentimetern.

Die Gneise der Malojaserie sind am Granit kontaktmetamorphosiert. Dabei verschwinden Serizit, Phengit und Chlorit, wogegen Biotit, Granat, Andalusit, Sillimanit sich neu bilden, so daß Boititlagengneis, Biotitgranatgneis, granatführende Andalusitbiotitgesteine u. a. entstehen. Die Epidotchloritschiefer werden in Amphibolit verwandelt. Der Kontakthof ist in dieser Gegend sehr breit; die hochgradig metamorphen Andalusitgneise am Lej da Cavlocc z. B. sind vom nächsten Granit über $1^1/_2$ km entfernt.

Der Granit durchsetzt alle Gesteine seiner Umgebung, ist jünger als die Ophiolithe und demnach auch jünger als die erste Phase der Alpenfaltung, wegen des Mangels mechanischer Veränderung und weil er sie durchbricht, auch jünger als die Decken, also wahrscheinlich jünger als Oligozän.

In der ganzen südlichen Hälfte des Massivs erlangt Tonalit eine große Bedeutung. Er ist früher als Hornblendegneis bezeichnet worden. Seine wichtigsten Gemengteile sind: Plagioklas, Hornblende, Biotit, Quarz. Es treten grob- und feinkörnige Varietäten auf. Der Tonalit baut die Kette des Mte. Spluga auf und bildet dann westwärts eine lange, schmale Intrusivmasse in der Fortsetzung der Tonalezone, wie Cornelius aus der alten Karte von Rolle geschlossen hat. R. Staubs Karte gibt eine Darstellung von der Ausdehnung des Disgraziastocks.

Welche Beziehungen zwischen diesem und dem hellen Zweiglimmergranit von Novate bestehen, ist noch nicht ausgemacht.

Einen selbständigen Stock bildet der Tonalit von Sondrio. Er hat seine größte Ausdehnung in der W.—O.-Richtung und reicht vom untersten Val Malenco nach Westen bis über Val Postalesio hinaus. Das Gestein ist mittelkörnig. Hauptgemengteile sind: weißer Plagioklas, grauweißer Quarz, grünschwarze Hornblende, braunschwarzer Biotit. Im Westen ist das Massiv durch Eindringen von Schieferzonen zerschlitzt. In diesen Ausläufern des Massivs treten flasrige und schiefrige Ausbildungsformen des Gesteines auf, die gewissen Tonalitgneisen des Adamello gleichen. Es kommen durchgreifende Gänge von Tonalit im Gneis vor, meist aber haben die Tonalitapophysen die Gestalt von Lagergängen. Es ist das Wahrscheinlichste, daß auch diese Tonalitmasse tertiäres Alter hat.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Es gibt also nicht nur in den Dinariden und auf der alpino-dinarischen Grenze, sondern auch in den Alpen im engeren Sinne Intrusionen granito-dioritischer Gesteine, die also nicht mehr als dinaridisches Kennzeichen gelten können. —

Trotz seiner wunderbaren Schönheit hat das Oberengadin jahrzehntelang die Geologen nur wenig zu seiner Untersuchung angereizt. Erst die letzten Jahre haben hierin einen Umschwung herbeigeführt, und die verdienstvollen Arbeiten, deren wesentlichste Ergebnisse hier mitgeteilt sind, bedeuten einen großen Fortschritt in unserer Kenntnis vom Aufbau dieses Teiles der Graubündner Alpen. Sie machen uns zugleich mit einem Gebiet bekannt, in dem der Deckenbau sowie der Zusammenhang der Decken mit ihren Wurzeln ganz besonders schön studiert werden kann. Damit sind sie auch für die ganze Geologie der Alpen von besonderer Bedeutung.

Nachtrag.

Literatur.

20. R. Staub, Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav. — Ecl. geol. Helv. **14**. S. 221—228. 1916.

21. R. Staub, Berichte über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav vom 11.—15. August 1916. — Ecl. geol. Helv. **14**. S. 479—515. 1917.

22. R. Staub, Das Äquivalent der Deutblanchedecke in Bünden. — Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. **62**. S. 349—370. 1917.

23. R. Staub, Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. — Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. **46**. (III. Abt.) S. 165—198. 2 Tab. 4 Taf. 1917.

Die Verzögerung des Druckes des vorstehenden Sammelreferates durch die Kriegsverhältnisse erlaubt es, einige nach Abschluß des Referates erschienene Arbeiten nachträglich zu besprechen.

Die erste dieser Schriften (20) gibt eine kurze, klare Übersicht der Geologie des Oberengadins und Puschlavs, die zweite (21) einen hübschen Bericht über die von der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Sommer 1916 unter R. Staubs Leitung ausgeführte Exkursion durch das Berninagebirge und das Puschlav.

Etwas eingehender ist über den Inhalt der nächsten Abhandlung (22) zu berichten. Nach R. Staub ist die Rhätische Decke des Oberengadins das Äquivalent der Deutblanchedecke des Wallis. Staub vergleicht die Gesteine der beiden Decken miteinander und schildert hierbei ausführlich eine Gruppe von Gesteinen, die als besondere Einheit erst neuerdings erkannt wurde. Er nennt sie die Fedozserie (nach dem Fedoztal südlich des Silser Sees).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Das Kristallin der Rhätischen Decke des Oberengadins wird nicht von der Malojaserie allein gebildet, sondern es nehmen an ihrem Aufbau auch noch Gesteine der Fedozserie teil, die ein Analogon zu den Valpellinegesteinen der Deutblanchedecke darstellen. Von ihnen ist das verbreitetste sedimentogene Gestein ein feinschiefriger, brauner Glimmerschiefer, der neben dem grünen Glimmer auch Biotit führt. Aus diesen Glimmerschiefern gehen Grananatglimmerschiefer und -gneise, sowie Hornblendegarbenschiefer, graphithaltige Glimmerschiefer und Graphitgneise hervor. Mit diesen Paraschiefern wechsellagern Hornblendeschiefer und Amphibolite eruptiven Ursprungs, ferner finden sich Stöcke von (vielfach zu Zoisitamphiboliten metamorphosierten) Gabbros sowie, mehr vereinzelt, Hornblendite, Serpentine, Talk- und Strahlsteinschiefer. Durch innige Wechsellagerung sind ferner mit den Glimmerschiefern Calcitmarmore, Silikatmarmore und Kalksilikatfelse (Tremolitmarmore, Diopsid-, Klinozoisit- und Epidotfelse) verbunden. Diese Kalkgesteine sind oft von Apliten und Pegmatiten durchadert, die sich von den mit dem Fornogranit zusammenhängenden entsprechenden Gesteinen u. a. durch die starke mechanische Veränderung, die sie erlitten haben, unterscheiden. Diese Eruptive sind also alt und noch älter die von ihnen intrudierten Sedimente, die weder Trias noch Lias sein können. Auch liegt die Fedozserie unter der Malojaserie, nicht nur im Fedoz-, sondern auch im Fextal. Außer in diesen Gebieten kommt diese Gesteinsgesellschaft auch noch in den Schuppen der Val Malenco vor.

Am Piz della Margna treten zwischen Malojagneisen nochmals Gesteine auf, die mit der Fedozserie Ähnlichkeit haben; doch ist ihre Zugehörigkeit zu dieser noch nicht sicher und deshalb kann auch über den Bau der Margna noch nichts Bestimmtes gesagt werden.

R. Staub schlägt vor, den bündnerischen Teil der Deutblanchedecke oder die »Rhätische Decke des Oberengadins« als »Margnadecke« zu bezeichnen.

Auf die an letzter Stelle genannte Abhandlung (23) kommen wir später noch zurück. Sie behandelt die ganze Entstehung der südöstlichen Schweizer Alpen, wobei die Untersuchungsergebnisse des Verfassers, die in seinen, in diesem Sammelreferat besprochenen Schriften niedergelegt sind, zu einer Synthese der Alpenentstehung mit verwertet werden. Von besonderer Bedeutung für das hier behandelte Gebiet ist ein Sammelprofil durch die östlichen Schweizer Alpen, das einen ausgezeichneten Überblick über die Aufeinanderfolge der Decken gewährt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie

Jahr/Year: 1917

Band/Volume: 8

Autor(en)/Author(s): Wilckens Otto Rudolf

Artikel/Article: Das oberengadiner Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken 210-251