

Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken.

Von Otto Wilckens (Straßburg i. E.).

I. Teil.

Die Wurzeln der ostalpinen Decken im südlichen Graubünden und der bündnerischen Gneis-Deckfalten.

Mit 1 Textfigur.

Literatur.

- CORNELIUS, H. F., Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 40. S. 253—263. Taf. III. IV. 1915.
- RADEFF, W. G., Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). — Eclog. geol. Helv. XIII. S. 485—533. Taf. XIV. XV. 1915.
- ROOTHAAN, H. PH., Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula, mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt. — Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. 63. S. 250—288. 1918.
- STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 46. I. Abt. 1916.
- STAUB, R., Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 61. S. 324—407. Taf. I. II. 1916.
- STAUB, R., Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 46. III. Abt. 1917.

Seitdem vor einigen Jahren in dieser Zeitschrift¹⁾ über die Lage der Wurzeln der Überschiebungsdecken in den Alpen berichtet wurde, sind zur Beantwortung dieser Frage wertvolle neue Beiträge geliefert worden. Wir sehen heute in vieler Beziehung bereits klarer, so daß es sich lohnt, einmal wieder den Stand unserer Kenntnisse zusammenzufassen.

Im südlichen Graubünden lassen sich nach R. STAUB (1916) von unten nach oben folgende Decken unterscheiden:

1. die Molare Deckfalte,
2. die Bündner-Schieferdecke des Lugnetz,
3. die Aduladecke,
4. die Gneisschuppe von Vals,
5. die Tambodecke,
6. die Surettadecke,
7. die Schamser Decke,
8. die Prättigaudecke,
9. die rhätische Decke,
10. die Selladecke,
11. die Errdecke mit der Albuladecke,

¹⁾ Geol. Rundschau. 2. S. 314—330. 1911.

12. die Berninadecke,
13. die Languarddecke,
14. die Campodecke,
15. die Bergüner Decken,
16. die Silvrettadecke.

Von diesen Decken haben die meisten eine gut entwickelte kristalline Unterlage; nur 2., 4., 8. und 15. machen davon eine Ausnahme.

Wir wollen nun mit R. STAUB diese Decken bis zu ihren Wurzeln verfolgen.

1. Die Molare Deckfalte. Sie wird von der überlagernden Aduladecke durch Bündnerschiefer getrennt, die sich südwärts bis Compravasco verfolgen lassen, dann aber aufhören. Das bedeutet, daß Molare- und Aduladecke sich im südlichen Blagnotal vereinigen und demnach eine gemeinsame Wurzel haben müssen. Beide sind übrigens nach R. STAUB nur Teile der einen großen Tessiner Gneismasse, die nach W. bis an die Bündnerschiefer des Fensters von Crodo im Antigoriotal reicht.

2. Die Bündner-Schieferdecke des Lugnetz. Der Triaszug Campo (Val Camadra)—Priden legt sich auf die Bündnerschiefer des Gotthardmassivs und bildet die Unterlage der Lugnetzer Bündnerschiefer. Sie geht nach R. STAUB unter die Adula-, wahrscheinlich sogar unter die Molare Decke und stammt daher von einer tieferen Tessiner Gneisdeckfalte. Aber genauere Untersuchungen stehen noch aus. Es sei hier vorweg bemerkt, daß nach ROTHAAAN diese Lugnetzer Schuppen der Lebendungneisfalte des Simplongebietes entsprechen. Zwischen diese Decke und die des Molare schiebt sich noch die des Simano ein.

3. Die Aduladecke, mit der sich die Molare Decke, wie gesagt, vereinigt, verfolgen wir in ihrer Ausdehnung am besten, indem wir ihrem Mesozoikum nachgehen, das sie von der hangenden Tambodecke trennt. Diese Mulde läuft ins Misox und zum Passo della Forcola. Noch südlich derselben kommt Triasdolomit vor, und demselben Zuge gehören auch die grünen Gesteine zwischen Chiavenna und Bondo an. Bei Bondo finden sich unter den Tambogneisen noch weißer Marmor und grauer Kalk. Der Adulagneis setzt sich vom Adulagebirge aus in den langen Kämmen zwischen Tessintal, Val Cabanca und Misox fort und geht allmählich in die Zweiglimmergneise des Tessin über. Im Gebiete des Tessintals lagern die Gneise etwa bis Claro (nördlich von Bellenz) flach, südlich davon senken sie sich in flachem Bogen in die Tiefe.

Im Tessintal liegt eine Kulminationszone des gesamten Deckenbaues. Von hier ostwärts besitzen alle Decken östliches bis nordöstliches Axialgefälle, das ja auch das Adulagebirge beherrscht. Im Misox fallen die Gneise bis südlich von Lostallo flach nach NO.; bei Dosseda aber fallen die untersten Gneisbänke plötzlich steil (mit über 70°) nach NO., ebenso bei Cama. Das ist so zu deuten, daß die Gneise hier ein südwärts überkipptes Gewölbe mit flachem N.- und überkipptem, steil N.-fallendem Südschenkel bilden. Die Umbiegung des Gewölbes be-

zeichnet den Deckenscheitel (das Joch), der steilgestellte Südflügel die Wurzel der Decke. Der Verlauf dieser letzteren wird etwa durch die Orte Claro im Tessin-, Bucano im Calanca- und Cama im Misoxtal, bezeichnet.

Östlich des Piano di Chiavenna gehört die Kette zwischen dem unteren Bergell im N. und dem Val Codera im S. noch zur Aduladecke. Auch hier bilden ihre Gneise, wie aus CORNELIUS' Forschungen hervorgeht, ein nach S. überkipptes Gewölbe. Im O. und S. wird hier die Wurzelzone der Aduladecke durch die tertiären Stöcke des Disgrazia- und des Novategranits abgeschnitten.

Westlich des Piano di Chiavenna wird die Wurzelzone der Aduladecke durch den Marmorzug Algaletta—Castaneda gebildet. An ersterem Orte (nördlich von Castione) liegen über dem Tessiner Orthogneis Marmore und Kalksilikatfelse von 60—70 m Mächtigkeit (Streichen ONO., Fallen 75—80° SSO.). In der östlichen Fortsetzung dieses Zuges liegt die Marmorlinse von San Vittore-Giova und dann bei Castaneda eine 1—8 m mächtige Linse von Marmoren und Kalksilikatfels.

4. Die tektonische Zugehörigkeit der Gneisschuppe von Vals, die WILCKENS als Stück der Tambodecke zu betrachten geneigt war, läßt STAUB unentschieden. Ihre Augengneise brauchen nicht auf die Tambodecke hinzuweisen, STAUB kennt solche auch aus dem südlichen Teil der Aduladecke. Das ganze Element ist nach STAUB von geringerer Bedeutung. Nach ROTHAAAN, der den Namen »Aduladecke« ganz fallen läßt, umfaßt diese eine ganze Anzahl von Decken, zu denen auch die »Valser Schuppen« gehören. All diese Decken sind aber Zerteilungen einer gemeinsamen Adulastammdecke und haben daher auch eine gemeinsame Wurzel.

5. Die Tambodecke. Ihre Stirnumbiegung ist am Pizzo Tambo (westlich des Splügenpasses) deutlich sichtbar. Die Decke wird gegen ihr Liegendes durch den Sedimentzug begrenzt, den wir bereits verfolgt haben. Auf der Linie Passo della Forcola—Gegend von Bondo heben sich ihre Gneise heraus und streichen in die Luft aus. Das ist der Ansatz zu dem großen Umbiegungsknie, mit dem sich die Tambo- über das Knie der Aduladecke hinüberwölbt. Mit anderen Worten: So wie die Aduladecke so steigt auch die Tambodecke im Süden mit steilgestellter Wurzel empor und dehnt sich dann nach N. flach aus. Sie sowohl als auch die Aduladecke bieten also das bezeichnende Bild der alpinen Überschiebungsdecken. Teilweise sind die Wurzeln überkippt und fallen steil nach N.

Das Mesozoikum der Tambodecke, das diese von der darüber folgenden Surettadecke trennt, die sog. Splügener Mulde, läßt sich von Splügen über den Splügenpaß, über Madresimo und den Lago di dentro ins Bergell verfolgen, wie es bereits auf der Geologischen Übersichtskarte der Schweiz 1 : 500 000, 2. Aufl., dargestellt ist. Die allerletzte Spur dieses Zuges findet sich in der Gegend von Piannesto in Gestalt kleiner

Marmorlinsen. Östlich von Promontogno sind Tambo- und Surettadecke nicht mehr voneinander getrennt, sondern verschmelzen. Da es sich hier noch um flach lagernde Deckenteile handelt, muß die steilgestellte Wurzel beiden Decken gemeinsam sein. Im Bergell wird die vereinigte Tambo-Surettadecke im O. schräg durch den intrusiven Disgraziastock abgeschnitten.

Die gemeinsame Wurzel der Tambo- und Surettadecke ist südlich der Adulawurzel, also südlich des Marmorzuges Algaletta—Castaneda zu suchen, nämlich in der Gneiszone von Roveredo. Dieselbe ist im Tessintal nur 250, bei Roveredo aber mehr als 3000 m mächtig. Ihr Hauptgestein ist Zweiglimmergneis. Selten finden sich Amphibolit- und Granatglimmerschieferlagerungen, häufiger solche von granatführenden Psammitgneisen. In ziemlich großer Verbreitung durchschwärmen diese Zone Granatplit- und Pegmatitgänge. Es ist dies der Anfang der weiter südlich noch großartiger entwickelten salischen Injektionen der Tertiärzeit. Die Gneise fallen im Tessintal steil südlich, östlich von Roveredo steil nördlich. Auch hier besteht also die Überkipfung des Umbiegungsknies des Deckenscheitels.

Den südlichen Abschluß der Gneiszone von Roveredo bildet der Marmorzug von Castione, der bis jetzt bis Val Traversagna verfolgt ist. Im Winkel zwischen Tessin und Monsa 700 m wird er nach O. weniger mächtig. Er besteht aus Marmoren (z. T. mit dunklen Schlieren) und mannigfaltigsten Kalksilikatfelsen sowie einzelnen Amphiboliten. Es sind durch zahllose Pegmatite und Aplite injektionsmetamorphosierte Kalke, Kalktonschiefer (z. T. graphitführend) und vereinzelte Grünschiefer, also eine Gesteinsvergesellschaftung wie die Bündnerschiefer, während eine solche im alpinen Paläozoikum fehlt. Die Marmore stimmen mit den Misoxern überein (die sich in die mesozoischen Bündnerschiefer des Rheinwalds fortsetzen), die Amphibolite von Castione mikroskopisch und chemisch mit den Grünschiefern der Bündnerschiefer.

6. Die Surettadecke. Sie verschmilzt, wie schon erwähnt, mit der Tambodecke, und die Wurzel ist deshalb beiden gemeinsam. Auch diese Wurzelzone wird im O. vom Novate- bzw. Disgraziagranit querüber abgeschnitten. Im Gegensatz zu den tieferen wird aber die Surettadecke östlich des Disgraziamassivs noch einmal sichtbar, nämlich in dem im Malencoserpentin geöffneten Fenster der Gneise von Lanzava. Daß diese zur Surettadecke gehören, ergibt sich aus folgendem: Auf die nach O. untersinkenden Surettagneise legt sich Trias, die vom Avers über das Gletscherhorn bis ins Bergell oberhalb Vicosoprano verfolgt werden kann. Darüber folgen die Bündnerschiefer des Avers, in denen sich vom Piz Giott gegen S. mächtige Grünschiefer einstellen. Diese lassen sich über Val Maroz—Casaccia—Murettopaß in den Malencoserpentin verfolgen, die somit zur mesozoischen Hülle des Surettagneises gehören¹⁾. Unter ihm erscheint am Mte. Motta wieder die Trias

¹⁾ Vgl. »Das oberengadiner Gebirge« usw.

und darüber bei Lanzada Gneis und Glimmerschiefer. Wenn die Gneise hier zutage treten, so liegt das daran, daß hier ein Fenster im Joch der Decken geöffnet ist. Hier läuft der mehrfach erwähnte Deckenscheitel durch. Dicht südlich von diesem Gneisaufbruch muß die Wurzel der Suretta-Tambodecke liegen. Nicht viel weiter südwärts liegt bereits die Wurzel der rhätischen Decke.

7. Die Schamser Decken (Zone der Marmore, Zone der unteren Breccie, Zone der oberen Breccie H. L. F. MEYERS), sowie auch die Splügener Kalkberge sind nach STAUB von ihrer Unterlage abgescherte, passiv nach N. geschleppte Teile der rhätischen Decke, so daß ihre Wurzel mit derjenigen dieser letzteren identisch ist. Das gleiche ist nach R. STAUB für die Prättigaudecke ZYNDELS anzunehmen.

8. Die rhätische Decke. Östlich des Serpentinegebietes von Malenco sinken die höheren Decken mit starkem Axialgefälle zur Tiefe. Dies östliche Absinken beherrscht die ganze Tektonik östlich der transversalen Kulminationszone des Tessintals. Das Vorhandensein des im Streichen der Decken liegenden Deckenscheitels und der Erosion hat zur Folge, daß hier der Zusammenhang der steilen Wurzel- und der flachen Deckenteile der höheren Decken getrennt sind, so daß eine Verbindung nur noch im O. um den Serpentin herum vorhanden ist. Man denke sich eine Anzahl von Pantoffeln mit ihren vorderen Teilen ineinander gesteckt und die Spitzen nach O. geneigt. Von jedem Pantoffel ist dann nur eine schmale, nach O. konvexe, bogenförmige Zone sichtbar, bis auf den obersten Pantoffel, der ganz sichtbar ist. Das Innere des innersten Pantoffels, den in unserem Vergleich die rhätische Decke bildet, wird von Malencoserpentin erfüllt; der oberste Pantoffel ist die Campodecke.

Vom Septimerpaß an kann man in s.ö. Richtung die Auflagerung der Gneise der rhätischen Decke auf das Mesozoikum der Surettadecke über den Murettopaß, dann am Südrand des Berninagebirges bis ins Puschlav verfolgen. Dann biegt der Ausbiß der Decke westwärts in ihre Wurzelzone.

Die Wurzel der rhätischen, der Err-Sella- und der Bernina-Languarddecke habe ich schon in meinem Sammelreferat über das Oberengadin (Geol. Rundschau, Bd. 8, 1917, S. 210 ff.) geschildert, worauf hier verwiesen sei, um nicht manches wiederholen zu müssen. Diese Wurzelzone streicht vom Puschlav in ONO.—WSW.-Richtung auf etwa 50 km Länge vom Puschlav zum N.-Ende des Comersees. Sie wird vom Disgraziastock quer durchbrochen. Die Wurzelzonen der Err-Sella-, Bernina-Languard- und der Campodecke vereinigen sich gegen Westen allmählich miteinander, so daß man südlich des Disgraziamaßivs nur noch eine Wurzel der rhätischen und südlich davon eine Wurzel der unterostalpinen Decken zu unterscheiden vermag. Diese beiden Wurzeln sind nun nach W. hin zu verfolgen.

Wie erwähnt, bildet nach R. STAUB der Marmorzug von Castione

die Südgrenze der Tambo-Surettawurzel (Gneis von Roveredo). In der südlich folgenden Gneiszone wäre demnach die Wurzel der rhätischen (auch Schamser usw.) Decke zu vermuten. Diese nächste Zone nennt R. STAUB die Zone von Arbedo. Diese wird durch eine außerordentlich starke Injektion mit saurem Eruptivmaterial gekennzeichnet, deren Anzeichen bereits im Zug von Castione- und Roveredogneis sehr deutlich sind (s. o.).

Das verbreitetste Gestein der 2—2¹/₂ km breiten Zone von Arbedo (einem Ort nnö. von Bellenz) ist Biotitgneis in Form von Bänder-, Lagen- und Adergneis. Ferner finden sich Biotit- und Zweiglimmerschiefer und -gneise, grünliche Muscovitgneise, Amphibolite (mehr im S. als im N.) und (im S.) Peridotite und Serpentine. Die ganze Zone wird von einem einheitlichen granit-aplitischen Magma durchtränkt, teils durch pneumatolytische Injektion, teils durch Einschmelzung. Von mächtigen Pegmatitgängen gibt es alle Übergänge bis zu haarfeinen aplitischen Adern. Wahrscheinlich steckt unter der Injektionszone ein zusammenhängendes Granitmassiv. Das Streichen der Gesteine ist im allgemeinen W.—O., das Fallen im nördlichen Teil der Zone saiger, im südlichen steil nördlich.

Die Disgraziamasse unterbricht den Zusammenhang der Arbedozone mit den Wurzelzonen des unteren Veltlins. Auch hängt die Arbedozone nicht mit vorderen Deckenteilen zusammen. Nur aus dem Zusammenhang der Gneiszone Claro—Misox einerseits und demjenigen der Zone von Bellenz (s. u.) mit der Veltliner Wurzel der unterostalpinen Decken andererseits läßt sich schließen, daß die dazwischenliegenden beiden Gneiszonen die Wurzeln der Tambo-Suretta- und der rhätischen Decke sind.

Im S. wird die Arbedozone durch den Marmorzug von Tabio begrenzt, der leider nur mangelhaft aufgeschlossen ist. Bei Tabio erscheint er in Gestalt zweier saiger stehenden Marmorlagen von 4—5 und 6—7 m Mächtigkeit, von denen die nördliche in ihrer Gesteinsbeschaffenheit dem Marmor des Castionezuges gleicht.

9. Die unterostalpine Stammdecke (vereinigte Err-Sella-, Bernina-Languard- und Campodecke). Im Wurzelgebiet des unteren Veltlin verschmelzen die Wurzeln dieser Decken gegen W. Der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« CORNELIUS' ist die Wurzel der rhätischen, der südliche die der Err-Selladecke, die Zone von Brusio die der Bernina-Languarddecke. Über diese Zone ist schon in meinem Sammelreferat über das Oberengadin (s. Geol. Rundschau, Bd. 8, 1917, S. 210 ff.) berichtet. Die »südliche Gneiszone« von CORNELIUS ist, soweit sie von den anderen Zonen im O. geschieden ist, die Wurzel der Campodecke.

CORNELIUS' »südliche Gneiszone« bildet einen sehr bunt zusammengesetzten, O.—W. gerichteten Streifen, der in meridionaler Richtung vom Südrand der Brusiozone bis an die Talsohle des Veltlins reicht.

Doch müssen die Morbegnoschiefer, die CORNELIUS zu dieser Zone hinzurechnete, von ihr ausgenommen werden.

Die Gesteine der südlichen Gneiszone, soweit sie Campowurzel ist, sind folgende: Das Grundgerüst bilden phyllitische Gesteine. Sie sind feinschiefrig, dunkel gefärbt und zeigen z. T. eine Wechsellagerung von phyllitischen und quarzitischen Lagen, woraus dann schließlich dünnplattige Glimmerquarzite entstehen, die mit HAMMERS Pejoquarzen in der Ortlergruppe übereinstimmen, während die ganze Gesteinsfolge mit den »Quarzphylliten« der österreichischen Geologen identisch ist. Starke Fältelung ist häufig. Durch Auftreten größerer Biotite und Zunahme der Korngröße bei allen Gemengteilen gehen aus den Phylliten hochkristalline, stets biotitreiche Gneise hervor. Ferner finden sich dunkle, gleichmäßig feinschuppige, biotitreiche Glimmerschiefer und graue, serizitische Schiefer, z. T. mit unregelmäßigen quarzreichen Linsen. Diese Biotitgesteine sind durch Pegmatite kontaktmetamorphosierte Quarzphyllite und gleichen den Tonaleschiefern, in deren streichender Fortsetzung gegen W. sie liegen. Die Phyllite und mit ihnen Augengneise bauen die Combolomasse (CORNELIUS) auf, die Biotitgneise bilden die Tonalezone. Mit diesen letzteren treten Marmore, Amphibolite und Pegmatite auf. Letztere verursachen die Metamorphose. Die Marmore sind blaugraue, selten weiße, gebänderte oder geflammte, feinkörnige, niemals dolomitische Gesteine. Die Pegmatite injizieren sie in Form von Knollen, Linsen, Bändern und Schlieren, an deren Kontakt Granat, Pyroxen, Plagioklas und Klinozoisit auftreten. Der normale Typus der Pegmatite ist grobkörnig (2—3 cm große Gemengteile). Hauptgemengteile sind: farbloser oder violettblauer Quarz, weißer oder blaugrauer Orthoklas, heller Glimmer; Turmalin tritt akzessorisch auf. Die Marmore sind von THEOBALD und SALOMON für Trias, von REPOSSI, HAMMER, SPITZ und DYHRENFURTH für syngenetisch mit den kristallinen Schiefern gehalten worden. CORNELIUS erklärt die Marmore für prätriadisch, also paläozoisch oder noch älter, weil die Pegmatite die sichere Trias von Dubino, des Joriopasses, von Sass Pel bei Gravedona und des Mte. Padrio nicht injizieren. Falls es sich aber bei diesen Pegmatiten um die tertiäre Injektion handelt, die wir aus dem Tessin kennen, würde dieser Beweis hinfällig sein, da die erwähnten Triasvorkommen außerhalb der Injektionszone liegen; aber STAUB nimmt für die Marmore der Zone von Bellenz, von denen noch die Rede sein wird, ebenfalls prätriadisches Alter an und hat diese Marmore auf seiner »Tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen« nicht als Mesozoikum ausgeschieden. Deswegen können die Pegmatite in CORNELIUS' südlicher Gneiszone aber doch jung sein (STAUB läßt sich über diese Fragen nicht aus).

In dieser Veltliner Wurzelzone der unterostalpinen Decken steckt das kleine Tonalitmassiv von Sondrio. Es erstreckt sich vom untersten Val Malenco westwärts bis über Val Postalesio hinaus. Das

Gestein ist mittelkörnig. Hauptgemengteile sind: weißer Plagioklas, grauweißer Quarz, grünschwarze Hornblende, braunschwarzer Biotit. Die Lagerungsform des Tonalits ist stockförmig, doch ist das Massiv im W. durch Eindringen von Schieferzonen zerschlitzt. In diesen Ausläufern des Massivs treten flasrige und schiefrige Ausbildungsformen des Gesteines auf, die gewissen Tonalitgneisen der Adamellomasse gleichen. Es kommen durchgreifende Gänge von Tonalit im Gneis vor; meist haben die Tonalitapophysen aber die Gestalt von Lagergängen. Der Tonalit von Sondrio hat mit dem des Adamello große Ähnlichkeit, gleicht auch etwas den tonalitischen Gesteinen des südlichen Disgraziamaassivs. Nichts steht der Annahme im Wege, daß dieser Stock erst nach der Gebirgsfaltung emporgedrungen ist, wenn auch als Beweis für sein geringes Alter nur die geringe chemische Umwandlung der Plagioklase zur Verfügung steht.

Die Grenze der Brusiozone (Wurzel der Bernina-Languarddecke) gegen die »südliche Gneiszone« (Campowurzel) fällt teils mit 30—40° gegen S., so daß die Gesteine der ersteren von denen der letzteren überlagert werden, teils steht sie mehr oder weniger senkrecht. Die Combolomasse (Kette Mte. Combolo—Mte. Saline) besteht aus verwickelt gefalteten Phylliten und Augengneisen. Die Gesteine fallen erst mäßig steil nach SO., biegen weiter südlich steil herunter und stehen schließlich steil. Die Gesteine der Tonalezone stehen steil und fallen mehr im S. sogar nördlich. Faltung ist in ihnen nicht erkennbar. Westlich von Val Masino bis ans N.-Ende des Comersees herrscht in dieser Zone mittleres bis steiles N.-Fallen.

Das Disgraziamaassiv durchbricht mit seinem südlichen Teil die unterostalpine Wurzelzone, ohne dieselbe ganz zu unterbrechen, wie es das bei den nördlicheren Wurzelzonen tut. Die Zone tritt an die Ebene zwischen Mezzola- und Comersee. Ihre westliche Fortsetzung bezeichnet R. STAUB als

»Zone von Bellinzona« (Bellenz). Diese folgt südlich auf die Zone von Arbedo und ist von dieser stellenweise durch den Marmorzug von Tabio getrennt. Auch in der Zone von Bellenz spielen zwar Biotitgneise und -schiefer eine große Rolle, aber daneben treten Amphibolite in den Vordergrund, und es sind außerdem mit ihnen sillimanitführende Gneise und Biotitschiefer, sillimanit- und disthenführende Granatgneise, Marmorschmitzen und -lagen von 0,03—3 m Mächtigkeit, Peridotit- und Serpentinstöcke verknüpft. Die ganze Gesteinsvergesellschaftung ist dieselbe wie in der Zone von Ivrea. Auch ist die Zone salisch injiziert und von Pegmatiten durchschwärmt, so daß eine außerordentlich große Gesteinsmannigfaltigkeit entsteht.

Die ganze Zone von Bellenz wird durch einen 8—10 m mächtigen Marmorzug in zwei ziemlich ungleiche Unterzonen zerlegt. Der Marmor wird innerhalb der Stadt Bellenz zwischen hochkristallinen Kinzigitgneisen angetroffen. Er ist grobkristallin und z. T. reich an Phlogopit,

Skapolith, Pyroxen und anderen Silikaten. Das Streichen ist ONO., weiter östlich O. und sogar etwas mehr südlich.

Nördlich dieses Marmorzuges häufen sich die Amphibolite so, daß die nördliche Unterzone einen Zug basischer Gesteine darstellt, der allerdings mit Pegmatit, Aplit und unzähligen Injektionsadern stark durchsetzt ist. In inniger Wechsellagerung treten in dieser Unterzone mit den Biotitgesteinen Marmore auf, die nur geringe Mächtigkeit erreichen, wohl als normale stratigraphische Einlagerungen in den kristallinen Schiefen zu betrachten sind und wie diese paläozoisches Alter haben dürften. Neben Marmoren finden sich auch Kalksilikatfelse. In engem Verband mit den Amphiboliten stehen Kinzigite.

In der südlichen Unterzone treten die Amphibolitmassen mehr zurück, indem sie nur geringmächtige Lagen in den Kinzigiten und Biotitgneisen bilden. Alle diese drei Gesteine stehen in innigem Wechsel und sind alle von der jungen Injektion betroffen. Am Corno di Gesero östlich von Bellenz ist die Zone vorzüglich aufgeschlossen. »Biotitgneise«, schreibt R. STAUB, »wechseln dort beständig mit Granat- und Sillimanitgesteinen, dazwischen ziehen feine Amphibolitlagen regelmäßig, oft wie mit dem Lineal gezogen, durch, Pegmatite und feinkörnige Granataplite setzen durch diese ganze reichhaltige Serie, und die Injektion schafft dazu noch eine Fülle neuer Formen. Ader-, Bänder- und Lagengneise wechseln mit gebänderten und eingeschmolzenen Amphiboliten oder granatführenden Hornblendeschiefern, und dazwischen winden sich noch von der Injektion verschont gebliebene Partien des ehemaligen Grundgebirges durch«. Gegen die Südgrenze der Zone nimmt die Injektion mehr und mehr ab. Schließlich ist an die Stelle der großen Gesteinsmannigfaltigkeit ein einförmiger Wechsel von dunklem Glimmerschiefer und Amphibolit getreten, während Pegmatite selten sind und die Injektion fehlt. Bei Vellano im Morobbiotal finden sich Augengneis und Muskovitschiefer, die den Graubündener Casannaschiefern ähneln.

In die südliche Unterzone der Zone von Bellenz entsendet das Disgraziamassiv einen langen, schmalen Tonalit ausläufer (STUDERS Syenit, ROLLES Hornblendegneis), der sich nur im tessinisch-italienischen Grenzkamm im Gebiet der Cima di Cuga und des Gardinello linsenförmig verbreitert. Der Tonalit stimmt petrographisch ganz mit dem des unteren Veltlin überein und ist wie dieser, von dessen Intrusivmasse er ja nur ein Stück darstellt, jünger als die alpinen Deckenschübe. Das Gestein ist frisch, jede mechanische Beeinflussung fehlt. Der Tonalit wird von denselben Biotitpegmatiten und Granatapliten durchsetzt wie die Injektionszone. Jünger als der Tonalit sind auch helle Schlieren von Zweiglimmergranit, der mit dem Granit von Novate übereinstimmt.

Die Südgrenze der Gneiszone von Bellenz wird durch die Trias des San Joriopasses bezeichnet. Sie beginnt im W. im oberen Morobbiotal oberhalb Carena in Form von Rauhwanke und Dolomit. Weiter nach O. findet sich nördlich dieser Gesteine noch Reibungs-

breccie. Das Fallen ist $75\text{--}85^\circ$ nach N. Östlich des Passes San Jorio bildet auf 10 km Erstreckung eine Quetschzone die Grenze der Bellenzzone, während die Trias fehlt. CORNELIUS fand bei Gravasco Verrukano. Dann beginnt die Trias wieder am Sass Pel bei Gravedona und zieht bis nach Gera am N.-Ende des Comersees. Westlich des Joriopasses bezeichnet die Linie Carena—Vellano—Camarino—Cadenazzo die Grenze zwischen Bellenzzone und Seengebirge.

Östlich des Schwemmlandes am N.-Ende des Comersees bildet im unteren Veltlin die Trias von Dubino die Fortsetzung der Joriotrias. Über diese letztere verdanken wir CORNELIUS folgende Angaben:

Bei Dubino beobachtet man in saigerer Stellung von S. nach N.: 20 m grüne und violette, auch schwarze, feinblättrige, serizitische Schiefer, die durch Aufnahme großer, gerundeter Brocken von weißem Quarz konglomeratisch werden und stark manchen Graubündener Verrukanogesteinen gleichen. Es folgen: grünlicher Sandstein mit Einlagerungen violetter Schiefer (Buntsandstein), 2—3 m dünnschichtiger, bräunlicher Dolomit mit Quarzkörnern (Muschelkalk), 20 m hell anwitternder Dolomit mit zweifelhaften Diploporensuren (Wettersteindolomit), 20 m rotviolette, selten grünliche Schiefer in Wechsellagerung mit gelb oder rötlich anwitternden Dolomiten (Raibler) und endlich 150—200 m heller, oben dunkler und bituminöser Dolomit (Hauptdolomit). Darauf folgt eine Dislokationsfläche und Quarzphyllit, an dieser mylonitisiert. Die einzelnen Schichtkomplexe sind ganz wie im Unterengadin ausgebildet. Metamorphose fehlt. Die Triasgesteine keilen beiderseits aus, der Verrukano allein reicht bis Traona. Im Vallone di S. Giovanni bei Traona steht blaugrauer, dünngeschichteter Kalk mit viel Pyritwürfeln an (Rhät? Lias?). Darin stecken etwa 1 cm lange, dicklinsenförmige, weiße Kalzitgebilde (umgewandelte Terebrateln?).

Dies Vorkommen von Dubino bezeichnet die Südgrenze der Campowurzel. Sehr viel weiter östlich findet sich in gleicher tektonischer Stellung die Trias des Mte. Padrio ssö. von Tirano.

Westlich von Berbenno im unteren Veltlin läßt sich innerhalb der Wurzel der unterostalpinen Stammdecke eine Trennung der Wurzeln der einzelnen unterostalpinen Decken nicht mehr vornehmen. Die Fortsetzung dieser einheitlichen Wurzelzone nach W. ist die Zone von Bellenz, in der also alle Decken von der Sella- bis zur Campodecke wurzeln¹⁾.

Ortler und Unterengadiner Dolomiten gehören zur Sedimenthülle der Campodecke. Sie wurzeln also in einer W.—O. streichenden Wurzelzone und sind nicht aus O. von einem unbekanntem Kraftzentrum aus nach W. geschoben. Die mesozoischen Gesteine entsprechen tektonisch und faziell dem Ortler und den Unterengadiner Dolomiten.

¹⁾ Diese Vereinfachung der Wurzelzone im W. darf wohl als Anzeichen dafür betrachtet werden, daß die unterostalpinen Decken sich im O. stärker entfaltet haben. WCKS.

15. Die Bergüner Decken gehören zur Campodecke. Man verfolgt ihr Mesozoikum ohne Unterbrechung über den Albulapaß in das der Unterengadiner Dolomiten.

16. Die Silvrettadecke. Auf dem Mesozoikum der Campodecke (Unterengadiner Dolomiten) liegen die kristallinen Deckschollen des Chazforà, Piz da Rims u. a. in der Gegend zwischen Stilfser Joch und Tauffers. Sie sind Teile einer höheren Decke, der R. STAUB auch die Silvretta-Schubmasse zurechnen möchte. Allerdings ist ja der Kontakt dieser letzteren mit den Unterengadiner Dolomiten meistens steil aufgerichtet. Man könnte sie wohl auch als Unterlage der Unterengadiner Dolomiten auffassen. Selbst wenn man das tun wollte, so ist es doch unumgänglich erforderlich, die Chazforàdecke mit den Ötztaler Alpen in Verbindung zu bringen. Die Wurzel dieser oberostalpinen Decke muß jedenfalls südlich von derjenigen der unterostalpinen liegen, also südlich der Zone von Bellenz und der Joriotrias, d. h. in der Zone der Edoloschiefer, deren Fortsetzung im unteren Veltlin von CORNELIUS erkannt ist. Das Kristallin des schweizerischen Seengebirges muß also ebenfalls zur Wurzel der oberostalpinen Decke gehören, dieses aber bildet die normale Unterlage der südlichen Kalkalpen. Mit anderen Worten: die Wurzel der oberostalpinen Decke liegt in den Dinariden und die nördlichen Kalkalpen sind dinaridisch¹⁾. Die südwärts gerichtete Faltung und Überschiebung in den Dinariden beruht darauf, daß die nach N. gerichtete Bewegung, als die Widerstände zu groß wurden, zur Aufwölbung der Decken, zur Steilstellung und schließlich zur südwärts gerichteten Überkipfung der Wurzeln führte, endlich sogar zur Unterschiebung der Wurzeln unter die Alpen. Es ist dieselbe Erscheinung, die auch die Wurzeln der Walliser Gneisdeckfalten zeigen. Die alpin-dinarische Grenze ist also identisch mit der Überschiebungsfläche der oberostalpinen Decke. Nur die Tauern sind ein »alpines Fenster« in der »dinaridischen« Decke. Alle nach S. gerichteten Überschiebungen der südlichen Kalkalpen sind geringe Erscheinungen im Vergleich zu der mehr als 160 km betragenden Bewegung, die die Bayrischen Alpen nach N. verfrachtet hat.

Ehe wir die Wurzelzonen vom Tessin bis weiter nach W. verfolgen, mögen STAUBS Anschauungen in folgender Tabelle (Seite 136) zusammenfassend veranschaulicht werden.

Der Verlauf der Wurzelzonen beschreibt gegen das Gebirgsstück zwischen Maggia- und Tessintal einen flachen, nach N. gerichteten Bogen. Man darf in dieser Erscheinung einen Beweis für die N.-Richtung des Deckenschubes erblicken. Im Scheitel dieses Bogens sind die Wurzeln sehr eng zusammengedrückt, namentlich in der Tambo-Surettadecke. Etwa in diesem Scheitel liegt auch die transversale Deckenwölbung, von der ostwärts alle Decken axiales Gefälle nach O. besitzen.

¹⁾ Dies ist von HAUG schon früher ohne nähere Angaben behauptet worden.

Zonen	Wurzeln
Norden	
1. Gneisgebiet Claro—Misox	Adula-Molare-Decke
2. Marmorzug Algaletta—Castaneda	—
3. Gneiszone von Roveredo	Tambo-Suretta-Decke
4. Marmorzug von Castione	—
5. Zone von Arbedo	Rhätische Decke
6. Marmorzug von Tabio	—
7. Zone von Bellenz	Unterostalpine Stammdecke (Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campo-Decke)
8. Trias des Passo San Jorio	—
9. Das Seegebirge	Oberostalpine Decke
Süden	

Wir haben nun die Fortsetzung der Wurzelzonen, deren Verlauf vom Puschlav bis zum Tessintal wir kennen gelernt haben, nach W. zu verfolgen.

Die Wurzelzonen westlich des Tessin.

Die Fortsetzung des kristallinen Seengebirges bilden die Strona-gneise. Diese sind also dinaridisch bzw. die Wurzel der oberostalpinen Decke.

Die Zone von Bellenz zieht in ungeänderter Ausbildung über Gerdola—Orselina nach Locarno, und ihre Fortsetzung liegt bei Ascona, d. h. am NO.-Ende der Zone von Ivrea. In dieser finden sich die gleichen Gesteine wie in der Zone von Bellenz und im gleichen Verbande. Sie lassen sich bis an die Poebene verfolgen.

ROLLE, DIENER und SALOMON haben die Zone der Tonaleschiefer als Fortsetzung der Ivreazone angesehen. STAUB vertritt dieselbe Ansicht. CORNELIUS hielt den Beweis noch 1915 für unerbringlich; aber die von ihm vermißte Untersuchung des Gebiets zwischen Comersee und Maggiatal hat ja nun STAUB geliefert. CORNELIUS' Annahme, daß die Morbegnoschiefer der Ivreazone entsprächen, ist zu verwerfen.

Unter Canavese versteht man einen schmalen Zug mesozoischer Gesteine am N.-Rand der Ivreazone. ARGAND vermutete in der Trias von Dubino seine Fortsetzung. Diese liegt aber am S.-Rande der der Ivreazone entsprechenden Zone von Bellenz. Ebensowenig entspricht die Trias des Passo San Jorio der Zone des Canavese. Die Kalke von Losone bei Locarno sind das NO.-Ende des Canavese. Sie weisen nach dem Verzascatal, wo hinter Contra ein 10 m mächtiger gedoppelter Marmorzug sich findet. In der gleichen tektonischen Stellung liegt weiter östlich der Marmorzug von Tabio. Dieser liegt also in der Fortsetzung des Canavese (vgl. dazu S. 130).

CORNELIUS nimmt an, daß die Dislokation zwischen Tonalezone und

Schematisches Sammelprofil

durch die

östlichen Schweizeralpen

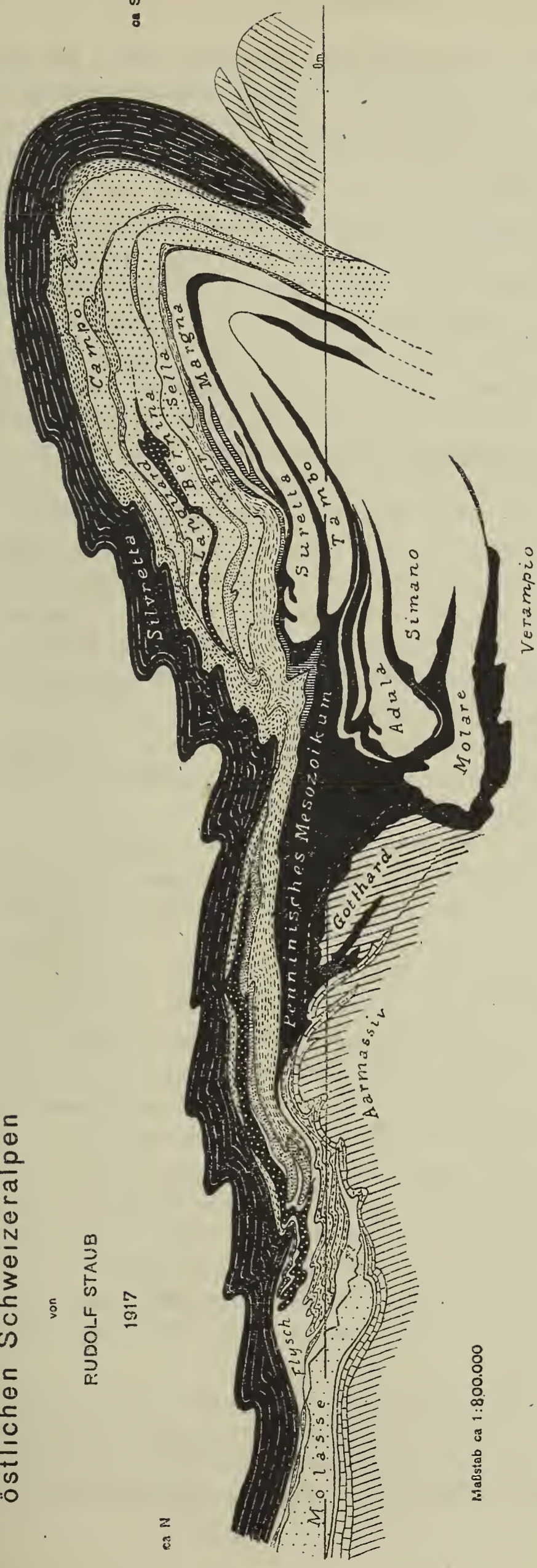
von

RUDOLF STAUB

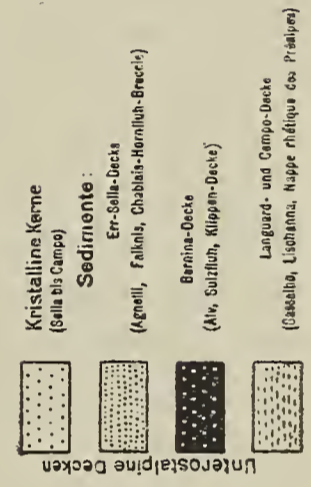
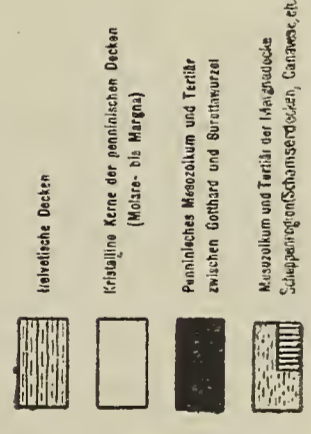
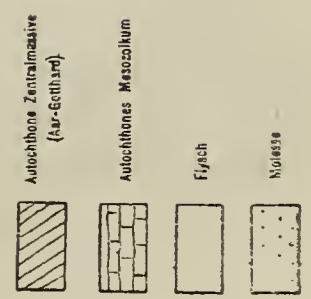
1917

ca N

ca S



Maßstab ca 1:800.000



Die tertiären Granitmassive sind absichtlich weggelassen.

Morbegnoschiefer im unteren Veltlin die Rolle einer Deckengrenze spielen dürfte. Sie ist ja auch nach STAUB die Grenze zwischen Tonalezone (Wurzel der unterostalpinen) und Kristallin des Seengebirges (Wurzel der oberostalpinen Decke). CORNELIUS sagt, daß nach FRANCHI und NOVARESE zwischen der Zone von Ivrea und den Stromagneisen keine tektonische Grenze zu bestehen scheine. STAUB betont, daß eine solche vorhanden sein müsse; denn Ivreazone = Tonalezone und Stronagneise = Kristallin des Seengebirges. Er vermutet, daß der Marmor von Ornavasso die Fortsetzung der Joriotrias ist.

Der Marmor von Ornavasso verdankt seine jetzigen Eigenschaften wahrscheinlich dem Granit von Baveno. CORNELIUS kam zu dem wichtigen Ergebnis, daß entgegen der früheren Ansicht das Mesozoikum in den Wurzeln nicht metamorphosiert ist, sofern es sich nicht um die tieferen Decken handelt. Wenn das Canavese bei Losone metamorph ist, so handelt es sich nicht um Regionalmetamorphose, sondern um eine Wirkung der im südlichen Tessin erfolgten jungen salischen Injektion.

Die erste geologische Spezialkarte aus dem Wurzelgebiet zwischen Puschlav und Valle d'Ossola verdanken wir RADEFF. Sie stellt das Gebiet zwischen dem Langensee von Ascona bis etwa Brissago im O., der schweizerisch-italienischen Grenze im S. und SW. und der Gegend von Palaguadra—Camedo im W. dar.

Dies Gebirgsstück wird aus folgenden Gesteinen aufgebaut: Injektionsgneis mit Pegmatit und Quarzlagen, Amphibolit, Peridotit und Serpentin, Marmor, Gips, Glimmerquarzit.

Die Injektionsgneise sind lichtgraue bis graubraune, vorherrschend mittel- bis grobkörnige Gesteine, im allgemeinen mit Lagen-, daneben auch massiger und Linsentextur. Hauptgemengteil ist der Quarz, danach ist am wichtigsten der Biotit. Er tritt in Lagen, meist aber verstreut und fast immer außerhalb einer Quarz- bzw. einer Quarzfeldspatlage auf. Der Feldspat ist saurer Plagioklas. Muskovit begleitet meist in Lagen die Quarzfeldspatlagen. Auf letztere folgt im Gestein in der Regel eine grobblättrige Muskovitlage, hierauf ein Gemenge von Quarz und Biotit (nebst Eisenerz, Graphit und untergeordnet Feldspat), hierauf eine Muskovitlage und dann eine solche von Quarz. RADEFF betrachtet die Muskovit-, Quarz- und Feldspatlagen als den sekundären, injizierten Teil des Gesteines, die übrigen, kristallisationsschiefrigen Teile, die viel Ähnlichkeit mit den noch zu besprechenden Glimmerquarziten besitzen, als den primären. Epidotminerale sind verbreitet, Turmalin ist in gewissen Zonen häufig, Sillimanit selten. Granat ist am S.-Rand der Melezza- und Brissagozone Haupt-, sonst weitverbreiteter Übergemengteil.

Die Pegmatite bilden mehr Lager als Gänge. Erstere laufen meist parallel, vereinigen sich und zerfallen wieder. Durch feinste Zerteilung rufen sie die Lagentextur der Injektionsgneise hervor. In der Melezzazone erreichen die Pegmatitlagen 4, in der Brissagozone 2 m Mächtigkeit.

In der Pizzo Leone- und Remozone bilden sie vorwiegend Linsen. Die Pegmatite sind weiß, mittel- bis großkörnig. Hauptgemengteile sind Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saurer Plagioklas, Muskovit; Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit; Übergemengteile: Biotit, Turmalin, Granat.

Die Pegmatitinjektion ist erst in junger Zeit erfolgt. Die Injektionsgneise haben sich folgendermaßen gebildet: Mehr oder weniger unreine Quarzsande gerieten durch Auflagerung anderer Sedimente in größere Erdtiefen und wurden zu Glimmerquarziten umgewandelt. Später wurden sie gefaltet und geschuppt. Dann trat die Injektion durch die Pegmatite ein. Schließlich erfolgte noch ein letzter, schwacher Zusammenschub.

Bei den Amphiboliten lassen sich mineralogisch, texturell und strukturell verschiedene, aber ineinander übergehende Typen unterscheiden. Einer ist massig, gabbroid struiert, weiß und grünschwartzgesprenkelt, makroskopisch aus Plagioklas, Pyroxen und Hornblende bestehend. Das Gestein ist, auch nach der Analyse, als Hornblendediabas zu bezeichnen. Dieser ist das Muttergestein der Amphibolite. Bezeichnend für die »basische Zone« ist eine flasrige, mittel- bis grobkörnige, dunklere Varietät. Die Hornblende, auch wohl die Plagioklase, bilden Linsen. Die Struktur ist zuweilen kataklastisch. Die eigentlichen Amphibolite sind gestreckte bis kristallisationsschiefrige, auch druckschiefrige, mittel- bis feinkörnige, lichtgrün und weiß gefleckte Gesteine, die als hydrodynamische Umwandlungsergebnisse des Hornblendediabases zu betrachten sind. Ihre Verbreitung außerhalb der Hauptamphibolitzone ist gering; sie finden sich nur dort, wo das Nebengestein fast gar nicht injiziert ist. Ihr Augit und ihre Hornblende sind uralitisiert, die Plagioklase entmischen sich unter Bildung von Epidotmineralien und Albit.

Die nur örtlich vorhandene pegmatitische Injektion der Amphibolite bewirkt folgende Veränderungen: Es bilden sich Kontaktbänder, d. h. 1—2 m mächtige, durch Eindringen von quarzigem oder pegmatitischem Material hervorgerufene helle Lagen aus basischem Plagioklas und Granat. Die Amphibolite mit uralisierten dunklen Gemengteilen und entmischten Plagioklasen weisen Neubildungen einer leistenförmigen grauen Hornblende auf. In höherem Kontakt entsteht aus der Hornblende Biotit. Die kontaktmetamorphen Abänderungen der dynamometamorphen Amphibolite treten zwischen den stark injizierten Gneisen auf.

Der Peridotit und der daraus entstandene Serpentin ist auf die »basische Zone« beschränkt. Ersterer ist licht gelbgrün-grau bis tiefgrau, allotriomorph-körnig, oft kataklastisch und besteht aus vorwiegend Olivin, ferner Augit, Hornblende und Biotit. Weitere Gemengteile sind Magnetit, Pyrit, Pikotit, Pleonast, Chromit. Der aus diesem Gestein hervorgehende Serpentin ist dunkelgrün, zuweilen braun.

Die Marmore sind auf fünf Zonen verteilt, von denen jede aus mehreren Marmorschichten besteht, die eine Mächtigkeit von einigen

Zentimetern bis 50 m (bei Olocaro), meist von 0,5—1,5 m besitzen. Sie setzen meist zwischenweilig aus und erscheinen somit als langgestreckte Linsen. Es gibt mittel-, feinkörnige und dichte Varietäten. Die mittelkörnigen sind weiß, lichtrosa, gelbweiß, hellgrau, die feinkörnigen grau bis dunkelgrau gefärbt. Die Textur ist massig bis schwach schiefrig. Alle Marmore brausen mit kalter, verdünnter HCl. Sie sind teils quarzfrei bzw. -arm, teils quarzreich. Bei den letzteren ist der Quarz dann Hauptgemengteil. Außerdem führen die quarzreichen noch Kohlenstoff oder Graphit, sulfidische oder oxydische Eisenerze, Plagioklas, Epidot, Biotit, Muskovit, Tremolit, Diopsid, Titanit, Turmalin, Mineralien, die fast alle den quarzfreien und -armen Marmoren fehlen. Die quarzfreien und -armen Marmore werden von Amphiboliten begleitet, die, zusammen mit meist dünn-schiefrigen Gneisen, die einzelnen Marmorschichten voneinander trennen. Die die Zonen nach außen abschließenden Marmorschichten sind stets nach außen von Amphibolit begleitet.

Die Glimmerquarzite treten als mächtige, langgestreckte Linse in einer Zone auf, die im O. südlich von S. Lorenzo (Losone) beginnt und im W. bei Monadello die schweizerisch-italienische Grenze erreicht. Es sind graue bis graubraune, feinkörnige, meist stark gefaltete Gesteine mit massiger, kristallisationsschiefriger, schwach gebänderter Textur. Kataklasstruktur ist häufig. Neben dem Hauptgemengteil Quarz ist Biotit oder Muskovit oder beide vorherrschend. Chlorit, Albit, Zoisit, Epidot treten zurück, Turmalin tritt reichlich auf (pneumatolytische Injektion!). Die mit den Marmoren wechsellagernden Glimmerquarzite führen auch Kalzit.

Weißer, dichter Gips kommt an einer Stelle als 5 cm mächtige Lage zwischen den wechsellagernden Glimmerquarziten und Marmoren am N.-Rand der Marmor-Glimmerquarzitzone vor.

Zur Erklärung der Stratigraphie dieser fünf Gesteine geht RADEFF von der Erwägung aus, daß die Glimmerquarzite offenbar eine Mulde bilden und daß Marmor und Amphibolit stets in so enger Verknüpfung auftreten, daß offenbar das eine Gestein das unmittelbare Liegende des anderen ist. Die Glimmerquarzite wiederum sind von den anschließenden Gneiszonon durch Amphibolite getrennt. Es ergibt sich demnach als ursprüngliche Folge: Gneis, Amphibolit, Marmor, Glimmerquarzit. Den Amphibolit hält RADEFF für einen umgewandelten effusiven Diabas, da Kontaktwirkungen von ihm nicht ausgeübt sind. Das Alter der Gesteine ist wohl folgendes (Fossilien fehlen): Die Glimmerquarzite gleichen nach einer mündlichen Mitteilung von ALB. HEIM gewissen Bündner Schiefern. Die Marmore hält RADEFF (wie SCHMIDT und PREISWERK die Asconamarmore) für Trias¹⁾. Der Amphibolit ist älter als die Marmore. Die Injektionsgneise betrachtet RADEFF als ältere Trias, da Perm und Karbon in der Schweiz stets anders aussehen. Der Peridotit

¹⁾ Nach Analogie der Verhältnisse im O. könnte man verschiedenes Alter für die Marmore vermuten. WCKS.

ist wohl postjurassisch. Die saure Injektion muß jung sein; denn die Pegmatitlager sind im Gegensatz zu den anderen Gesteinen nicht geschiefert und die Amphibolitlagen besaßen bereits ihre durch die Gebirgsbildung verringerte Mächtigkeit, als die Pegmatitgänge in sie eindrangen. Die Zertrümmerung der Pegmatite ist wohl auf die letzte Phase der alpinen Gebirgsbildung zurückzuführen. Die Pegmatitlager sind Apophysen granitischer Intrusionen.

Die Gesteine treten zonenweise auf. RADEFF unterscheidet von N. nach S.:

1. Melezzazone (1. Gneiszone), 1800 m mächtig, Injektionsgneis mit Amphibolitlagen und Pegmatitlagern, -linsen und -gängen.
2. Suolo-Dorcazone (1. Marmorzone), 60 m, Marmor, von Amphibolitlagen und dünnstriefrigen Gneisen begleitet.
3. Remozone (2. Gneiszone), 200—250 m, Injektionsgneis mit wenig Amphibolit und Pegmatit, beiderseits mit Amphibolit abschließend.
4. Marmor-Glimmerquarzitzone, bis 800 m. Am N.-Rande Wechsellagerung von Marmor- und Glimmerquarzitschichten, Gipslage, in der Mitte Glimmerquarzit, am S.-Rand Marmor und Amphibolit.
5. Pizzo Leonezone (3. Gneiszone), 250 m, mit Amphibolitlagen.
6. Cortugnazone (2. Marmorzone), 20—25 m, stellenweise fehlend.
7. Basische Zone, 1000 m, hauptsächlich Amphibolit, ferner Gneisschichten und etwas Pegmatit, am westlichen N.-Rand Peridotit, am äußersten S.-Rand Gneis.

8. Ascona-Gridonezone (3. Marmorzone), 70 m.

9. Brissagozone (4. Gneiszone) mit reichlichen Amphibolitlagen.

Die Tektonik faßt RADEFF folgendermaßen auf:

Die Gesteinsschichten und -lagen fallen durchschnittlich mit 75° nach N. Verschiebungen in der Fallrichtung und entsprechende Rutschflächen sind häufig. Die Schichten sind grob oder fein gefältelt. Verquetschungen, Auswalzungen und Zertrümmerungen kommen vielfach vor.

Die Gneiszonen und die basischen Zonen sind als Antiklinalen aufzufassen, die Marmor- und die Glimmerquarzitzone als Mulden. Innerhalb der einzelnen Muldenzonen wechselt das Profil. Die Wechsellagerung von Marmor und Amphibolit, von Injektionsgneis und Amphibolit sowie von Amphibolit und Peridotit sind auf Schuppung zurückzuführen. Wegen des Fehlens des Marmors in den Gneiszonen, in denen dagegen der Amphibolit vorkommt, ist eine bei der Faltung erfolgte Trennung eines oberen Teils aus Marmor und Glimmerquarzit und eines unteren Teils aus Gneis und Amphibolit anzunehmen. Nur der untere, stark belastete wurde geschuppt, der obere dagegen wurde nur gefaltet und gefältelt. Die ganze Erscheinung der Zonen spricht dafür, daß sie ein Wurzelgebiet darstellen. Das allgemeine N.-Fallen beruht auf einer schließlichen Umkipfung.

Nach der bisherigen Auffassung wäre

Melezza- + Remozone = Sesiazone,

Marmorglimmerquarzit- + Pizzo Leonezone = Zone des Canavese,
 basische Zone = Zone von Ivrea,

Brissagozone = Stronagneise.

Die Zonen, die bisher unterschieden wurden, galten als Wurzelzonen:

1. die Sesiazone = Wurzel der Dt. Blanchedecke (SCHARDT, ARGAND), = Wurzel der Mte. Rosadecke (SCHMIDT und PREISWERK),

2. die Zone des Canavese = Wurzel der rhätischen Decke (ARGAND), basische Zone = Wurzel der Dt. Blanche (SCHMIDT und PREISWERK), = Wurzel einer höheren ostalpinen Decke (SCHARDT),

3. basische Zone + Stronagneise = Dinariden (ARGAND).

RADEFF deutet die von ihm festgestellten Zonen folgendermaßen als Wurzeln:

- | | |
|------------------------------|---|
| 1. Melezzazone | = Wurzel der St. Bernhardsdecke. |
| 2. Suolo-Dorca-Marmorzone | = Zermatt-Saaszone. |
| 3. Remozone | = Wurzel der Mte. Rosadecke. |
| 4. Marmor-Glimmerquarzitzone | = Valtournanchezone. |
| 5. Pizzo Leonezone | = Wurzel der Dt. Blanchedecke
(Sesiazone). |
| 6. Cortugna-Marmorzone | = Zone des Canavese. |
| 7. Basische Zone | = Zone von Ivrea. (Decke?) |
| 8. Ascona-Gridona-Marmorzone | = |
| 9. Brissagozone | = Stronazone. (Decke?) |

Leider erörtert R. STAUB nicht, als welche Wurzeln die von RADEFF unterschiedenen Zonen nach seiner Ansicht zu betrachten sind. Er erwähnt von RADEFFS Arbeit nur, daß aus ihr die metamorphe Beschaffenheit des Canavese an dessen O.-Ende hervorgehe. Immerhin geht ja aber STAUBS Anschauung über einen Teil der RADEFFSchen Zonen aus seiner Karte hervor.

Die (7) basische Zone, (8) Ascona-Gridonazone und (9) Brissagozone entsprechen STAUBS Zone von Bellenz, (7) der nördlichen, (9) der südlichen Unterzone derselben, der Marmorzug von Ascona dem Marmor von Bellenz. Diese ganze Zone ist die Wurzel der unterostalpinen Stammdecke. Die Stronagneise liegen südlich von RADEFFS Arbeitsgebiet, ihre Grenze gegen die Brissagozone ist noch unbekannt (vgl. oben S. 138). STAUB nennt, wie schon erwähnt, die Kalke von Losone das Ende der Zone des Canavese. Bei Losone endigt aber die Marmor-Glimmerquarzitzone. Ist nun diese gleich der Zone des Canavese, so erhebt sich die Frage, ob Pizzo Leone- und Cortugnazone nicht noch dazu gehören, oder ob RADEFF mit Recht die Cortugnazone als Canavese bezeichnet. ARGAND bezeichnete das Canavese als Wurzel der rhätischen Decke,

R. STAUB sieht darin die Wurzel der rhätischen Schuppenzone und der Schamser Decken. Die Gneise nördlich des Canavese, die sogenannten Sesiagneise, entsprechen nach R. STAUB der Wurzel des kristallinen Kerns der eigentlichen rhätischen Decke. Sie sind die Fortsetzung der Arbedozone. Wie diese, so ist auch die rhätische Decke an der Margna (Oberengadin) durch das Auftreten von Amphiboliten gekennzeichnet. Das gleiche gilt auch von RADEFFS Melezza- und Remozone; aber ob eine derselben oder beide als Wurzel der rhätischen Decke zu betrachten sind, muß einstweilen unsicher bleiben. STAUBS Karte ist nördlich des von ihm mit der Zone des Canavese identifizierten Marmorzuges von Losone undeutlich. Sicher gehören darauf die Marmorzone Suolo—Dorca und ein Teil der Melezzazone zur Wurzel der rhätischen Decke. Die N.-Grenze dieser Wurzelzone läuft bei R. STAUB etwa über Rasa und Palagnedra, also auf einer Linie, wo nach RADEFFS Karte keinerlei Grenze vorhanden ist. Der nördliche Teil der Melezzazone gehört dann bei STAUB schon zur Adula-Molarewurzel, die Tambo-Suretta-Mte. Rosawurzel soll hier ganz fehlen. Allerdings hat STAUB südlich von Intragna ein großes ? eingesetzt, und wir gehen überhaupt wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß STAUB diesen Teil seiner Karte selbst mehr für provisorisch hält; und zweifellos betreffen die Unstimmigkeiten zwischen ihm und RADEFF mehr die Einzelheiten als das Ganze und die Hauptfragen. Das ganze Bild, das RADEFFS Untersuchungen geliefert haben, paßt durchaus zu den großen Zügen, mit denen STAUB dies Wurzelgebiet zeichnet.

R. STAUB parallelisiert folgendermaßen:

Rhätische Decke = Dent Blanchedecke,

Tambo-Surettadecke = Monte Rosadecke,

St. Bernhards + Simplondecken = Aduladecke + tiefere Tessiner Gneisfalte.

Dementsprechend wäre dann die Wurzelzone der rhätischen Decke westlich des Tocetales die Wurzelzone der Dt. Blanchedecke, die Wurzelzone der Tambo-Surettadecke die Wurzelzone der Mte. Rosadécke (das Verbindungsstück zwischen Vergasca- und Vigezzotal ist aber noch unsicher), die Wurzelzone der Aduladecke die Wurzel der St. Bernhardsdecke.

R. STAUBS Anschauung sei in folgender Tabelle zusammengefaßt:

W.

O.

Wurzel der Gr. St. Bernhards- und der Simplon - Decken und der Adula-Molare-Decke		Gneise Claro-Misox	
		Marmorzug Algaletta-Castanedo	
Wurzel der Mte. Rosa-Decke und der Tambo-Suretta-Decke	Bormiozone	Gneis von Roveredo	
		Marmorzug von Castione	
Wurzel der Dent Blanche-Decke und der rhätischen Decke	Sesiagneise —	Gneis von Orbedo	— Gneis von Val Masino
Wurzel der rhätischen Schuppenzone und der Schamser Decken	Zone des Canavese —	Contra-Marmorzug von Tabio	
WurzelderunterostalpinenStammdecke	Zone von Ivrea	— Zone von Bellenz	— Brusiozone — Tonalezone
	Marmor von Ornavasso?	— Triaszug des Passo San Jorio — Trias von Dubino	
Wurzel der oberostalpinen Stammdecke (Dinariden)	Stronagneise	— Kristallines Seengebirge	— Edoloschiefer

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1918

Band/Volume: [9](#)

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

Artikel/Article: [Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken 125-144](#)