**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae

**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft

**Band:** 45 (1952)

**Heft:** 2

**Artikel:** Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese

**Autor:** Blumenthal, Moritz, M.

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-161577

**Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 09.12.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

# Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona

## zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese

Von **Moritz M. Blumenthal,** Locarno

Mit 6 Textfiguren und 3 Tafeln (X–XII)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

INHALT

Einführung . . . . . 220

A. Regionaltektonische Stellung . . . . . 221

B. Die Antrona-Mulde s. str. und ihre Randzonen in den Tälern von Bognanco und Antrona 221

1. Die Abgrenzung im Liegenden . . . . . 221
2. Die Abgrenzung im Hangenden . . . . . 222
3. Über den Schichtbestand der Antrona-Mulde . . . . . 223
4. Die Randzone zur Monte Leone-Decke nördlich Bognanco . . . . . 224
5. Das Profil von Bognanco-Terme . . . . . 225
6. Der Camughera-Lappen, seine Individualisierung und Grüngesteinsumrandung . . 226
7. Das Muldenquerprofil ausserhalb der tieferen kristallinen Kerne . . . . . 228
8. Das Ostende des Zwischbergen-Lappens . . . . . 230
   a) Der Begrenzungssaum . . . . . 230
   b) Der Innenbau . . . . . 232
9. Das Muldenprofil innerhalb der südlichen kristallinen Kerne . . . . . 235
10. Das Verbindungsstück Antrona–Vanzone . . . . . 241

C. Der Wurzelsektor in der Valle Anzasca . . . . . 242

D. Der Wurzelsektor in der Valle Vigezzo . . . . . 247

   a) Südliche Talseite . . . . . 247
   b) Nördliche Talseite . . . . . 250

E. Der Wurzelsektor des Centovalli . . . . . 254

F. Die Umgebung von Locarno . . . . . 257

G. Rückblick und Ausblick . . . . . 261

Literatur . . . . . 263

Verzeichnis der Illustrationen

Fig. 1. Sammel-Querprofil durch den westlichen Abschnitt der Antrona-Mulde, 1:125000 (Profil 9) . . . . . 229

Fig. 2. Profil bei P. 2242 im Südgrat der Cima d'Azoglio . . . . . 232

Fig. 3. Der Kalkzug von Valloro bei der Alpe Campo . . . . . 237
Fig. 4. Sammel-Querprofil durch den östlichen Abschnitt der Antrona-Mulde, 1:125000 (Profil 8) . . . . . 246
Fig. 5. Profile durch die Südseite der Valle Vigezzo, 1:50000 (Profile 10–12) . . . . . 269
Fig. 6. Profile durch die Nordseite der Valle Vigezzo, 1:50000 (Profile 13 und 14) . . . 251

Tafel X. Tektonische Kartenskizze der Antrona-Mulde und ihrer Randzonen im Bereiche der westlichen Täler des Ossolano, 1:50000.
Tafel XI. Tektonische Kartenskizzen der Antrona-Mulde und ihrer Randzonen im Bereiche der Valle Vigezzo, des Centovalli und des Locarnese, 1:50000.
Karte A: Abschnitt der Valle Vigezzo.
Karte B: Abschnitt des Centovalli und des Locarnese.
Tafel XII. Profilserie durch die Antrona-Mulde und ihre Randzonen, 1:50000 (Profile 1–7).

---

## EINFÜHRUNG

Zu wiederholten Malen hat seit den klassischen Synthesen von ARGAND (1911) und R. STAUB (1924) über den Bau der penninischen Alpen die Deckenabgrenzung und die Deckenkorrelation nicht unwesentliche Umordnungen erfahren; so ist eine Neuordnung entstanden, die ihrerseits sicherlich auch wieder ihre Retouche nach sich ziehen wird. Es sei diesbezüglich nur an die Ausschaltung der Bernhard-Decke als selbständige Grossdecke erinnert, an die Gleichsetzung der Dent Blanche-decke mit grisoniden Decken, an die Tieferstellung der Adula-Decke, an die supponierte Zweiteilung der Wurzelzone im unteren Maggiagebiet, an die Stellung der Ivreazone und manche andere noch nicht Allgemeingut gewordene Neuerungen. Von solchen tektonischen Revisionen und Hypothesen bleibt die Interpretation und interne Ordnung der südlichen Wurzelzone nicht unbeeinflusst.

Es sind seit Ende der zwanziger Jahre zahlreiche Einzelstudien, vorwiegend petrographischer Forschung gewidmet, im tessinisch-mesolcinesischen Sektor der Wurzelzone ausgeführt worden (KÜNDIG, STRASSER, MITTELHOLZER, KNOBLAUCH, BEARTH, WANG, FORSTER, KERN, WALTER u. a.), und diese haben auch in tektonischer Hinsicht neue und sehr wichtige Bausteine zu weiterer Erkenntnis geliefert; versucht man aber die daraus sich ergebenden Koordinationen auf einen weiteren Abstand anzuwenden, so erkennt man, dass noch manche Lücken zu überbrücken sind.

Um über die Zusammenhänge in der Längsrichtung durch Beobachtungen auf tektonischer Grundlage einen eigenen Einblick zu erreichen, wurde vom Verfasser das Gebiet von den Gebirgen der Mesolcina bis zum Monte Rosa ziemlich eingehend begangen (1949 und 1950). Von solchen Beobachtungen über Wurzelzusammenhänge soll in vorliegenden Seiten nur ein Einzelglied herausgegriffen werden, nämlich ein solches die Muldenzone von Antrona betreffend. Dieser tektonisch einigermassen gut zu umschreibende Komplex, der fast ausschliesslich von Grüngesteinen aufgebaut wird, liefert gewissermassen einen Leitfaden, um über grösseren Abstand im Wurzelgebiet und daraus abgehenden Deckenteilen Zusammenhänge zu überprüfen. In den vorliegenden Seiten sei allein von dem Segment zwischen der Wallisergrenze im W und dem Langensee im E die Rede und soll je nach Umständen und Ergebnissen später von anderen Wurzelteilen berichtet werden. Für manche Einzelheiten boten die vorhandenen Karten und Skizzen von STELLA, BEARTH, FORSTER und KERN nützliche Auskunft.

## A. Regionaltektonische Stellung

Zwischen dem Gneiskern der Monte Leone-Decke im weitesten Sinne und der komplex gebauten Mischabel-Decke liegt im westlichen Ossolano als mesozoisches Zwischenglied die vorwiegend aus ophiolithischen Gesteinen aufgebaute Mulde von Bognanco–Antrona–Anzasca, „le synclinal IV/V" ARGANDS, oder die Antrona-Mulde, wie wir sie kurzweg nennen wollen. Ihre tektonische Position geht klar aus der Westalpen-Synthese ARGANDS hervor, sie erscheint, um mit ARGANDS Worten zu reden, als „remontant des profondeurs du sud-ouest et après un long parcours souterrain, devenant enfin visible au jour". Dies vollzieht sich dank des axialen Anstiegs im Hintergrund der Täler von Bognanco und Antrona, und es erscheint diese relative Position heute nur insofern verändert, als STAUB und BEARTH gezeigt haben, dass es sich nicht allein um eine Überlagerung im Raume der Monte Rosa-Decke handelt, sondern dass durch Vereinheitlichung von Decke IV und Decke V zur Mischabel-Decke der ganze Raum im Liegenden dieser Einheit der Antrona-Mulde zufällt. Andere regionaltektonische Auffassungen vertritt A. AMSTUTZ.

Ohne auf die tektonischen Prämissen, die ausserhalb unseres Muldengebietes zu der genannten Zusammenfügung geführt haben, hier weiter einzugehen, ist ersichtlich, dass die Antrona-Mulde zum Deckenscheider zwischen der Grosseinheit IV/V und III geworden ist. Sie enthält demgemäss die Bauelemente und Bauformen, die einesteils bedingt sind durch die tektonisch führenden kristallinen Bauteile des Hangenden, die Teilglieder (Lappen) der unförmig komplex gewordenen Mischabel-Decke, andernteils durch den einfacher gebauten Rücken der Monte Leone-Decke.

In der Gesamtheit der Muldenzone von Antrona haben wir zu unterscheiden zwischen dem nördlichen, von S her überfalteten Muldenteil, der eigentlichen Antrona-Mulde, und dem im S gelegenen Wurzelabschnitt; beide Teile hangen über das Deckenscheitel-Gewölbe von Vanzone (siehe Tafel X, Karte A links unten) miteinander zusammen. Den Wurzelabschnitt haben wir als schmalen Streifen nach NE über die Täler des Toce und Ticino zu verfolgen.

## B. Die Antrona-Mulde s. str. und ihre Randzonen in den Tälern von Bognanco und Antrona

(Tafel X)

### *1. Die Abgrenzung im Liegenden*

Schon eine grossmaßstäbliche geologische Karte zeigt die typische Grundrissfigur, welche im Hintergrunde der 3 westlichen Täler des Ossolano durch die mesozoische Grüngesteinsserie umrissen wird. Die Ausstrichform dieses komplex-synklinalen, deckenscheidenden Bauelements nimmt sich aus wie ein deformiertes grosses Z. Der obere horizontale Balken der Figur erscheint, nach W sich verjüngend, ausgefranst, der schief gestellte Balken erfährt eine mächtige Anschwellung, die besonders im oberen Winkel liegt, von dem eine dünne Faser nach NW abspringt; während Bognanco-Dorf im oberen Winkel liegt, bestimmt Antronapiana die ungefähre Mitte des Querbalkens und Vanzone den unteren Winkel, an den sich der untere horizontale Balken nur mehr als ein in die grössere Ferne nach NE zu sich hinziehender dünner Faden anschliesst.

Es seien nun vorerst die Ränder des besagten Z umschrieben, wobei es klar ist, dass auf dessen rechter (östlicher) Seite die Liegendpartie der Mulde sich vor-

findet, bestimmt durch den Rücken der Monte Leone-Decke, während der linke Saum der Auflagerung der Bauteile der Mischabel-Decke entspricht. Umreissen wir kurz den Verlauf dieser Grenzsäume.

Vom Simplon her zieht die Liegendbegrenzung über das untere Zwischbergental (Val Vaira) und erreicht am Passo di Monscera die Landesgrenze, von wo sie in gleicher Richtung dem Nordhang des unterhalb Bognanco-Terme mündenden R. Rasiga folgt; dasselbe mit scharfem Knick bei San Bernardo verlassend, zieht der Ausstrich des Muldenrandes östlich des T. Acquamorta südsüdöstlich bis Valpiana im Haupttalweg, um dann scharf nach W und SW umzuschwenken, welch letztere Richtung bis zum Pso. d'Arnigo (Westhang der Cma. Camughera) beibehalten wird; dabei verlässt aber auf dieser Strecke ein schmaler Zwickel von Grüngesteinen die Hauptmasse und schwenkt in das Tal des T. Molezzano ein, umrandet also die Camughera auf der Ostseite, um aber alsbald auszugehen. Jenseits der Wasserscheide (Pso. d'Arnigo), zwischen Bognanco- und Antrona-Flußsystem, zieht der Oberrand der Monte Leone-Decke ins oberste Val Bianca, einem Seitental der Valle d'Antrona, welch letzteres der Grenzsaum mit einer ausgesprochen nach W gerichteten Ausbuchtung bei Antronapiana erreicht. Hier beginnt dann die meridian verlaufende Begrenzung, längs welcher das starke axiale westliche Abfallen des Rückens der Monte Leone-Decke prägnant hervortritt, welches auch für den nördlich S. Carlo liegenden Deckenscheitel gilt. Hier setzt mit Umschwenken nach NE der schmale Wurzelstreifen ein.

### *2. Die Abgrenzung im Hangenden*

Während die Liegendbegrenzung des einen komplexen Bau aufweisenden Muldeninhalts nur auf ganz beschränkte Erstreckung einem mechanisch-tektonischen Kontakte entspricht, ist im Hangenden ein solcher auf grössere Erstreckung vorhanden, wird aber als solcher bei weitem auch nicht durchlaufend. Wie bekannt, liegen in Hangendposition die einzelnen Endstücke der verschiedenen Teildecken oder Lappen, die von W nach E in den Hauptraum der Grüngesteinsmulde vorgreifen und in ihr endigen.

Nehmen wir diesmal im S den Grenzsaum auf, so gelangen wir nordwärts vom Wurzelstiel der Monte Rosa-Zone, bei S. Carlo-Vanzone, in den Fuss der hohen Abstürze des Pzo. S. Martino–Pzo. del Ton, deren Augengneise der Grüngesteinsmulde aufliegen und dem Latelhorn-Lappen zugehören. Mit generellem S–N-Verlauf erreicht der Grenzsaum das Tal des Torrente Troncone oberhalb Antronapiana, und steigt weiterhin wieder zum Kamm der Cma. di Pozzoli an. Er erreicht denselben in der Alpe della Forcola in ca. 1840 m Höhe; in bezug auf die Streichrichtung tritt damit das nördliche Abfallen der aufliegenden Kristallinmasse in Erscheinung, da eine entsprechende Stelle am Pzo. del Ton (Passo Mottone) noch in ca. 2400 m Höhe liegt.

Nach neuerlichem Absteigen zum Bacino Alpe dei Cavalli (1490 m) treten wir bezüglich der Art des Grenzverlaufs der Grüngesteinsmulde von Antrona in ein anderes Regime über. Von S nach N folgen sich innerhalb der Grüngesteinsmasse – in Form von nach ENE vorgreifenden Keilen – kristalline Schichtserien und teilen dieselbe in nach WSW, bzw. NW abgehende, teils breite Arme auf. Wir haben das Bild der als Tauchdecken in die Antrona-Mulde von oben her eingreifenden kristallinen Kerne, der Teilglieder der Mischabel-Decke, vor uns. Es sind dies das Endstück des Latelhorn-Lappens, das sich über die schon erwähnte Cma. di Pozzoli an die Kernmasse der Monte Rosa-Kuppel anfügt, weiter der schmale Zug des Portjengrat-Lappens und endlich der breitere Komplex des Zwischbergen-Lappens

im NW von Bognanco. Die vom Hauptvolumen des Muldeninhalts sich abspaltenden Teilmulden folgen dem Tal des Loranco (auf Schweizergebiet die Furgg-Mulde), des weiteren dem Südhang des Pzo. Straciugo (auf Schweizergebiet die Zwischbergen-Mulde) und zuletzt der schon erwähnten, sekundären Tallinie Rasiga-Acquamorta. Der Umstand, dass die rückwärtigen (südlicheren) Muldenteile nach W zu blind endigen, d. h. unter das Monte Rosa-Kristallin abtauchen, bestimmt den tektonischen Charakter des Kristallins als Deckenmasse über den Gesteinen der Antrona-Mulde.

Wir folgen diesen Divertikeln der Grüngesteine von Antrona nicht nach W, woselbst die letzten Konsequenzen der tektonischen Interpretation vielleicht noch ausstehen, sondern nähern uns entlang dem geradlinig verlaufenden Südrand des Zwischbergen-Lappens dem Ausgangspunkt der ausgeführten Grenzziehung im oberen Val Rasiga. Hier nun stehen die Hangend- und die Liegendbegrenzung der Grüngesteinsmulde auf schmälstem Raum – ein Korridor von 100–200 m liegt südlich der Alpe Arza dazwischen – einander gegenüber, denn ein wesentlicher Teil der Muldenformationen bleibt unter tektonischer Bedeckung verborgen.

### *3. Über den Schichtbestand der Antrona-Mulde*

Der späteren Durchmusterung des baulichen Inhalts der Antrona-Mulde und ihrer Ränder sei zuvor eine kurze Orientierung über den sachlichen Inhalt, die vorwiegenden Gesteinstypen, vorangestellt. Es liegt ausserhalb des Rahmens dieser Beschreibung, auf die Petrographie des umschriebenen Gebietes einzugehen; wenn auch eine darauf abzielende Bearbeitung desselben manche belangreiche Einzelfrage abzuklären imstande sein wird, so ist doch vorauszusehen, dass gewiss starke Übereinstimmung mit anderen analogen und teils schon bearbeiteten Strekken (z. B. Zwischbergen-Mulde durch Huang, Zermatter-Mulde durch Güller, Simplongebiet durch Preiswerk) bestehen wird.

Der Gesteinsinhalt der Antrona-Mulde ist an Sedimenten recht einförmig und wenig differenziert, denn ganz mächtig vorherrschend sind die Grüngesteine. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die ganze mächtige Gesteinsfolge die metamorph gewordene mesozoische Schichtreihe umfasst, die wohl schon in der Trias mit Grüngesteinen versehen ist und deren stratigraphische Obergrenze mangels jeglichen organischen Inhalts nicht feststellbar ist, in Analogie zu anderen Gebieten aber wohl nicht wesentlich über den Lias hinausgehen dürfte.

Die Grüngesteinsfolge enthält die von anderwärts bekannten Serien prasinitisch-amphibolitischer Gesteine, die bald mehr, bald minder Albit führen und dann verschieden stark hervortretende Streifung erkennen lassen. Epidotreiche Amphibolite sind häufig. Die Hornblenden sind gewöhnlich lagenweise verteilt, zeigen aber auch Häufung zu Putzen und Knauern, wodurch ein mehr porphyroblastisches Gestein entsteht. Ultrabasische Gesteine und Serpentin kehren in Form von Linsen verschiedenster Grösse, hauptsächlich eher im tieferen Teil, vielfach wieder; Hornblendite, Strahlsteinschiefer ergänzen die ganz unvollständige Aufzählung einiger besonders typischer Vertreter.

Der rein sedimentäre Anteil der Muldengesteine — ein gewiss grosser Teil der Grüngesteine ist seiner Genese nach als vulkano-sedimentogen zu betrachten – ist nur auf relativ geringmächtige Zwischenlagen in dem grünen Hauptvolumen zusammengeschwunden. Mit dem Ausdruck „zusammengeschwunden" soll angedeutet werden, dass die rein sedimentären Ablagerungen durch Einschichtung und Förderung des „Grünmaterials" verdrängt und ersetzt wurden.

Die in der Antrona-Mulde vorhandene Facies der Schistes lustrés ist ausgesprochen kalkig-schiefrig; diese finden sich auf einzelne ungleich lang aushaltende Züge verteilt. Man erkennt jeweilen an der Basis körnige, weisse Marmore, die mehr oder weniger glimmer- und quarzhaltig sind; nach oben stellt sich streifenförmig Glimmer ein, serizitische dünne Lagen werden vorherrschend, bis ein eigentlicher Kalkphyllit vorliegt. Wechsellagerung mit Glimmerschiefern und dünnen Grüngesteinslagen kehrt wieder. Einschlüsse von ophiolithischen Gesteinen im Marmor mit Kontaktmineralien sind zu beobachten.

Ein deutliches und vollständiges penninisches Triasprofil wurde nicht angetroffen, davon ausgenommen die Auflagerung der Sedimentserie auf die Monte Leone-Decke. Psammitische Sedimente an der Basis setzen im allgemeinen aus, und Gesteine der „grünen Serie" folgen unmittelbar über den Paragneisen der kristallinen Kerne. Diese Umstände sowie auch die ausgesprochene Vormacht der Grüngesteine legen es nahe, das Mesozoikum der Antrona-Mulde mit dem „type compréhensif" der penninischen Serien ARGANDS (1934) zu vergleichen.

Von E nach W und dann von dort den Ausgang ins Wurzelland suchend, sei nunmehr querprofilmässig in den einzelnen Kompartimenten der Antrona-Mulde dem inneren Bau und den Beziehungen zu den alten Kernen nachgespürt.

### *4. Die Randzone zur Monte Leone-Decke nördlich Bognanco.*

Trichterförmig im Grundriss greift die Grüngesteinsserie nördlich S. Lorenzo nach Norden. Ihre Auflagerung auf die Paragesteine der Monte Leone-Decke ist besonders im unteren Abschnitt deutlich, wo sich die Gesteine beider Serien, in allgemeiner Schichtorientierung sehr übereinstimmend, folgen, als ob kein tiefgreifender Hiatus dazwischen läge; dieser Eindruck wird noch dadurch bestärkt, dass gewisse Paragesteine der Antrona-Mulde und der Monte Leone-Decke, die sich im Grenzbezirk beider Einheiten überlagern, petrographisch zueinander sehr nahe stehen. Soweit die starke Moränenüberdeckung ein allgemeines Urteil erlaubt, fehlt eine durchlaufende Triasauflagerung.

Etwas anders stellen sich die Beziehungen im höheren Abschnitt des schmalen Sedimentkorridors (Tal des R. Rasiga). Nach der Biegung der Grüngesteinszone bei S. Bernardo fehlen für eine Strecke von 1 km jedwede Aufschlüsse, und nur die Gneise der Monte Leone-Decke, die bei der Strassenbrücke des Weges nach Paione mit ca. 32° südwärts fallen, zeigen die gleiche allgemeine Disposition an wie weiter südlich. Oberhalb dieses Punktes setzt dann die Trias ein, die als Normalbedeckung der Monte Leone-Decke zu gelten hat und als das Vorkommen der Alpe Arza in der Literatur schon oft erwähnt wurde (ARGAND, 1911a, STAUB, 1937b). Die auf ein Sammelprofil zusammengezogene Schichtfolge der Trias stellt sich unterhalb Arza, etwas vereinfacht, von unten nach oben wie folgt:

1. Feinkörniger, heller Dolomitmarmor, gelblich anwitternd; in 32° S-fallender Gesteinsplatte anstehend.
2. Massige, von rostiger Verwitterungskruste überzogene, grobkörnige Dolomite, die etwas verkieselt und grünlich geflammt erscheinen; Grüngesteine mischen sich in das karbonatische Sediment.
3. Klüftige, rostgetupfte und kalkige, durch Glimmerlagen und -flasern schiefrig sich ausnehmende, harte Sandsteine.

Diese Trias des Rasigabaches erweitert sich im Gebiet der Alpe Monscera, wird dann aber durch Bündnerschiefer ersetzt, der dem Gehänge des Pzo. Pioltone entlangzieht. Auf Schweizerseite muss diese Zone ihren Anschluss finden — 11 km Unterbruch bestehen — in den Kalkphylliten, die nordwestlich Simpeln

(bei Bernetsch) als trennende Mulde zwischen Monte Leone- und Sankt Bernhard-Decke einsetzt (Simplonkarte C. SCHMID & H. PREISWERK). Die auf italienischer Seite so reichlich entwickelten Ophiolithika dürften ihren nördlichen Ableger in den Grüngesteinen der Gantermulde an der Inneren Nanzlücke wiederfinden. Andere Triasgesteine der Nachbarschaft des verfolgten NW-Kompartiments der Antrona-Mulde werden im Zusammenhang mit der Kristallinmasse, die dasselbe auf der S-Seite begleitet, nämlich dem Zwischbergen-Lappen, zu besprechen sein. Ein anderer, sonst nirgends erwähnter Marmor-Schieferstreifen liegt auf den Leonegneisen nördlich der Alpe Dorca.

### *5. Das Profil von Bognanco-Terme.*

Nach S heraustretend aus dem moränenbedeckten „Grüngesteinstrichter" gelangt man südlich S. Lorenzo in den Bezirk des durch BEARTH 1939 festgelegten Bognanco-Keils. Zwischen seiner Nordflanke und dem Überschiebungsrand des Zwischbergen-Lappens, dem früheren Verbindungsstück der Sankt Bernhard-Decke mit ihrem Wurzelland, besteht offene Kommunikation der Grüngesteine unseres „Trichters" mit der weiterhin sich verbreiternden Antrona-Mulde. Dies wird deutlich durch das durchlaufende, ständige Nord- bis NW-Fallen der Grüngesteine und insbesondere durch eine Marmor-Schieferzone. R. STAUBS erstmalige Begehungen und vorausblickende Interpretation (1937b) sowie P. BEARTHS genauere Aufnahmen (1939) finden durch unsere Ergänzungen ihre volle Bestätigung. Ein „Verbindungsstiel" einer selbständigen Sankt Bernhard-Decke nach S durch den Raum von Bognanco besteht nicht.

Ein etwas eigenartiges Gebilde ist der spornartig aus dem Rumpf der Monte Leone-Decke nach W heraustretende Kristallinrücken, der auf eine Strecke weit Antiklinalbau in seinen teils hornfelsähnlichen Gneisen erkennen lässt. Immerhin möchten wir diese kristalline „Unebenheit", die ungefähr in die allgemeine Muldenachse zu liegen kommt, nicht als steil aufgepressten Keil betrachten, sondern vielmehr als einen mehr kuppelförmigen Rücken (Prof. 1, Tafel XII); dies wird auch angezeigt durch das relativ wenig steile Schichtfallen, das in dem arg von kleineren Dislokationsflächen zerschundenen Kristallinkern vorliegt: Nordflanke im Mittel 10—30°, Südflanke maximal bis 50°.

Gleichfalls scheinen auf dem Bognanco-Rücken selbst keine Triasreste mehr vorhanden zu sein[1]). Da, wo sie vorkommen sollten, liegt in der Nordflanke ein recht ausgedehnter Serpentinstock, der sich von Moraso bis S. Martino zu erstrecken scheint und fast den Eindruck erweckt, er sei dem Kristallinrücken aufgeschoben; innerlich ist er stark zerschlitzt und zerdrückt, was ja bei Serpentinmassen eine gewöhnliche Erscheinung ist. Auffällig ist es, dass innerhalb des Grüngesteinsareals bei S. Lorenzo auch noch kleine Gneisenklaven zum Vorschein kommen. Unterhalb des Westendes des Dorfes, an der Zufahrtsstrasse, erscheinen

[1]) Eine Verallgemeinerung des Fehlens von Trias ist freilich nicht zulässig, wenn auch der Verfasser, ähnlich wie zuvor STAUB und BEARTH, früher zitierte Triasaufschlüsse bei Bognanco nicht wiedergefunden hat. So erwähnt z. B. ARGAND (1911a, p. 7) ein Vorkommen von Trias im Talweg von Bognanco (bei der Pre tino-Brücke), bestehend aus Quarziten, Dolomiten und schwarzen Schiefern. Als noch ältere Angabe ist hervorzuheben, dass TRAVERSO (1895, p. 175) von Moras(c)o (gegenüber, östlich San Lorenzo) Trias anführt, die über Biotitgneis mit Staurolith liegt. Diese Vorkommen sind wohl mit der Trias von Arza in Beziehung zu bringen, sind also Deckschichten der Monte Leone-Decke, und können nicht an den «Stiel» der Sankt Bernhard-Decke geheftet werden, wie dies seinerzeit ARGAND (als sein «prolongement intérieur du recouvrement IV») anführte.

stark klüftige helle Zweiglimmergneise, und auf gleicher Höhe mit dem Dorf (Runse von Gomba her) finden sich quarzitische, dichte, etwas Muscovit führende Gesteine. Beide Vorkommen dürften mit dem aus einer Geantiklinale hervorgegangenen und deshalb vielleicht tektonisch bedingten Relief des Rückens der Monte Leone-Decke in Zusammenhang zu bringen sein; als eine Stütze für das nicht bestehende Bernhard-Decke-Zwischenstück im Sinne ARGANDS können sie nicht gewertet werden.

*6. Der Camughera-Lappen, seine Individualisierung und Grüngesteinsumrandung.*

Wenn bei einer stirnwärts abtauchenden Faltungsform, im vorliegenden Falle einem kristallinen Kern, von einem „Lappen" die Rede ist, so kann der Gneiskomplex, der die Cma. Camughera südlich Bognanco aufbaut, füglich als Camughera-Lappen bezeichnet werden. Dies ist das wirklich vorhandene, also übriggebliebene Segment der Kristallinverbindung des östlichen Endes der Sankt Bernhard-Decke mit ihrem südlichen Rückland. P. BEARTH hat 1939 dessen tektonische Bedeutung erkannt und näher beschrieben. So erweist sich das Kristallin der Camughera, wie dies R. STAUB (1937b) vorausschauend angedeutet hat, als eine nordwärts abtauchende Teilschuppe im Rücken der Monte Leone-Decke, die nach N zu in die Antrona-Mulde im Gebiet von Bognanco vorgreift. Abgesehen von der nicht bestehenden Verbindung, im Sinne der früheren Auffassung ARGANDS, ist es auch der petrographische Charakter dieses Kristallinkomplexes, der ihn stark von dem Endstück der Sankt Bernhard-Decke unterscheidet; am meisten treten die grobflaserigen Biotit-Orthogneise in Erscheinung, die den Kernteil und auch stirnwärtige Partien aufbauen.

Aus meinen auf diese Einheit nicht weiter ausgedehnten Begehungen seien nur einige wenige Beobachtungen hier angebracht. So ist hervorzuheben, dass der Synklinalkeil, der den stirnwärtig abtauchenden Teil des Camughera-Lappens vom Bognanco-Rücken scheidet, wesentlich schmäler ist, als ihn BEARTH (1939, Taf. IV, Fig. 6) skizziert. Wichtig dagegen ist, dass die Grüngesteine dieser schmalen Mulde, die grösstenteils gegen den Kernkomplex dieser Teildecke zu einfallen, über den moränenbedeckten Kamm der Alpe Manzano hinweg als schmale Leiste in das Tal des R. Molezzano verfolgbar sind; sie fallen hier, stark gestört (auch durch sekundäre Verrutschung), nach W unter den Hauptkörper des Gneiskernes ein. Tiefer in dem schluchtförmigen Tal queren oberhalb der Alpe Cajboné Biotitplagioklasgneise und ein auffälligeres helles Band eines quarzitischen Muscovitgneises mit NW–SE-Streichen und SW-Fallen das Gelände und stossen somit diskordant auf die schmale, obengenannte Grüngesteinszone, die sich im Liegenden der höheren Orthogneise befindet (Taf. X). Diese tektonische Diskordanz in der Ostflanke des Camughera-Lappens ist eine schöne Bestätigung der tektonischen Folgerungen, die BEARTH zur Annahme dieser Teilschuppe führten, die den Monte Leone-Gesteinen aufliegt.

In die weitere Verlängerung der Amphibolite und Prasinite des ganz schmalen Muldenkeils des R. Molezzano ist der seit langem bekannte Marmor des Colle Pianino zu stellen (die Carta geologica d'Italia, Foglio Domodossola, enthält ihn viel zu ausgebreitet). Grünschiefer konnten in diesem innersten Synklinalkeil nicht gefunden werden, und die vorhandenen metamorphen Karbonatgesteine wären seit dem Aussetzen im Val Rasiga, bzw. der Ausbisse bei Bognanco, wieder die ersten Anzeichen von Trias auf der Monte Leone-Decke.

Vom Colle Pianino an nach S bzw. SW ist die Trassierung der Begrenzungslinie zwischen Monte Leone-Decke und ihrem Abkömmling, dem Camughera-

Lappen, eher schwierig durchzuführen, und die wenigen Marmorschmitzen oder kurz aushaltenden Marmorzüge müssen neben der petrographischen Individualisierung des Camughera-Kernes gewissermassen den Leitfaden zur Trennung abgeben, da die Schichtorientierung beiderseits gewöhnlich gleich verläuft. P. BEARTH hat mit grosser Sorgfalt die Grenzziehung im Liegenden des Camughera-Lappens über den Pso. di Ogaggia ins Val Antrona bei Schieranco und von dort auf den vielgenannten Pso. Salarioli entworfen; aber auch aus der Carta geol. d'Italia, Blatt Domodossola, lässt sich unter der Voraussetzung, dass die Stellung der höheren Gneismasse bekannt ist, der Verlauf der Trennungslinie vermuten, zumal hier die vorhandenen Marmorvorkommen wieder viel zu grosse Flächenverbreitung erhalten haben. Auf einige wenige und nicht sehr wesentliche Befunde, die teils die liegende, teils die hangende Grenzzone betreffen, sei hier noch aufmerksam gemacht. Während in der Hauptmasse des Camughera-Lappens, in der Cima Camughera, ein an die 1600 m mächtiger Gneiskörper vorliegt, dessen prächtige Augengneise stark an die Monte Rosa-Gesteine erinnern, erscheint derselbe zwischen Alpe und Passo di Ogaggia auf knapp 500 m eingeengt, um dann aber weiter gegen SW zu, gegen Schieranco, sich wieder stark zu verbreitern. Das Ogaggiaprofil enthält auf der Liegendseite (SE) eine senkrecht stehende, grobkörnige, weisse Marmorlinse, deren Triaszugehörigkeit, habituell beurteilt, nicht zu verkennen ist. Ob dieses Alter auch auf die anschliessenden Quarzglimmergesteine, die in allmählichem Übergang in die Paragesteine der Testa dei Rossi weiterleiten, zu übertragen ist (als Triasbasis nach BEARTH), scheint mir eher zweifelhaft. In analoger Lage liegen dann wieder auf der anderen Seite des Antronatales, am Passo Salarioli, die wohl altersgleichen Marmore, die der letzte Posten sind, der auf eine Trennung von Monte Leone-Decke und Camughera-Lappen hinweist.

Im Sinne der früheren Interpretation der Deckenfolge im Scheitel zwischen Wurzelstiel und nördlicher Deckenausbreitung kam dem eigentlich wenig gute Aufschlüsse zeigenden Salarioli-Passe eine, man möchte fast sagen, klassische Stellung im regionalen Alpenbau zu (ARGAND, 1911a). Dieser Nimbus ist ihm nun eigentlich durch die Einfügung des Camughera-Lappens genommen. Da wo das schwungvolle Umbiegen des Deckengebäudes in die Wurzelzone Platz finden sollte, schmiegt sich nun der Camugheragneis unter Zwischenschaltung von abgerissenen und verstellten Marmorlinsen den liegenden Paragesteinen des Croce di Cavallo (Monte Leone-Decke) an (Prof. 6, Tafel XII). Die Rolle des sichtbaren Deckengewölbes verlegt sich nunmehr auf einen in der Streichrichtung weiter zurück-, d. i. axial tiefer liegenden Punkt, auf das Gewölbe von Vanzone (Fig. 1). Dieses entspricht in seinem tektonischen Charakter dem Dispositiv, das weit im Osten der Passo d'Uër bietet; während dort im Berninagebiet hochpenninisch-grisonide Einheiten sich zum Gewölbe finden, sind es hier tief- bis mittelpenninische Bauteile. „La voûte de Vanzone", wie es auch ARGAND nennt, ist seinerzeit durch seinen schöpferischen Interpreten auch auf das Salarioli-Profil übertragen worden, wo freilich sein Korrelat in irgendeiner Form ebenfalls erhalten sein muss; in den Gneisen der eng zusammengepressten Monte Leone-Decke ist es aber eben nicht mehr wahrnehmbar, da an seine Stelle isoklinale Schichtlage getreten ist.

Auf der Breite des Passo Salarioli haben wir die Einwurzlung oder, besser gesagt, die Anknüpfung des Camughera-Lappens an die Einheit des Monte Leone erreicht. Dies ist die klarliegende Auffassung, wie sie entschieden aus den Ausführungen von BEARTH hervorgeht (1939, pag. 109); Ortho- und Paragneise der Pta. Cinquegna, deren Grat aus dem Kernstück des Lappens herausgeschnitten ist, streichen über das Val Bianco in den Körper der Monte Leone-Decke. Somit

sind wir, dem Liegendsaum folgend, an das südliche Endglied des Camughera-Lappens gelangt und wollen nunmehr in dessen Hangendpartie, im Westrand der Einheit, den Ausgangspunkt bei Bognanco wieder erreichen.

In der Hangendpartie tauchen die Gesteine der Camughera-Masse allüberall — vielleicht mit Ausnahme des den Bognanco-Rücken überragenden Teiles — unter die Grüngesteine der Antrona-Mulde. Es liegt nahe, den nordwestlichen Saum des Camughera-Lappens, insbesondere da, wo er dem inneren Streichen der Einheit parallel geht, auch als Frontpartie oder zum mindesten als derselben benachbart zu halten, also keine weite Ausdehnung dieses Lappens nach der Tiefe zu anzunehmen; die Beschränkung der Breitenausmasse am Nordost- und Südwestende legt diese Folgerung nahe.

Die Lagerungsweise von Muldengesteinen und Camugheragneisen ist, soweit die kristalline Beschaffenheit der Formation dies im Felde zu beurteilen erlaubt, meistenteils konkordant. Jedoch bestehen Ausnahmen. So sieht man am Fusse des Steilabfalles östlich des Dorfes Antronapiana eine örtliche Diskordanz (Prof. 5, Tafel XII); während in den tiefst aufgeschlossenen Felsköpfen die massigen Camugheragneise im Mittel mit ca. 25° nach NNW fallen, beträgt das NNW-Fallen der dünnergebankten Amphibolite darüber 55—80°; möglicherweise liegt eine lokale Bewegungsfläche (Abgleiten?) zwischen beiden. Andere Diskordanzen erkennt man (zwar besser auf Abstand) zwischen Vallone di Cama und Alpe di Pena.

Anderseits trifft man aber auch Kontakte, die beide Bauteile eng aneinanderknüpfen. Vom Passo d'Arnigo den breiten Rücken aufsteigend, der nach dem Camugheragipfel hinanleitet, greifen die phyllitisch-talkigen, teils serpentinisierten Grüngesteine (Str. 200°, F. 35° WNW) dem Berghang nach über die chloritisierten Paraschiefer der Camugheraseite gleichsinnig hinweg, und erst in tieferen Lagen kommen die Augengneise zur Oberfläche; jedwede Spur eines Triassedimentes fehlt. Das öftere Auftreten von Serpentin in den tiefsten Lagen der Muldengesteine, wie es vom Bognanco-Rücken schon erwähnt wurde, betrifft auch die Umgebung von Antronapiana, woselbst das Blatt Domodossola einen allerdings zu ausgedehnt umgrenzten Serpentinstock verzeichnet.

### *7. Das Muldenquerprofil ausserhalb der tieferen kristallinen Kerne.*

Bis anhin bezogen sich unsere Ausführungen wesentlich nur auf östliche Randteile des Muldenkomplexes; schreiten wir nun nach W in dessen inneren Raum vor, wo der tiefe Taleinschnitt der Bogna mit seinen zahlreichen Nebenrunsen ein wildes Tobelsystem bedingt. Trotz dieser stark vorgeschrittenen Erosion ist die geologische Aufklärung merklich behindert, einerseits durch die starke Moränenüberdeckung, anderseits durch die Gleichartigkeit der Gesteine und die Gleichförmigkeit der Schichtorientierung, die eigentlich wenig über die tiefer zugrunde liegenden Baulinien aussagt.

Von einem zum anderen Kristallinrand (Camughera–Zwischbergen-Lappen) besteht einförmiges NW-Fallen der vorhandenen Prasinite und Amphibolite; in höheren Teilen des südlichen Hanges beträgt der Neigungswinkel um 35—45°, dann wird er nach der Taltiefe und -mitte eher steiler, um 60°; auf der nördlichen Talseite erreicht er besonders gegen oben zu Werte, die zwischen 45° und 55° liegen. Wäre diese mehr oder weniger isoklinale Schichtmasse eine normale Aufeinanderfolge, so entspräche sie einer ausstreichenden Schichtmächtigkeit von 3000—4000 m. In diesem Schichtstoss verbirgt sich aber eine mehrfache, schwierig genauer feststellbare Doppelung, was durch das Eintauchen der kristallinen Kern-

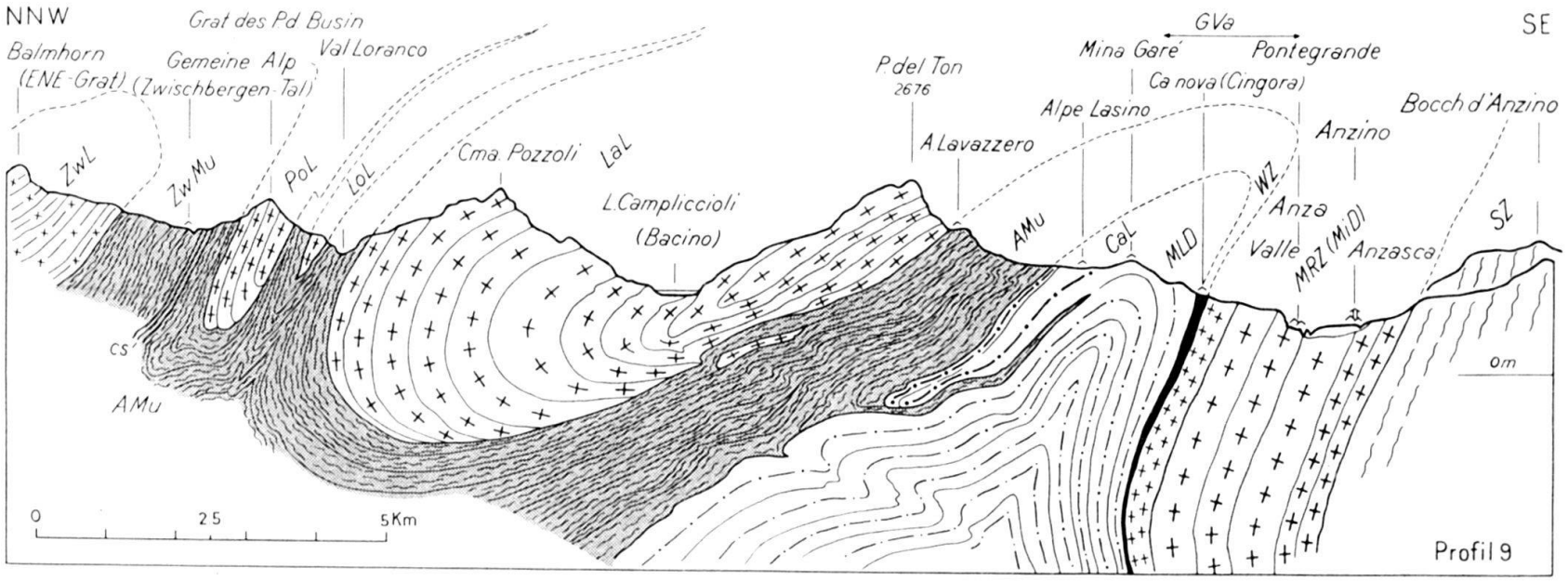



Fig. 1. *Sammel-Querprofil durch den westlichen Abschnitt der Antrona-Mulde*, 1:125000
(= Profil 9, Verlauf des Tracés siehe Tafel X).

**SZ** = Sesia-Zone
**MRZ** = Monte Rosa-Zone
[= Wurzelzone der Mischabel-Decke (MiD)]
Kleine Kreuze = Paragneise am Nordrand
**ZwL** = Zwischbergen-Lappen
**PoL** = Portjengrat-Lappen
**LoL** = Loranco-Lappen
**LaL** = Latelhorn-Lappen
**AMu** = Antrona-Muldenzone mit Grüngesteinen
*CS* = Schistes lustrés und Marmore

**ZwMu** = Zwischenbergen-Mulde
**WZ** = Wurzelzone der Antrona-Mulde (vorwiegend Amphibolite)
**MLD** = Kristallin der Monte Leone-Decke
**GVa** = Gewölbe von Vanzone (Deckenscheitel der Wurzelzone)
**CaL** = Camughera-Lappen

massen (Latelhorn-Portjengrat-Lappen) in die Grüngesteinsserie, die ihrer normalen Umhüllung entspricht, bedingt ist; wenn die Kerne in einem östlicheren Querprofil auch fehlen, so ist ihre tektonische Bedeutung gleicherweise wirksam.

In verschiedenen Niveaus wird der Grüngesteinskomplex von Zonen von Kalkphylliten und Glimmermarmoren durchzogen. Das bedeutendste Niveau ist jenes, das in der Valle d'Antrona im SE des Bacino Alpe dei Cavalli beginnt und nach NE durch die Südabstürze des Pzo. Montalto verläuft, dort in Mächtigkeit reduziert, dann aber auf der Seite der Valle Bognanco wieder stark anschwillt und die Bogna querend gegen das mittlere Talstück von Pizzanco streicht. Auf der Bognancoseite besteht diese Zone aus einer vielfachen Wechsellagerung von Glimmermarmoren und Kalkphylliten und erleidet starke sekundäre Faltungen; hiezu eignet sich dieses Material gut, doch wird hiedurch die Verfolgung im Gelände erschwert. Was den unteren Teil dieser Zone anbetrifft, so lässt er sich zwischen Prasiniten und Amphiboliten nach NE in die Steilhänge zwischen Pizzanco und Gomba verfolgen; die oberen Partien dieser Zone aber gehen ihren eigenen, im Detail mangelhaft nachzugehenden „Weg"; so ist zu erkennen, dass diese Marmore und Marmorschiefer im Bergsporn nordwestlich der Alpe Pianzano in andere Richtung umschwenken, d. i. gegen W; sie erreichen in verschiedenen Zügen mit zwischengeschalteten Grünschiefern den Bergsporn der Alp Vallaro; wichtig ist, dass so der Hauptzug Zusammenhang gewinnt mit den Marmoren, die von Vallaro nach W ziehen. Ein Querprofil durch die Felsgehänge westlich des Pizzanco-Tales zeigt somit ein vielfaches Übereinander der wellig gewundenen Kalksedimente, während ein solches auf der Ostseite des nämlichen Tales mit Ausnahme des schon erwähnten Zuges nur massige Grüngesteinslagen enthält; dabei fällt die Gesamtheit aller Schichten stets verschieden steil (40—80°) bergeinwärts.

Eine belangreiche Erscheinung zeigt uns der erwähnte Verlauf der Sedimentzonen in ihrem Grundrissbild. Die konvergente Stellung der südlichen zu den nördlicheren ist augenfällig. Ob nun wirklich eine Schicht für Schicht sich schliessende Mulde zwischen den in Frage kommenden Schistes-lustrés-Bändern vorliegt, ist wegen der Ungunst des Geländes schlecht zu übersehen; doch als Ganzes erkennen wir die Disposition, die aussagt, dass hier die gemeinsame Muldenumrandung vorliegt, die weiter im W die kristallinen Kerne des Portjen- und des Latelhorn-Lappens enthält. Daraus ergibt sich aber auch sofort, dass es sich nicht etwa um eine normale Mulde handelt, sondern um ein zur Mulde umgekehrtes Gewölbe, in dem ja die zwei tauchenden Gneiskerne liegen und deren normale Umhüllung in den innerhalb des angeführten Ovals ausstreichenden Grüngesteinen vorliegt (Prof. 2 und 3, Tafel XII).

Bevor in ein westlicheres Querprofil, das diese Kerne enthält, weitergeschritten wird (Abschnitt 9, p. 235), soll erst noch die nördlich der Grüngesteinsserie aufliegende kristalline Masse, der Zwischbergen-Lappen, einer kurzen Prüfung unterzogen werden.

### *8. Das Ostende des Zwischbergen-Lappens.*

a) Der Begrenzungssaum.

Von den dem Grüngesteinskomplex aufliegenden kristallinen Kernen besitzt jener, der nach früherer tektonischer Interpretation den südlichen Ostzipfel der Sankt Bernhard-Decke s. str. repräsentierte, in unserem Kartengebiet die grösste Oberflächenverbreitung. Sein Teil, der auf italienischen Boden übertritt und hier allein berücksichtigt wird, baut die in sich wenig gegliederte Berggruppe der

Cima Verosso auf, an welche sich nach SW der Grat mit der Cima d'Azoglio und dem Pzo. Straciugo anschliesst.

Mit Ausnahme des westlichen Teiles des Südsaumes erweist sich der Grenzsaum des Kristallins überall als ein Überschiebungssaum. Dies ist deutlich für den Rand längs des R. Rasiga, dem wir schon bei Prüfung des Monte Leone-Deckenrandes gefolgt sind, obwohl zwar dort die Aufschlussverhältnisse ganz unzureichend sind; die deckenförmige Überlagerung ergibt sich aber deutlich aus der so starken Elimination der Antrona-Mulde; eine winzig kleine Deckscholle (Muscovitgneis) liegt auf der Trias von Arza.

Belangreich ist die Strecke zwischen der „Ecke" von S. Bernardo und jener bei der Alpe del Dente, denn hier verläuft der Grenzsaum in der Querrichtung und sein Verlauf gibt etwelchen Anhaltspunkt über den Tiefgang der Überschiebungsmasse. So findet sich der Überschiebungsrand im NE bei S. Bernardo in 1630 m, im SW unterhalb Il Dente in ca. 1520 m, während auf ungefähr halbem Weg beider Eckpunkte unterhalb Gallinera er auf ca. 1225 m abgestiegen ist; in diesem mittleren Tiefergreifen erkennen wir, dass die Kristallinscholle nicht ganz flach aufliegt, sondern in einer mittleren, axialen Partie um durchschnittlich 370 m in die Grüngesteinsmulde hineingreift. Da wir uns in diesem Querprofil von S. Bernardo da befinden, wo die ganze Überschiebungsmasse nach E zu über der Monte Leone-Decke herausgehoben wird, ist dies ein Minimalbetrag und wird nach dem entfernteren W zu entsprechend dem axialen Einfallen der Decke rasch grösser, während dagegen das Gebiet der Antrona-Mulde eher einem Stop des allgemeinen Absinkens entsprechen dürfte (s. auch p. 25a).

Hier nun tritt das schüsselförmige Eingreifen höherer Überschiebungsmassen in die Mulde von Bognanco-Antrona am deutlichsten in Erscheinung. Das südliche Abfallen der Rückenteile der Monte Leone-Decke und ihr Wiederaufstieg unter dem Camughera-Lappen hindurch nach dem südlichen Deckenscheitel von Anzasca schafft die Form des „Löffels von Bognanco" des „Cuillère de Bognanco", wie ARGAND diese Einmuldung der Decken nannte. Freilich funktioniert als Unterlage des Löffels nach der Neuordnung nicht mehr die Sankt Bernhard-Decke, sondern die Monte Leone-Decke. Das Eingreifen bei Gallinera entspricht einer höher gelegenen, verkleinerten Eintiefung.

Treten wir nun in den südlichen Begrenzungssaum des Zwischbergen-Lappens über, so fällt besonders dessen Geradlinigkeit von der Alpe del Dente bis zur Landesgrenze am Pzo. Straciugo auf. Die Grüngesteine fallen auf ca. 2½ km E—W-Verlauf eindeutig unter bzw. gegen den Kristallinrand zu ein; ihr Fallwinkel ist öfters kleiner als jener des Kristallinrandes, dessen Einfallen das tiefeingeschnittene Tal von Pizzanco erkennen lässt; dieser Einfallswinkel liegt eher über 70°, so dass der Grenzsaum ganz unwesentlich in das genannte Quertal einspringt. Aus diesen Verhältnissen ergibt sich die tektonische Diskordanz zwischen der Grüngesteinsserie und der Kristallinmasse (Prof. 2, Tafel XII), was hier hervorgehoben sei, da eine nächst westlichere Strecke ebensogut auf eine ziemlich konkordante Überlagerung der Grüngesteine auf den Kristallinkern schliessen lassen könnte.

Eine solche Strecke stellt sich bei der Alpe Laghetto ein. Der von der Cima d'Azoglio nach S absteigende Kamm zeigt neuartige Lagerungsverhältnisse im Grenzsaum, den man zwischen P. 2303 und P. 2282 m vorfindet (s. Fig. 2). Nicht nur, dass hier die sonst N fallende Randpartie des Kristallins nunmehr nach S fällt, sondern sie schiesst auch unter die Ophiolithe ein; der Kontakt beider ist, wahrscheinlich nicht tiefgreifend, etwas gestört. Ergänzt durch die Beobachtungen der Umgebung (leichtes, aber steilgestelltes Rückbiegen der Gneise

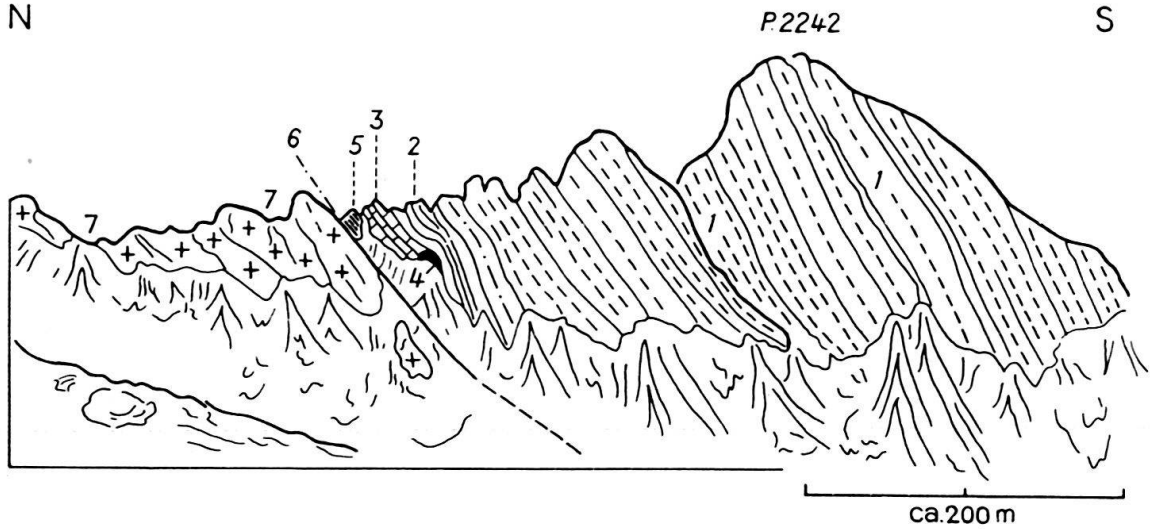



Fig. 2. *Profil bei P. 2243 im Südgrat der Cima d'Azoglio.*

1. Aufeinanderfolge von Prasiniten und Amphiboliten. Neben gewöhnlichen, feldspatreichen, gestreiften Prasiniten und Amphiboliten in massiven Bankfolgen finden sich auch besonders epidotreiche Lagen und hellere von porphyroblastischer Struktur (Hornblendedioritschiefer); die Serie streicht generell 70–85° mit 60–65° Südfallen.
2. Pyritreiche, daher intensiv rostig verwitternde, dünnschiefrige Amphibolite.
3. Feinschichtige, glimmerreiche und stark gefältelte Quarz-Kalkphyllite; diese bilden, besonders auf der Ostseite des Grates, eine kleine aufrechte Falte.
4. Linse von serpentinisiertem Hornblendefels.
5. Gesteinskeil zwischen Gneis und serpentinisiertem Schiefer; entspricht einem mylonitisierten Serpentin mit Phyllit- und Gneisrelikten.
6. Störungsfläche mit Quarzausscheidungen.
7. Mittelkörniger, flaseriger Biotit(Ortho)gneis, eher etwas flacher Süd-fallend, wie die Grüngesteinserie.

nach N, analoges N-Fallen der Grüngesteine) ergibt sich aus dieser Lagerungsweise, dass beide Formationen hier miteinander eine nach S schauende Stirn bilden; von welchem Ausmasse diese ist, kann aus den begrenzten Aufschlüssen nicht abgeleitet werden, doch da ähnliche Lagerungsbeziehungen zwischen Kristallinkern und einer umhüllenden Ophiolithserie auch weiter westwärts bei den Laghi di Campo bestehen, muss dieser „Front" doch eine tiefergreifende Bedeutung im Gesamtbau zukommen. Am Grenzkamm südlich des Straciugo-Gipfels herrscht steiles Nordfallen in den Grüngesteinen, die nach HUANGS Karte einen uralitisierten Gabbro enthalten, während in den Paragneisen des Straciugokammes flaches Nordfallen besteht; das gleiche Gewölbe dürfte hier noch vorhanden sein. Da über die italienisch-schweizerische Grenze hinweg keine weiteren Beobachtungen ausgeführt wurden, kommen wir auf diese Verhältnisse und die Art wie sie mit den Befunden im Zwischbergen-Tale (nach K. T. HUANG) in Beziehung zu bringen sind, bei Besprechung des inneren Baues des Zwischbergen-Lappens nochmals zurück.

b) Über den Innenbau.

Die kristallinen Gesteine der Cima Verosso verraten nicht leicht die inneren Baulinien des Berges. Es sind vorwiegend Glimmergneise, auch etwa Hornblendegneise und im südlichen Rande Augengneise; starke Klüftung und Massigkeit und stellenweise auch starke innere Zerrüttung verdecken die geltende Schichtlage. Auf den ganz wenigen Querzügen wurden keine steileren Schichtlagen beob-

achtet — auffälligerweise nennt BEARTH den Gneiskeil von Zwischbergen einen „Komplex steilgestellter Gneise" (1939, p. 105), — mässiges Nordfallen herrscht im mittleren Teil vom Südfuss bis an den Nordfuss der Cima Verosso vor. Dieses Vorwiegen einer Isoklinalstellung der Gneise sagt aber noch wenig aus über den inneren Grundplan der Baulinien des Berges; dafür dürften die vorhandenen Marmorzonen entscheidend sein. Möglicherweise sind deren mehr vorhanden, als hier namhaft gemacht werden können; ihre Zugehörigkeit zur mesozoischen Schichtreihe dürfte sicher sein, denn teils finden sich die typischen glimmerreichen Marmore und auch untergeordnet gelbbraune Dolomite und phyllitische Lagen. Wenn auch keines der Kalkvorkommen grössere Ausdehnung hat, sondern dieselben nur strich- oder gar punktförmig einsetzen, so ist daraus nach anderwärtiger Erfahrung doch abzuleiten, dass diese Punkte Anzeiger für wichtigere tektonische Linien sein können, die im einheitlichen Gneis verlorengehen.

Im südlichen Abschnitt des Zwischbergen-Lappens und nächst der Kammlinie der Cima d'Azoglio liegt der auch schon auf dem Blatt Domodossola verzeichnete Marmorstreifen, den später T. K. HUANG in seine Untersuchungen einbezogen hatte; eine Fortsetzung desselben weiter nach E konnte nicht gefunden werden, obwohl die Vermutung naheliegt, dass eine Beziehung zu einem kleinen Marmor-Kalkphyllit-Ausbiss südlich der oberen Alpe di Oriaccia bestehen könnte. Auch von der Alpe del Dente werden Kalkvorkommen erwähnt (STAUB, STELLA im Blatt Domodossola), die der Verfasser aber nicht wiederfinden konnte. Von Pragio (a) wird 1938 durch STAUB Marmor gemeldet; er hält ihn aber für in gleicher Position befindlich wie die Monte Leone-Trias von Arza (1937b, p. 47). (Marmorvorkommnisse, die örtlich nicht näher fixiert sind, wurden in unserer Kartenskizze weggelassen.)

Ein grösserer, fensterartig einsetzender Marmorstreifen leuchtet dem von N her der Cima Verosso zustrebenden Wanderer entgegen. Er liegt an der Bocchetta di Gattascosa, unter welcher Passlücke er nach ENE abwärts zieht bis in die Nähe des Lago Ragozzo (auch von BEARTH erwähnt). An der Basis findet sich ein lichtgelblicher, kristalliner und brecciöser Dolomit, der etwas mineralisiert ist (Malachit, Azurrit, Eisenglanz) und nach oben von Glimmermarmor gefolgt wird; der etwa 40 m mächtige Ausbiss hat anscheinend auf der Zwischbergenseite keine Fortsetzung, und in der entgegengesetzten Richtung verdeckt Schuttmaterial eine wahrscheinlich noch bestehende Verlängerung; ob aber eine wirkliche Verbindung mit der Trias im R. Rasiga (Arza) besteht, ist ungewiss und eher unwahrscheinlich, da zwischenliegende Gneisrücken angedeutet sind.

Nach ihrer tektonischen Position können die angeführten Kalksedimente sowohl als von unten durchstechendes Fenster, als auch von oben her eingeklemmte Mulde betrachtet werden. Da nicht genügend in dem einen oder anderen Sinne entscheidende Beobachtungen vorliegen, bleibt die Art der Aufteilung des Kristallinkörpers, die davon abhängt, zu einem guten Teile hypothetisch. Immerhin mag der Entscheid für einen Fall auch die Interpretation für den andern beeinflussen, da gewiss für den ganzen Zwischbergen-Lappen die gleichen Grundlinien des inneren Baues von Geltung sein werden.

Wir wenden uns erst kurz dem Azoglio-Marmorzug zu, und folgen hauptsächlich HUANG. Dieser hochgelegene Sedimentzug enthält als schmales Band zwischen den Paragneisen des Gipfels und jenen des Südhanges Gneisquarzite, dolomitische Marmore und Kalkphyllite, die 30—40° nach NE fallen; unter diesen Gesteinen ist die relative Lage der Schiefer wechselnd. Es ist kaum zu zweifeln, dass die Lagerung mit Bezug auf die liegenden Gneise normal ist und dass dies auch gilt, wenn Teilstücke des Schichtprofiles aussetzen, wie das gegen W zu der

Fall ist; dort hat HUANG diesen als Muldenkeil aufzufassenden Sedimentzug in sehr steiler Schichtlage vorgefunden; er ist durch Brüche verstellt und endigt bei der Alpe Vaz im Zwischbergental zwischen den Gneisen (1935, p. 54). Diese gewissermassen ordnende Synklinale konnte aber nicht weiter nach E festgelegt werden; deshalb ist die Anknüpfung an Alpe Oraccia hypothetisch, wenn auch möglich; das gleiche gilt natürlich auch für weiter östlich liegende Punkte, die wir noch nicht kennen. Trotz dieser lückenvollen Zusammenhänge bietet der Azogliozug aber doch Grund zur Annahme, den südlichen Abschnitt des Zwischbergen-Lappens als ein für sich abgegliedertes Längssegment zu betrachten, das möglicherweise bis an den Ostrand (Pragio?) des Kristallins anhält.

Die Frage stellt sich nun, ob eine solche Muldenkeillage auch für den Marmor der Bocchetta di Gattascosa angenommen werden kann, indem dann dieselbe — gleichartig wie der Sedimentzug von Azoglio im S — nun auch im N ein randliches Gneissegment abtrennen würde; eine solche Annahme würde natürlich plausibler, wenn diesem Vorkommen eine bedeutendere Längserstreckung zukäme, als sie bis anhin bekannt ist. Die Art der Schichtfolge lässt sich sehr wohl mit einem gegen S sich öffnenden Synklinalkeil in Beziehung bringen; der Gneis der Cima Mattaroni entspräche dann einer höheren, vielleicht nach W nicht vollkommen abgetrennten Schuppe (Prof. 2, Tafel XII). Aber auch eine Anknüpfung an die Trias des R. Rasiga liegt im Bereiche der Möglichkeit, würde dann aber ein an sich nicht begründetes Aufbiegen der doch recht ruhig gelagerten Monte Leone-Trias bedingen. Wir kommen also eher dazu, den Zwischbergen-Lappen nicht als einheitliche Deckmasse zu taxieren, sondern als ein in mindestens drei Teilstücke aufgespaltenen Körper.

Während die höheren Teilglieder des Zwischbergen-Lappens, abgesehen von untergeordneten Faltungen, nur einheitliches N-Fallen erkennen lassen, ist aus dem südlichen Kompartiment, das die Augengneiszone enthält, das nach S gewandte Umbiegen, dem die Grüngesteine folgen, erwähnt worden; dieses bedarf nunmehr noch einer mehr regionalen Eingliederung und Erklärung. Sehen wir uns deshalb die tektonischen Befunde im benachbarten Zwischbergen-Tal anhand der ausgezeichneten Aufnahmen von T. K. HUANG an, die sich sehr wohl mit den davon vollständig unabhängig gewonnenen Erkenntnissen im Bognanco in Übereinstimmung bringen lassen.

Das gebirgsmächtigere Gegenstück des Pzo. Straciugo liegt jenseits des Zwischbergen-Tales in der Kette des Balmhorn–Schienhorn. Dieses Bergmassiv ist aus einem grossen südwärts gekehrten Faltenkopf geschnitten; den Kern bilden nebst den Paragneisen des Balmhorns die Orthogneise, die streckenweise den Grüngesteinen aufliegen und über das Zwischbergen-Tal in analoge Gesteinsserien im Südrand der Kette des Pzo. Straciugo–Pzo. Verosso ostwärts weiterziehen; als jüngere Umschalung zu dieser Südstirn sind örtlich wieder Paragesteine vorhanden (HUANG, 1935, Prof. 13). Es ist nun sehr einleuchtend, die von der Südseite der Cima d'Azoglio (P. 2282) zuvor erwähnte Stirn mit jener bedeutend grössere Ausmasse zeigenden Stirn des Schienhorns in Beziehung zu bringen und so den ganzen inneren Bau der südlichen Teilschuppe des Zwischbergen-Lappens von dieser Faltung beherrscht anzusehen. Wenn diese im östlicheren Abschnitt, also da, wo allein eine steil nordwärts einfallende Überschiebungsfläche erkannt wurde (Alpe Vallaro usw.), fehlt, so ist dies die Folge der brüsk abschneidenden Überschiebungsfläche. Für sich betrachtet ist diese südgekehrte Faltung, die aussieht wie eine in dieser Richtung vorgestossene Faltenschuppe, in der allgemeinen Nordüberfaltung ein seltsames Ding. Man ist erst geneigt, sie etwa auch mit der in gleicher Richtung konvexen grossen Mischabelstirn in

Zusammenhang zu bringen, da dieselbe ja auch im Südrand der ehemaligen Sankt Bernhard-Decke einer südlichen Grüngesteinszone anliegt. Dieser Vergleich ist jedoch nicht haltbar; die Schienhornstirne ist ein viel tieferes tektonisches Bauelement, das längs der Laquinmulde, die nordwärts von der Ophiolithmulde des Zwischbergen-Tales abzweigt, unter die Masse der Weissmies westwärts einsinkt; und selbst der Weissmies-Lappen ist ein tektonisch tieferes Bauelement als die in der Ostrichtung in axiale Höhe hinauszielende Mischabelstirne (s. auch Fig. 4 und 5, BEARTH, 1939). Es ist somit nach einer anderen Erklärung zu suchen, denn auch an eine Einwurzlung im N ist zufolge des Zusammenhanges mit dem Hauptkörper der Sankt Bernhard-Decke und dessen Überlagerung auf tiefpenninischen Decken nicht zu denken. Da HUANG die Zweiteiligkeit in Monte Rosa- und Sankt Bernhard-Decke im ehemaligen ARGANDschen Sinne als Grundlage der Interpretation der Tektonik der Weissmiesgruppe beibehält, ist für ihn die besagte südwärts schauende Gneismasse ein „pli de retour du Balmhorn" (M in der Interpretationsfigur 17), eine Rückfalte in tieferem Stockwerk, die im Kampf um den Raum während der Monte Rosa-Phase penninischer Faltung entstand und unter die Teilelemente der Monte Rosa-Decke südwärts hineingezwängt sein würde; daraus sollte das nach S schauende Gewölbe hervorgegangen sein. Ziehen wir aber in Betracht, dass nach den neueren Anschauungen (STAUB, BEARTH u. a.) jedes Teilglied, das über der Antrona-Mulde liegt, letzten Endes an dem rückwärtigen Monte Rosa-Kern hängt, also zur neugeschaffenen Mischabel-Decke gehört, so muss dies, falls genannte Deckenkombination richtig ist, auch für den Zwischbergen-Lappen zutreffen. Im Rahmen dieser Zusammenhänge hat auch schon R. STAUB (1937b, p. 48) die sich ergebende Umdeutung und Schlussfolgerung gegeben, indem er die Rückfalte des Balmhorns als ein Einwicklungsphänomen erklärt. In diesem Sinne, der wohl die einzig gangbare und natürlichste Erklärung des in sich recht verwickelten Baues ist, müsste also die Schienhorn-Balmhorn-Rückfalte sowie unsere Stirn am Azoglio-Südgrat als nach S umgedrehte Mulde, als zum Gewölbe gewordenes rückwärtiges Glied der Sankt Bernhard-Masse, bzw. der komplexen Mischabel-Decke zu deuten sein, ein wirklich nicht wenig kompliziertes Bauschema.

Im Vergleich zu der intensiven Ineinanderschachtelung der einzelnen Bauteile der Mischabel-Decke und Antrona-Mulde, wie dies im Querprofil der Weissmies für die Beobachtung eben noch vor ihrem Entschwinden in axial tiefer versenkte Regionen sichtbar ist, bietet sich das Bauprofil in dem uns beschäftigenden, östlicheren Raume der eigentlichen Antrona-Mulde noch weiter, gewissermassen geräumiger. Während dort der Zwischbergen-Lappen schon merkbar tiefer liegt und unter höhere Bauteile (Weissmies) abzusinken im Begriffe ist, erscheint er im Bognanco-Profil als das nördlichste und oberste Glied. Nichtsdestoweniger sagt aber die relative Lage aller Teilelemente, die über und in der Antrona-Mulde liegen, soviel aus, dass der einfache, isoklinale Bauplan der Grüngesteine nur ein scheinbarer ist; wie dieser sich westlich dem schon skizzierten „kernlosen" Querprofil gestaltet, soll im folgenden Abschnitt dargelegt werden.

### *9. Das Muldenquerprofil innerhalb der südlichen, kristallinen Kerne.*

Begibt man sich von der im vorigen besprochenen Querstrecke (Abschnitt 7) weiter nach SW, so ändert sich das Dispositiv des Baues der Antrona-Mulde insofern, als hier nun von SW her die Stirnteile der nächst südlicheren, also tieferen kristallinen Teildecken (-Lappen) in den Ophiolithkomplex einmünden und in ihm endigen. Zwischen dem unteren Abschnitt der Talgabelung bei Antrona

(Bacino dei Cavalli) und seinem oberen Abschnitt (Tal des Loranco oder der Alpe Andolla) liegt das Endstück des Latelhorn-Lappens, und zwischen dem Loranco-Tal und dem hinteren Zwischbergen-Tal und der Alpe Campo verläuft der Portjengrat-Lappen, der sich noch ein Stück in die zentrale Antrona-Mulde fortsetzt. Als Randteile des Monte Rosa waren diese Kristallinzüge als solche schon in älteren Karten angedeutet (z. B. GERLACH, 1869). In den Synthesen von ARGAND ist ihre tektonische Rolle als „plis frontaux du Portjengrat et du Latelhorn" klargestellt und ihre Erstreckung grossmaßstäblich in Karten niedergelegt. Während ARGANDS Karte der „nappes de recouvrement" (1911 b) erkennen lässt, dass das Endstück des Portjengrat-Lappens eben etwas östlich des Talstückes des Bacino dei Cavalli liegt, verzeichnet in nicht zutreffender Art Blatt Domodossola der Carta geol. d'Italia (STELLA) ihr Ende im NE-Sporn der Cima di Pozzoli (Mte. Forcolaccia), also westlich des genannten Sees; die gleiche irrtümliche Abgrenzung enthält die sonst so inhaltsreiche „Carta geol. d. Alpi nord-occidentali" von F. HERMANN (1937).

Der nördlichere und schmälere Portjengrat-Lappen hat in seiner Nordabdachung eine eingehende petrographisch-tektonische Darstellung durch K. T. HUANG erhalten, während der italienische Hang seit STELLA (1913) anscheinend keine weitere Berücksichtigung mehr erfahren hat; des Verfassers Beobachtungen erstrecken sich nicht mehr über das Tal von Andolla.

Wie schon hervorgehoben, liegen die beiden kristallinen Kernstücke innerhalb der Marmor-Schieferzone, die sich zwischen den Alpen Pianzona und Vallaro schliesst und so also für beide als gemeinsame, äussere Sedimenthülle zu werten ist. Während der südliche Arm der so entstehenden, nach SW offenen Ellipse in weitem Abstand vom kristallinen Kernstück, dem Latelhorn-Lappen, durch die mächtige Grüngesteinsserie des Pzo. Montalto verläuft, ist der nördliche Arm vom Kern des Portjengrat-Lappens nur durch einen schmalen Grüngesteinszug geschieden. Wenn die beiden Sedimentzonen in dem früher ausgeführten Sinne einander gleichzusetzen sind, so verlangt dieser Unterschied eine Erklärung. Die Ursache der Ungleichheit kann tektonisch oder faziell sein. Im ersteren Falle wäre an eine bedeutende Störung längs des Hangenden des Portjengrat-Lappens oder an eine Anschoppung im Liegenden des Latelhorn-Lappens zu denken; dafür sind keine triftigen Anhaltspunkte vorhanden, und so wird wohl die fazielle Erklärung, die besagt, dass im S primär bedeutend mehr „Grünmaterial" angehäuft wurde, als dies im N der Fall war, die zutreffendere sein.

Der Marmor-Schieferzug zwischen Alpe Vallaro und der Landesgrenze ist eine der markantesten Zwischenlagen innerhalb der Grüngesteinsmasse. Nach Lage im Profil und Schichtfolge kann man für ihn, oder wenigstens für seine massigere Marmorbasis, auf Triaszugehörigkeit schliessen. Nächst der Alpe Vallaro überragt er als aufrechter Felszahn (Disthenkristalle führend) und mit einer Schichtmächtigkeit von fast 50 m, die angrenzenden Grüngesteine, in denen sich auch wieder dünnere Kalkbänder wiederholen. Weiter nach W zu finden sich an der Basis mürbe, rauhwackeartige, kavernös anwitternde Kalksedimente, die auch feinklastisches Material enthalten. Die klastische Beschaffenheit an der Basis dieses Sedimentzuges zeigt sich auch in der Richtung nach der Alpe Campo (bei P. 1948), woselbst reinweisse Marmore einzelne grössere Gerölle von Amphibolit und Ophiolithen führen. In der höheren Partie dieser Sedimentstufe, die über 80 m anschwillt, liegen mehr gestreifte Marmore, Marmorschiefer und Kalkphyllite. Eindringen von ophiolithischem Material mit Primärkontakten wurde in der Alpe Campo beobachtet. Von deren Talzirkus ab — ein dortiges Schichtprofil skizziert Fig. 3 — streicht der Sedimentzug nach der Landesgrenze an der Cima del Rosso,

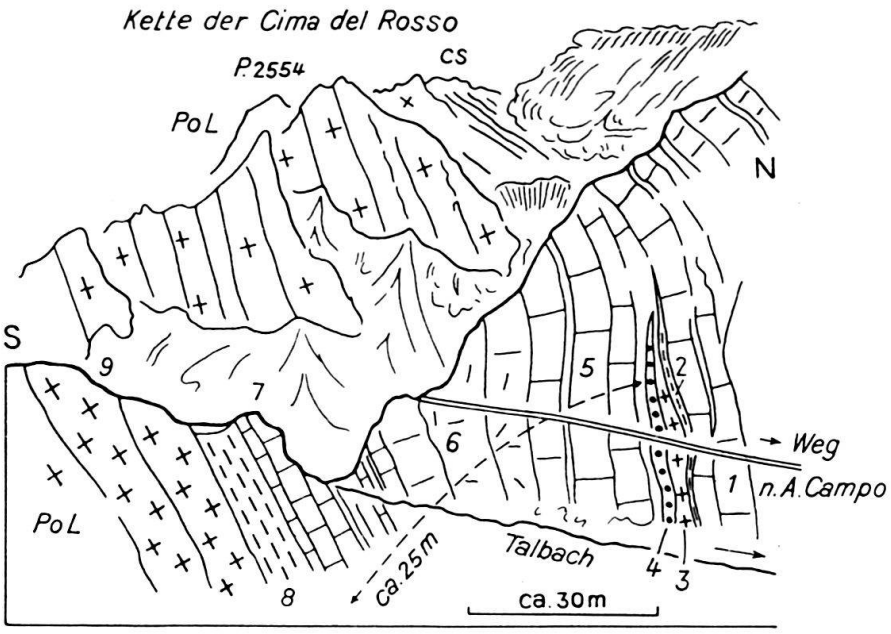



Fig. 3. *Der Kalkzug von Vallaro bei der Alpe Campo* (schematisiert wiedergegeben).

1. Kalkschiefer und glimmergestreifter Marmor.
2. Verwittertes, blättrig-schiefriges Grüngesteinsmaterial.
3. Flaseriger, grünlicher Muscovitgneis, ca. 3 m, nach oben ausdünnend.
4. Weisser, feldspathaltiger Muscovitquarzit.
5. Gelbbraun anwitternder, dolomitischer, körniger Marmor; allmählich übergehend in 6.
6. Massige, kavernös anwitternde Kalkbreccie mit fremden Komponenten (kristalline Schiefer); nach unten zu gefolgt von schiefriger, glimmerig durchsetzter Gesteinspartie.
7. Gelbweisser, kavernös anwitternder, körniger und gut gebankter Kalk.
8. Grüngesteins-Zwischenschicht (hier nicht aufgeschlossen).
9. Kompakter Muscovit-Orthogneis.

Im Hintergrund der Grenzgrat mit dem Portjengrat-Lappen-Kristallin (*PoL*) und der nach dem Zwischbergen-Tal weiterleitenden Zone der Schistes lustrés (*cs*).

von wo sich die Anknüpfung an die Schistes lustrés des Zwischbergen-Tales (Huang) ohne weiteres ergibt.

Örtlich von dem verfolgten Sedimentzug, nur durch wenige Meter Prasinite geschieden, liegt unter demselben das sich nach E ausdünnende Ende des Portjengrat-Lappens. Es besteht bei der Alpe Campo aus einem massig gebankten, etwas grünlichen Muscovitorthogneis, der wie die Grüngesteine mit ca. 75° nach N fällt. Dieser Gneis baut teils die Kammlinie und Südfront der Kette nördlich des Val Loranco auf und leitet, wie bekannt, in die mächtigen Gneisplatten des Portjengrates (Pzo. d'Andolla) weiter. Huang hat auf der Zwischbergenseite erkannt, dass der Kristallinkörper durch Einspitzungen von unten, einmal durch Grüngesteine und Trias, ein anderes Mal weiter westlich durch Schistes lustrés aufgespalten wird (Huang, 1935, p. 13); er teilt deshalb hier den Portjengrat-Lappen in eine „Digitation du Passo d'Andolla" und eine „Digitation de la Cima del Rosso" auf, welch letztere wir noch ca. 2 km von der Wallisergrenze in die Grüngesteinsmulde hinein verfolgen konnten. Ob ein abgetrennter Zwickel ähnlichen Gneises, der näher bei der Alpe Vallaro liegt, ein abgerissenes Endstück darstellt oder einen höheren Kristallinspan eines nichterhaltenen Kernstückes repräsentiert, ist ungewiss; merkwürdigerweise steht dieses Gestein in Primärkontakt mit stark verwitterten Grüngesteinen.

Die Verfolgung des Marmorzuges von Vallaro und angrenzender Bauteile bis zur Landesgrenze legt es nahe, rückblickend noch eine besondere Erscheinung etwas hervorzuheben. Es ist nämlich erwähnenswert, dass dieser Kalkzug und mit ihm der nach E ausspitzende Gneiskern ein Absinken von W nach E, also entgegen dem allgemein gültigen Axialanstieg in dieser Richtung, aufzeigen. Während der Marmorzug — so ziemlich in gleicher Streichrichtung bleibend — bei der Alpe Vallaro in ca. 1800 m liegt, verlässt er italienischen Boden an der Cima del Rosso in ca. 2620 m. Auch die Tieferlage des Muldenschlusses in der Marmor-Schistes lustrés-Zone südöstlich Vallaro spricht in gleichem Sinne, denn weiter westlich liegt virtuell ein analoger Punkt — dort im Scheitel — in ansehnlicher Höhe über den Gneisgipfeln. Des weiteren ist eine gleiche östliche Absinkungstendenz im Rande des Zwischbergen-Lappens (Kristallinstirne Laghi di Campo) angedeutet.

Zur Erklärung dieses Phänomens ist zu sagen, dass, wenn auch in geringerem Masse die Intersektion der Oberfläche mitspielt (Marmorzug!), die Grundursache in der Gestaltung des „Bognanco-Löffels" zu suchen ist, denn E dieser durch die Unterlage der Monte Leone-Decke bedingten, im E wohl flexurartig abgegrenzten tektonischen Form streben alle höheren Bauteile nach der Tiefe, also nach E, zu. Die kräftige Querbarriere des Monte Leone-Deckenrückens östlich Bognanco, der quer die Einmuldung abgrenzt, bedeutet weiter E den Beginn des ausgeprägten und anhaltenden Aufstieges nach E zu.

Weniger weit nach E als der Portjengrat-Lappen greift der tektonisch nächst tieferliegende Gneiskern in den Grüngesteinskomplex vor. Es ist der Latelhorn-Lappen, dessen Orthogneise nach SW zu die Verbindung mit der Monte Rosa-Kuppel herstellen. Während die zugehörigen kristallinen Schiefer auf der Höhe des Lago d'Antrona noch eine Breite von ca. 3 km aufweisen, quert man sie hinter dem Bacino dei Cavalli nur noch in einer Breite von ca. 750 m. In dem nordöstlich anschliessenden Bergstock des Monte de la Preja setzen die kristallinen Gesteine eben noch den steilen Gipfelaufbau zusammen (WSW-Streichen mit 65—70° NNW-Fallen); jenseits desselben, auf der Bognanco-Seite, verraten die steilgestellten Grüngesteine nichts mehr von dem durch diesen Kristallinkern bedingten Grundplan des Baues.

In dem hier noch zu berücksichtigenden Endstück des eigentlichen Stammteiles der Monte Rosa-Kuppel, des Latelhorn-Lappens, haben dessen grob porphyroblastische Gneise keine auffälligere Verbreitung mehr; der grobaugige Habitus der Gneise oder daraus hervorgehende, grobflaserige Glimmergneise liegen in der Kette der Cima di Pozzoli noch in 2—3 mächtigeren Komplexen übereinander, die durch Paragneise geschieden werden. Am Lago di Camposecco sind es helle Gneistypen, die ca. 60° N fallen und reichlich von Turmalin in Lagen und Trümern durchschwärmt werden (Injektionsgneise); in einer tieferen Zone südlich der Pta. di Turiggia fallen sie nur noch 25—32° nach W und bauen den Kamm der Cima di Pozzoli auf, dabei auf der Seite des Andolla-Tales steiler (60—80° zur Tiefe biegend. Im natürlichen Querschnitt beim Bacino dei Cavalli (Alpe di Gabbi) fehlen die typischen Monte Rosa-Gneise (nur einige Meter Muscovitaugengneis) und verschiedene Paragesteine, darunter auch Amphibolit, bauen das schon erwähnte Endstück des Lappens im Monte de la Preja auf.

Dieses Endstück des Latelhorn-Lappens, das schon in ARGANDS Profilen (Prof. 17, 1911b) als kleine Tauchfalte erscheint, verdient noch weitere Beachtung. Der steile Schichtstand der Glimmerschiefer und Gneise dieses Bergkopfes liesse eigentlich noch einen bedeutenden Tiefgang des Kristallinkerns voraussetzen. Überprüfen wir eben kurz die Umrandung dieses Kristallinkernes vom Val di Pasquale (SE Seite) dem Gipfelgebiet zustrebend (Prof. 5a, Tafel XII).

Der unterste Abschnitt des genannten Tales zeigt die Kernserie auf die Grüngesteine überschoben; schön faserig oder blättrig-strahlig ausgebildeter Serpentin trägt eine ca. 50° NW fallende Bewegungsfläche, über welcher Amphibolite, weisse Marmorbänder und auch kristalline Schiefer folgen; es trennt also die Dislokationsfläche nicht allein den kristallinen Kern, sondern sie dürfte noch innerhalb der tiefsten „Muldenserie" vorhanden sein und scheint durch das Gleitniveau des Serpentin bedingt zu sein. Die Serpentin-Marmorserie begleitet das Preja-Kernstück bis zur Passhöhe der Bocchetta di Pasquale hinauf; dort im Grat von E nach W quert man die folgende Schichtfolge:

1. Wechsellagerung in grosser Mächtigkeit von Prasiniten und Amphiboliten, den Grat nach dem Passo Montalto zu aufbauend.
2. Bergkopf P. 2394 m: Begleitet von Glimmerschiefern und quarzsandigen Übergängen schalten sich zwischen die Grüngesteine 3–4 Linsen von weissem, körnigem Marmor, gelblich anwitternd und mit Amphibolit verschuppt und auch Strahlsteinlinsen enthaltend, ein; generell 70–80° W fallend.
3. Bocchetta Pasquale: Grüngesteine mit wellig gefaltetem, bläulichweissem Marmorband.
4. Serpentinzone, nach N zu endigend, nach SW zu das Tal der Pasquale-Alp hinabziehend.
5. Glimmerschiefer, Grünschiefer, dünne Marmorbänder und anscheinend auch begleitet von aplitischen Trümern, leiten weiter nach dem:
6. Gipfelkomplex des Monte de la Preja, der aplitische Gneise, Muscovitgneis, Quarzglimmergneis und Amphibolite enthält (ohne Gewähr für Vollständigkeit!).
7. Preja-Nordseite (Strecke nächst P. 2514 m bis Passo de la Preja): Ohne scharfe Grenze folgt die normale Grüngesteinsserie, deren Abtrennung von den kristallinen Schiefern des Kerns durch Wiederkehr von Marmorlinsen gekennzeichnet wird.

Anders gestaltet sind die Steilhänge dieses Grates gegen die Valle di Bognanco, woselbst man nur mehr die stets gleich orientierte, steilgestellte Grüngesteinsserie antrifft. Aus dem Fehlen des Gipfel(kern)komplexes dürfte sich dessen axiale Heraushebung ergeben, oder wenn man gar an eine Autochthonie denkt, dessen unvermittelt rasches Abtauchen. Ein entsprechender Muldenschluss, oder besser ein nach unten gekehrter Gewölbeschluss, ist in den vorhandenen Felsabbrüchen nur eher dürftig zu erkennen; eine intensive Kleinfaltung, welche als Ganzes diesem Gewölbeschluss entspricht, macht die wesentliche Linienführung undeutlich.

In Anbetracht dessen, dass längs der Tallinien, die beiderseits des Passo de la Preja ansetzen, zwei einander parallel verlaufende Gneiskerne (Portjengrat- und Latelhorn-Lappen) in Form von Tauchfalten verlaufen, wird die Grüngesteinsserie, die diese Tallinie einnimmt, vorerst als eine umgestülpte Muldenzone, also als ein nach oben geschlossenes Gewölbe einzuschätzen sein; dabei ist allerdings vorausgesetzt, dass keine weiteren baulichen Komplikationen diese Zone betreffen.

In der Mittellinie dieser Grüngesteinszone liegt auf der Wasserscheide zwischen dem Bognanco- und dem Antronatal der Passo de la Preja, dessen hellgelbweisse Marmorzacken weit in die Landschaft leuchten (Prof. 5a, Tafel XII). Unmittelbar nordwestlich über der Passlücke setzen körnige, blaugraue und weisse Marmore ein, die im Mittel 45—50° nach NW einfallen und besonders auffallen durch die starke Durchwirkung mit ophiolithischem Material, das sich in Bändern, Taschen und Linsen im Karbonatgestein vorfindet. Die tektonische Stellung der Gesteine, ob normale Mulde, ob tauchendes Gewölbe, ist nicht ohne weiteres ersichtlich, wenn auch die Nordostseite des Passes erkennen lässt, dass die Grüngesteinsdurchwirkung sich muldenförmig anordnet und auch die graublauen Marmore eine gleich Baulinie verraten.

Nun ist es aus der Literatur bekannt (z. B. Bearth, 1939), dass die Grüngesteinszone des Andollatales, die auf Schweizerboden der Furgg-Mulde ent-

spricht, durch einen schmalen Kristallinzug zweigeteilt wird, den obgenannter Autor als Loranco-Lappen bezeichnet. Zwar konnte diese wenig hervortretende Einheit im Gebiet unserer Begehungen (vorderstes Andollatal) nicht erkannt werden, was, wenn ihr Fehlen wirklich besteht, mit deren Kleinerwerden und Heraushebung zu erklären wäre. Aus dem Eingreifen dieser Kristallinlamelle ergäbe sich dann trotzdem, dass die Grüngesteinszone zum mindesten gedoppelt wäre und in ihr noch ein Kern von Trias stecken könnte. Als solchen kann man dann die Marmore des Pso. de la Preja taxieren, die in diesem Falle wie die Kalkvorkommen an der Bocchetta Pasquale in den tiefsten Lagen des gesamten Grüngesteinsschichtstosses einsetzen würden und innig mit demselben durch Wechsellagerung verbunden sind. Die am Passe sich abzeichnende Mulde entspricht bei solcher Voraussetzung einem Faltenkern, der sich auf den kleinen Loranco-Lappen oder ein ihm zugehöriges Faltungsdetail beziehen liesse. Der Marmor von Preja hat keine längere streichende Fortsetzung; ein ähnliches, weniger gut aufgeschlossenes Kalkvorkommen in der Tiefe der Alpe Agrosa (nordöstlich Preja) könnte zur Not mit ihm in Beziehung gebracht werden.

Da wir uns hier im Ausgang der Furgg-Mulde befinden, wo dieselbe sich mit der breiter sich ausweitenden Bognanco–Antrona-Mulde vereinigt, ist dies der Ort, um noch der problematischen Stellung, die diesem Teilglied zukommt, Erwähnung zu tun. Den vorangehenden Ausführungen liegt die Interpretation der baulichen Zusammengehörigkeit der verschiedenen Kristallinlappen zugrunde; drei davon haben wir besprochen und festgestellt, dass sie in der Antrona-Mulde liegen. Ihre wurzelwärtige Vereinigung führt sie gemeinsam in den Kernteil der aus der Vereinigung von Monte Rosa- und Sankt Bernhard-Decke hervorgegangenen Mischabel-Decke, wie dies den Darlegungen von R. Staub und P. Bearth entspricht. Ein Pro oder Contra für diese Deckenvereinigung lässt sich im Bereiche der durchgangenen Antrona-Mulde nicht ableiten, wenn auch zugegeben werden muss, dass durch genannte Zusammenfügung ein recht unförmiges tektonisches Gebilde entstanden ist, das tektogenetisch mühsam zu erklären sein wird. Die vorgebrachten Einwände (Roesli, 1946) und Ergänzungen (Bearth, 1945) zeigen, dass die letzte Abklärung noch nicht erreicht ist.

Wenn auch die neueren Befunde eine tektonische Trennung der nördlicheren kristallinen Bauteile (Zwischbergen-Lappen und Portjengrat-Lappen) im Weissmies-Gebiet als nicht bestehend hinstellen, so kann doch die Frage aufkommen, ob dies wirklich auch für die südlicheren Teile bezüglich dieser beiden Lappen gilt. Diese Gegend betreffend, gehörte es aber geradezu zum „eisernen Bestand" der Erkenntnis bezüglich der Deckenaufteilung, dass die Furgg-Mulde als ein nach oben geschlossenes, unter einer Brücke von Monte Rosa-Gneisen nach W abtauchendes Bauelement, „la fenêtre-tunnel de Furggen" Argands, zu gelten hat. Von solcher Führung der Baulinien weicht späterhin Bearth entgegen seiner früheren Darlegung ab, indem er in zwar nur beiläufiger Mitteilung (1945, Fussnote 3) die Furgg-Mulde mit der Zermatter-Mulde in Verbindung setzt, wodurch wieder eine Trennung in Monte Rosa-Kuppel(+Portjengrat-Lappen) und Bernhard-Decke vollzogen würde. Dieser tiefe Schnitt ist aber im Raume der Antrona-Mulde nicht erkennbar, denn dort ist es gerade der Einbezug der beiden Kristallinkerne, des Portjengrat-Lappens und des Latelhorn-Lappens, in das gleiche Oval der Schistes lustrés, der anzeigt, dass die beiden letzten Endes in engeren Grenzen zusammengehören. Auch Güller (1948, p. 72) hegt gegenüber der genannten Verbindung Bedenken. Weitere Aufklärung ist in dieser Sache abzuwarten.

Lässt sich nun in den durchgangenen Grüngesteinszonen durch Aufteilung und Angliederung an die kristallinen Kerne die grosse Schichtmächtigkeit er-

klären, so ist eine solche Aufteilung für den isoklinal gelagerten Schichtstoss, der zwischen dem Marmorzug von Cheggio (Bacino dei Cavalli) und dem Rand des Camughera-Lappens liegt (Prof. 4, Tafel XII), nicht ohne weiteres anwendbar, denn daselbst gibt es keine Hinweise auf Doppelung durch Überfaltung. Ein Teil derselben hat aber als normale Decke des Camughera-Lappens zu gelten, und es ist dann sehr wohl möglich, dass im Rücken dieser Teildecke sich auch wieder kleinere Ausstülpungen entwickelt haben, die somit eine grössere Mächtigkeit durch Wiederholungen zustande brachten.

### *10. Das Verbindungsstück Antrona–Vanzone.*

Der mächtigen Entfaltung der Grüngesteine zwischen Bognanco und Antrona folgt südwärts — abgesehen von den nach W abgehenden umgestülpten Mulden — eine rasche Verengung. Nur mehr ein schmales Verbindungsstück von 1½ bis ½ km Breite leitet nach der Wurzelzone der Valle Anzasca über. Haben wir im N, um so zu sagen, den breiten Löffel vor uns, das Überfaltungsgebiet, so treten wir nach S in den „Stiel" des Löffels über, der massiv eingefasst ist zwischen den Gneisen des westwärts abtauchenden und wahrscheinlich wenig weit aushaltenden Camughera-Lappens und dem Rand des breiter werdenden Hauptkörpers des Latelhorn-Lappens. Es ist dies die Zone, welche 1907 noch durch C. Schmidt als eine transversal ausgerichtete Synklinale in autochtoner Monte Rosa-Unterlage angesehen wurde und eigentlich erst durch Argands Alpensynthese die bessere Deutung als axial zutage kommendes, longitudinal verlaufendes Bauelement erhielt. Dass diese anscheinend erledigte Quermulde in neuer Konzeption wiederersteht (A. Amstutz), wird später angeführt (s. Fussnote 2). Wie für die übrige Antrona-Mulde haben wir auch hier zufolge der Lage zwischen Monte Leone-Unterlage und Mischabel-Überlagerung eine Aufteilung nach Zugehörigkeit zu jeder der grossen Baueinheiten vorauszusetzen. Wie im eigentlichen Muldengebiet, so lässt sich aber ebensowenig hier eine Sutur finden, die beide Teile trennt; die Mulde erscheint einheitlich, was gutenteils auch darin seine Ursache hat, dass die Gleichartigkeit der Formation eine Gegenüberstellung von Hangend- und Liegendteil, wenigstens nach dem derzeitigen Stande der Kenntnis, nicht zulässt. Einheitliches Westfallen bleibt auf der ganzen Längserstreckung dieses Korridors von Grüngesteinen bestehen (Prof. 6, Tafel XII); es ist das ausgeprägte axiale Westfallen, das im Durchschnitt um 45° liegt (besonders auf der W-Seite).

Wenn auch die hohe Erosionsfront der beidseitig begleitenden kristallinen Kämme ihren Fuss reichlich mit Sturzschutt überstreute, so geben doch die in dieser Zone liegenden und querverlaufenden Passlücken-Rücken guten Einblick in die Kontaktverhältnisse zwischen Kristallin und Grüngesteinsserie. Hier, auf der Westseite, wie es auch schon von anderen Stellen hervorgehoben wurde, lässt sich keine bruchmässige, scharfe Überschiebungsfläche des Kristallins auf seiner mesozoischen, grünen Unterlage feststellen, sondern es besteht vielmehr, trotzdem der verkehrte Liegendschenkel vorliegt, ein inniger Verband zwischen Muldenformation und Kristallinkern. Darüber vermag ein Profil über dem Passo Vallaretto (oberhalb der gleichnamigen Alp (Prof. 7, Tafel XII) Auskunft zu geben; vom Passgrat (2119 m) in den Steilhang der Torrigia fortschreitend, wurde notiert:

1. Serie der Prasinite und Amphibolite mit Str. 170° und 38–40° Westfallen; darin am Passe Einschaltungen von Serpentin und rostfleckigem Talkschiefer.
2. Hell- bis dunkelgrün gestreifte Prasinite mit Einlagerung von Hornblendit.

3. Gelbliches Quarzglimmer-Gestein, begleitet von schiefrigem Prasinit (zirka 15 m); noch oben stellt sich undeutliche Bänderung durch Hornblendelagen ein; der oberste Abschnitt wird versteckt klastisch (grosses Grüngesteins-Gerölle).
4. Muscovitgneis, flaserig-dünnschichtig (Höhe 2250 m), repräsentiert die ersten Lagen des Kristallinkernes des Latelhorn-Lappens, die dann höher oben von Orthogneisen gefolgt werden.

Einzig weiter nach N zu dürfte Losreissung und daraus resultierender mechanischer Kontakt eher die Regel sein. Die leichte Knickstelle im Kristallinrand des Latelhorn-Lappens beim Lago d'Antrona mag der ungefähre Beginnpunkt sein. Dort liegen auch von der Hauptmasse abgetrennte, grössere Schollen in der Randpartie der Grüngesteine, so bei der Alpe Ronca und innerhalb der Blöcke des am 26. VII. 1642 niedergegangenen grossen Bergsturzes, der den See aufstaute. Man kann diese Kristallinexklaven als abgetrennte Splitter an der Basis des Latelhorn-Lappens betrachten (Fig. 1). AMSTUTZ (1950) sieht in ihnen hervorschauende Nebenfalten in der Quermulde.

Von der Höhe des Passo Vallaretto zieht der Auflagerungssaum des Latelhorn-Lappens steil talwärts nach S, biegt dann aber im unteren Abschnitt des Tales von Vallaretto nach E um, quert den Talbach, wo er schon eine leichte Abweichung nach ENE angenommen hat, und zieht dann in den tobeldurchfurchten steilen Hängen oberhalb Vanzone talauswärts. Diese Beugung erleiden vollkommen konform die teils in langen Platten einfallenden Grüngesteine, die im Punkte der stärksten Konvexität mit 45—55° nach W und SW fallen. Die gleiche Beugung erleiden die Hangendteile der Monte Leone-Decke, denen die Grüngesteine von Antronapiana an normal aufliegen.

Während diese Beugung von N–S- in W–E-Streichen mit relativ steil gestellten Schichten in den kristallinen Schiefern des Latelhorn-Lappens noch einen weiter gespannten Bogen beschreibt, ist sie in den Monte Leone-Gneisen viel enger und gedrängter, und der Gewölbebau hebt sich prägnanter ab (Prof. 7, Tafel XII). Der eigentliche Gewölbescheitel liegt zwischen der Mina Caré–Mina dei Cani (z. Z. verlassener Bergbau auf Gold; siehe Blatt Domodossola der Carta geol. d'Italia) und der Alpe Vallar. Das in den drei Bauelementen (Latelhorn-Lappen als Teilglied der Monte Rosa-Kuppel, Antrona-Mulde und Monte Leone-Decke) dermassen abgebildete, nach WSW absinkende Gewölbe repräsentiert den bekannten Deckenscheitel oder das Deckengewölbe von Vanzone, wie es in den Stereogrammen ARGANDS allerdeutlichst zum Ausdruck kommt. Indem wir in seinem Saum die Umschwenkung in die Valle Anzasca ausgeführt haben, sind wir aus dem Bereich der eigentlichen Antrona-Mulde in jenen der steilgestellten Wurzelzone übergetreten.

## C. Der Wurzelsektor in der Valle Anzasca

(Tafel X)

Die anhaltende Geradlinigkeit und Parallelität in der Streichrichtung der einzelnen Bauelemente der penninischen Wurzelzone ist bekannt. Als Ausdruck der steilen Schichtlage bestimmt solche auch den Verlauf der Gesteine der Antrona-Mulde, in deren Wurzelstück wir mit Umschwenken über das Überfaltungsscheitelgewölbe in seine Südflanke übergetreten sind. Diese allgemeine Disposition ist deutlich in allen alpinen Übersichtskarten enthalten und findet, was das Verbindungsstück zwischen Walliser und Tessiner Grenze anbetrifft, in der Carta geologica d'Italia, Blatt Domodossola (A. STELLA), den nötigen Beleg durch eine relativ eingehende und zutreffende Kartierung (1 : 100000). Wenn die Verfolgung

der Muldenzone von Antrona hier nach E zu trotzdem aufgenommen wird, so mag dies einigermassen als überflüssig erachtet werden; da es aber doch nützlich sein kann, durch Verfolgen von Profil zu Profil die Kontinuität nach Möglichkeit hervorzuheben, damit am Ende dem Einwand des allzu raschen Überbrückens heikler Lücken begegnet werden kann, so wollen wir, in einzelne Sektoren aufspaltend, die W–E-Wanderung durchführen.

Vorerst tritt, verglichen mit den Verhältnissen der eigentlichen nördlichen Antrona-Mulde, der rasche Mächtigkeitsschwund der Grüngesteine in Erscheinung; er ist sicherlich grösstenteils primär bedingt, indem das amphibolitische Substrat, sei es rein magmatogen oder gemischt sedimentogen, nach S zu in schwindendem Volumen zum Absatz kam. Schon die Südflanke des Deckengewölbes von Vanzone zeigt diesen Mächtigkeitsschwund in seiner Gänze (Prof. 7, Tafel XII und Prof. 9, Fig. 1). Während im meridianverlaufenden Muldenabschnitt an die 1000 m Grüngesteine von Kristallinrand zu Kristallinrand sich folgen, ist das grüne Band bei Cingora oder im Südhang des Val Bianca auf ca. 100 m zurückgegangen. Es bleibt mehr spezialisierter und besonders petrographisch orientierter Untersuchung noch vorbehalten, in den an sich sehr unwegsamen Steilhängen zu erkennen, in welcher Art einzelne Schichtpakete aussetzen und abnehmen, welcher Grad mechanischer Stoffwanderung in Frage kommt und welche eventuelle Gefügeveränderungen in dem reduzierten Wurzelstreifen sich vorfinden. Wir betrachten das Gesteinsband als Ganzes und verlegen das Hauptaugenmerk auf den Hauptzug der zwischen Monte Leone- und Mischabel-Decke eingefügten amphibolitischen Gesteine.

Die Lagerungsweise dieses Hauptzuges — dessen Zusammenhang mit der Antrona-Mulde evident ist — in der Gesamtwurzelzone bietet im Anzasca-Sektor zu weiterer tektonischer Beschreibung keine Veranlassung. Erst etwas stärker nordostwärts gerichtet, streicht er vom Val Bianca durch die Alpen Bobbio und Cimalbosco nach dem Gratrücken der Colma östlich des Croce del Cavallo, auf welcher Strecke ihn z. T. auch P. Bearth kartiert hatte (1939, Taf. IV). Stets bleibt Nordfallen bestehen, welches der bekannten insubrischen Umkippung der gesamten Wurzelregion entspricht. Im Ostende der Colma (Alpe Herbalunga) verlässt die Zone den Hang des Anzascatales und tritt in das Steilbord des Antronatales über. Ziemlich geradlinig, mit N 45° E-Streichen, zielt der Hauptamphibolitstreifen von hier auf Villadossola im Tocetal. In den isoklinalen Schichten bietet sich nirgends eine Möglichkeit, den Gewölbebau, der zum mindesten in den tieferen Gneisen der Monte Leone-Decke als Fortsetzung des Vanzanogewölbes verborgen sein muss, zu erkennen. Desgleichen gibt es keine Anzeichen, die die Muldennatur der trennenden Grüngesteinszone hervorheben würden.

Nach dieser allgemeinen Trassierung seien hinsichtlich dieser Strecke als Ergebnis, das sich auch auf andere Teile der Längsverfolgung übertragen lässt, die folgenden Punkte hervorgehoben.

1. Das als Hauptzone aufgegriffene Band, das sich oberhalb S. Carlo aus der breiteren Amphibolitzone ableitet, ist nicht „einspurig"; schon die nächsten Querzüge zeigen Wiederkehr von weniger bedeutenden Amphibolitstreifen besonders in tieferen Lagen, die man geneigt ist, den obersten Rückenteilen der Monte Leone-Decke einzugliedern. Ein stichhaltiges Kriterium für die Grenzziehung wurde aber nicht gefunden. Anderseits ist es aber auch gegeben, die Nebenzonen aus einer seitlichen Aufsplitterung der schichtmächtigeren Antrona-Mulde abzuleiten. Die begleitenden, bzw. innerhalb der Amphibolitbänder liegenden kristallinen Schiefer wären in diesem Falle auch „Muldengesteine"; sie hätten aber dann kein Äquivalent in der eigentlichen Grüngesteinsmulde, wo sich als

nichtamphibolitische Beigabe stets nur die marmorisierte Fazies der kalkigen „Schistes lustrés" einstellt. Eine solche „Ausfingerung" des Amphibolitgehaltes der Mulde scheint P. BEARTH für wahrscheinlich anzunehmen (1939, Taf. IV, Fig. 7).

2. In Ergänzung der Abgrenzungsschwierigkeiten und im Bestreben, nach Möglichkeit mit einer „Hauptzone" den Längsfaden aufrechterhalten zu können, wird einer solchen die Hauptaufmerksamkeit geschenkt.

3. Wenn auch zuzugeben ist, dass den Amphibolitlagen, besonders den schmächtigeren, sehr gewöhnlich eine flach-lentikuläre Gestalt zukommen mag, so ist die Gruppierung solcher Einzellinsen doch so sehr gehäuft und relativ dichtgepackt, dass sie für unseren Zweck als eine Zone angesehen werden können.

4. Der gesamte Anzasca-Sektor und auch dessen weitere Verfolgung nach W hat uns nirgends den in anderen Wurzelsektoren so verbreiteten Mitläufer, den kristallinen Kalk, finden lassen. Dieses negative Merkmal kann vielleicht durch intensives Suchen noch beseitigt werden, ist aber doch ein Hinweis auf deren Seltenheit und zeitigt eine gewisse Übereinstimmung mit der Mulde des Antrona- und Bognancotales, wo diese Sedimente auch eine recht geringe Verbreitung haben. Ob dies auch betreffs der Kalksilikate zutrifft, kann, weil keine diesbezüglichen Untersuchungen vorliegen, nicht gesagt werden.

5. Die Amphibolitbänder besitzen meistens eine gewisse Nachbarschaftsbeziehung, indem sie besonders Paragesteine im Liegenden und Hangenden führen, wie Biotitplagioklasgneise, Glimmerschiefer, feintexturierte Muscovitgneise und seltener gröber texturierte Gesteine; manchmal ist es gerade diese Begleitfazies, die zum Auffinden des Amphibolits führt. Inwieweit diese Gesteine auch zur Antrona-Mulde zu zählen sind, bleibt eine offene Frage.

6. Eingliederung von basischen Massengesteinen in die Grüngesteinszone in Form von Serpentin, Strahlsteinlinsen und Hornblenditlinsen unterstreicht jeweilen deutlicher den Verlauf der Zone. Der Anzasca-Sektor ist aber mit dieser Beigabe wenig bedacht (kleiner Hornblenditfund unter der Colma).

7. Als eine deutliche, oft auch morphologisch in der Landschaft sich abhebende Begrenzung finden sich auf die ganze Längserstreckung des Anzasca-Sektors die Augengneise und Injektionsgesteine der Monte Rosa-Zone, von welcher wir nach den neueren tektonischen Befunden (STAUB, BEARTH) anzunehmen haben, dass sie den südlichen Hauptteil der Mischabel-Decke ausmacht. Unter Zwischenschaltung einer schmalen Paragesteinszone begleiten sie den Wurzelstreifen der Antrona-Muldenzone von Vanzano bis zum Tocetal. Ihr fast saigeres Bergeinwärtsfallen im hinteren Talabschnitt wird im Talausgange etwas niedriger ($\pm 60°$). Ein volumenmässiges Äquivalent für den „Vorderteil", die ehemalige Sankt Bernhard-Decke der kombinierten Mischabel-Decke, im Wurzelsektor des Anzascatales festzulegen, fällt schwer, da die vorhandenen Orthogneis-Zonen an die Monte Rosa-Decke gebunden sind.

Zur Verdeutlichung von Auftreten, Inhalt und Lagerungsbeziehungen der Antrona-Muldenzone im Anzasca-Sektor sei nunmehr noch das Profil der Alpe Herbalunga westlich des Pzo. Castello (4½ km NW Piedimulera) etwas näher betrachtet. Der Komplex der Monte Rosa-Augengneise baut in einer Ausstrichbreite von ca. 800 m die Gipfelpartie des Pzo. Castello, erst (S) ca. 50°, dann zunehmend steiler werdend, auf; über den W-Grat absteigend, sieht man diese massig gebankten Gesteine in eine Wechsellagerung mit Biotit(para)gneisen eingehen; bei gleichbleibender Orientierung (225° mit 55—60° NW-Fallen) hält diese für ca. 300 m an, um dann bei der Gratlücke P. 1509 m von der Grüngesteinszone mit scharfer Grenzlinie abgelöst zu werden. Die tiefsten Bänke der letzteren

stehen im Aufschlusse diskordant (ca. 18°) zu den Paragneisen, was aber wohl nur als örtliches Merkmal zu deuten ist, denn der übrige Teil der Grüngesteine gewinnt wieder das allgemeine Streichen mit 60—65° NW-Fallen. Die „grüne Zone", die auf 80 m Mächtigkeit zu veranschlagen ist, enthält ganz vorwiegend die gewöhnlichen Amphibolite, und nur im unteren Drittel heben sich massigere grobflaserige Hornblendegesteine ab.

Von dieser Grathöhe bis ins Tal der Ovesca (V. Antrona) hinab dürfte sicherlich Kontinuität der Zone bestehen, wenn auch die Bedeckung und Wiederholung von Begleitzonen die Trassierung nicht einfach gestalten. Wieder als ein über 80 m mächtiger grüner Gesteinsstreifen ist die Zone in der Ausgangsschlucht beim Elektrizitätswerk und der Strassenbrücke in Villadossola prächtig aufgeschlossen, wo sie zwischen Paragesteinen eingebettet liegt und Granat führt. Ein letztes Mal vor dem Verschwinden unter den Talalluvionen des Toce erscheint sie nochmals in einem kleinen Gesteinsriff, das die alte Dorfkirche San Bartolomeo trägt.

Im vorstehenden wurde das Profil bis in die Monte Rosa-Zone erweitert; bevor wir auf der östlichen Toceseite weiterziehen, sei das Querprofil auch noch ein Stück nach der Monte Leone-Decke zu erweitert (Prof. 8 in Fig. 4). Hier erhebt sich in behäbiger Breite NW Villadossola der Moncucco. Der Höhenrücken, der von dem eben genannten Industrieorte nach dem Gipfelpunkt hinaufleitet, bietet ausgezeichnete Schichtprofile durch die Gesteine der Monte Leone-Decke, deren Einfallen durchwegs nach NW geht. Obwohl das ganze Anstiegsprofil streng isoklinal gestaltet ist, müssen wir in demselben, schon mit Bezug auf die relative Lage der Antrona-Muldenzone und die allgemeine Konkordanz und Parallelität aller Baulinien, die Fortsetzung des Scheitelgewölbes von Vanzano voraussetzen; es ist aber nur virtuell vorhanden, denn es liegt hoch in der Luft und ist abgetragen.

Der obere, nördliche Abschnitt des Moncucco-Grates (ab ca. 1300 m) ist äusserst reich an vorwiegend wenig mächtigen Amphibolitlagen, die mit Biotitgneisen wechsellagern (Moncucco-Serie). Als Abschluss im Gipfelgebiet folgt ihnen im Hangenden eine breite massige Serpentinzone, parallel der Gneisserie eingefügt und auf ca 6½ km verfolgbar.

Die relative Lage dieser Grüngesteinslinse gegenüber den schon namhaft gemachten Bauteilen der Monte Leone-Decke bzw. der Antrona-Muldenzone reizt zu einer kurzen Betrachtung. Sie liegt auf der NW-Seite des verlängerten, aber nicht erkennbaren Scheitelgewölbes von Vanzano und auf der SE-Seite des nach SE fallenden Deckenrückens der Monte Leone-Decke, die sich wenig weiter nordwestlich zum „Löffel von Bognanco" einbiegt (Prof. 8, Fig. 4). Dem NW-Fallen der Bergseite von Villadossola liegt hier eine gegen SE und SW gerichtete Neigung der Schichten gegenüber. Über diesen Bauteilen der Monte Leone-Decke ragt im W die Ostflanke des Camughera-Lappens empor. Diese allgemeine Disposition gleicht stark einer synklinalen Eintiefung im Gebiet der grünen Gesteine des Moncucco. Damit harmoniert auch einigermassen, dass die mächtige Serpentinlinse gegen SW im linksseitigen Hang des Antronatales (Alpe Pradurino nördlich ob Viganella; Prof. 2, Tafel XII) recht unvermittelt sich ausspitzt und dass zwischen den Paragneisen für dieselbe keine Fortsetzung mehr nach SW gefunden wurde. Nach NE reicht der Moncucco-Serpentin in steiler Stellung bis in die Alp Lusentino und findet dann eine Fortsetzung in einer Amphibolitzone, die in die Richtung nach Andosso, westlich oberhalb Domodossola, zielt. Für synklinale Stellung irgendwelcher Schichtgruppe ist aber hier kein Hinweis vorhanden, wie denn auch im SW-Ende in den Hängen NW von Viganello kein Umschwenken der Moncucco-Amphibolite um einen vermeintlich ausspitzenden Synklinalkeil nachweisbar ist;

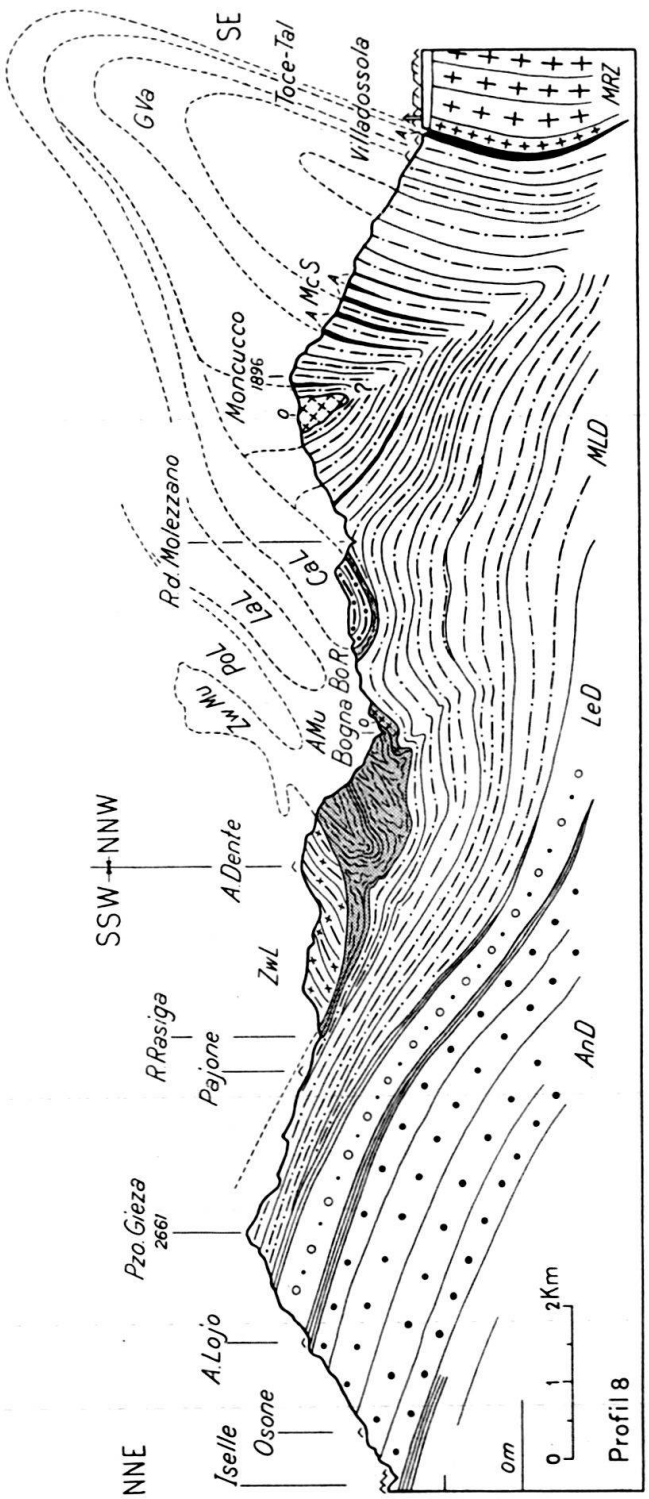



Fig. 4. *Sammel-Querprofil durch den östlichen Abschnitt der Antrona-Mulde*, 1:125000 (= Profil 8, Verlauf des Trasse siehe Tafel X).

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| **MRZ** | = | Monte Rosa-Zone (= Wurzelzone der Mischabel-Decke) Kleine Kreuze = Paragneise am Nordrand | **MLD** | = Kristallin der Monte Leone-Decke *O* = Grössere Ophiolithmassen *A* = Amphibolitlagen |
| **ZwL** | = | Kristallin des Zwischbergen-Lappens | **GVA** | = Gewölbe von Vanzone (Deckenscheitel der Wurzelzone) |
| **PoL** | = | Portjengrat-Lappen | **CaL** | = Camughera-Lappen |
| **LaL** | = | Latelhorn-Lappen | **Mc S** | = Moncucco-Serie |
| **AMu** | = | Antrona-Mulde (Grüngesteine, Marmore, Schistes lustrés) *O* = Grössere Ophiolithmassen (vorwiegend Serpentin) *A* = Amphibolite der Wurzelzone | **BoR** | = Bognanco-Rücken |
| | | | **LeD** | = Lebendun-Decke und zugehörige Schistes lustrés |
| | | | **AnD** | = Antigorio-Decke |
| **ZwMu** | = | Zwischbergen-Mulde | | |

freilich wurde dieser Frage nicht näher nachgegangen, da diese Zone daselbst überhaupt sehr undeutlich wird.

Wenn trotzdem in Prof. 8 (Fig. 4) versucht wurde, die Lagerungsweise im Moncucco-Grate in der angeführten Weise darzustellen, so ist dies nur eine rein konstruktive Lösung, die durch weitere Kontrolle geprüft werden müsste; die Deutung als Synklinalkeil würde aussagen, dass die Grüngesteine des Moncucco-Grates mit jenen der Bognanco-Mulde einen Zusammenhang haben würden, der

unter der Überschiebung des Camughera-Lappens hindurch ginge, also über das in anderem Zusammenhange schon erwähnte Grüngesteinsband (ohne Serpentin!) der Alp Manzano. Der Zusammenhang der Moncucco-Serie und des Moncucco-Serpentins über das Tocetal hinweg in das Val Vigezzo spricht aber eher dafür, dass alle diese Gesteine das Normalprofil der Monte Leone-Decke nach der Tiefe zu fortsetzen, also tiefer liegen, als es diese Synklinalkonstruktion bewirken würde. Eine ganz verschiedenartige Interpretation gibt den basischen Gesteinen des Moncucco und solchen, die bei Cisore im Ausgang des Bognancotales zwischen Monte Leone-Gneisen auftreten, A. Amstutz (1950, s. auch Fussnote 2); er fasst sie als Fenstergesteine innerhalb einer nach S überfalteten Gneismasse auf, wofür aber keine Beweisführung geliefert wird[2]).

## D. Der Wurzelsektor in der Valle Vigezzo

(Tafel XI, Karte A)

a) Südliche Talseite.

Von den Serien oder tektonischen Einheiten, die durch den breiten Alluvialboden des Tocetales (Valle d'Ossola) in ihrem sichtbaren Verlaufe unterbrochen werden, kann der tiefste und meist deutlich hervortretende Amphibolitzug des Anzascatales ohne viel Abgrenzungs- und Fortführungsschwierigkeiten von W nach E weiter verfolgt werden. Die sich ziemlich gleichbleibende Streichrichtung der Westseite sowie die analoge Lage der massigen Gneisbänke vom Monte Rosa-Typus wie auch die entsprechende Gruppierung der Amphibolitstreifen der Moncuccoserie machen es zweifelsfrei, dass die Antronazone in den Amphiboliten neu auftaucht, die südlich Quarata im Steilhang sich abheben, dann das Schluchttälchen der Ogliana di Quarata (R. di Menta) durchqueren und die abweisenden Felsgehänge der Costa di Pianezzoli hinaufziehen und schliesslich den Nordwestgrat des P. Tignolino bei der Alpe di Nava erreichen. Gegenüber dem westlichen Absetzen bei Villadossola zeigt das östliche Neueinsetzen eine grössere Ausstrichbreite und ein um weniges steileres Nordfallen (um 70°). Es sind vorwiegend

---

[2]) Vor Verlassen des westlichen Ossolano sei noch auf eine abweichende Konzeption des Gebirgsbaues dieses Teiles der Penninischen Alpen eingegangen. Sie ist in einer wegen ihrer Kürze und dem Mangel graphischer Beigaben nur schwierig richtig einzuschätzenden Mitteilung von A. Amstutz (1950) enthalten. Da dieselbe erst nach Abschluss der Geländebeobachtungen und auch nach Niederschrift dieser Abhandlung zur Kenntnis des Verfassers kam, ist ihr Inhalt hier nur anhangsweise in Kürze gestreift.

Genannter Autor scheint die Argand-Staubsche Deckenordnung, Einwurzlung und Nordüberfaltung abzulehnen, zum mindesten weitgehend zu modifizieren, indem er von N–S- und S–N-Überfaltung in den Briançonais-Raum spricht, innerhalb welchem die Monte Rosa-Kuppel als Ergebnis späterer Aufstauung sich aufwölbt. Dieser Aufstau bewirkte auf der Ostseite der Monte Rosa-Kuppel einen unvermittelt starken quergerichteten Abfall, der die transversale Muldenzone schuf, die wir als Antrona-Mulde bezeichnen und deren prägnantester Ausdruck in der quergestellten Zone Antronapiana–Vanzone sich findet. Die Muldenfüllung mit Grüngesteinen wird nicht als Hangendkomplex der Monte Leone-Decke gedeutet, sondern die Prasinitfolge soll bei Bognanco unter die Gneise der Cma. Larie einfallen. Der Gneiskomplex, anstehend zwischen Domodossola und dem Col Salarioli, läge mit Südüberschiebung auf der Grüngesteinszone der Valle Anzasca.

Indem wir in den vorangehenden Abschnitten unsere Auffassung, die der allgemeinen Interpretation der Schweizerschulen entspricht, dargelegt haben und zwischen derselben und der oben andeutungsweise skizzierten Interpretation unseres Genfer Kollegen nur wenig Verbindung besteht, verzichten wir auf weiteres Eingehen, indem dafür ja auch erst eine ausführlichere Begründung Voraussetzung sein müsste.

wieder gutgebankte Amphibolite, zu welchen sich Knauern und Linsen von Strahlstein und Serpentin gesellen (Alp Mura). Im Vergleich mit Villadossola, wo die Zone ca. 90 m Mächtigkeit aufweist, lässt sich eine Zunahme (> 200 m) feststellen.

Im nördlichen Fuss dieses Gebirgszuges zeichnet sich als nur wenig auffälliger Streifen die Fortsetzung der Amphibolite der Moncucco-Serie ab, die hier lange nicht so deutlich in Erscheinung treten und vielleicht z. T. auch ausgekeilt sind; die gleiche Zone zieht über Alpe Gambatorta und die Hänge südlich Marone in die Valle Vigezzo, wo sie dann höher talaufwärts weitgehend unter Schuttbildungen verdeckt bleibt.

Einen anderen Habitus bekommt die Hauptzone von Antrona beim Übertritt in die Hochteile der kleinen Täler (Parpinasca, Margologio), die gegen den Merlezzo occidentale (V. Vigezzo) absteigen. Schon unterhalb der Alpe di Nava (Tocetal-Seite) wird der Amphibolit verdrängt durch massige Serpentingesteine, die einen ultrabasischen Lagerstock von Peridotit bilden, der auf mindestens 8 km anhält und scharfgeschnittene Terrainformen bedingt (P. Marcio). Im Nordgrat des den Monte Rosa-Gneisen zugehörigen Pzo. Tignolino ist die Ausstrichbreite der Serpentinlinse auf ungefähr 500 m zu veranschlagen. Diese erscheint den Paragesteinen eingefügt (Biotitgneise mit Amphibolitlagen), denen ihre Ränder parallel folgen; bemerkenswert sind dünnschiefrige, grossblättrige Muscovitgneise in der Südflanke (Costa di Bagnoli), ein recht charakteristisches Gestein, das mehrere km weiter nordöstlich, südlich Druogno, wiedergefunden wurde. Begleitgesteine, die typisch wären für mesozoische Zugehörigkeit,wurden nirgends erkannt, wie denn auch der Muldencharakter dieser grünen Zone nicht durch symmetrische Wiederkehr typischer Gesteine in Nord- und Südflanke gestützt werden könnte.

Ein Blick auf ein breiteres Querprofil im Raum der unteren Valle Vigezzo zeigt neben dem allgemeinen isoklinalen Dispositiv noch Besonderheiten, die hervorzuheben sind. Überragt werden die Serpentine von den Felsabstürzen der Kette Pzo.Tignolino–Pzo.Togano–Pzo. Ragno. Die sie aufbauenden Monte Rosa-Gneise (Augengneise, aufgespalten durch verschieden breite Paragneiszonen, in ersteren bis zu 20 cm lange Porphyroblasten von Feldspat) gehorchen aber nicht dem einfachen isoklinalen Nordfallen — der insubrischen Kippung der Wurzelzone —, sondern ein recht breit geschwungener Gewölbebau beherrscht auf längere Erstreckung den Bau der Kette (Profile 10—12, Fig. 5); es kann dieser erkannt werden bis in den waldigen Rücken der Costa di Fracchia westlich Malesco. Diese Bauweise in der sonst isoklinal zusammengepressten Wurzelzone beherrscht zugegebenermassen eine geringe Breite derselben, ist aber weiterhin unterstrichen durch die im Hangenden der Monte Rosa-Gneise liegende Zone von Amphiboliten und Paragesteinen, deren mässiges Fallen nach SE geht (± 40°); der Nordsaum der Sesia-Zone ist hier durchzuziehen. Besonders gut präsentiert sich der nördlich absteigende Gewölbeteil im NW-Grat des Pzo. Togano, indem das recht flache Schichtfallen erst mit Annäherung an die Serpentinzone steiler wird und unter diese einfällt (Prof. 11, Fig. 5). Diese auffällige Antiklinalform auf ein breiteres Querprofil bezogen hebt die Selbständigkeit der Monte Rosa-Zone, bzw. der Mischabelwurzel, gut hervor und ist zugleich eine Andeutung dafür, dass die Grüngesteinszone primär einer synklinalen Bauform entspricht.

Im nördlicheren Abschnitt des Vigezzo-Querprofiles haben wir den Deckenscheitel innerhalb der Leone-Decke zu suchen. Im Ausgang des Anzascatales kamen wir zur hypothetischen Konstruktion eines hochaufgepressten Deckenscheitels für diese Einheit; hier hält das steile Nordwärtsfallen über das ganze

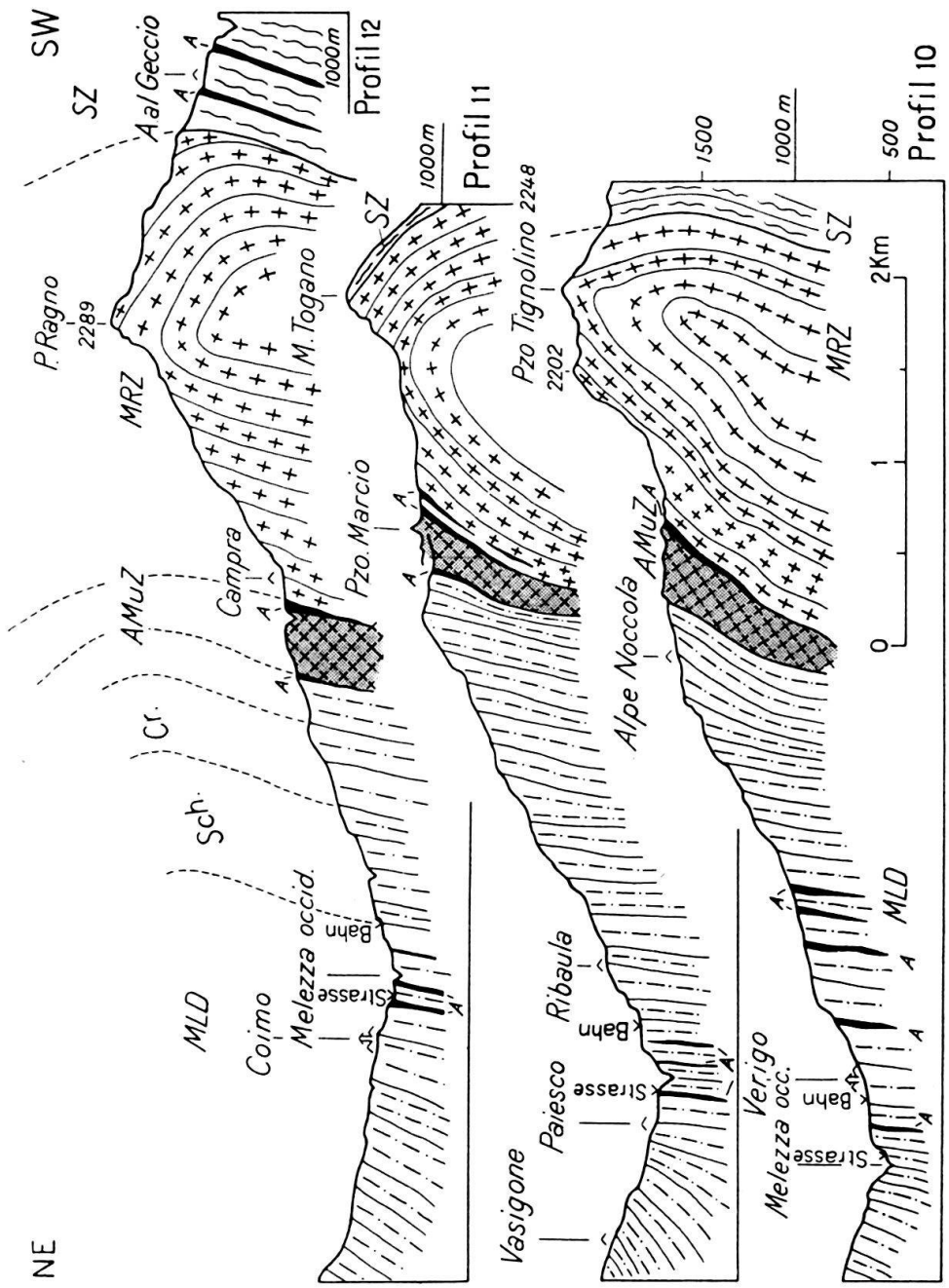



Fig. 5. *Profile durch die Südseite der Valle Vigezzo*, 1:50000
(= Profile 10–12, Verlauf der Trassen siehe Tafel XI, Karte A).

**SZ** = Nordrand der Sesia-Zone
A = Amphibolitlagen

**MRZ** = Monte Rosa-Zone
Kleine Kreuze = vorwiegend Paragneise
A = Amphibolitlagen

**AMuZ** = Antrona-Muldenzone, vorwiegend Ophiolithe
A = Amphibolitlagen

**MLD** = Monte Leone-Decke (Gneise)

**Sch.Cr.** = Scharnier von Craveggia
A = Amphibolitlagen

Südgehänge des Tales bis zum Melezzo an und erst in den Berghängen auf der Nordseite des Tales wird es flacher; daraus ist abzuleiten, dass das aufrechte, vorerwähnte Deckenscheitelgewölbe zuerst noch in wenig ausgeprägter Form vorliegt und daraufhin nach S überliegend und breitgespannter wird. Es streicht aus dem Raume von Domodossola in die Gegend von Paiesco, aus welcher wir weiterhin beiderseits des Melezzo occidentale eine breite Serie fast saigergestellter Schichten bis in den Bergfuss nördlich Druogno verfolgen können (Prof. 12, Fig. 5). Die Umbiegung derselben in Südfallen, oder mit anderen Worten der „Knick" oder das Scharnier des gegen S umgekippten Deckenrückens, vollzieht sich in den unteren und nördlichen Talhängen der mittleren Valle Vigezzo (Prof. 13, Fig. 6), wo wir ihm späterhin begegnen werden.

b) Nördliche Talseite.

Eine ähnliche Unterbrechung durch junge Schuttbildungen wie im Tocetal schneidet südlich Druogno die dem Waldgehänge nach absteigende Grüngesteinszone ab. In grosser Mächtigkeit bedecken mächtige Diluvialbildungen[3]) das durch sie ausgeglichene Gebiet der flachen Wasserscheide zwischen dem Melezzo occidentale und orientale (auf Schweizergebiet kurzweg der Melezza). Am südlichen Rande dieser Hochfläche von S. Maria Maggiore nehmen die steil nordfallenden basischen Gesteine des Zuges des Pzo. Marcio ein Ende, denn vergeblich fahndet man auf der Nordseite nach gleichartiger Fortsetzung und kann die in grösserer Entfernung zwar sich wieder vorfindenden Serpentine und Amphibolite nicht unmittelbar mit ihnen in Zusammenhang bringen, da sie in ganz ungleicher Schichthöhe liegen. Näheres Zusehen zeigt aber, dass die Antronazone sich nicht mehr durch die massigen Ophiolithe fortsetzt, sondern an ihre Stelle dünngebankte Amphibolite und seltenere Hornblendite getreten sind. Solche Gesteinszüge werden durch die bei Vocogno-Craveggia in die Schotterbildungen austretenden tiefen Bachrunsen angeschnitten. Es sind aber deren verschiedene Züge (I, II und III auf Prof. 13, Fig. 6). Nach Mächtigkeit, allgemeiner Lage und Streichrichtung — inhaltlich sind sie einander ungefähr gleich — entspricht der südlichste Gesteinszug am ehesten dem Grüngesteinsband, das wir als eigentlichen Vertreter der Antrona-Mulde von der Valle Anzasca bis hieher verfolgt haben. Immerhin mag es auch mit seinem hangenden Begleiter zusammengefasst werden, indem sie ja beide durch Wechsellagerung mit den zwischenliegenden Glimmergneisen verbunden sind.

Der südlichste Hauptzug von Craveggia (I), der dort eine Aufeinanderfolge von Amphiboliten von ca. 75 m umfasst, setzt zwischen Vocogno und Prestinone ein, quert am Rand des erstgenannten Dorfes den Riale di Vocogno und zieht oberhalb des grossen Dorfes Craveggia in ostnordöstlicher Richtung durch das moränenreiche Gelände. Es ist nicht wahrscheinlich, dass in der Verbindung der verschiedenen Amphibolitausbisse ein wesentlicher Fehlanschluss gemacht wurde, und wir können ihn, an Schichtdicke reduziert, in der Valle degli Orti wieder aufnehmen und über die Monti di Dissimo bis ins Val di Spago festlegen, also auf ca. 7 km vom Unterbruch nächst der Talwasserscheide bei S. Maria Maggiore ab gerechnet. Damit sind wir schon in unmittelbare Nähe des schweizerischen Centovalli gelangt und wollen deshalb und wegen der vorhandenen, vielleicht nur örtlichen Störung dessen Schichtbefund uns hier näher ansehen. Es findet sich im Val di Spago (Tobelkreuzung des Weges von Olgia nach der Alpe Cima) in dem steil nordfallenden Schichtkomplex vom Liegenden zum Hangenden:

1. Injektionsgneis, dünnschichtig.
2. Aplit-Pegmatit mit anliegendem, feinkörnigem Biotitgneis.
3. Lagergang mittelkörnigen Pegmatits.
4. Glimmergneis, injiziert von Pegmatittrümern.
5. Stark verwitterter Hornblendit, in einzelne Linsen aufgeteilt, von einer steilstehenden Dislokationsfläche durchsetzt.
6. Dünnes Aplitband.

---

[3]) Diese durch St. Traverso (1895, p. 220) auf eine maximale Mächtigkeit von 300 m eingeschätzten Ablagerungen sollen interglazialen Alters sein und bestehen (von unten nach oben) aus Sanden, Tonen (bis 50 m), Konglomeraten und Breccien und neuerdings Sanden, Tonen und Konglomeraten mit Sanden, über welchen Bildungen sich Moräne und Alluvium vorfindet. Die glazialen Tone ergaben reichlich Pflanzen von rezentem Charakter sowie Insekten (bei Rè).

Für unsere Betrachtung des Gebietes ist besonders belangreich, dass in den Glazialtonen junge Verwerfungen erkannt wurden, die in der Richtung des heutigen Tales verlaufen.

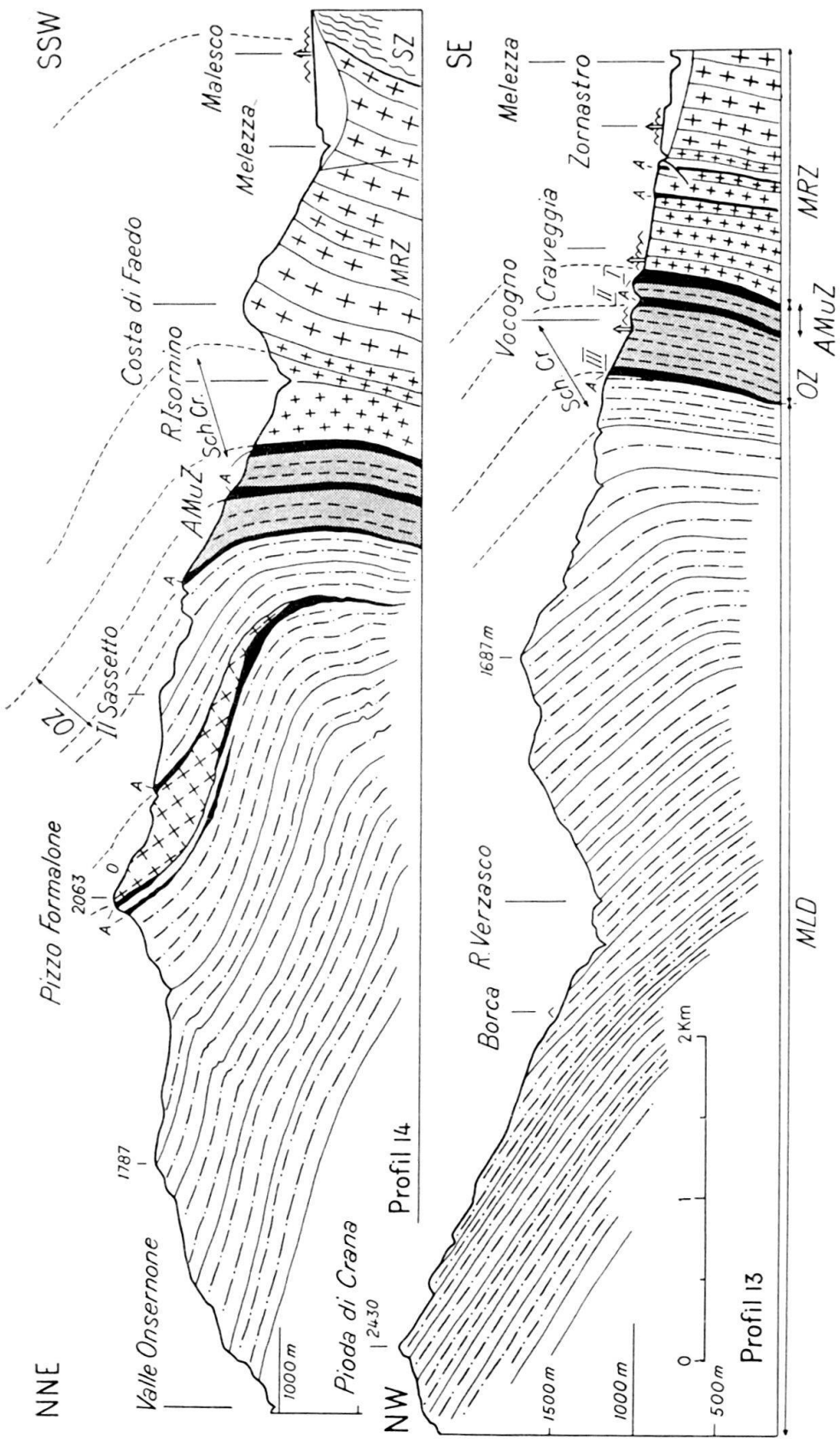



Fig. 6. *Profile durch die Nordseite der Valle Vigezzo*, 1:50000. (= Profile 13 und 14, Verlauf der Trassen siehe Tafel XI, Karte A). **SZ** = Nordrand der Sesia-Zone. **MRZ** = Monte Rosa-Zone. **OZ** = Zone von Orselina. **AMuZ** = Muldenzone von Antrona*) bestehend aus Gneisen und Amphiboliten (= A). **MLD** = Monte Leone-Decke (Gneise). **Sch. Cr.** = Scharnier von Craveggia.

Kleine Kreuze = vorwiegend Paragneise. *A* = Amphibolitlagen. *O* = Ophiolithkomplex des Pizzo Formalone.

*) Die AMuZ wird von Craveggia an gegen Osten zur OZ, indem die Gneiszwischenlagen innerhalb der Hauptamphibolitlagen in die Äquivalenz der AMuZ einbezogen werden.

7. Intensiv rostig verwitterte, feingebänderte Amphibolitschiefer, gefolgt von vorwiegend feingeschichteten Biotit- und Zweiglimmergneisen.

Es ist sehr wohl möglich, dass das Profil die beiden Amphibolitzüge von Craveggia enthält, die einander durch tektonische Störungen genähert sind.

Doch diese zwei Grüngesteinsbänder, die wir als eigentliche Repräsentanten der Antrona-Mulde ansehen und die somit im Hangendsaume der Monte Leone-Decke liegen, sind in einer wenig tieferen Etage dieser Baueinheit von analogen Gesteinsbändern gefolgt. Zu deren Fixierung begeben wir uns wieder zurück in das Querprofil von Craveggia-Vocogno. In gleicher Steilstellung und in einer Schichthöhe, die knapp 300 m tiefer liegt, setzt im Riale Vocogno ein neuer Amphibolitzug ein (III auf Prof. 13, Fig. 6), der in gleicher Richtung ostwärts zielt, aber weil die Schichtstellung aus der Vertikalen in gemässigtes Südfallen (45—30°) umbiegt, ansehnlich weiter in den Berghang hinaufgreift. In der schon erwähnten Valle degli Orti scheint er bedeutender als I und II geworden zu sein. In einem Hangprofil nördlich Craveggia bleibt man nordwärts fortschreitend in Glimmergneisen verschiedener Nuancierung, wiederholt man aber den Anstieg ca. 2 km weiter östlich, so stellt sich unterhalb der Alpe Marco ein neues und rasch zu grosser Mächtigkeit anwachsendes Glied der Grüngesteinseinschaltungen in neuerlich ca. 300 m tieferer Schichthöhe ein. Es ist der Ophiolithstock des Pzo. Formalone, den wir nach genanntem Berg ansteigend über den Grat des Mte. Ziccher (Alpe Cavete) für ca. 3 km nach E verfolgen können, wo er vermittelst einer breiten, aber rasch dünner werdenden Amphibolitzone nach der Schweizergrenze sich fortsetzt; dort nehmen wir diese Grüngesteine wieder auf in der Alpe Masa und bei Costa oberhalb Borgnone. Auffällig ist, dass dieser mächtige Ophiolithkomplex nach W zu unvermittelt endigt, denn eine adäquate Zone konnte nicht erkannt werden. Eine Grüngesteinsenklave, welche Blatt Domodossola der Carta geologica d'Italia verzeichnet, ist uns entgangen, liegt aber auch nicht in der Streichrichtung.

Der Ophiolithkomplex des Pzo. Formalone zeigt nach Gesteinsinhalt und tektonischer Lage im gesamten Schichtsystem starke Übereinstimmung mit der Zone basischer Gesteine im Moncucco oberhalb Domodossola. Gleicherweise handelt es sich um eine peridotitische Einschaltung, die hier eine maximale Dicke von ca. 500 m erreicht und randlich Amphibolite enthält sowie eine Verwitterungsschale von talkigen und serizitischen Schiefern führt (auch Asbest kommt vor). Von diesem schon in den älteren Karten verzeichneten Grüngesteinskomplex erwähnt Traverso (1895) von der Alpe Marco ein Übergangsgestein zu Hornblendediorit („anfibolita dioritica intensamente laminata e metamorfica"). Bemerkenswert ist es auch, dass der gleiche Autor längs des Serpentins zwischen A. Marco und dem M. Ziccher „calcescisti" angetroffen zu haben scheint, während der Verfasser am letztgenannten Berg vermutliche Kalksilikate (epidotführend) zu Gesichte bekam, Begleitgesteine, die, bei Bestätigung, ein Hinweis auf synklinale Lage dieses Grüngesteinskomplexes wären.

Wenn auch kein Zusammenhang mit dem Moncucco besteht, so ist doch zu erkennen, dass die basischen Gesteine des Formalone in gleicher Weise wie jene des eben genannten Bergstockes im Liegenden der amphibolitreichen Serie sich einschalten, die, etwas abgeschwächt in ihrem Amphibolitgehalt, über die südliche Talseite des Vigezzo die Gegend von Coimo erreicht und gegen die nördlicheren Amphibolite im Nordhang von Craveggia hinzielt. Freilich sichere Anhaltspunkte für das Bestehen eines Synklinalkeiles gibt es nicht, was auch die für den grünen Zug des Moncucco gegebene Erklärung in ihrer Brauchbarkeit abschwächt.

Nach diesem Exkurs zu tieferliegenden Grüngesteinen obliegt es uns noch, einige tektonische Besonderheiten der Umgebung von Craveggia hervorzuheben. Als mehr oder weniger saiger stehende Zone gewinnt über Coima der amphibolitführende Schichtkomplex des Moncucco den Bergfuss nördlich Druogno. Da die breite Zone steil nordfallender Gneislagen erst virtuell und in grösserer Höhe und weiter nördlich in flacheren Südfall übergehen muss, liegt hier, wie schon erwähnt, die Umbiegung, der Deckenknick, für höhere Schichten in der Luft, also über dem Talprofil (Prof. 12, Fig. 5). Diese Verhältnisse ändern bei Craveggia, denn dort findet sich dieses Scharnier für die gleichen Schichten nächst der Oberfläche, indem sehr rasch und am Berghang auf das Steilfallen die Umbiegung zum mässigen Südfallen einsetzt (Scharnier von Craveggia, Fig. 6). Für die engeren Antrona-Amphibolite (I und II) auf Prof. 13, Fig. 6, liegt das Scharnier um 1500 m, während es weiter westlich in viel grösserer Höhe für die gleichen Schichten liegen muss; es besteht also anscheinend kein durchlaufendes Ansteigen aller Bauelemente von W nach E.

Mit der angeführten Beugung biegt der gewaltig mächtige Schichtstoss, der Tausende von Metern von tieferen Gneisen umfasst, in die durch die im NE liegende Antigorio-Scheitelzone bedingte Schichtorientierung um. NE-Streichen beherrscht den Schichtbau aller Berge, die nördlich anschliessen; es hebt sich in vielen Felskämmen auf weite Erstreckung hin sichtbar deutlich ab; die weitausholenden Dip slope-Platten der Kette der Pioda di Crana geben dafür eindrückliche Leitlinien (Prof. 13, Fig. 6).

Dass in diesem tektonischen Rücken nochmals eine tiefe Einmuldung, von der Art des weiter westlich gelegenen „Bognanco-Löffels" und als dessen Fortsetzung, sich einstellt, wie dies seinerzeit R. Staub im „Bau der Alpen" (1924, p. 37) postuliert hat, und in welchem sich zufolge dieser günstigen Disposition ein breiterer Deckfaltenkopf der Sankt Bernhard-Decke eingelassen hätte und bewahrt worden wäre (loc. cit., Prof. 17), konnte nicht erkannt werden.

Übrigens weist die Trassierung der Antrona-Muldenzone auf einen geradlinigen Verlauf der Wurzelteile hin, so dass es auch schwer fällt, im Sinne wie dies Bossard (1925) entworfen hat, anzunehmen, dass die Sankt Bernhard-Decke — nach der neuen Ordnung also die Mischabel-Decke — quer über diese Grate ins Val Osernone vorgreift und dort mit dem kleinen Marmorvorkommen bei Casone in Verbindung zu bringen ist. Desgleichen ist kein Anhaltspunkt dafür abzuleiten, dass sich in den Bergen östlich Craveggia eine höhere Einheit über Tieferes legt, wie dies die Westalpenkarte von F. Hermann (1937) andeutet.

Dem Betrachter unserer Kartenskizze mag es aufgefallen sein, dass vom Unterbruch am Quartärbecken von S. Maria Maggiore der Antrona-Muldenzone gegen E eine andere und grössere Breite zugrunde gelegt wird. In Anlehnung an die neueren Arbeiten der Zürcher Schule im Tessin wird dieselbe von Craveggia an als Orselina-Zone bezeichnet, welche einen grösseren Komplex kristalliner Gesteine miteinbezieht. Zur Vereinheitlichung wird dies nunmehr in der Verfolgung von W nach E ebenfalls eingehalten und der engeren Grüngesteinszone (Amphibolitzug I und II) noch die Gesteinsgruppe bis zum Amphibolitzug III (vgl. Prof. 13, Fig. 6) angegliedert, was der Zonenverteilung im angrenzenden Osten besser entspricht.

Noch bedarf der südliche Rand unserer Antronazone bei Craveggia etwelcher Erwähnung. Gleichartig der steten Begleitung sind auch hier die Gneise der Monte Rosa-Zone wieder zu erkennen. Als eine Dachfirst-Kammlinie, die mit der Costa di Fracchia auf der Südseite des Vigezzo verglichen werden kann, erhebt sich bei Zornasco der Felskamm der Costa di Faedo, die orographisch nach ENE

bis zur Schweizergrenze in den Bergvorsprüngen ob Dissimo, Olgia und in der Motta delle Formiche ihr Gegenstück findet. Ein wesentlicher Unterschied besteht aber darin, dass der Antiklinalbau der Südseite nicht mehr erkennbar ist; vielmehr lässt sich wieder das gewöhnliche, der südlichen Umkippung der Wurzelzone entsprechende Nordfallen feststellen; es beträgt in der Costa di Faedo um 65° und wird gegen Dissimo eher noch steiler. Es ist ungewiss, ob aus der Südflanke der Antiklinale des Pzo. Ragno entsprechend der Umkippung gegen S sich eine Bruchzone mit Aufschiebung herausgebildet hat, ob der gesamte Gewölbebau vielleicht in der Umkippung nach S einbezogen ist, oder ob nur der gewöhnliche isoklinal nordwärts einfallende Wurzelstiel vorhanden ist. In den massigen Orthogneisen, die von einigen untergeordneteren Parazonen aufgespalten werden, heben sich verschiedene kleinere Querbrüche ab. Möglich ist es auch, dass die ganze Talanlage bei Malesco der Richtung eines Querbruches, oder verschiedener solcher, nachgetastet hat, wie dies so oft bei der Uranlage der Erosionsrinnen im Gneisgebirge der Fall ist. Ein Verschiebungsbetrag ist aber nicht nachweisbar, und die beobachtbaren kleinen Dislokationen (bei Zornasco, südlich Craveggia) entsprechen nur untergeordneten Aufsplitterungen. (Beachte auch den Nachsatz in Fussnote 3, p. 250.)

Bemerkenswert ist auch die sehr intensive Durchsetzung dieses Abschnittes der Monte Rosa-Zone mit pegmatitischen Injektionen. Oft haben die Pegmatitlagergänge und -trümer eine derartige Verbreitung, dass sie auf beschränktem Areal gegenüber dem sie aufnehmenden Gestein fast überwiegen.

## E. **Der Wurzelsektor des Centovalli**

(Tafel XI, Karte B)

Der östlich angrenzende Wurzelsektor auf Schweizerboden hat in den letzten Jahren in seinen verschiedenen Teilen eingehende petrographische Bearbeitung erfahren. In der hier zu verfolgenden Mittelrichtung der Antrona-Muldenzone liegt das Gebiet der petrographisch-genetischen Studie von R. Kern (1947) und weiter östlich jenes von R. Forster (1947), während die südlich angrenzende Strecke (Zone von Ivrea) eine erschöpfende Aufklärung durch P. Walter (1950) gefunden hat. Die genannten Autoren haben eine untereinander übereinstimmende Zonen-Aufteilung aufgestellt, die hier übernommen wird. Die Darlegungen in den angeführten Arbeiten, soweit sie die Antrona-Muldenzone betreffen, ermöglichen uns weitgehende Kürze, und es werden deshalb vorzüglich nur der Fortführung nach E dienliche Beobachtungen besprochen.

Alle Beobachter scheinen sich darüber einig zu sein, dass in der Mittellinie des Centovalli ein tektonisch besonders stark beanspruchtes Stück Wurzelzone vorliegt. Diese Partie folgt vornehmlich der felsigen Talschlucht und anliegenden Hängen. In dieser Strecke hat man den Eindruck, dass es wieder die Gegend um Palagnedra-Camedo ist, die besonders durch starke Zerstückelung in einzelne Schollen und Pakete durch zahlreiche Bruch- und Gleitflächen stark hergenommen ist und deshalb im Kleinen weitgehend abnorme Streichrichtungen und unregelmässige Faltungen aufweist; wenn auch die Richtung der Störungslinien wechselt, so wiegen doch quere Verstellungen eher vor. Es ist bemerkenswert, dass in dieser zerknitterten Partie auch eine besonders starke Häufung von pegmatitischer Durchsetzung sich vorfindet, wie dies ja schon für eine entsprechende Zone von weiter westlich liegenden Gebietsteilen erwähnt wurde. Zusammen mit Ablösung nach Kluftrichtungen hat diese tektonische Beanspruchung bewirkt, dass hier ein

äusserst wenig standfestes Gebirge vorliegt und starker Nachfall die Felsstufen stets verändert. Unter solchen Umständen ist es begreiflich, dass hier die Zonenverfolgung, die ohnehin sich an Gesteinstypen klammert, die gerne aussetzen, auf Schwierigkeiten stösst.

Auf italienischem Boden haben wir den uns besonders interessierenden Amphibolitzug, der uns als „Träger" für die nach E zu verfolgende Antrona-Mulde gilt, im Tale des Grenzflusses, der Ribellasca, verlassen, wo er auf dessen Nordseite in der Richtung auf das schweizerische Grenzdorf Camedo zustreicht. Zuerst verhindert hier eine starke Moränenbedeckung die Beobachtungen; erst in den Strassen- und Bahnanrissen östlich des Dorfes kann in den stark gestörten Paragesteinen die Verfolgung der Amphibolitstreifen wieder aufgenommen werden. Damit sind wir in eine Gesteinszone eingetreten, für welche auch R. Kern eine besonders starke Häufung von Amphiboliten in Streifen und Linsen namhaft gemacht hat; sie wird als die Zone von Orselina bezeichnet.

Wenn wir nun versuchen wollen, den Faden der Verbindung möglichst straff zu spannen, so dürfte sich ergeben, dass der Amphibolitzug des Val di Spago östlich der Station Camedo die Talstrasse (Eisenbahnbrücke) erreicht und quert und daraufhin nach der Serpentinlinse, bzw. dem benachbarten Amphibolitzug zu ziehen ist, der wieder an der Talstrassenecke liegt, wenig westlich der Station Borgnone. Höhere, dünne Amphibolitzüge — in allen bleibt das steile Nordfallen vorherrschend — queren die neue Fahrstrasse nach dem Dorfe Borgnone oberhalb der Kirche Camedo und finden sich im Hangenden einer kleinen südwärts gerichteten Aufschiebung. Zwischen der Station Borgnone und jener von Palagnedra macht die allgemeine Zerrüttung und unregelmässige Teilfaltung in den kristallinen Schiefern die Trassierung nahezu unmöglich. Wenn man jedoch das hier sich einigermassen gut abzeichnende Abbiegen der Streichrichtung nach NE berücksichtigt, so gelangt man in grössere Höhenlage über die Haupttalstrasse und so in einen Amphibolitzug, der von der Kommunalstrasse nach Verdasio in ansehnlicher Breite angeschnitten wird. Es ist ein amphibolitreiches Schichtpaket, aufgeteilt durch verschiedene Biotitgneisstreifen in einzelne, von Pegmatit durchsetzte Züge, von welchen der oberste, wenig unter dem Dorfe Verdasio durchstreichende mit den gleichartigen Gesteinen zwischen Camedo und Station Borgnone zu verbinden sein dürfte, kleinere Bruchverschiebungen dabei in Rechnung gestellt.

Sind wir nun mit der Verfolgung der Antrona-Muldenzone leidlich bis an den Riale della Segna östlich Verdasio gelangt — eine Fehlergrenze liegt innerhalb geringen Beträgen —, so ist deren Fortführung in die Hänge über Corcapulo wieder eher prekär durch Beobachtungen belegt. Dort nun ist der Amphibolitstreifen auf kurze Erstreckung wieder feststellbar, begleitet von etwas höher gelegenen Serpentinlinsen; aber gegen Intragna zu erlöscht er neuerdings wieder fast ganz, zum mindesten auf ein gleiches Niveau bezogen. Ein solches verläuft unter Calezzo hindurch auf den zentralen Teil von Intragna, eine Strecke weit hauptsächlich nur mit Biotit- und Zweiglimmergneisen versehen. Im östlichen Anschluss folgt die Alluvialebene des Pedemonte.

Um den „grünen Strich" im letzten Abschnitt etwas schärfer ziehen zu können, haben wir im Gehängeprofil vom mittleren Centovalli (Verdasio) etwas höher zu steigen. In einer Höhe von ca. 120 m über dem genannten Dorf und der schon verfolgten unteren Amphibolitzone schaut als hervortretende Feldnase ein an die 50 m mächtiger Serpentinstock, den auch Kern hervorhebt, aus dem Gehänge. In seiner Anschwellung steht dieser Ophiolith ziemlich isoliert da, denn der aus Amphibolit hervorgehende Serpentin ist schon in den nächsten Bachrunsen fast

vollkommen verschwunden und seine Trasse übernehmen wenig deutliche Amphibolitstreifen. Findet man sich mit einer bei Lionza bestehenden Lücke ab, so hat es sehr den Anschein, dass dieser obere „grüne Zug" sich in den Amphiboliten fortsetzt, die bei Costa oberhalb Borgnone einsetzen; damit wären wir wieder auf etwas sichereren Pfaden, denn es ist schon angeführt worden (Abschnitt D/b, p. 252), dass nach dieser Örtlichkeit das östliche Ende des Ophiolith-Amphibolit-Streifens des Pzo. Formalone hinzielt. Wenn diese Verbindungen richtig sind, so müsste man aus dem Profil des Centovalli schliessen, dass die Breite der Zone von Orselina im Norden der Valle Vigezzo bis auf jene Kämme reicht, die die engere Antronazone (I und II auf Profil 13, Fig. 6, Cavreggia) im N begleiten. Es würde dann zu schliessen sein, dass die zwischenliegenden Gneisserien gegen E zu an Mächtigkeit geringer werden. Doch kann solches natürlich auch rein tektonisch bedingt sein, da wir nach E in die Gegend der starken nach S gerichteten Umkippung der Wurzelzone fortgeschritten sind. Noch höhere, wenig mächtige Amphibolitzüge dieses Profils ziehen im mittleren Centovalli über Dadogna, im äusseren Centovalli über Cremaso; eine allgemein gültige Abgrenzung der Zone von Orselina ist also schwer durchzuführen, und es scheint dem Verfasser, als bisheriges Ergebnis der Längsverfolgung dürfe gesagt werden, dass die Antrona-Muldenzone in den mittleren Teil der Zone von Orselina eingreift, was ja hinreicht, um den Westen mit dem Osten zu verbinden.

Es bleibt noch übrig, nach dem Verhalten des Verdasio-Serpentins nach E sich umzusehen. Schon nach dem Val della Segna ist dessen markante Trassierung verloren gegangen, und man kann mit ihm höchstens die Serpentinlinsen ob Corcapolo und kleine Amphibolitstreifen bei Costa und Pila in Zusammenhang bringen; als Endglied dieser losgebundenen Kette stehen unter der Kirche von Intragna kleinere Amphibolitlagen an, die dann an der Alluvialbedeckung des Pedemonte absetzen. Markanter stellt sich hier die Südbegrenzung der Orselina-Zone ein, denn gegenüber Intragna liegt eine an die 30 m mächtige Amphibolitzone vor, die auffällig starke Streifung durch Albitlagen enthält und auch einen Kern aufweist, der sich über Cortasca hinwegzieht und einem Hornblendediorit nahesteht.

Damit haben wir den Südsaum der Orselina-Zone berührt; dies gibt uns noch Veranlassung, wie im vorigen, den Begleitzonen der Antrona-Muldenzone einige Beachtung zu schenken. Bleiben wir vorerst in der Südbegrenzung, so haben wir die Fortsetzung der pegmatitdurchsetzten Monte Rosa-Zone entlang der Landesgrenze bei Olgia-Camedo aufzunehmen. In der gleichen Überkippungs-Steilstellung, also mit stetigem N-Fallen, tritt sie südlich Camedo auf die südliche Talseite des Centovalli über. Das Vorhandensein einer an Augengneisen reicheren Zone tritt weniger hervor; immerhin machen sich Augengneise morphologisch noch bemerkbar, indem die giebelförmig vorspringenden Bergrücken von Moneto, Rasa, Renalo usw. in diese Zone fallen; eine Zone grober Augen- und Flasergneise verbreitet sich nach E und setzt an der Ebene der Maggia zwischen Golino und Bruglio bei Losone ab. Während In dieser breiten Monte Rosa-Zone, die durch die Bearbeiter der Tessiner Wurzelzone als Zone von Locarno bezeichnet wird, die Zwischenschaltung von Amphibolitzügen fehlt oder sehr stark zurücktritt, treten solche im Südrand wieder stärker in Erscheinung; sie machen dort nach P. Walter (1950) Teile der Arcegno-Zone aus und entsprechen dem Maia-Zug dieses Autors, der darin Dioritamphibolite, Quarzdiorite und Granitgneise erkennen konnte. Nach ihrer relativen Lage entsprechen diese Gesteine wohl den Amphibolitbändern, die sowohl in den Bergen der Valle Vigezzo als auch im tieferen Nordhang der Valle Anzasca angetroffen wurden und als Ganzes wohl schon einen Teil der Sesia-Zone ausmachen.

Habituell wenig verschieden von der südlichen Begrenzung ist die Gneiszone, die im N die Zone von Orselina begleitet; sie ist als Zone von Ponte Brolla bezeichnet worden (FORSTER, 1947). Ihre massig-bankigen Zweiglimmer- und Biotitgneise behalten erst im vorderen Centovalli das allgemein geltende Nordfallen bei, schwenken dann aber weiter westlich in den Südabstürzen des Pzo. Ruscada nach oben in S-Fallen um, wodurch das bekannte Ruscada-Knie entsteht. Dieses Knie, bzw. diese Beugung liegt hier aber in viel tieferen Schichten, als wir sie für die analoge Beugung weiter im W bei Craveggia angeführt haben. Zwischen den Hornblendegneisen des Pzo. Ruscada-Südabsturzes und der Beugung von Craveggia mit ihren Amphiboliten liegt die Ophiolithzone des Pzo. Formalone; während ihre Grüngesteine in ihrem westlichen Abschnitt, d. h. westlich des Mte. Ziccher mit mässigem S-Fallen dem oberen Arm der Beugung von Craveggia angehören, liegt ihre Verlängerung im Centovalli in dem überkippten unteren Arm des Knies des Pzo. Ruscada; zwischen den erwähnten Strecken muss also der Scheitelpunkt mit örtlich senkrechter Schichtlage liegen. Die Erwähnung der drei Scheitelpunkte — in den Gneisen des Pzo. Ruscada, in der Formalone-Zone und in den Amphiboliten von Craveggia — zeigt, dass diese Beugung über die ganze mächtige Schichtserie hin, jeweilen in verschiedener Schichttiefe liegend, sich bemerkbar macht. Die Achse dieses Knies steigt nunmehr nach E zu an. Im vorderen Centovalli wird die Beugung undeutlich, sie liegt schon zu hoch, und ein Knie in der Wurzelzone wird erst in den Bergen zwischen Maggia und Verzasca und linksseitig des letzteren wieder deutlich; es ist das schwungvolle Abbiegen aller Zonen im Pzo. Vogorno. Ob hier freilich genau die gleiche Achse vorliegt wie im Centovalli, ist höchst fraglich, denn das Vogorno-Knie biegt nach NW ab in die Valle Maggia, und das abflauende Ruscada-Knie fügt sich südlich an dasselbe an.

## F. Die Umgebung von Locarno

(Tafel XI, Karte B)

Da das Gelände um Locarno, wo die von W her verfolgte engere und weitere Grüngesteinszone in die Zone von Orselina hineinzieht, mit der neuesten Bearbeitung durch R. FORSTER (1947) in petrographischer, petrogenetischer und tektonischer Hinsicht eine wohl abklärende Darstellung erhalten hat, durchqueren wir dasselbe rasch und beschränken uns im wesentlichen auf die Trassierung der uns speziell naheliegenden Grüngesteinszone. Die Befunde des eben genannten Autors gaben uns eine höchst wertvolle Stütze, indem zuvor schon hergestellte Verbindungen bestätigt, nützlich ergänzt oder überprüft werden konnten.

Die Wiederaufnahme der in den voranstehenden Abschnitten beschriebenen Gesteinszonen, deren tektonische Bedeutung sich allein aus dem regionalen Bau ergeben kann, wird lithologisch und morphologisch besonders gefördert und geleitet durch die relativ gute Begrenzung, die der Zone von Ponte Brolla gegeben werden kann. Wir legen ihre südliche Begrenzung über die erste mächtigere Amphibolitzone, die als Dach der Orselina-Zone zu gelten hat und somit dem Einlaufen der letzten Endes Synklinalcharakter aufweisenden Zone von Antrona in das Berggelände von Locarno entspricht. Eine solche Amphibolitzone — die ihrem Streichen entsprechend nach W auf die Vorkommen von Intragna-Dorf zieht — quert eben südlich der Station Ponte Brolla die Talstrasse in einer summarischen Mächtigkeit von 22 m; nur schmächtige Niveaus von Amphibolit liegen noch im Hangenden am Berghang (z. B. bei Scoglia), doch lassen wir dieselben nach der bis anhin befolgten „Taktik" ausserhalb der engeren Zone von Orselina.

Weniger deutlich lässt sich eine Liegendgrenze für die Zone von Orselina festlegen. Da einigermassen bedeutendere Amphibolitvorkommen sich erst weit im S in den Rändern der Maggia-Ebene einstellen, kann man dieselben nicht mehr zur Orselina-Zone rechnen, sondern muss sie zu einer bereits südlicheren Zone (Maia-Zone) zählen; es ist deshalb wohl am zweckmässigsten, die Orselina-Zone mit den von FORSTER als Granatamphibolit angeführten Gesteinen gegen S abzugrenzen, die bei dem kurzen Eisenbahntunnel von Roncaccio aus der Ebene anheben. Damit ist die Orselina-Zone am westlichen Bergfuss der Locarnoberge einigermassen abgegrenzt, und wir können sicher sein, in derselben das schmälere Äquivalent (Craveggia I und II, vgl. Fig. 6) der im westlichen Ossolano so mächtigen Grüngesteinsformation miteinbezogen zu haben.

Eingeschlossen zwischen die im Bergfussgelände des Maggiatales gewählten Abgrenzungsniveaus, zieht die Zone von Orselina durch den Berghang von Orselina und Brione als Schichtgruppe von kristallinen Schiefern mit Amphiboliten in einer Mächtigkeit von 700—800 m; sie verläuft erst ziemlich genau W–E, um dann vom Riale Ramogna an mit ungefähr 10° nach ENE abzubiegen. In dieser Schichtgruppe kehren freilich breite Gneiszonen wieder, wie sie auch in der weiter südlich gelegenen Locarno-Zone zu Hause sind, nämlich Injektionsaugengneise, Zweiglimmergneise, biotitreiche Gneise und seltener Hornblendegneise; das charakterisierende Element bilden aber die amphibolitischen Stufen, die in 3—4 Gruppierungen auftreten. Unter diesen ist zu beachten, dass in diesem Geländeabschnitt die mittleren, fast schon eher oberen Vorkommen am meisten durch Geschlossenheit und Mächtigkeit hervortreten; von solchen sei auf die grünen Bänder in der Colegata auf der Maggiaseite, auf solche im Riale Ramogna bei Calvario (Orselina, ca. 11 m) und weiter im E (Brione) oberhalb der Fahrstrasse ins Val Resa hingewiesen.

Eine gute Leitung vermitteln in diesem wieder durch starke Moränenbedeckung maskierten Gelände die hangenden, hellen Zweiglimmergneise von Ponte Brolla, die felskopfformend gegen Mte. Brè ansteigen und auch deutlich über dem Rebgelände und der oberen Siedlungsgrenze als kastanienwaldbestandene schroffere Zone entlangziehen. Nach der Kartierung von FORSTER macht vom R. Rabisale an der eigentliche Typus von Ponte Brolla mehr einem biotitreicheren Orthogneis Platz, der in seiner besser umschreibbaren Form bis zum Val Resa (ein Punkt südöstlich Tendrasca) die Zone von Ponte Brolla weiterleitet.

Um die ausgesprochene Parallelität und Aufgliederungsmöglichkeit durch aushaltende, mehr typische Gesteinszonen besonders hervorzuheben, sei hier auch noch auf FORSTERS eingehende Aufteilung des weiteren kristallinen Schieferkomplexes zwischen Maggia- und Verzascatal kurz hingewiesen. Als Hangendzone zu den Gneisen von Ponte Brolla hebt sich die Zone von Contra-Vallone ab, die durch ihre Marmore und Kalksilikatgesteine nebst Amphibolitbändern und -linsen wieder einen deutlicher sichtbaren Leitwert hat. Ihr Aushalten nach W scheint jedoch recht begrenzt zu sein, denn über den mittleren Teil des Centovalli hinaus (KERN, 1947) liegen für dieselben keine Fixpunkte vor. Gegenüber dem Amphibolitgehalt in der Orselina-Zone macht FORSTER als unterschiedliche Eigenschaften geltend, dass die Amphibolite in der Contra-Zone mehr von dia- bis poikiloblastischer Struktur sind (Orselina-Zone mehr granoblastisch) und sich das Vorkommen von Granatamphiboliten und örtlich auch von Eklogitamphiboliten (Romerio) vornehmlich auf diese Zone beschränkt. Eine der Vallone-Contra-Zone ähnliche Gesteinsvergesellschaftung kehrt in der nächst höheren (nördlichen) Cardada-Zone wieder; sie wird von der vorangehenden geschieden

durch eine breite, komplexe Gneismasse, die reichlich mit Injektionsgesteinen bedacht ist. Mannigfaltige Kalksilikatfelse und -gneise, Granat- und Eklogitamphibolite mit reichlichen Kontakt- und Assimilationserscheinungen, verschiedenste Amphibolite, Marmore und Silikatfelse usw. charakterisieren die petrographisch reichhaltige Zone von Cardada, für die gleicherweise eine Trassierung weiter gegen W noch aussteht.

In allen diesen Zonen, die insgesamt noch der dem Tessintal zugewandten Bergfront angehören, macht sich die Überkippungsstellung, d. h. stetiger Nordfall, geltend; während diese in tieferen Teilen da und dort weniger steil ist — also stärkere Umkippung verrät —, nähert man sich nach N einer Zone subvertikaler Stellung der Schichtlagen, die besonders im Verzasca-Querprofil breit und ausgeprägt ist. In dieser Umkippungsregion liegt auch die südliche Begrenzungsserie der Orselina-Zone, welche durch die von letzterer nicht mehr sehr deutlich getrennte Zone von Locarno gegeben ist.

Wie Forster hervorhebt, ist diese Locarno-Zone eine recht komplexe Gesteinsserie; Injektionsgneise treten sehr hervor, ferner gehören Biotitgneise, Augengneise, mylonitische Zonen und in zurücktretendem Ausmass Paragesteine zu ihrem Bestand, um nur einige wenige Typen zu nennen, von welchen man die meisten mit gleichartigen Gesteinen der Monte Rosa-Zone, die der Locarno-Zone entspricht, in Beziehung bringen kann; aus der gründlichen Bearbeitung dieses stark überbauten Geländestreifens durch Forster hat sich auch das sonst ungewöhnliche Vorkommen einer „sich verfingernden, langgestreckten und stark verschieferten Granitmasse" (nördlich Solduno) ergeben. Für die Weiterleitung der Orselina-Zone nach E ist ferner von Belang, dass, zwar untergeordnet, die Locarno-Zone wiederum Amphibolite führt, von welchen aber nur jene, welche ungefähr im Niveau eben genannter granitischer Gesteine liegen, nach E zu mehr Selbständigkeit als Gesteinszone gewinnen (es dürfte sich am ehesten um die Maia-Zone der rechten Maggiatal-Seite handeln). Eine solche Amphibolitzone setzt in der nördlichsten Seebucht (unterhalb Roccabella) ein, geht im Bergfuss nördlich der Via San Gottardo ins Rebgelände, schneidet dann den Bach von Contra unter dessen letztem Wasserfall und erreicht die Verzasca eben nördlich unter der Strassenbrücke Tenero–Gordola. Damit ist diese die Locarno-Zone am deutlichsten nach unten begrenzende Zone eingeschwenkt in die Serie der Granatamphibolite, deren petrogenetische und strukturelle Bedeutung Wang (1939) näher festgelegt hat. Wenn wir uns hier am Südsaum der Locarno-Zone befinden mögen, so kann deren Nordsaum dahin verlegt werden, wo die nächste Gruppierung von Amphiboliten sich einstellt und durch die zwischengelagerten Biotitgneise ein von schrofferen Felsstufen eher freies Gelände vorhanden ist. Anhand der streichenden Verlängerung gelangen wir von W her mit einer solchen Grenzlinie in den kleinen Bergsporn oberhalb Costa westlich von Contra.

Es liegt auf der Hand, dass der im vorangehenden für das Gelände von Locarno entworfenen Aufteilung von Gesteinszonen, die sich an die petrographischen Ergebnisse des Bearbeiters dieser Strecke, R. Forster, hält, ein nicht zu verkennender Grad von Unbestimmtheit und subjektiver Grenzziehung innewohnt, worüber weder Mikroskop noch tektonische Überlegungen hinwegzuhelfen vermögen. Sich stützend aber auf einzelne Gesteinstypen, Gesteinsfrequenzen und besonders auch auf örtliche und generelle Streichrichtungen — kleinere Störungen vernachlässigend — und gewisse morphologische Leitwerte, kann es doch als hinreichend erwiesen betrachtet werden, dass die *Orselina-Zone und somit* das von der Wallisergrenze bis an den Verbano verfolgte *Äquivalent der Antrona-*

*Muldenzone längs der sekundären Tallinie des Val di Contra* zwischen Costa und Tendrasca (unterhalb) *auf die von E her in die* Zonenterminologie *eingeführte Zone von Contra stösst.*

Nach dieser Feststellung haben wir uns noch mit den näheren Beziehungen der Orselina- zur Contra-Zone abzugeben. Inhalt und Bauweise dieser letzteren Gesteinsgruppe sind durch E. KÜNDIG in Einzelheiten im geologischen Führer der Schweiz (Fasc. XI, Nr. 68), soweit das Querprofil des unteren Verzascatales dieselbe schneidet, wiedergegeben worden. Es ist eine Gesteinszone, in der in verschiedenem Niveau Amphibolitzüge wiederkehren, begleitet von Kalksilikaten und anderen Gesteinstypen, die sowohl in der Orselina-Zone als auch in der Locarno-Zone zu Hause sind. Einer der markantesten Marmorzüge ist jener, der im Steinbruch von Scalate die Verzascastrasse kreuzt, die Verzascaschlucht quert und in nahezu vertikaler Stellung südlich Contra unter dessen Friedhof hinweg auf die Bachfurche des Val di Contra zuhält, dort aber unter Moräne verschwindet. Längs dieser Talfurche vermutet KÜNDIG eine Bruchlinie; sie wird durch die Art der Geländegestaltung nahegelegt, stützt sich aber meines Wissens kaum auf sichere Daten, kann aber eine gewisse Verstellung zwischen unserer Orselina-Zone und dem südlicheren Teil der Contra-Zone sehr wohl herbeigeführt haben. Längs dieser Tal- und Bruchlinie, die keine zusammenhängenden Beobachtungen zulässt (Schuttfüllung), mündet unsere Orselina-Zone in den südlichen Teil der Contra-Zone ein; ihre südlicheren Amphibolite mögen in gleichartigen Ausbissen nördlich Costa (Strassenbrücke) ihre Fortsetzung haben. Anscheinend ungelöst bleibt bei dieser Vereinigung, die aussagt, dass der südliche Teil der Contra-Zone der vielleicht an Mächtigkeit etwas zusammengeschwundenen Zone von Orselina gleichzusetzen ist, die Stellung und Fortsetzung des Scalate-Contra-Marmorzuges (s. Kartenskizze KÜNDIG, 1934). Da es weder mir noch FORSTER geglückt ist, in der Orselina-Zone eine anknüpfbare Fortsetzung festzulegen, muss angenommen werden, dass ein solcher Marmorzug seine fazielle oder tektonische Ausmerzung erlitten hat, was, ohne eine gewagte Hypothese zu konstruieren, sehr wohl gangbar ist.

Obwohl es nicht direkt zum Zweck dieser Arbeit gehört, ist bei einer solchen Spaltung, bzw. Aufteilung der Zone von Contra auch der Beziehungen zu den zuvor angeführten, teils mit typischeren Gesteinen bedachten übrigen und relativ höher liegenden, marmorführenden Zonen zu gedenken. Wenn ich mir auch der möglichen Fehlverbindung bewusst bin, so scheint es mir doch gegeben, dass man in dem mittleren karbonatischen Zug der Contra-Zone den anscheinend durch Querbruchbildung (Mti. d. Troro) verstellten Vallone-(Vallone-Contra-)Zug vor sich hat, und in den nördlicheren Marmorstreifen und Kalksilikaten (bei P. 573) das Äquivalent des Cardada-Niveaus zu suchen wäre. Eine so schroffe Diskordanz zwischen Contra-Zone und den Gneisen von Mte. di Lego, wie sie an dieser Stelle E. KÜNDIG skizziert, konnte ich nicht beobachten. Was nun das weitere Los der erst seit dem vorderen Centovalli aufgenommenen Zone von Ponte Brolla angeht, so hat es den Anschein, dass dieselbe sich in einem der Biotitgneiszüge von Contra fortsetzt und keine Individualisierung mehr zulässt.

Mit Erreichen des tiefen Einschnittes der Ausmündung des Verzasca-Tales sei unsere W—E-Wanderung, die zu einer möglichst sicheren Festlegung der Äquivalente der westpenninischen Antrona-Mulde im Tessiner Wurzelgebiet führen sollte, abgebrochen. Eine kurze Umschau soll nunmehr noch der Zusammenfassung und der sich ergebenden Anknüpfung nach dem benachbarten Osten dienen.

## G. Rückblick und Ausblick

Im Verlaufe der vorliegenden Abhandlung haben wir uns vorerst der Abgrenzung des mesozoischen Schichtkomplexes zugewandt, der das trennende Bauelement zwischen höchstem Tiefpenninikum (Monte Leone-Decke) und darüberliegendem mittlerem Penninikum (Mischabel-Decke) darstellt. Im mittleren und hinteren Abschnitt der beiden nördlicheren Täler des Ossolano, in der Valle di Bognanco und der Valle d'Antrona, liegt dieser Komplex in der mehrere tausend Meter dicken Schichtfolge von Amphiboliten, Prasiniten und Ophiolithen vor, die den penninischen kristallinen Kernen teils als normales Schichtdach aufliegen, teils aber mit ihnen überfaltet sind. So befinden sich in der „Grüngesteinsmasse" von Antrona die verschiedenen Stirnstücke der im Kernteil der Mischabel-Decke sich zusammenfindenden Teildecken, die mit ihrer Hülle in Tauchfaltenposition liegen und so die grosse Mächtigkeit der Muldenfüllung bedingen. Innerhalb dieser Masse ist die Fazies der Schistes lustrés in kalkig-metamorpher Ausbildung nur in eher untergeordneten Streifen erhalten; sie dient teils zur Umgrenzung der einzelnen Einheiten; Trias zeigt geringe Verbreitung.

Aus dem Hintergrund von Antrona leitet der an Schichtfülle rasch zusammenschwindende Grüngesteinskomplex über das Deckengewölbe von Vanzone in die steilgestellte und alsbald nach S überkippte Wurzelzone über. Hier lässt sich das Äquivalent der Antrona-Mulde als eine ± 80 m mächtige Amphibolitzone ohne scharfe Abgrenzung gegenüber den Deckenstielen durch den Nordhang des Anzasca-Tales in die südliche und dann nördliche Valle Vigezzo verfolgen; einzelne Anschwellungen in der Zone sind markiert durch verschieden grosse Serpentinstöcke und -linsen; andere Amphibolitzüge liegen in benachbarten Deckenteilen. Deutliche Leitung nach E gibt der Wurzelteil der Monte Rosa- (Mischabel-) Decke.

Mit Übertreten der Zone auf Schweizerboden erweist sich die Muldenzone von Antrona als mehr oder weniger identisch mit der Orselina-Zone im tessinischen Wurzelgebiet; sie mündet hier in den südlichen Teil der Contra-Zone ein, woselbst erstmals wieder Kalksedimente an dieser deckenscheidenden Zone Anteil haben.

Es ist gerade diese deckentrennende Funktion der Antrona-Muldenzone, welche uns drängt, hier noch einige Erwägungen über die weitere Verknüpfung mit dem östlich anschliessenden Wurzelabschnitt anzufügen; es handelt sich dabei natürlich keineswegs um ein abschliessendes Urteil, denn dazu wären noch viele Begehungen zwischen dem Tessintale und dem Tal der Mera erforderlich.

Die Einmündung der Zone von Orselina in den südlichen Teil der Contra-Zone schreibt den angewiesenen Weg vor. Es ist der Marmorzug von Scalate, der als Niveau eine befriedigende Beständigkeit aufweist. Er führt uns erst an den birnförmigen Ophiolithstock von Gordola, der ihn unterbricht und nicht schlecht — nach westlichem Muster — in die Grüngesteinszone von Orselina — Antrona passt. Zu wiederholten Malen macht sich das Kalksediment in Bergrippen des Hanges über Roggia, Gaggiole, Cugnasco und Gudo bemerkbar und zielt in der Richtung Sementina auf die Marmore von Bellinzona-Artore, desgleichen weisen die sie begleitenden Amphibolite auf jene des Castello d'Uri innerhalb der Stadt Bellinzona. Höher im Gehänge sich findende, schichtmächtigere Marmorvorkommnisse (z. B. Val di Pesta, Val di Cugnasco, Mti. di Arborello [unterhalb]) sind ohne Zweifel mit dem Niveau von Vallone-Contra in Beziehung zu bringen, das wohl gegenüber Bellinzona (Tessinbrücke) den Talboden erreicht. Aber auch das Äquivalent der Zone von Locarno, deren Injektionsgneise sich in der Hügelrippe von Montedato-Riazzino abheben, unterstreicht den geradlinigen Verlauf

der unterschiedenen Zonen, die von der schwach angedeuteten nördlichen Ausbiegung bei Contra an wieder um einige Grade südwärts abbiegen, um dann von Sementina an stärker nach ENE zu tendieren.

Nachdem wir den Wurzelkeil der Mischabel-Decke und die ihr anliegende Antrona-Muldenzone bis ins Tessintal bei Bellinzona verfolgt haben, drängen sich nunmehr einige Bemerkungen über die weitergespannte regionale Korrelation auf. In seinen grosszügigen Parallelisationen von Ost und West hat R. STAUB wiederholt und mit Nachdruck auf die anscheinend schöne Kongruenz hingewiesen, welche zwischen der allgemeinen Lage und dem Baumaterial der Misoxer-Mulde im E und der Mulde von Antrona im W besteht (zuletzt 1937b). Gleichartige Deckenkomplexe haben diese Muldenteile überfahren und in vielfacher Gliederung sich über dieselben gelegt: im E das Deckenpaar der Tambo-Suretta, im W die so vielfach aufgespaltene Mischabeldecke. Hat nun unser Endpunkt in der Längswanderung dafür eine Bestätigung oder Ablehnung zur Diskussion gestellt?

Bei erster Überlegung schafft die Einführung der westlichen Muldenzone in die Gegend von Bellinzona eine gewisse Diskrepanz. Von Osten her wird die Einführung der vereinigten grisoniden Wurzel in den südlichen Abschnitt der Zone von Bellinzona befürwortet; hochpenninische Bauteile (Margna-Decke) wurzeln nach STAUB (1937a) zwischen den Marmoren von Sasso Marcio und Bellinzona–Mti. di Cò, mittelpenninische Einheiten liegen mit ihren Wurzeln nördlich davon. Demgegenüber beansprucht aber ein Mittelglied zwischen Tiefpenninikum und Mittelpenninikum, die Antrona-Muldenzone, nach unserer aus westlicher, longitudinaler Trassierung sich ergebenden Ortsbestimmung den zuvor für mittel-hochpenninisch gehaltenen Raum von Bellinzona.

Die Klärung dieser Frage kann hier nicht weiter behandelt werden, da ohnehin dafür eingehendere Feldstudien Vorbedingung sind. Eine Richtung für die Lösung mag nur angedeutet sein. Sollte nicht auf der Höhe von Bellinzona eine Spaltung oder ein Auseinanderstreben östlicher und westlicher penninischer Deckengruppen möglich sein? Die Annahme ist kaum zu umgehen, dass die Gneiszone von Arbedo, also der Wurzelteil der Tambo-Surettadecke, in Form der Injektionsgesteine der Zone von Mergoscia s. l. eine Schwenkung nach NW erleidet und in die Valle Maggia zielt, dort in Beziehung zur Coccozone tretend. Demgegenüber kommen von W her tieferpenninische Bauteile an diese Schwenkung heran; das von uns schon erwähnte flachgeschwungene Knie des Pzo. Ruscada des Centovalli ist nicht identisch mit dem schwungvollen Abbiegen des Pzo. Vogorno; es löst sich im E aus der äusseren Schale desselben los und strebt abweichend vom Vogorno — Maggia-Streichen nach Westen weg. Eine solche Aufteilung, die durch eine Spaltung in zwei auseinandergehende und ungleichwertige Wurzel- und Deckenelemente bewirkt würde, freilich aber erst durch Einzelbeobachtungen belegt werden muss, nähert sich einigermassen KÜNDIGS Annahme einer doppelten Wurzelzone (1936), ohne sich aber mit derselben zu decken.

Das Mittelpenninikum müsste nach dieser Überlegung über Bellinzona nach E streichen, käme dann aber in engster Pressung wieder in den Tessin-Raum zurück und würde von hier nach NW abschwenken; einer gleichen Ordnung würde sich auch die Grüngesteinszone einpassen, die nur in vereinzelten Amphibolitzonen erhalten ist. Im Innenraum dieser beiden Wurzelzonen läge, arg verschuppt und gepresst, das Schuppungsgebiet der Zone von Bellinzona (nördlicher Teil) mit ihren zahlreichen absetzenden Marmorzügen. Dies eine vage Skizzierung einer hypothetischen Vorstellung, die die Diskrepanz zu erklären versucht, die in der

Aussage enthalten ist, dass sich mittelpenninische Elemente im Norden und im Süden von Bellinzona vorfinden.

Neue Fragen tun sich also auf und drängen zu neuen Beobachtungen und Studien in Gebieten, deren Grundplan schon abgeklärt schien.

## Literatur


AMSTUTZ, A. (1950): *Sur les Pennides près de Domodossola.* Arch. Sci. *3*, Fasc. 3.

ARGAND, E. (1911a): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. Carte géol. Suisse [N. S.] 31.

– (1911b): *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les terrains environnants.* Mat. Carte géol. Suisse. Carte spéc. Nr. 64.

– (1934): *La zone pennique.* In: *Guide géol. de la Suisse.* Fasc. III/L.

BEARTH, P. (1939): *Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke.* Eclogae geol. Helv. *32*, Nr. 1.

– (1945): *Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke.* Schweiz. Min. petr. Mitt. *25*, H. 1.

BOSSARD, L. (1925): *Bau der Tessiner Kulmination.* Eclogae geol. Helv. *19*, Nr. 2.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1913, 1921, 1927): *Foglio Domodossola, Cannobio, Varallo.* Rilevamento part. da A. STELLA.

FORSTER, R. (1947): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno.* Schweiz. Min. petr. Mitt. *27*, H. 2.

GÜLLER, A. (1948): *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und Monte Rosa-Gruppe.* Eclogae geol. Helv. *40*, Nr. 1.

HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali, 1:200000,* Foglio E, Uff. cart. S.A.C.A.R.T.A., Milano.

HUANG, T. K. (1935): *Étude géologique de la région Weissmies-Portjengrat.* Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. nat. *60*.

KERN, R. (1947): *Zur Petrographie des Centovalli.* Helsinki, Oy Tilgmann.

KÜNDIG, E. (1934): *Umgebung von Locarno, Excursion Nr. 48/I.* In: *Geolog. Führer der Schweiz.* Basel, Wepf & Cie.

NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., und KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], Lfg. 52.

ROESLI, F. (1946): *Zur Frage der Existenz unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen.* Eclogae geol. Helv. *39*, Nr. 1.

STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], Lfg. 52.

– (1937a): *Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valteline, le Tessin et l'Ossola.* Comptes rend. somm. séances Soc. géol. France, Fasc. 1–2.

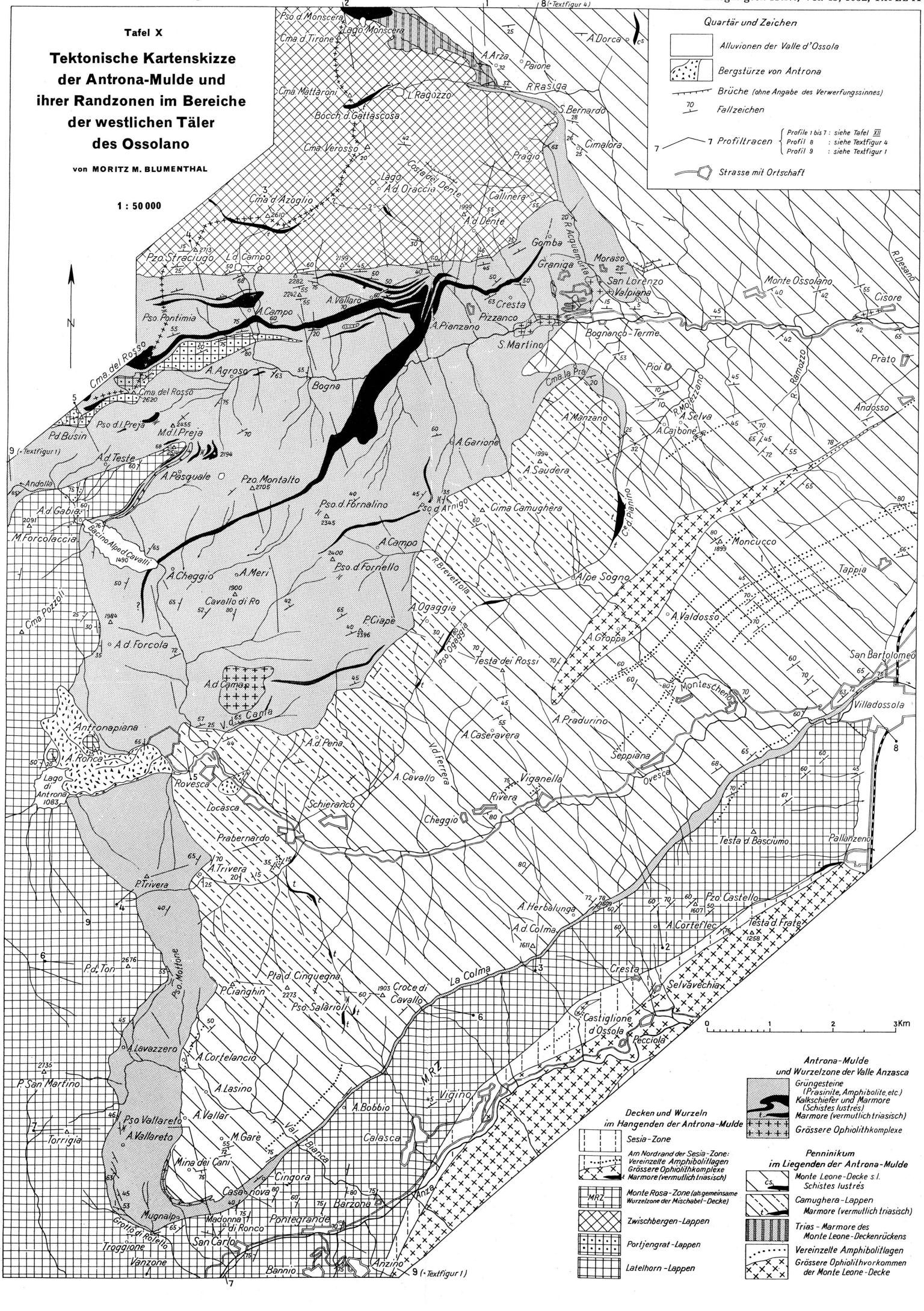
– (1937b): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich *32*.

TRAVERSO, ST. (1895): *Geologia dell Ossola.* Genova, Tipogr. Ang. Ciminago.

WALTER, P. (1950): *Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone.* Schweiz. Min. petr. Mitt. *30*, H. 1.

WANG, H. S. (1939): *Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Zone von Bellinzona.* Schweiz. Min. petr. Mitt. *19*.


Manuskript eingegangen am 8. Februar 1951


Tafel X
Tektonische Kartenskizze der Antrona-Mulde und ihrer Randzonen im Bereiche der westlichen Täler des Ossolano
von MORITZ M. BLUMENTHAL
1 : 50 000
Quartär und Zeichen
Alluvionen der Valle d'Ossola
Bergstürze von Antrona
Brüche (ohne Angabe des Verwerfungssinnes)
Fallzeichen
Profiltracen
Profile 1 bis 7 : siehe Tafel XII
Profil 8 : siehe Textfigur 4
Profil 9 : siehe Textfigur 1
Strasse mit Ortschaft
Antrona-Mulde und Wurzelzone der Valle Anzasca
Grüngesteine (Prasinite, Amphibolite, etc.)
Kalkschiefer und Marmore (Schistes lustrés)
Marmore (vermutlich triasisch)
Grössere Ophiolithkomplexe
Decken und Wurzeln im Hangenden der Antrona-Mulde
Sesia-Zone
Am Nordrand der Sesia-Zone: Vereinzelte Amphibolitlagen
Grössere Ophiolithkomplexe
Marmore (vermutlich triasisch)
Monte Rosa-Zone (als gemeinsame Wurzelzone der Mischabel-Decke)
Zwischbergen-Lappen
Portjengrat-Lappen
Latelhorn-Lappen
Penninikum im Liegenden der Antrona-Mulde
Monte Leone-Decke s.l.
Schistes lustrés
Camughera-Lappen
Marmore (vermutlich triasisch)
Trias-Marmore des Monte Leone-Deckenrückens
Vereinzelte Amphibolitlagen
Grössere Ophiolithvorkommen der Monte Leone-Decke
0 1 2 3 Km
Pso. d. Monscera
Lago Monscera
Cma. d. Tirone
A. Arza
Paione
A. Dorca
R. Rasiga
Cma. Mattaroni
L. Ragozzo
S. Bernardo
Bocch. d. Gattascosa
Cima Verosso
Cimalora
Pragio
Costa dei Dente
Lago
A. d. Oraccia
Cima d. Azoglio
Gallinera
A. d. Dente
Gomba
R. Acquamotta
Graniga
Moraso
San Lorenzo
Valpiana
Pzo. Straciugo
L. d. Campo
A. Vallaro
Cresta
Pizzanco
Monte Ossolano
Cisore
R. Desano
Pso. Pontimia
A. Campo
A. Pianzano
S. Martino
Bognanco-Terme
Cma. del Rosso
A. Agroso
Bogna
Cma. la Pra
Pioi
Prato
R. Mozzano
R. Ramozzo
Andosso
Pso. d. l. Preja
M. d. l. Preja
A. Manzano
A. Selva
A. Cajbone
Pd. Busin
A. d. Teste
A. Garione
A. Pasquale
Pzo. Montalto
A. Saudera
Andolla
A. d. Gabia
Pso. d. Fornalino
Pso. d. Arnigo
Cima Camughera
C. d. Panino
M. Forcolaccia
Bacino Alpe d. Cavalli
A. Campo
Moncucco
A. Cheggio
A. Meri
Pso. d. Fornello
Tappia
Cavallo di Ro
R. Brevettola
Alpe Sogno
Cma. Pozzoli
P. Giape
A. Ogaggia
A. Valdosso
A. d. Forcola
Pso. Ogaggia
A. Groppa
Testa dei Rossi
San Bartolomeo
A. d. Camer
Montes Chenos
Villadossola
Canta
Antronapiana
A. Pradurino
A. Caseravera
A. d. Pena
Seppiana
A. Ronca
Lago di Antrona 1083
Rovesca
A. Cavallo
Viganella
Ovesca
Rivera
Locasca
Schieranco
Cheggio
Prabernardo
Testa d. Basciumo
Pallanzeno
A. Trivera
P. Trivera
A. Herbalunga
Pzo. Castello
A. d. Colma
A. Cortefiec
Testa d. Frate
Pd. Tori
Pso. Mottone
Pta. d. Cinquegna
Croce di Cavallo
La Colma
Cresta
P. Cianghin
Pso. Salàrioli
Selvavechia
Castiglione d'Ossola
Pecciola
A. Lavazzero
A. Cortelancio
P. San Martino
A. Lasino
MRZ
Vigino
A. Bobbio
Pso. Vallareto
A. Vallar
A. Vallareto
Torrigia
M. Gare
Val Bianca
Calasca
Mina dei Cani
Cingora
Casa nova
Anza
Barzona
Mugnaloa
Madonna di Ronco
Pontegrande
Grotto di Rotello
San Carlo
Troggione
Vanzone
Bannio
Anzino
(→ Textfigur 1)
(→ Textfigur 4)

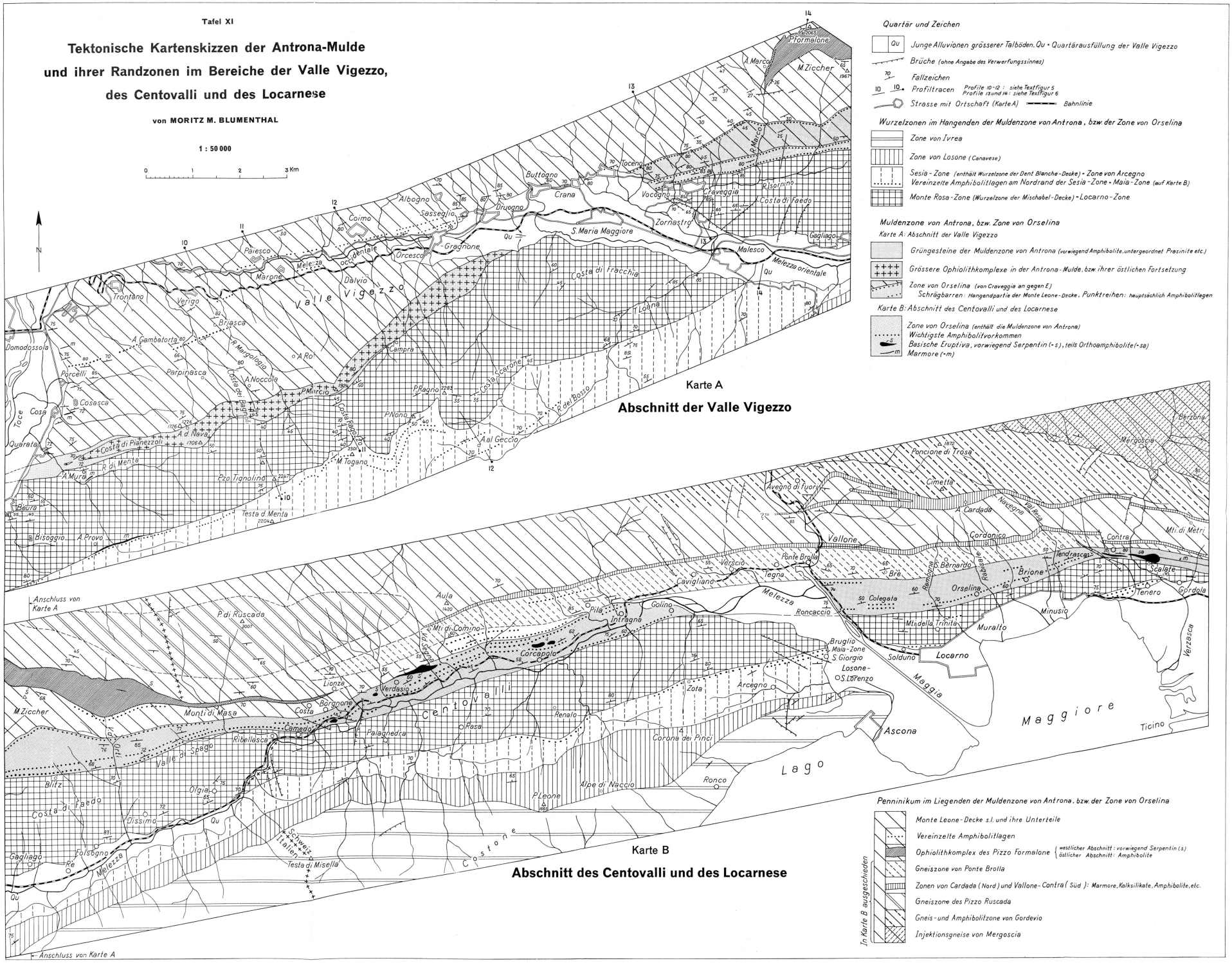
Tafel XI

# Tektonische Kartenskizzen der Antrona-Mulde und ihrer Randzonen im Bereiche der Valle Vigezzo, des Centovalli und des Locarnese

von **MORITZ M. BLUMENTHAL**

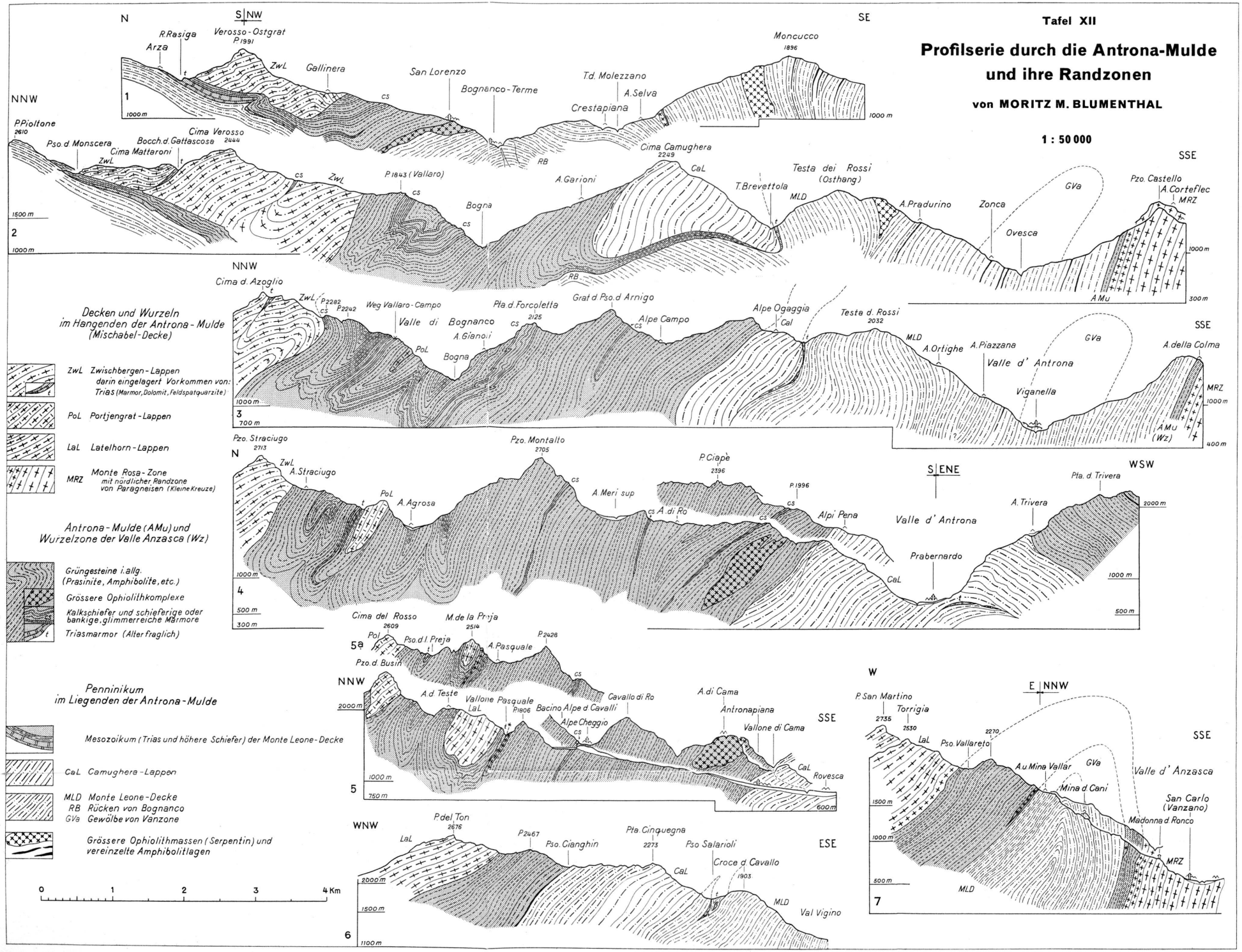
1 : 50 000

0 1 2 3 Km



**Tafel XII**

# Profilserie durch die Antrona-Mulde und ihre Randzonen

von **MORITZ M. BLUMENTHAL**

**1 : 50 000**